

EVOLUCIÓN TECTONOMAGMÁTICA DE LOS ANDES BOLIVIANOS

Néstor JIMÉNEZ¹, Shirley LÓPEZ-VELÁSQUEZ² y Reynaldo SANTIVÁÑEZ¹

¹ Instituto de Investigaciones Geológicas y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Mayor de San Andrés, casilla 14500, La Paz. E-mail: nestorjim94@yahoo.com

² Servicio Geológico y Técnico de Minas, casilla 2729, La Paz.

RESUMEN

Los Andes bolivianos ocuparon una posición de retroarco durante gran parte del Fanerozoico. En su evolución se reconoce una primera etapa, restringida al Paleozoico inferior, en la que hubo una gran transferencia de material sedimentario en la corteza superior, y una segunda en la que predominó el reciclaje de la masa cortical. A lo largo del Paleozoico inferior, una cuenca marina epicratónica se formó entre el cratón de Amazonia, el macizo Arequipa-Antofalla, y el macizo Pampeano funcionando inicialmente como cuenca de retroarco y luego como cuenca de antepaís hasta colmatarse en el Paleozoico superior. En este lapso ocurrieron tres etapas de deformación: La fase oclóyica (límite Ordovícico-Silúrico) de carácter restringido, la fase eohercínica (límite Devónico-Carbonífero), y la fase hercínica (Carbonífero Superior) también de influencia areal restringida. En el Mesozoico, se registraron aún breves incursiones marinas antes que en el Eoceno comience a edificarse una protocordillera. El solevantamiento general de toda la región centroandina, se inició en el Oligoceno Superior afectando al Altiplano y la Cordillera Oriental actuales. Este solevantamiento ocurrió en tres etapas limitadas por la formación de superficies de erosión datadas en 18 y 10 Ma. La ladera oeste de la Cordillera Oriental, denominada faja de Huarina, tuvo un rol muy importante en la evolución de la región centroandina. Además de cobijar a gran parte del magmatismo de retroarco, en esta faja ocurrió la mayor subsidencia de la cuenca paleozoica. En esta faja ocurrieron preferentemente durante el Mesozoico, procesos de rifting y de adelgazamiento litosférico. En el Paleógeno, la faja de Huarinas fue la primera en ser solevantada aislando la cuenca altiplánica del interior del continente, y durante el Oligoceno Superior, se constituyó en el cinturón retrocabalgante del orógeno. La deformación en el Altiplano y la Cordillera Oriental concluyó hace 10 Ma cuando se formó la superficie San Juan del Oro, al mismo tiempo que se iniciaba la deformación en la región subandina. La actividad magmática de retroarco en la faja de Huarina fue casi continua desde el Paleozoico hasta el Cuaternario. En cambio el arco volcánico se instaló en la frontera boliviano-chilena sólo en el Mioceno Inferior, hace 23-22 Ma. La actividad volcánica de retroarco llegó a su climax en el Mioceno Superior. Las características químicas de los magmas y la simultaneidad de las grandes erupciones a lo largo de la faja de Huarina, sugieren que es un solo proceso el que desencadenó este magmatismo de gran volumen. Se sugiere que este proceso es la delaminación litosférica del manto que provocó el ascenso de la astenosfera hasta la base de la corteza induciendo a su fusión en varios niveles.

Palabras clave: *Andes centrales; cuencas sedimentarias; magmatismo; fases tectónicas; transferencia de materia.*

ABSTRACT: *Tectonomagmatic evolution of the Bolivian Andes.* The Bolivian Andes remained in a retroarc position along most of the Phanerozoic. Its evolution can be divided in two major stages; in the first one, restricted to the early Paleozoic, a voluminous transfer of sedimentary mass in the upper crust occurred. In the second stage, recycling of the crustal mass predominated. In the early Paleozoic, an epicratonic marine basin formed among the Amazonia, Arequipa-Antofalla, and Pampean cratons. This basin changed from a retroarc-type to a foreland-type before it filled in the late Paleozoic. Along this interval, three deformation stages came to pass: the areally restricted Oclöyic phase (Ordovician-Silurian boundary), the Eohercinian phase (Devonian-Carboniferous boundary), and the Hercinian phase (Late Carboniferous) which was also areally restricted. In the Mesozoic, brief marine incursions occurred before a protocordillera began to build in the Eocene. The general uplift of the central Andes started in the Late Oligocene involving the present Altiplano and Eastern Cordillera. Three stages of uplift, separated by regional erosion surfaces of 18 and 10 Ma, can be recognized. The western side of the Eastern Cordillera, named the Huarina belt, played an important role in the evolution of the central Andean region. In this belt occurred most of the retroarc magmatism; also, the major subsidence of the Paleozoic basin was restricted to this belt. Along the Mesozoic, rifting processes and lithospheric thinning took place preferentially within the Huarina belt. In the Paleogene, this belt was the first to be uplifted separating the Altiplano basin from the rest of the continent, and, in the Late Oligocene, the belt became the backthrust zone of the orogen. Deformation in the Altiplano and Eastern Cordillera ended some 10 Ma ago, when the San Juan del Oro surface formed and the folding in the Subandean region began. The retroarc magmatic activity in the Huarina belt was almost continuous from Paleozoic to Quaternary. On the contrary, the volcanic arc arrived to the Bolivian-Chilean border only in the Lower Miocene, some 23-22 Ma. The retroarc volcanic activity reached the climax in the Late Miocene.

The chemical characteristics of the magmas and the huge simultaneous eruptions occurred in the Huarina belt are suggesting that only one deep process triggered this voluminous magmatism: lithospheric delamination of the the mantle which originated the rising of the asthenosphere up to the base of the crust driving the melting at different levels.

Keywords: *Central Andes, sedimentary basins, magmatism, tectonic phases, mass transfer.*

INTRODUCCIÓN

Los Andes bolivianos tienen un interés especial porque presentan exposiciones casi completas del registro sedimentario desde el Paleozoico inferior hasta el reciente. Las investigaciones realizadas en los últimos años sobre estos conjuntos sedimentarios, han llevado a la elaboración de síntesis regionales muy ilustrativas (Sempere 1995, Suárez-Soruco 2000) que han modificado enormemente las visiones clásicas de la geología de esta región. No obstante, estas síntesis no incluyen el análisis de las rocas magmáticas cuyo estudio aporta pautas importantes para reconocer los paleoambientes tectónicos y los procesos litosféricos profundos. La sedimentación y el magmatismo son los responsables de la transferencia de materia en la litósfera. La erosión y la sedimentación, si actúan por largos períodos, pueden transferir un gran volumen de masa rocosa de un lugar a otro en la corteza superior. Por su parte, el magmatismo es el proceso que acarrea materia desde el manto litosférico, y aún desde profundidades mayores, a la corteza. En el presente trabajo, se analiza la evolución geológica de los Andes de Bolivia en términos de transferencia de masa tanto de las áreas circundantes como del manto, y se trata de determinar la contribución relativa de cada una de las fuentes.

MARCO GEOLÓGICO

La región andina boliviana fue tradicionalmente dividida en las zonas morfoestructurales de Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental y Subandino, que describen la morfología de la región pero son inadecuadas para comprender la conformación estructural heredada de la orogenia andina. Las investigaciones realizadas en las últimas décadas recono-

cieron la existencia de zonas tecto-estratigráficas que reflejan la compleja estructura de esta región (Sempere *et al.* 1988). Estas unidades pueden modificarse cuando se toma en cuenta el magmatismo. En la figura 1 se presentan los cinco dominios tecto-magmáticos a los que se hará referencia en el presente trabajo. Estos son el arco volcánico o Cordillera Occidental, la cuña Altiplánica, la faja de Huarina, la faja de Cordillera Oriental, y la zona Subandina. En general, el límite entre estos dominios es de carácter tectónico, excepto para el arco volcánico o Cordillera Occidental. Algunos segmentos de la región que hoy ocupa la Cordillera Occidental fueron aparentemente áreas de aporte para las cuencas paleógenas del Altiplano. Pero, el arco volcánico en sentido estricto, adquirió su individualidad durante el Neógeno debido a la acumulación de depósitos volcánicos que también se derramaron hacia el borde occidental del Altiplano. La prolongada actividad magmática en el arco de más de 20 Ma, sugiere que ésta es una zona de debilidad cortical profunda. Sempere *et al.* (2002) propusieron que durante el Mesozoico, esta franja era parte de una zona distensiva que se extendió por el norte chileno y sur peruano. El dominio denominado cuña Altiplánica, tiene en gran parte a un núcleo granulítico del cratón Arequipa-Antofalla como basamento (Aitchison *et al.* 1995, Tosdal 1996). Esta unidad fue un área positiva durante el Paleozoico; aparentemente, sólo sus bordes este y sur sufrieron subsidencia periódica para formar parte de la cuenca marina paleozoica. Durante el Mesozoico y Terciario fue un área de sedimentación mayormente continental, y durante el Neógeno fue invadida localmente, y en forma esporádica, por el arco volcánico. Rodeando a la cuña Altiplánica por el este y por el sur se encuentra la faja de Huarina

que se extiende por la ladera occidental de la Cordillera Oriental y por el Altiplano sur. La parte cordillerana de esta unidad es la faja retrocabalgante generada durante la orogenia andina (McQuarry y deCelles 2001); en tanto que el Altiplano sur es una cuenca intramontana bordeada por dos cabalgamientos de vergencia opuesta (Baby *et al.* 1990). La faja de Huarina se interpreta como una zona de debilidad litosférica que durante el Paleozoico correspondió al área de mayor subsidencia de la cuenca marina y donde ocurrió todo el magmatismo coetáneo. En el Mesozoico, el eje de un *rifft* continental se desarrolló mayormente en el límite oriental de esta faja, y en el Cenozoico fue la primera porción de corteza en ser solevantada cobijando paralelamente a la mayor parte del magmatismo de retroarco de los Andes bolivianos (Jiménez y López-Velásquez 2008). La faja Cordillerana Oriental está esencialmente formada por rocas paleozoicas marinas plegadas. Durante el Mesozoico, ocurrió una escasa actividad magmática cerca del eje del *rifft* compartido con la faja de Huarina. En el Cenozoico, esta faja fue el primer retroarco que probablemente comenzó a ser solevantado en el Oligoceno Superior y que estuvo activo hasta el Mioceno Medio (Gubbels *et al.* 1993). Finalmente, el Subandino es el retroarco actualmente activo cuya deformación se inició en el Mioceno Superior. Durante el Mesozoico, la parte sur de esta faja cobijó un brazo del *rifft* continental ya mencionado (Sempere *et al.* 2002).

La historia geológica de los Andes bolivianos es un buen ejemplo del desarrollo de una región desde una cuenca marina altamente subsidente hasta una alta montaña en un régimen no colisional. Esta historia puede dividirse en cuatro grandes etapas. En la primera, espesas secuencias sedimentarias que registran la

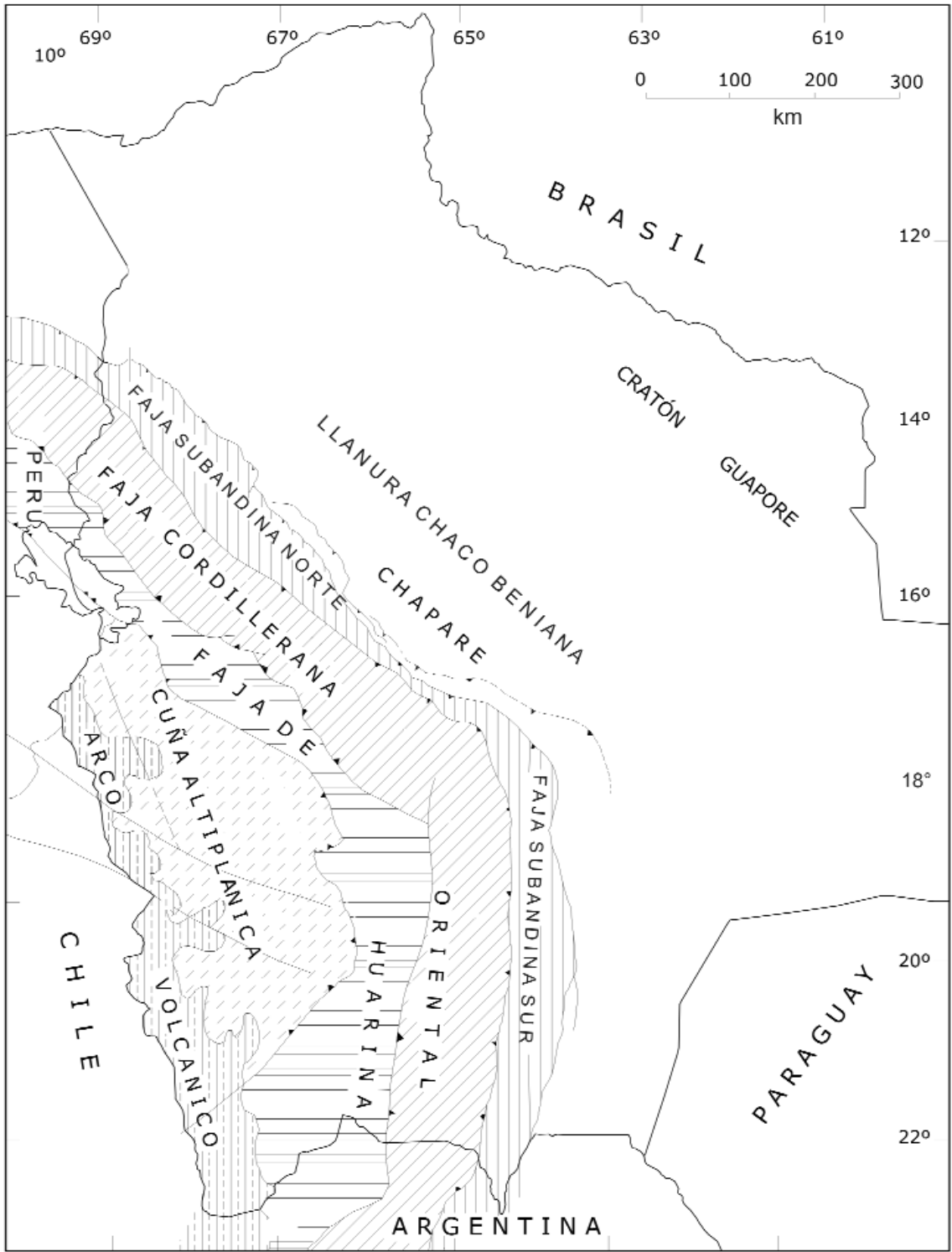


Figura 1: Dominios tecto-magmáticos de los Andes de Bolivia. Estos dominios responden a la configuración alcanzada luego de la orogenia andina, pero reflejan las heterogeneidades litosféricas preandinas.

evolución del borde occidental del Gondwana durante el Paleozoico inferior, se depositaron en una cuenca marina intracratónica con gran capacidad de subsidencia. Esta cuenca estaba situada entre los cratones de Arequipa-Antofalla, Ama-

zonía, y Pampeano. La segunda etapa, que se extendió del Paleozoico superior al Triásico Inferior, se caracteriza por la inestabilidad tectónica que provocó la transición de cuenca marina somera a cuenca continental. En la tercera etapa,

que abarca el período entre el Triásico Medio y el Paleoceno Superior, la región evolucionó desde un ambiente de *rift* intracratónico, en el que ocurrieron cortas transgresiones marinas, a una cuenca de antepaís completamente continental. En

la cuarta etapa, a partir del Eoceno, la región comenzó a ser solevantada dando origen a cuencas intramontanas y del tipo *piggy back*. Intercalando en estas secuencias, o intruyéndolas, se encuentran rocas magmáticas de composición diversa. En general, el magmatismo fue escaso en el Paleozoico, se incrementó durante el Mesozoico, y se tornó profuso en el Neógeno.

El conocimiento de la actual estructura de la litosfera por debajo de la región centroandina ha hecho progresos importantes en los últimos años. Las investigaciones geofísicas por gravimetría, métodos teleseísmicos e imágenes tomográficas han confirmado que el espesor de la corteza varía lateralmente entre 60 y 70 km, pese a que no existe un consenso general sobre su estructura interna (Schmitz y Kley 1997, Masson *et al.* 2000). Dos trabajos han puesto en evidencia la presencia de roca parcialmente fundida en esta corteza. Por una parte, Chmielowski *et al.* (1999) detectaron un gran cuerpo de magma en forma de sill en el Altiplano sur. El espesor de este cuerpo es de unos 800 m, y está situado a unos 19 km de profundidad. Por otro lado, Baumont *et al.* (1999) encontraron una zona de baja velocidad sísmica a unos 20 km de profundidad por debajo de la meseta de Los Frailes, la que se interpreta como un gran cuerpo de magma.

La litosfera del manto ha sido investigada por Dorbath *et al.* (1993) y Myers *et al.* (1998). Ambos trabajos pusieron en evidencia que el espesor del manto litosférico es variable. Myers *et al.* (1998) sugirieron que la litosfera mantélica por debajo de la faja de Huarina ha sido removida permitiendo que la astenosfera se acerque a la base de la corteza.

EVOLUCIÓN DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS

Proterozoico-Cámbrico Inferior

Las rocas más antiguas que afloran en los Andes de Bolivia se encuentran en el cerro Uyarani (Fig. 2), el que está compuesto por granulitas de textura gneílica in-

truidas por diques de anfíbolitas. Las numerosas dataciones dan a estas rocas una edad de aproximadamente 1.100 Ma que permite correlacionarlas con el macizo arequipeño. Tosdal (1996), mediante el estudio de las composiciones isotópicas de los clastos provenientes de este cratón que se encuentran en formaciones cenozoicas del Altiplano, ha determinado la relación geológica entre este macizo y el cratón amazónico desechando la idea de que aquel sería un bloque alóctono que dejó atrás Laurentia a fines del Proterozoico (véase por ejemplo, Wasteneys *et al.* 1995).

Al sur del lago Titicaca, se encuentra el Complejo Chilla (Fig. 2) compuesto por un conglomerado de aspecto masivo a groseramente estratificado en el que intercalan delgados bancos de areniscas, lutitas, y arcosas. Intrusiones de gabro y una colada de lava basáltica almohadillada completan este conjunto que en total tiene unos 100 m de espesor sin que aflore su base. Los conglomerados portan clastos subredondeados de cuarcitas, filitas, granitos rosados y gneises. Su matriz es arcillosa. La edad de este complejo es motivo de controversia. En ausencia de dataciones, se le ha asignado edades que varían, según el autor, desde Proterozoico Superior a Ordovícico Inferior sólo a base de analogías con diversos afloramientos. De acuerdo a correlaciones con afloramientos peruanos y chilenos, se acepta que la edad más probable sea proterozoica superior-cámbrica inferior (Díaz-Martínez *et al.* 2000).

En el extremo sur del país, se encuentra la Formación San Cristóbal, una secuencia de unos 800 m de espesor que está conformada por filitas, esquistos, y cuarcitas. Esta unidad se correlaciona con la Formación Puncoviscana del norte argentino cuya edad es proterozoica superior-cámbrica inferior (Keppie y Bahlbarg 1999).

El Paleozoico inferior

A partir del Cámbrico Superior, una cuenca marina se desarrolló en la actual región andina, donde se acumularon im-

portantes volúmenes de sedimentos siliciclásticos. Esta etapa es generalmente dividida en dos supersecuencias (Tacsara y Chuquisaca, Sempere 1995) o dos ciclos tectosedimentarios (Tacsariano y Cordillerano, Suárez-Soruco 2000).

La base de la espesa columna paleozoica aflora en dos localidades. En la primera, localizada en la región del Chapare, Cochabamba (Fig. 2), aflora el Grupo Limbo (Frankl 1959) de unos 3.000 m de potencia. La parte inferior del grupo está dominada por anhidritas con intercalaciones areno-limosas y carbonáticas hacia el tope (Brockman *et al.* 1972). Estas evaporitas serían las más antiguas de Sudamérica (Marquillas y Salfity 1991). Las numerosas fracturas que afectan a algunas de estas rocas fueron rellenadas por minerales de asbesto. Por encima se encuentran arcilitas silicificadas y conglomerados polimícticos que portan clastos de granitos, gneises, y cuarzo en una matriz arcósica. Éstas pasan transicionalmente a facies marinas de ambiente somero que portan restos de lóbulos de edad llanvirniana.

Un segundo afloramiento de rocas de esta edad, la Formación Camacho, se encuentra en Tarija como prolongación de los afloramientos que se encuentran en el norte argentino (Fig. 2). Se trata de una secuencia de unos 1.500 m de espesor que se inicia con depósitos continentales conformados por un conglomerado polimíctico, areniscas, y arcosas que yacen discordantemente sobre la Formación San Cristóbal. Hacia arriba, aparecen, en forma continua, espesos paquetes de areniscas con intercalaciones de lutitas subordinadas. Toda la secuencia es no fosilífera, por lo que su edad cámbrica superior-tremadociana inferior le fue atribuida sólo por su posición estratigráfica y correlación con unidades del norte argentino.

Sobre estos depósitos basales, se acumuló una espesa y a la vez monótona secuencia siliciclástica ordovícica de color gris, consistente mayoritariamente de limolitas y lutitas con intercalaciones de areniscas (Figs. 3b y d). Gradualmente

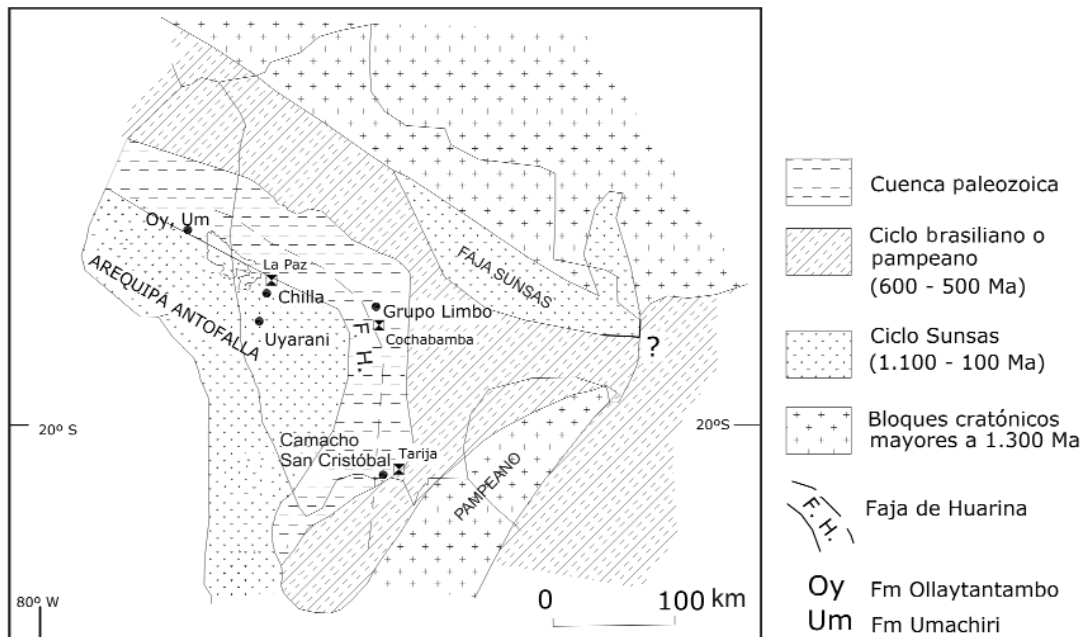


Figura 2: Elementos estructurales mayores del margen occidental del Gondwana durante el Paleozoico inferior. Este esquema muestra la cuenca marina intracratónica y sus áreas de aporte. Se ha incluido la ubicación de los afloramientos de las rocas más antiguas de la región descritas en el texto, los límites de la faja de Huarina, que es una zona de debilidad heredada desde el Proterozoico, así como la de los afloramientos de rocas volcánicas paleozoicas de la Formación Ollantaytambo y las capas Umachiri del sur de Perú.

hacia la parte superior, las areniscas se hacen predominantes. Este conjunto es conocido como la supersecuencia Tac-sara (Sempere 1995) cuyo espesor máximo alcanza los 5.500 m. Esta secuencia, se hace progresivamente más joven hacia el norte (Fig. 3a), donde el espesor alcanzaría sólo los 3.300 m (Bahlbarg *et al.* 2006). En toda la cuenca, la fauna fósil es predominantemente graptolífera y pertenece a la "provincia faunística atlántica" que restringe la edad de las rocas al Cámbrico Superior-Caradociano Medio. Según Díaz-Martínez *et al.* (2000) y Egenhoff (2003), estos sedimentos ordovícicos se depositaron en una cuenca de retroarco en estado distensivo cuya sección transversal tenía forma de U asimétrica, con el flanco oriental de menor pendiente que el occidental. Egenhoff (2003) sugiere que la presencia de un abanico de inundación de gran magnitud caracterizó a este flanco en la región de Tupiza, el que estuvo expuesto a intemperismo durante el Caradociano debido a una regresión importante.

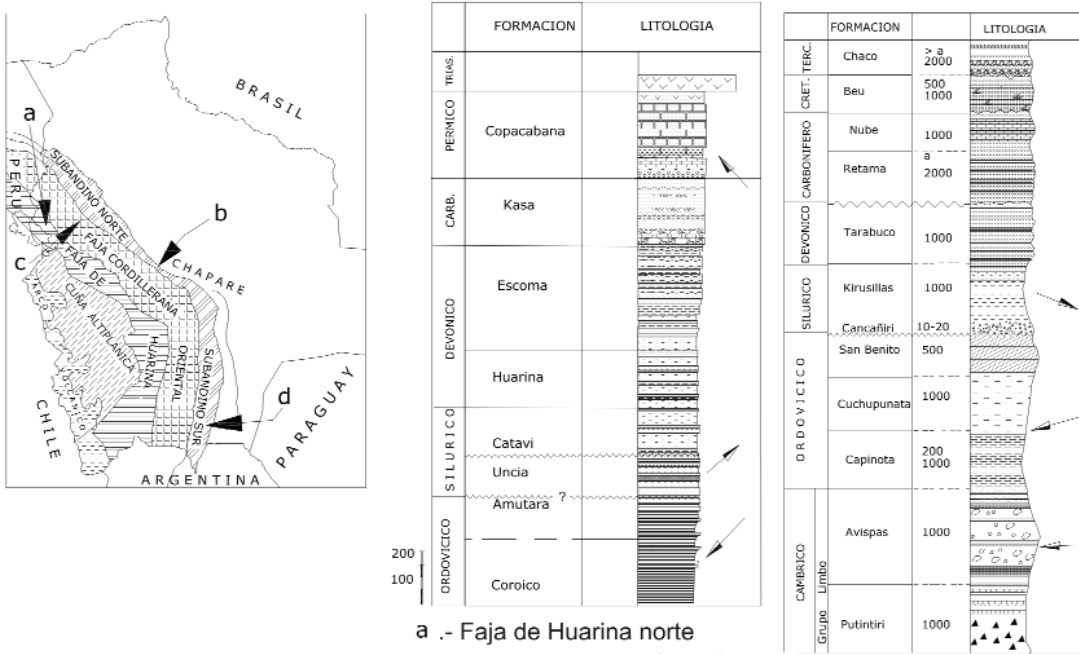
Una discordancia limita a esta secuencia en el segmento sur de la Cordillera Oriental donde a veces su parte superior ha sido erodada. Esta discordancia es atribuida a la fase tectónica oclóyica cuya

actividad se habría restringido a la región ubicada al sur del paralelo 20°S (Sempere 1995, Suárez-Soruco 2000). Por el contrario, en la porción norte de la cordillera, la secuencia está generalmente completa.

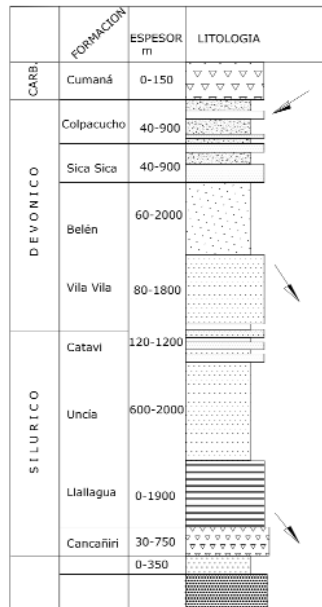
La sedimentación de la supersecuencia Chuquisaca ocurrió en una cuenca marina de antepaís muy subsidente cuya profundización se inició en el Caradociano Superior. Esta cuenca funcionó contemporáneamente a un arco volcánico desarrollado en el borde continental (Díaz-Martínez *et al.* 2000). En esta cuenca se depositaron los sedimentos pelíticos masivos de carácter euxínico de la Formación Tokochi de edad ashgiliana (Sempere 1995). El tectonismo regional coetáneo indujo a la inestabilidad de la cuenca marina (Laubacher *et al.* 1982, Díaz-Martínez *et al.* 2000) dando lugar a procesos de resedimentación, derrumbes, *slumps*, y turbiditas (Formación Cancañiri, Figs. 3b, c y d) en el margen occidental. La tasa de sedimentación durante el Ordovícico terminal y el Silúrico basal varía fuertemente de un margen a otro de la cuenca. En el margen occidental, el espesor de los sedimentos depositados en esta etapa alcanza localmente hasta 1.000 m (Díaz-Martínez 2005), en tanto que, en el mar-

gen oriental, sólo se registra un promedio de 20 a 30 m de potencia (Suárez-Soruco 2007). De igual modo, las litofacies presentan cambios laterales importantes, desde facies arenosas y limolíticas con abundante fauna de agua somera al oeste, hacia facies lutíticas mayormente graptolíferas al este (Laubacher *et al.* 1982). En el borde oriental, la Formación Cancañiri presenta, hacia el tope, niveles calcáreos de agua poco profunda (Miembro Sacta) con abundante fauna de edad llandoveriana a wenlockiana basal. Suárez-Soruco (2000) y Díaz-Martínez (2006) infieren la existencia de una cuenca con aguas más cálidas o templadas hacia el norte, que indica una situación de latitud media a alta para esta zona, en tanto que hacia el sur y oeste, se evidencia variación térmica gradual decreciente (Suárez-Soruco 2000). Por lo demás, la Formación Cancañiri, que juega un rol de nivel guía en toda la región, es el resultado de la deglaciación hirnantiana.

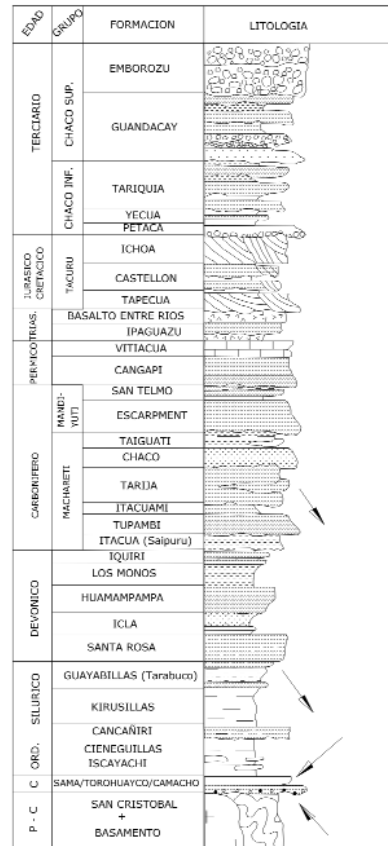
En el Silúrico Medio, la cuenca marina central se profundiza nuevamente permitiendo el despliegue de fauna planctónica como monograptidos y cefalópodos (Suárez-Soruco 2007). Las unidades suprayacentes a la Formación Cancañiri, tanto de la faja cordillerana oriental como de la



a.- Faja de Huarina norte López-Velásquez y Argandoña (2007) b.- Chapare, Brockman et. al.(1972).



c.- Cordillera Oriental, Diaz-Martínez (1998).



d.- Subandino sur, Moretti et al. (2002)

Figura 3: Columnas estratigráficas de varias regiones de los Andes bolivianos que muestran la dinámica de la sedimentación en las cuencas, especialmente del Paleozoico.

faja de Huarina, corresponden a facies de plataforma marina costa afuera (*offshore*)

que pasan a facies de shoreface distal en la que se incrementa significativamente la

fauna bentónica de edad ludlowiana. Dalenz-Farjat (1999) confirma para el Silú-

rico la influencia de fauna bohémica en el área de Cochabamba.

En el Silúrico Superior, las secuencias del sur de los Andes bolivianos, registran un evento transgresivo de *shoreface* distal que culmina con arenas progradantes de *fores-bore* azoicas de edad ludlowiana-pridolianna (Dalenz-Farjat 1999). Es destacable para esta región, un evento biótico reconocido por la presencia de plantas vasculares con similitudes florísticas entre latitudes altas del Gondwana y Laurasia ecuatorial (Edwards *et al.* 2001). En este intervalo, se desarrolla fauna endémica de aguas frías de la corriente malvinokáfrica (Silúrico hasta el Emsiano; Isaacson y Sablock 1990).

Durante el Devónico Inferior, dominan facies arenosas de ambiente costero. En el borde sur de la cuenca, se reconocen secuencias grano y estrato crecientes de facies de *shoreface*, con fauna predominantemente bentónica (*Scaphiocoelia boliviensis*) de edad lochkoviana a pragiana. Continúa la secuencia marina progradante de la Formación Belén, (Fig. 3c) con *Conularia quichua* y *Australospirifer hawkinzii* del Emsiano en la base, y chonétidos en los niveles superiores atribuidos al Eifeliano (Dalenz-Farjat 1999).

En el Devónico Medio, Eifeliano a Givetiano, las facies arenosas de las Formaciones Sicasica y Huamampampa (Figs. 3c y d) alcanzan 1.400 m de espesor. Esta secuencia continúa con un sistema deposicional marino transgresivo de agua poco profunda de plataforma distal, y culmina con facies marinas que contienen *Tropidoleptus carinatus* y *Globythiris*, que son formas alóctonas de la corriente faunística de la América Oriental. Esta asociación, junto a la remanente fauna malvinokáfrica, establecen la fauna post-malvinokáfrica.

En el Devónico Superior-Mississippiiano Inferior tomó lugar una fase tectónica denominada orogenia eohercinica que afectó mayormente al Perú central y norte de Chile (Isaacson y Sablock 1990). En territorio boliviano generó una discordancia y un débil metamorfismo que afecta especialmente a las rocas ordovíc-

cas en toda la actual Cordillera Oriental. Tawackoli *et al.* (1996) dataron por el método K-Ar la illita y sericita generadas por este metamorfismo obteniendo edades de 374 a 310 Ma. La importancia de esta fase tectónica radica en que, aparentemente, dio fin a la sedimentación casi exclusivamente marina que caracterizó a todo el Paleozoico inferior. En las secuencias posteriores a esta fase, los depósitos continentales son más frecuentes.

El Paleozoico superior

Una nueva etapa de sedimentación se inicia en el Fameniano-Tournasiano (Vavrdová *et al.* 1991, Grader *et al.* 2003), con depósitos resedimentados de origen tectónico y glacial, de extensión local, que reposan discordantemente sobre diferentes unidades del Paleozoico inferior. La influencia glacial equivale a las registradas en África y en los Apalaches (Díaz-Martínez 2004). La secuencia continúa con facies arenocalcáreas depositadas en ambiente de plataforma somera que progradan a facies deltaicas en el Tournesiano-Viseano. Por encima se encuentran facies pelíticas y psamíticas de extensión local, interpretadas como un pulso transgresivo que prograda a facies deltaicas y de llanura aluvial. Caracteriza a esta unidad la presencia de abundante vegetación de clima templado a cálido al norte de la faja de Huarina). Esta flora es una extensión hacia el sur del reino florístico de Paracas (Perú) en el que *Nothorbacopteris kellyabele-nensis* y *Triphylopteris boliviana*, de edad viseana tardía a serpukoviana temprana (Iannuzzi *et al.* 1998), son las más representativas.

Según Suárez-Soruco (2007), en el Carbonífero Superior (Namuriano-Westfaliano), producto de una significativa deformación tectónica por movimientos compresivos, tuvo lugar la formación del orógeno hercínico ó Protocordillera. Esta fase tectónica habría afectado principalmente al segmento norte de la actual Cordillera Oriental exponiendo las rocas a la erosión. En la parte sur de la Cordillera y el Subandino, esta deformación tectónica no se registra.

Suprayaciendo en discordancia a la secuencia anterior se encuentran facies arenocalcáreas marinas de desembocadura que pasan concordantemente a depósitos carbonatados de 400 a 530 m de espesor (Formación Copacabana del Pensilvania Superior a Artiskiano, Fig. 3a), de ambiente costero con cuatro pulsos transgresivos mayores (Grader *et al.* 2003) y abundante fauna de mar abierto. Es frecuente la presencia del braquiópodo *Neospirifer condor*, que es característico para el Pérmico de Sudamérica y Sudáfrica. Hacia el Subandino sur, el espesor de esta unidad disminuye al mismo tiempo que su base se hace progresivamente más joven.

Las cuencas de rift del Paleozoico superior-Mesozoico

A partir del Pérmico Superior, una vez que la región estaba ya emergida, ocurrieron dos etapas de *rifting* a lo largo de zonas de debilidad litosférica. La primera etapa tomó lugar entre el Pérmico Superior y el Triásico Superior, y la segunda durante el Cretácico. El *rift* permo-triásico desarrolló dos brazos, uno principal, a lo largo del límite de la faja de Huarina y la faja Cordillerana Oriental, y otro en el Subandino sur. El *rift* cretácico se superpuso sólo al brazo principal del anterior. Durante el Pérmico, un *rift* diacrónico comenzó a abrirse en Perú central prolongándose por Bolivia mayormente en el Triásico y el Jurásico (Sempere *et al.* 2002). En el sur del Perú, depósitos marinos restringidos se formaron durante una etapa precoz del *rift*, la que tomó lugar durante el Pérmico Superior-Triásico Inferior. En Bolivia, facies pelíticas y calcáreas (por ejemplo, Formación Vitiacua, Fig. 3d) serían las unidades depositadas en esta etapa. Los abanicos aluviales, depósitos fluvio-lacustres, y rocas volcánicas del Grupo Mítu del sureste peruano se consideran depósitos de *synrift* acumulados durante el Triásico Medio a Superior. En territorio boliviano, formaciones de origen fluvial y lacustre de 200 a 300 m de espesor, corresponden a esta etapa. Sobre estas formaciones se encuentran

unidades mayormente formadas por areniscas fluvio-eólicas que se consideran como depósitos de *post-rift*. De acuerdo con su localización, reciben diferentes nombres: Formación Ravelo en la Cordillera, Formación Beu en el Subandino norte, y Subgrupo Tacurú en el Subandino sur (Fig. 3b y d). Localmente intercalan basaltos y conglomerados con clasos de basalto retrabajado. Los espesores de estas unidades pueden superar los 1.000 m.

Condiciones distensivas prevalecieron también durante el Cretácico en la región andina boliviana, norte de Chile, y el noroeste argentino (Viramonte *et al.* 1999, Suárez-Soruco 2000). Las cuencas así generadas se rellenaron con sedimentos continentales y marinos al mismo tiempo que se emplazaban rocas magmáticas de clara signatura de intraplaca en volúmenes discretos. En Argentina, Marquillas *et al.* (2005) señalan que las unidades del Subgrupo Pírgua serían los depósitos de *synrift*, en tanto que el Subgrupo Balbuena correspondería a la sedimentación de *post-rift*. En Bolivia, el Grupo Puca de la cuenca de Potosí, y otras formaciones equivalentes depositadas en otras cuencas a lo largo de la Cordillera, se correlacionan con las unidades del noroeste argentino (Viramonte *et al.* 1999). Según Jacobshagen *et al.* (1998) estas unidades se depositaron en cuencas estrechas que se extendieron desde Perú hasta la región de Salta en Argentina.

Las unidades cretácicas de *synrift* de la cuenca de Potosí comienzan con areniscas fluviales que pasan hacia arriba a sedimentos lacustres mayoritariamente pelíticos y evaporíticos en los que intercala un horizonte constituido por margas y calizas marinas (Formación Miraflores). Los depósitos de *postrift*, depositados en una cuenca generada por subsidencia terminal o, alternativamente, en una cuenca de antepaís, se inician con un delgado nivel de caliza en la base y espesos sedimentos lacustres pelíticos hacia arriba. Por encima se encuentran las calizas y margas de la Formación El Molino que se depositaron en una cuenca lacustre con influencia

marina. Las dataciones radiométricas y por paleomagnetismo efectuadas por Sempere *et al.* (1997) dan a esta formación una edad maastrichtiana-paleógena inferior. El Grupo Puca culmina con la Formación Santa Lucía conformada por pelitas y areniscas finas fluviales paleocenas. Las tres unidades calcáreas de este Grupo parecen corresponder a períodos de alto nivel de aguas marinas de carácter global (Sempere 1995). Una superficie de erosión regional, que se manifiesta como una discordancia o en forma de paleosuelo, marca el final de este ciclo sedimentario (Sempere *et al.* 1997, Hampton *et al.* 2003).

La sedimentación durante el Paleógeno-Neógeno

Espesos depósitos continentales, cuya potencia supera los 6.000 m, se acumularon en el Altiplano y, en menor extensión, en la Cordillera Oriental. Estas secuencias clásticas faltan en grandes sectores de la Cordillera Occidental donde rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad mio-pliocena están cubriendo discordantemente a rocas paleozoicas y mesozoicas.

En el Altiplano, estos depósitos están compuestos por intercalaciones de areniscas y lutitas rojas, con frecuente presencia de evaporitas que indican un ambiente fluvial mal encauzado en el que ocurrían periódicas inundaciones y formación de lagunas. De acuerdo con su ubicación, estos depósitos reciben diferentes nombres (Fig. 4). Los análisis de paleocorrientes indican que las fuentes de los materiales se encontraban tanto al este como al oeste del Altiplano. Por lo tanto, en esta etapa, la parte cordillerana de la faja de Huarina había sido solevantada para constituir una protocordillera que aisló la cuenca altiplánica del resto del continente (Lamb *et al.* 1997, Sempere *et al.* 1997). En la Cordillera Oriental, estas secuencias comienzan con espesos conglomerados y areniscas de grano grueso (Lamb *et al.* 1997) que se habrían depositado en una cuenca de antepaís situada en la ladera oriental de la protocordillera, a varios centenares de kilómetros del arco volcá-

nico. Igual que en el Altiplano, formaciones al menos parcialmente equivalentes desde el punto de vista estratigráfico, reciben diversos nombres (Formación Cayara, Formación Bolívar, Formación Camargo, etc.).

Los datos de paleomagnetismo obtenidos por Sempere *et al.* (1997) sugieren que esta etapa de sedimentación se inició hace 58,2 Ma. No obstante, según estos autores, no todas las cuencas comenzaron a funcionar al mismo tiempo, encontrándose un fuerte diacronismo en la edad de los depósitos. La escasez de actividad volcánica en esta etapa y, por lo tanto, de rocas que se puedan datar, hace difícil la interpretación general de la evolución de este ciclo sedimentario. Una superficie de erosión regional marca el final de este ciclo que se prolongó hasta el Oligoceno Superior.

Secuencias volcanoclásticas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior

Un drástico cambio en la composición de los materiales sedimentarios ocurrió en el Oligoceno Superior, tanto en la gran cuenca del Altiplano como en las pequeñas cuencas de la Cordillera Oriental. Las dataciones existentes indican que este cambio tomó lugar hace aproximadamente 30 a 29 Ma, contemporáneamente al inicio del solevantamiento general y acortamiento de la corteza de toda la región centroandina (Ege *et al.* 2003), así como a un incremento de la velocidad de subducción de la placa oceánica (Pardo-Casas y Molnar 1987). Como consecuencia del solevantamiento, se formaron cuencas intramontañas y de antepaís. Aparentemente, al principio de este ciclo, no existía un arco magmático en el borde continental, puesto que las ignimbritas más antiguas datadas en el norte chileno dan edades de 25 Ma (García *et al.* 1999). Los sedimentos depositados en el Altiplano son predominantemente arenoconglomerádicos rojos, con facies pelíticas localmente importantes. Los conglomerados portan material basáltico retrabajado y a veces también clastos del basamento precámbrico. Por ejemplo, al sur

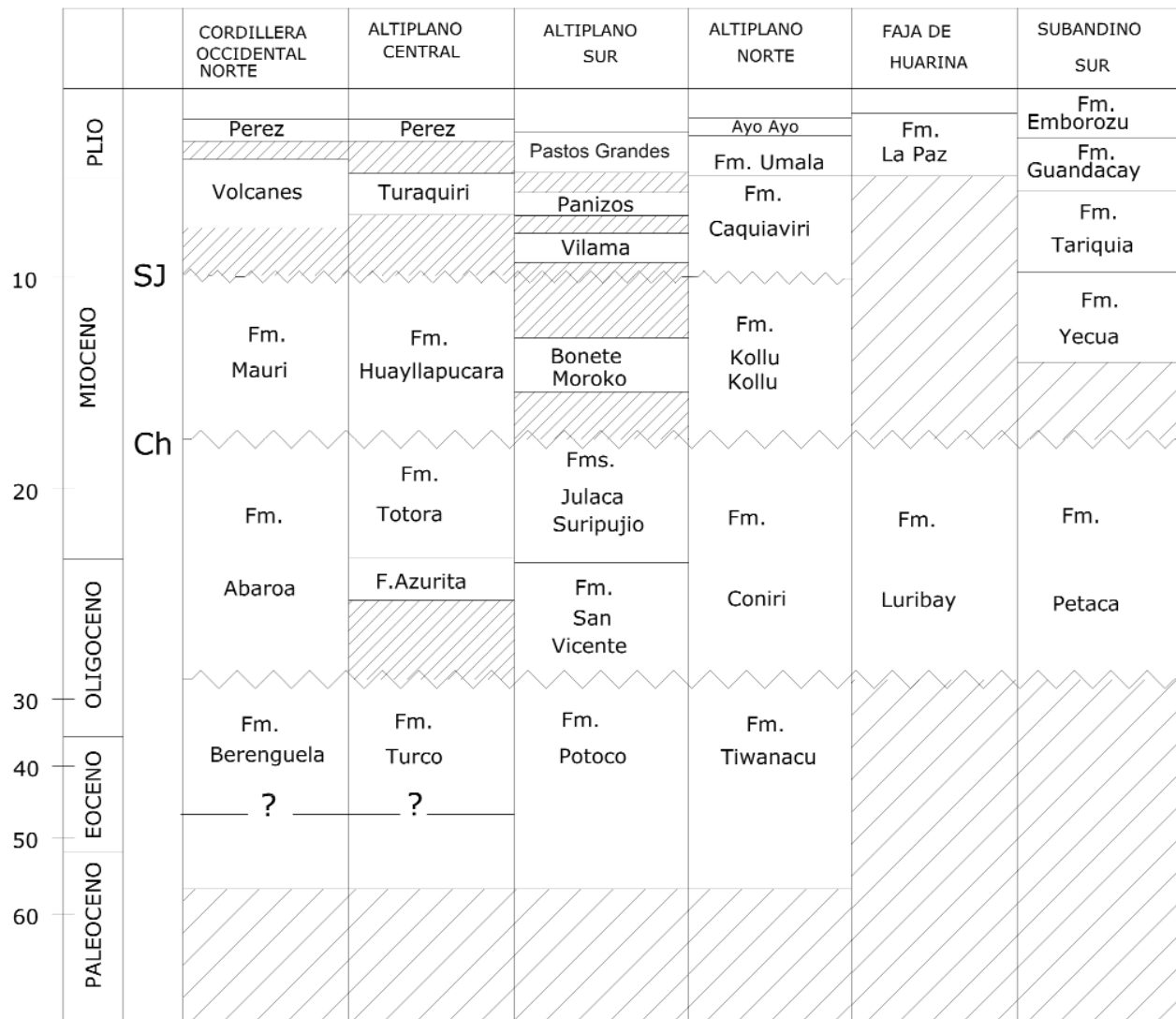


Figura 4: Cuadro de correlación de unidades formacionales del Paleógeno-Neógeno del Altiplano, Cordillera Oriental, y Subandino. Se incluyen las superficies de erosión regionales que generalmente marcan el final de un ciclo tectónico de deformación y el inicio de otro. SJ: superficie San Juan del Oro; Ch: superficie Chayanta.

de la región de Berenguela, en la base de la Formación Abaroa, se encuentra un conglomerado exclusivamente formado por clastos precámbricos (Flores *et al.* 1994). Estos sedimentos se depositaron en ríos meandriformes mal encauzados y zonas de inundación. En el límite tectónico Altiplano-faja de Huarina, se desarrollaron abanicos aluviales cuyos depósitos comienzan con gruesos conglomerados generalmente conformados por clastos paleozoicos y en menor proporción por clastos precámbricos (Formación Coniri, Formación San Vicente). Estos depósitos pasan hacia arriba a arenis-

cas y lutitas rojas poco consolidadas. Las dataciones obtenidas en horizontes tobáceos intercalados en los conglomerados, les proporcionan edades entre 30 y 28 Ma (Swanson *et al.* 1987, Sempere *et al.* 1990). Cuencas que se formaron en zonas de transtensión dentro de la Cordillera Oriental, recibieron depósitos volcánoclasticos que también dieron edades similares (Formaciones Luribay, Salla, Mondragón, y Tupiza; Hérail *et al.* 1993, Kennan *et al.* 1995, Resnikowski 2002). La cuenca de antepaís situada en el extremo oriental de la región solevantada, en el área que hoy ocupa el Subandino, fue

el lugar de depósito de espesas secuencias clásticas fluviales que se acumularon en los cursos de ríos meandriformes y entrelazados (Suárez-Soruco 2000).

Esta etapa tecto-sedimentaria se prolongó hasta alrededor de 18 Ma cuando una superficie de erosión regional (superficie Chayanta; Servant *et al.* 1989) se desarrolló truncando las secuencias antes descritas. Restos de esta superficie se encuentran en varios lugares del Altiplano, Cordillera Occidental y Oriental.

El Mioceno Medio a Superior

Otro cambio composicional de los sedi-

mentos ocurrió hace 18 Ma debido a la irrupción de un volcanismo piroclástico de carácter regional tanto en el arco volcánico como en el retroarco. Al parecer, en esta etapa de la evolución de la región, existían condiciones transpresionales puesto que se formaron grandes domos estructurales en el arco y otros más pequeños en el Altiplano y la Cordillera Oriental. Este ciclo se extendió hasta hace unos 10 Ma que es cuando se forma otra superficie de erosión regional, conocida como la superficie San Juan del Oro (Gubbels *et al.* 1993).

En el Altiplano noroccidental, en la frontera con Perú, se depositó la Formación Mauri conformada por material volcánico retrabajado e ignimbritas (Flores *et al.* 1994). En el Altiplano norte y central existían lagos donde se depositaron espesas secuencias pelíticas de color rojizo, frecuentemente yesíferas, entre las que intercalan areniscas y conglomerados fluviales. Son comunes los horizontes tobáceos que permiten datar estos depósitos entre 18 y 10 Ma (Evernden *et al.* 1977, Swanson *et al.* 1987). En el Altiplano sur, la actividad volcánica tuvo una mayor influencia en la sedimentación, por lo tanto, predominan las secuencias volcánicas (Baldellón *et al.* 1996).

En la Cordillera Oriental, las pequeñas cuencas intramontanas también recibían aportes volcánicos. Por ejemplo, en la cuenca de Tupiza, la Formación Nazareno, conformada por depósitos aluviales y fluviales, exhibe algunos horizontes tobáceos. Uno de ellos, ubicado cerca de su base, fue datado en alrededor de 18 Ma (Hérail *et al.* 1993a).

En la cuenca de antepaís ubicada en el borde oriental del orógeno, en la región ocupada actualmente por el Subandino, se formaron abanicos aluviales y cauces de ríos en los que se depositaron conglomerados, areniscas arcillosas, lutitas y limolitas. Estos depósitos también tienen influencia volcánica.

La sedimentación desde el Mioceno Superior

La superficie de erosión San Juan del Oro es un rasgo regional reconocible en

gran parte de la región andina boliviana y es correlacionable con superficies pedimentales formadas en la costa (Tosdal *et al.* 1984). Esta superficie aparece como pedimento y superficie de glacis cuando no está cubierta, como discordancia angular cuando fue cubierta por depósitos posteriores a su formación, y también como espeso paleosuelo. Luego de la formación de esta superficie, ocurrida hace aproximadamente 10 Ma, la deformación cesó en gran parte de la alta meseta de los Andes Centrales, en tanto que se iniciaba el plegamiento de la región subandina afectando a todos los sedimentos depositados en la cuenca de antepaís desde el Oligoceno (Gubbels *et al.* 1993). Por lo tanto, como la región subandina era incorporada a la faja plegada, la cuenca de antepaís coetánea, se trasladaba a su posición actual, la Llanura Chaco-beniana. En el Altiplano, y en menor extensión en el arco volcánico, se depositaron secuencias fluviales y lacustres poco consolidadas. Intercalando en estas secuencias son frecuentes los horizontes tobáceos y capas de ignimbritas, así como clastos de roca volcánica en los conglomerados. Las edades más antiguas suministradas por los horizontes tobáceos son de alrededor de 9 Ma (Evernden *et al.* 1977, Marshall *et al.* 1992).

En la Cordillera Oriental, se formaron algunas cuencas limitadas por fallas. En el norte, se depositó la Formación Cangallí, conformada por conglomerados y areniscas que portan oro aluvial. En la cuenca de La Paz, se desarrolló la formación homónima constituida por arenas, gravas, y arcillas depositadas en ambientes aluviales y lacustres. Una toba ubicada cerca de su base fue datada en alrededor de 5 Ma, en tanto que otra, ubicada cerca del tope, dio una edad de 2,2 Ma (Lavenue *et al.* 1989). En la cuenca de Tupiza se depositó la Formación Oploca que incluye una toba intercalada cerca de su tope, la que fue datada en 8 Ma (Hérail *et al.* 1993a). En la cuenca de antepaís situada en la Llanura Chaco-beniana, se depositaron secuencias aluviales que corresponden a abanicos y ríos entrelazados. Es de resal-

tar la presencia de la Formación Yecua, conformada por limolitas y arcillitas que sugieren un ambiente transicional entre aluvial y costero con influencia marina. Según Marshall *et al.* (1993), esta formación es el testimonio que dejó una incurción marina desde el sudeste debido a la inflexión de la corteza generada por la sobrecarga tectónica originada por el espesamiento cortical de la región cordillerana.

EVOLUCIÓN DEL MAGMATISMO

Magmatismo paleozoico

El magmatismo paleozoico está muy pobremente estudiado en Bolivia. Ávila-Salinas (1996) revisó las rocas ígneas paleozoicas, pero la falta de dataciones radiométricas pudo haber introducido algunos errores de apreciación. Así, algunas rocas intrusivas de edad mesozoica se interpretaron como paleozoicas. Rocas ígneas de indudable edad paleozoica afloran cerca del lago Titicaca y en la frontera con Argentina (Fig. 5).

La primera manifestación de actividad magmática en el Paleozoico, se encuentra en el cerro Chilla, situado al sur del lago Titicaca, donde Paton (1990) describió espesas lavas basálticas, en parte almohadilladas, e intercaladas en sedimentos arenoconglomerádicos. Los basaltos muestran un metamorfismo de facies de esquistos verdes. Pese a que Paton (1990) obtuvo edades K-Ar de 294, 280, y 278 Ma para estos metabasaltos, su edad más probable es paleozoica inferior-proterozoica superior (Díaz-Martínez *et al.* 2000, Jiménez y López-Velásquez 2008).

En el sur de la faja Cordillerana Oriental aflora el plutón de Mecoya-Rejará que es una extensión en territorio boliviano de la intrusión de Cañaní del noroeste argentino. Este plutón está emplazado en la Formación San Cristóbal y, según Aranibar-Riguera (1979), presenta dos facies de composición distinta: (1) Monzonita biotítica, algo cloritizada, y (2) granodiorita con hornblenda y biotita; esta última presenta textura cataclástica. Según Ra-

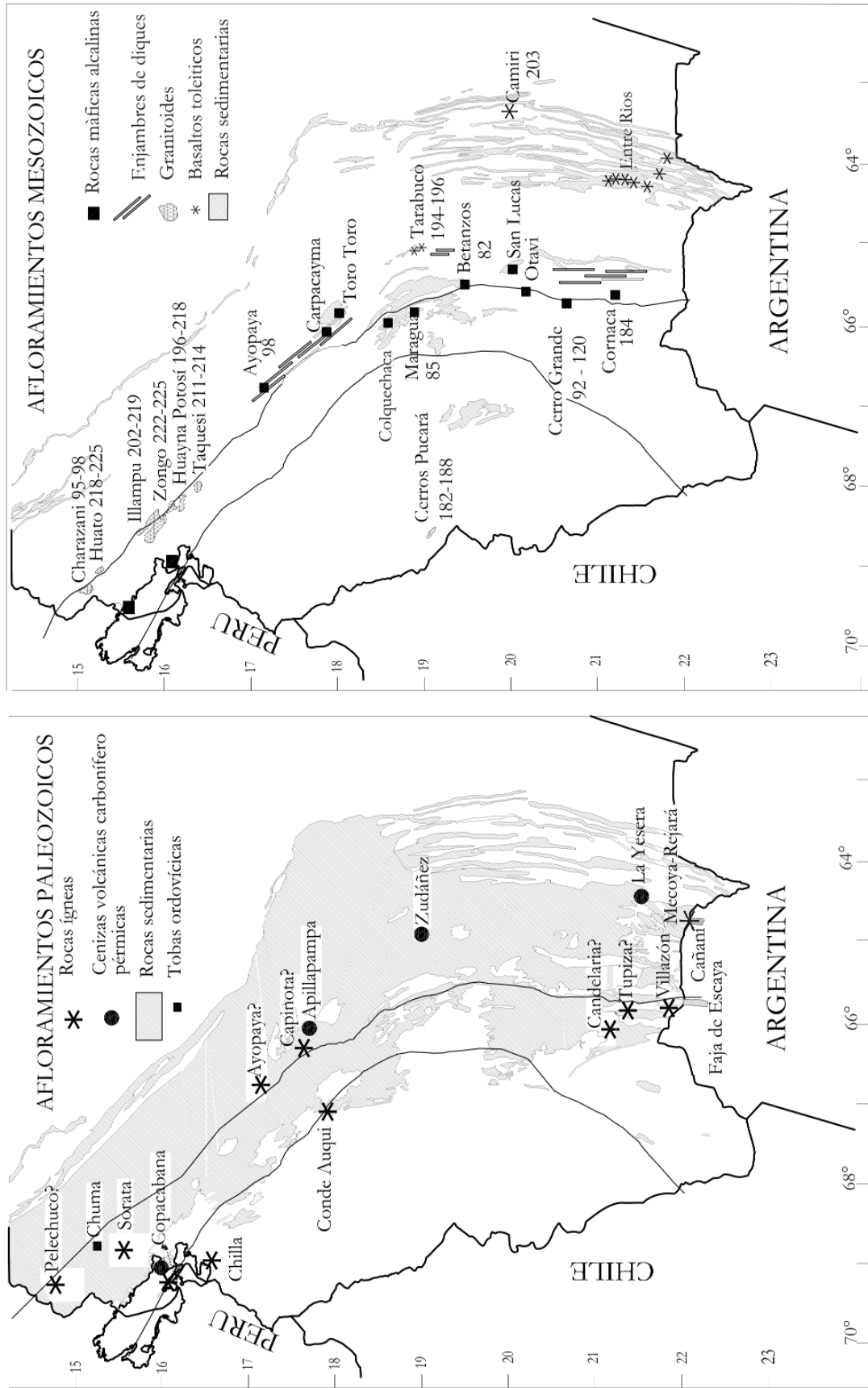


Figura 5: Rocas ígneas paleozoicas y mesozoicas que se encuentran en los Andes de Bolivia. El mapa de afloramientos de rocas Paleozoicas incluye la localización de algunas exposiciones mencionadas por Ávila-Salinas (1996) que no fueron confirmadas por trabajos posteriores (véase detalles en el texto). Los dos afloramientos señalados como Copacabana en este mapa incluyen a cenizas volcánicas permo-carboníferas y clastos de granitoides devónicos que se encuentran en formaciones carboníferas. Todas las cenizas permo-carboníferas son retrabajadas. La descripción de otros afloramientos se encuentra en el texto.

pela *et al.* (1992), la facies dominante en el lado argentino es la de granodiorita con hornblenda, pero también existe una facies de granito porfídico y otra de tonalita. Estos autores indican que la edad de esta intrusión es cámbrica; no obstante, Aranibar-Riguera (1979) aporta una edad K-Ar de 141 Ma que Sempere *et al.* (2002) interpretan como el resultado de un evento térmico provocado por el emplazamiento de diques doleríticos en el plutón durante el Mesozoico.

La actividad volcánica fue recurrente durante el Ordovícico en esta parte de los Andes. Bahlburg *et al.* (2006) describen tobas hidroclásticas y epiclásticas de composición básica a intermedia, y de edad tremadociana-arenigiana, en el sur peruano (Formación Ollantaytambo y las capas Umachiri, véase Fig. 2). En la Cordillera Oriental norte, recientemente fueron encontradas tobas lenticulares de composición intermedia intercaladas en la Formación Coroico de edad llanvirniana (J.L. Argandoña, com. pers.). En esta misma región, cerca de la población de Sorata, Tistl (1990) describió lavas almohadilladas espilitizadas y sills que intercalan cerca de la base de la Formación Amutara del Caradociano. En el sur del país, en las inmediaciones de la población de Villazón, afloran rocas ígneas que parecen formar parte de la prolongación hacia el norte de la "faja eruptiva oriental" o faja de Escaya que tiene un amplio desarrollo en el noroeste argentino (Coira *et al.* 1999).

Las evidencias de actividad magmática en el Devónico corresponden a unos rodados de granito, datados por el método U-Pb, y rocas porfídicas de composición intermedia que se encuentran en la Formación Cumaná del Carbonífero que aflora en las inmediaciones del lago Titicaca. Puesto que clastos parecidos se encuentran también en las formaciones carboníferas del Subandino, Díaz-Martínez (1998) sugirió que todos ellos podrían provenir de un basamento cristalino que habría estado expuesto durante el Paleozoico superior en el área actualmente ocupada por la Cordillera Oriental norte.

Capas de tobas retrabajadas se encuentran con cierta frecuencia en las secuencias del Paleozoico superior. Las más antiguas se han registrado en el sur, intercaladas en sedimentos de edad bashkiriana a artinskiana (Isaacson, com. pers.). A lo largo de la faja Cordillerana Oriental y la faja de Huarina, se presentan niveles de tobas retrabajadas en la Formación Copacabana. Los niveles más antiguos corresponden al Bashkiriano a Moscoviano del Carbonífero Superior (Pensilvaniano Inferior a Medio) (Grader *et al.* 2003).

Magmatismo mesozoico

La mayor parte del magmatismo mesozoico ocurrió a lo largo de la faja de Huarina donde las rocas muestran una clara variación de edad de más antigua a más joven conforme se va de norte a sur (Fig. 5). Estos afloramientos coinciden con el eje mayor del *riff* mesozoico (Sempere *et al.* 2002, Jiménez y López-Velásquez 2008) que se prolonga al noroeste argentino (Viramonte *et al.* 1999). Un brazo menor se formó en el Subandino sur el que es conocido como el brazo de Entre Ríos (Sempere *et al.* 2002). Además de estas exposiciones, existe otra de carácter local en la Cordillera Occidental, al pie del volcán Cuaternario Tata Sabaya (Sempere 1996, Jiménez *et al.* 2000).

En la faja de Huarina, las rocas más antiguas son los plutones de la Cordillera Real (norte de la faja) cuyas composiciones varían entre granitos, sienogranitos, monzogranitos, granodioritas y tonalitas, generalmente todos ellos de dos micas (Sugaki *et al.* 1988, Avila-Salinas 1990, Farrar *et al.* 1990, Gorinova *et al.* 2006). En algunos de estos plutones se distingue una facies fuertemente foliada y otra débilmente foliada a masiva. Las edades K-Ar obtenidas por McBride *et al.* (1983), especialmente en las facies no foliadas, varían de 225 a 195,4 Ma (Triásico-Jurásico Inferior). Dos edades U-Pb en circones de 222,2 y 225,1 Ma suministradas por Farrar *et al.* (1990) para el plutón de Zongo confirman los datos anteriores e indican que ambas facies son contemporáneas. Ocasionalmente, algunas mues-

tras del gran plutón de Illampu dieron edades K-Ar pérmicas que son similares a las que Kontak *et al.* (1985) y Paton (1990) determinaron para los basaltos del cerro Chilla. Estas edades sugieren que estos plutones comenzaron a emplazarse en la corteza superior en el Paleozoico superior, contemporáneamente al magmatismo del Grupo Mitu. Por otra parte, no obstante que la edad triásica de estos plutones parece bien establecida, McBride *et al.* (1987) y Farrar *et al.* (1990) obtuvieron un amplio rango de edades más jóvenes que varían de 180 a 37 Ma con un pico de 39 Ma. Estos autores demostraron que estas edades son el resultado de la acción de repetidos eventos tectono-termales que ocurrieron durante el Mesozoico y el Paleógeno provocando la pérdida de Ar de las micas.

Pequeños intrusivos de edad jurásica y cretácica, expuestos en la Cordillera Real, confirman que la actividad magmática fue casi continua en esta parte de la faja de Huarina. Diques andesíticos datados por McBride *et al.* (1983) y Argandoña y Vargas (2004) dieron edades de 175,5 (Jurásico Medio) y de 83,8 a 78,8 Ma (Cretácico Superior). Argandoña y Vargas (2004) también dataron la parte oriental del complejo ígneo Charazani constituido por una riodacita porfídica intrusiva. Las edades K-Ar obtenidas son de 97,7 y 94,9 Ma.

Al sur del paralelo 17°S, afloran únicamente *sills*, diques, y pequeñas intrusiones de composición mayoritariamente máfica y de edad jurásica y cretácica. Los afloramientos más extensos están constituidos por enjambres de diques regionales que, en gran parte, se encuentran en la faja Cordillerana Oriental, muy cerca del límite con la faja de Huarina, y emplazados mayormente en rocas paleozoicas. También se han descrito *sills* y flujos de lava intercalados en sedimentos mesozoicos que se preservaron formando amplios sinclinales. La provincia alcalina de Ayopaya, estudiada por Schultz *et al.* (2004), incluye a la única ocurrencia de carbonatitas de los Andes bolivianos. Estas rocas ocurren como pequeñas intru-

siones y diques junto con diques y diatremas de kimberlita, melililita y nefelinita e intrusiones de sienita/foyaíta a ijolita emplazadas en rocas paleozoicas. Dataciones K-Ar en flogopita efectuadas por Kennan *et al.* (1995) y Schultz *et al.* (2004) dan edades variables de 100,7 a 97,7 Ma para esta provincia. Intrusiones de sienita, melililita, melanefelinita, y rocas ultramáficas, a las que se añaden flujos de lava e intrusiones de fonolita, fueron descritas en la base de la secuencia mesozoica del sinclinal de Toro Toro (Iriarte *et al.* 2004, Jiménez y López-Velásquez 2008). Las dataciones preliminares indican que este complejo se formó durante el Aptiano-Albiano (M. Fornari, com. pers.). En otros sinclinales, como Maragua, Betanzos, y San Lucas, sólo se han descrito flujos de basalto intercalados en sedimentos mesozoicos. Las dataciones K-Ar existentes indican edades de 90,6 a 82,5 Ma (Evernden *et al.* 1977, Tawackoli *et al.* 1999) para estas rocas. El complejo alcalino de Cerro Grande, constituido por gabros alcalinos y sienitas, fue datado por el método K-Ar en 92,4 Ma en hornblenda por Santiváñez *et al.* (1996) y en 120 Ma en biotita por Tawackoli *et al.* (1999). Estas edades sugieren que este complejo se formó al menos en dos etapas de intrusión. Más al sur, en el área de Cornaca, Tawackoli *et al.* (1999) obtuvieron una edad K-Ar de 184 Ma para un dique de basanita que ocurre junto con brechas ultramáficas y *pebble dykes*. Viramonte *et al.* (1999) describieron rocas ígneas de edad cretácica en el norte argentino indicando que el *rift* mesozoico se extendió hasta esa región.

Las rocas ígneas de la rama de Entre Ríos fueron descritas por Soler y Sempere (1993) y Bertrand *et al.* (2005). Se trata de basaltos, doleritas, y gabros que se presentan en forma de flujos de lava y *sills* que intercalan en areniscas continentales de edad triásica y jurásica. Las lavas parecen estar restringidas al extremo norte de la faja, y muestran estructura almohadillada. Tanto *sills* como lavas están algo alterados. La edad Ar-Ar de estas rocas varía de 194,6 a 203,7 Ma. Por su edad y sus

características geológicas y geoquímicas, Bertrand *et al.* (2005) las relacionan a la *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP, véase Marzoli *et al.* 1999).

Una faja de colinas de baja altura (cerros Pucara, Fig. 5) de unos 7 km de largo y constituida por granitoides de composición monzonítica moderadamente alterados aflora al pie del volcán Tata Sabaya (Jiménez *et al.* 2000). Esta faja tiene un rumbo noroeste paralelo al rumbo de otras estructuras regionales. Los granitoides son de color rosado pálido, se encuentran débilmente sericitizados y cloritizados, y afectados por un fracturamiento de moderado a intenso. Están parcialmente cubiertos por conglomerados de probable edad oligocena superior que portan clastos de andesita porfídica y de los mismos granitoides infrayacentes. No está expuesta la roca hospedante. Sempere (1996) proporcionó dos edades K-Ar de 181,6 y 188,1 Ma; por lo tanto, la edad de estos plutones sería jurásica.

El magmatismo cenozoico de retroarco

La roca ígnea cenozoica más antigua de la región andina boliviana es parte del complejo Charazani ubicado en el extremo norte de la faja de Huarina (Fig. 6). La porción occidental de este complejo está compuesta por flujos de lava masiva de composición riolítica. Característicamente, estas lavas tienen una brecha basal que porta anomalías de uranio. Los flujos sobreyacen discordantemente a calizas pérmicas pero su relación con la parte intrusiva cretácica del complejo no es clara. Argandoña y Vargas (2004) proporcionaron las edades K-Ar de 56,8 y 47,1 Ma para estos flujos de lava. Ocasionalmente, edades eocenas se obtuvieron también en algunos intrusivos plutónicos de comprobada edad oligocena superior (Schneider y Halls 1985, Kennan *et al.* 1995). Estas edades sugieren que los plutones se emplazaron durante el Eoceno en la corteza superior, en tanto que las edades más jóvenes corresponderían a un rápido enfriamiento de estos intrusivos debido a la acelerada erosión de su cobertura pro-

vocada por el solevantamiento de toda la región centroandina a fines del Paleógeno (Jiménez y López-Velásquez 2008).

En el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, dos fajas discontinuas de rocas magmáticas se formaron en los Andes bolivianos (Soler y Jiménez 1993, Jiménez *et al.* 2006). Una de ellas, se desarrolló en el Altiplano norte prolongándose por el Altiplano central y sur, y localmente también por el sur de la Cordillera Oriental. Las rocas que conforman esta faja son basaltos y andesitas de afinidad alcalina que reciben diversas denominaciones (Fig. 6). Estas rocas ígneas se presentan como *sills*, diques, intrusiones, y flujos de lava que se exponen en medio de secuencias volcánicas contemporáneas. Las dataciones K-Ar y Ar-Ar más confiables restringen la edad de este magmatismo a 27-22 Ma (Kusssmaul *et al.* 1975; Fornari *et al.* 1993, Hérial *et al.* 1993a, Kennan *et al.* 1995). Algunas edades más jóvenes suministradas por Lavenu *et al.* (1989) para las lavas de la Formación Abaroa o su equivalente, el miembro 2 de la Formación Mauri, son atribuidas a eventos tectónicos provocados por la actividad magmática posterior (Flores *et al.* 1994). La otra faja se desarrolló casi enteramente en el borde oriental de la faja de Huarina. La constituyen granitoides plutónicos que intruyen rocas paleozoicas plegadas (Illimani, Quimsa Cruz, Santa Vera Cruz, Kumurana), pórfidos de cuarzo alterados (Coriviri, San Pablo), y tobas y lavas que intercalan en conglomerados sintectónicos del área de la ciudad de La Paz, las que son conocidas como Volcanitas Cohoni (Resnikowski 2002). Pese a que sus composiciones varían ampliamente, las rocas intermedias son las que predominan (granodioritas, dacitas, y andesitas). Las edades, mayormente K-Ar, varían de 28,4 a 22,8 Ma (Evernden *et al.* 1977, McBride *et al.* 1983, Schneider y Halls 1985, Sugaki *et al.* 2003). Posteriormente, se formaron varios pequeños centros volcánicos a los que, no obstante, estaban asociados importantes depósitos polimetálicos, como es el caso del complejo de domos de Colquechaca (Grant *et al.*

1979). La primera gran erupción piroclástica del retroarco ocurrió hace 20 Ma dando origen a la caldera de Kari Kari (Francis *et al.* 1981, Schneider y Halls 1985).

En el Mioceno Medio, la localización del magmatismo de la faja de Huarina cambió hacia su límite occidental extendiéndose localmente a la cuña Altiplánica (Fig. 7). Desde la región del lago Titicaca hasta la latitud de la ciudad de Oruro (~18°S), varios pequeños centros intrusivos y volcánicos están controlados por las estructuras regionales que sirven de límite entre ambos dominios tectomagmáticos. Las rocas que componen estos centros son generalmente dacitas y andesitas porfídicas. Las intrusiones de Korikollo y Oruro eran portadoras de importantes depósitos mineralizados. En esta región, dos centros volcánicos aislados están constituidos por lavas oscuras diferentes a las que conforman las demás ocurrencias. Se trata de Sanu Pucara y Vila Vila, el primero conformado por lavas de absarokita (basalto shoshonítico) y el segundo por lavas shoshoníticas (Redwood y Macintyre 1989, Hérail *et al.* 1993b). Más al sur, la meseta volcánica de Los Frailes tiene una larga y compleja historia que incluye ignimbritas dacíticas, riódacíticas, y andesíticas cuyas edades varían de 16 a 12 Ma (Schneider y Halls 1985, Leroy y Jiménez 1996). La caldera de Porco (Cunningham *et al.* 1994) es la fuente de las ignimbritas Cebadillas de la parte sur de la meseta (Fig. 7). Las fuentes de otros depósitos piroclásticos no se conocen porque fueron cubiertas por la actividad volcánica posterior. Lavas y cuerpos intrusivos de composiciones similares a las de las ignimbritas también se originaron en esta etapa. Uno de ellos, el cerro Rico de Potosí, es conocido mundialmente por su mineralización argento-estañífera (Cunningham *et al.* 1996). En la parte sur de la faja de Huarina, otros centros magmáticos mineralizados fueron datados, generalmente por el método K-Ar, dando edades del Mioceno Medio. Con excepción de Tazna, todos los otros son centros volcánicos constituidos por lavas e ignimbri-

tas riódacíticas, dacíticas y andesíticas (Grant *et al.* 1979, Fornari *et al.* 1993).

Aparentemente, entre 10 y 9 Ma hubo una pausa en la actividad ígnea de la faja de Huarina. En este lapso de tiempo, se formó la superficie de erosión San Juan del Oro (Gubbels *et al.* 1993).

A partir del Mioceno Superior, las erupciones piroclásticas de gran volumen construyeron los grandes campos volcánicos del retroarco centroandino. En el sur peruano, se encuentra Macusani constituido por ignimbritas riolíticas de 10,5 a 4,2 Ma (Pichavant *et al.* 1988). Varios kilómetros al sur, en el área de inflexión de las estructuras regionales del oroclino boliviano, se formaron las mesetas de Morococala y Los Frailes, y en el sudoeste de Bolivia, norte chileno, y noroeste argentino, se encuentra el complejo volcánico Altiplano-Puna (APVC por sus siglas en inglés, de Silva *et al.* 2006) que en parte se desarrolló en una posición de retroarco (Fig. 8).

La meseta de Morococala está conformada por tres ignimbritas cuyas fuentes son las calderas de Tankha Tankha y Condoriri (Koeppen *et al.* 1987, Morgan VI *et al.* 1998). Según los datos Ar-Ar, la más antigua tiene 8,4 Ma y su composición es de riolita con andalucita; la segunda hizo erupción hace 6,6 Ma y su composición también es de riolita pero con cordierita como mineral accesorio; la tercera ignimbrita, de 6,2 Ma, es una cuarzolita. Laveno *et al.* (1989) dataron por el método K-Ar los flujos de lava y domos de la etapa resurgente de la caldera Tankha Tankha entre 6,4 y 5,8 Ma.

En la meseta de Los Frailes, cuya complejidad es mucho mayor, la actividad magmática del Mioceno Superior edificó los centros de Livichuco y Condornasa. El complejo volcánico de Livichuco es una caldera resurgente del tipo *downsag* conformada por ignimbritas dacíticas y andesíticas. Fue datado mediante el método K-Ar por Evernden *et al.* (1977) y Jiménez *et al.* (1997) entre 8 y 7,2 Ma. Una reactivación tardía, ocurrida hace 3-2,9 Ma, dio origen al domo volcánico del cerro Toro (Jiménez *et al.* 1997). El cen-

tro volcánico Condornasa está conformado por dos extensas ignimbritas de composición dacítica, depósitos de tobas de caída, e intrusiones (Jiménez y López-Velásquez, 2008). Las dataciones K-Ar efectuadas por varios autores, generalmente a lo largo del camino Potosí-Oruro, dieron edades entre 7,4 y 6,7 Ma (Evernden *et al.* 1977, Grant *et al.* 1979, Kennan *et al.* 1995). Además de estos centros, dos edades K-Ar de 8,9 y 7,8 Ma obtenidas por Baker y Francis (1978) en el borde suroccidental de la meseta central del complejo volcánico sugieren que el magmatismo del Mioceno Superior también tuvo un amplio desarrollo en esta parte de la meseta de Los Frailes. Un grupo coherente de edades K-Ar de 3,89 a 2,06 Ma, obtenidas en domos e ignimbritas del interior del campo volcánico, indica que la gran meseta central de Los Frailes se edificó principalmente durante el Plioceno (Schneider y Halls 1985, Leroy y Jiménez 1996). La actividad magmática prosiguió durante el Cuaternario; Schneider y Halls (1985) dataron una ignimbrita del borde suroriental de la meseta en 1,24 Ma. En el borde occidental, Legros (1998) dató varios pequeños centros que se esparcen hacia el Altiplano y cuyas composiciones varían de andesitas africanas a dacitas y riódacitas porfídicas. Centros shoshoníticos cuaternarios se encuentran entre ellos. Las edades Ar-Ar oscilan entre 8,66 y 0,03 Ma. Al sur de la meseta, se encuentra el centro volcánico Nuevo Mundo constituido por espesas coulées dacíticas, depósitos de nubes ardientes y *lahares* que se derramaron sobre morrenas cuaternarias formadas durante la última glaciación ocurrida hace 12.000 años. Por lo tanto, éste sería el volcán holoceno situado más al interior del continente en la región. Depósitos plinianos que se extienden hasta la ciudad de Potosí, se originaron en este volcán, aparentemente en tiempo prehistórico (de Silva y Francis 1991).

La porción boliviana del complejo volcánico Altiplano-Puna (APVC, de Silva y Gosnold 2007) ubicada en el retroarco comenzó su actividad a partir del Mio-

ceno Superior, cuando se desencadenaron voluminosas erupciones piroclásticas desde grandes calderas y escudos ignimbríticos situados en la frontera boliviano-argentina. Las rocas son predominantemente dacitas a riódacitas ricas en cristales. De acuerdo a las dataciones Ar-Ar y K-Ar disponibles, el centro volcánico más antiguo es la caldera Vilama ubicada en la frontera boliviano-argentina. Soler *et al.* (2007) hicieron una reinterpretación de esta caldera y sus depósitos piroclásticos que se extienden a ambos lados de la frontera. Los datos radiométricos le dan una edad de 8,5 Ma. El siguiente centro volcánico en formarse fue la caldera tipo *downsag* de Panizos (Ort 1993, Uribe-Zeballos y Soria-Escalante 1993), también ubicada en la frontera Bolivia-Argentina. Las dataciones Ar-Ar suministradas por Ort (1993) y Fornari *et al.* (1993) dan una edad de 7,9 a 6,1 Ma para las ignimbritas y las lavas del centro resurgente.

En la figura 9 se presenta un resumen de las grandes erupciones piroclásticas ocurridas en el retroarco de los Andes de Bolivia. Pese a que las dataciones K-Ar disponibles no permiten una alta precisión, se puede advertir que estas erupciones ocurren con un grosero sincronismo a lo largo de toda la faja de Huarina. Si bien estos magmas fueron generados predominantemente dentro de la corteza, las erupciones están probablemente ligadas a procesos cíclicos en el manto. Estos procesos suministrarían energía termal y mecánica a la corteza como para provocar las erupciones piroclásticas de gran volumen. Un análisis más detallado fue realizado por de Silva y Gosnold (2007) para el complejo volcánico Altiplano-Puna.

El arco volcánico neógeno

El segmento boliviano del arco volcánico está constituido por conos en diferentes estados de preservación, mesetas de ignimbritas, y secuencias volcanoclásticas que se extienden lateralmente hacia el Altiplano. Ellos forman un conjunto morfológico inconfundible que sólo en el extremo suroeste aparece intrincado con

el magmatismo de retroarco de la faja de Huarina. Recientes avances en el conocimiento de esta región se hicieron durante el Programa de la Carta Geológica Nacional (Lema y Ramos 1996, Pacheco y Ramírez 1996) y mediante el Proyecto Multinacional Andino (PMA, Makepeace *et al.* 2002). Jiménez *et al.* (2008) presentaron una revisión de la información disponible.

Muchos edificios volcánicos del arco están alineados reflejando un control estructural mediante fracturas que, aparentemente, tienen longitudes modestas, de 30 a 50 km, y orientación diversa. De igual manera, las secuencias más antiguas, generalmente plegadas, afloran en serranías alargadas de baja altura que exhiben control estructural. El sector norte del arco cobija dos grandes domos estructurales profundamente erodados, Berenguela y Carangas, en cuyos núcleos se exponen algunas de las rocas más antiguas de esta unidad tectomagmática (Fig. 7). Estos domos se habrían formado en zonas de transpresión durante el Mioceno Medio.

Las rocas del basamento pre-volcánico están raramente expuestas a lo largo del arco. Se conocen tres localidades; en la primera, ubicada en el núcleo del domo estructural de Berenguela, están expuestas las areniscas marrón rojizas de la Formación Berenguela del Eoceno-Oligoceno (Flores *et al.* 1994); sobre ellas, se depositaron discordantemente las series volcanoclásticas de la Formación Abaroa ya descritas líneas arriba. En la segunda localidad afloran los granitoides jurásicos de los cerros Pucara que también ya fueron descritos. Finalmente, en la región de Lipez, al este del escudo ignimbrítico de Laguna Colorada (Fig. 8), están expuestas rocas ordovícicas consistentes en areniscas cuarcíticas, lutitas y limolitas grises no fosilíferas.

Las formaciones más antiguas del arco volcánico son del Mioceno Inferior (Fig. 6). Dos tipos de roca ígnea de composición contrastante son parte de estas unidades. Las que tienen una distribución más amplia son lavas de composición

máfica a intermedia que intercalan en secuencias volcanoclásticas gris oscuras. Al sur del salar de Uyuni afloran series volcanoclásticas plegadas que se conocen con los nombres de Formación Julaca y Formación Suripujio. Estas series incluyen basaltos y andesitas que fueron datados entre 22 y 19 Ma (Baldellón *et al.* 1996). Hacia la parte superior de las secuencias, se advierte un cambio composicional de las rocas volcánicas y de sus derivados sedimentarios encontrándose lavas y tobas dacíticas y riódacíticas intercaladas en sedimentos epiclásticos. Más al sur, se encuentran las lavas Peña Barrosa descritas como traquiandesitas que se derramaron sobre una topografía escabrosa tallada en rocas ordovícicas (Pacheco y Ramírez 1996). Estas lavas no están datadas, pero por correlación con lavas similares se les asigna una edad Miocena Inferior.

Lavas máficas relacionadas al arco del Mioceno Inferior, se encuentran también en el núcleo del domo estructural de Carangas y en las inmediaciones de éste. En este lugar reciben el nombre de Formación Negrillos (Ávila-Salinas 1994, Jiménez *et al.* 2000) en la que se pueden reconocer facies proximales conformadas enteramente por lavas y brechas volcánicas basálticas a andesíticas que, en algunos casos, son parte de conos volcánicos completamente desmantelados, y facies distales epiclásticas. Los intentos de datar estas rocas no dieron resultado, pero se infiere una edad oligocena superior-miocena inferior por sus relaciones estratigráficas con la Formación Carangas descrita a continuación.

El segundo tipo de roca ígnea que se encuentra en las secuencias del Mioceno Inferior son ignimbritas riolíticas y riódacíticas que aparecen localmente en el arco volcánico. Formando parte del domo estructural de Carangas, se encuentra la Formación Carangas constituida por espesas ignimbritas de características muy variadas entre las que intercalan, localmente, tobas de caída, depósitos freatomagmáticos, sedimentos fluviales, y lentes de lava porfídica que, no obstante,

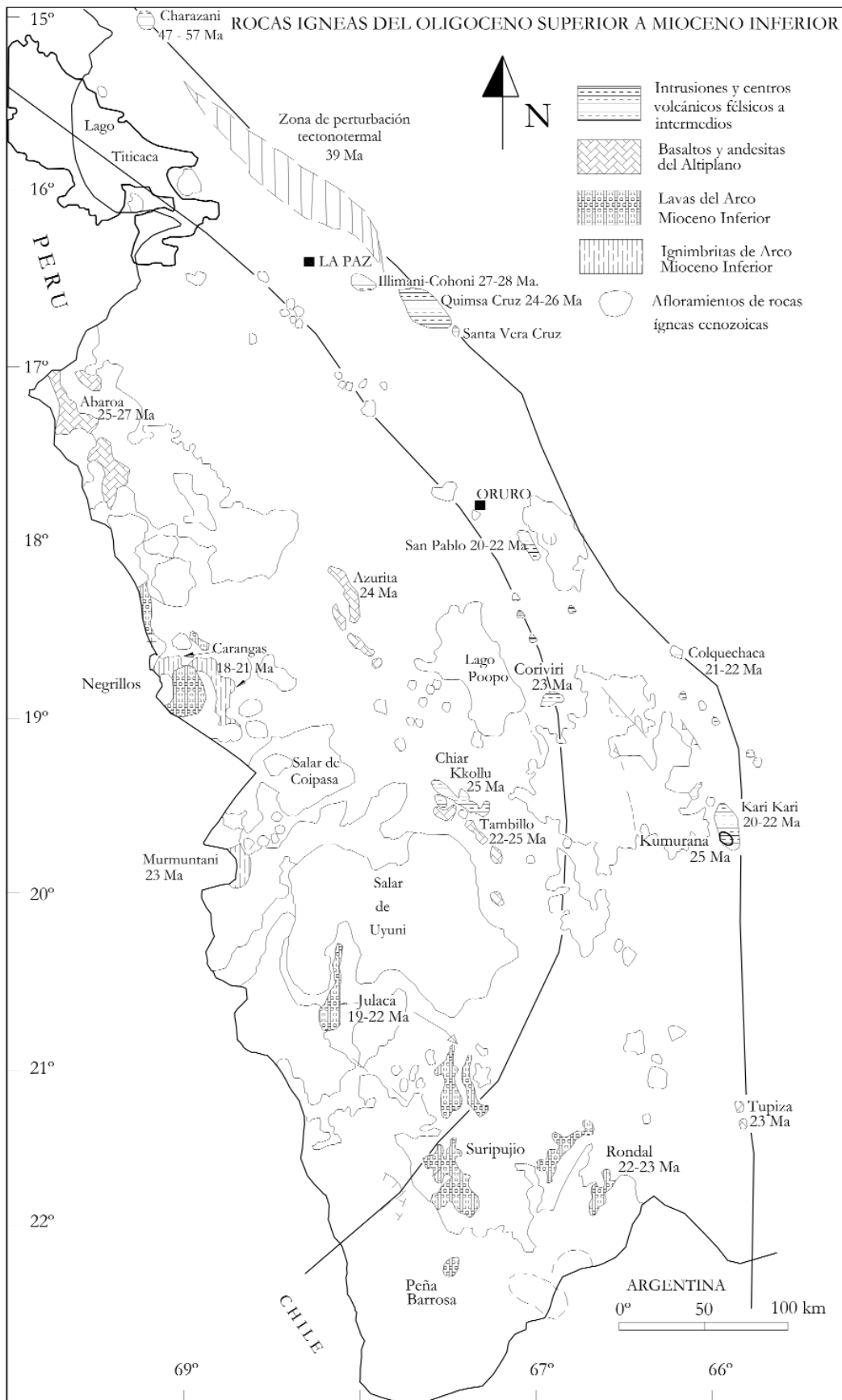


Figura 6: Ubicación de los afloramientos que conforman las dos fajas del retroarco del Paleógeno-Mioceno Inferior, y del arco del Mioceno Inferior. Los granitoides y rocas volcánicas félsicas e intermedias de retroarco están preferentemente ubicadas en el límite oriental de la faja de Huarina. En esta faja también se encuentra la zona de perturbación tectonotermal de 39 Ma detectada por McBride *et al.* (1987).

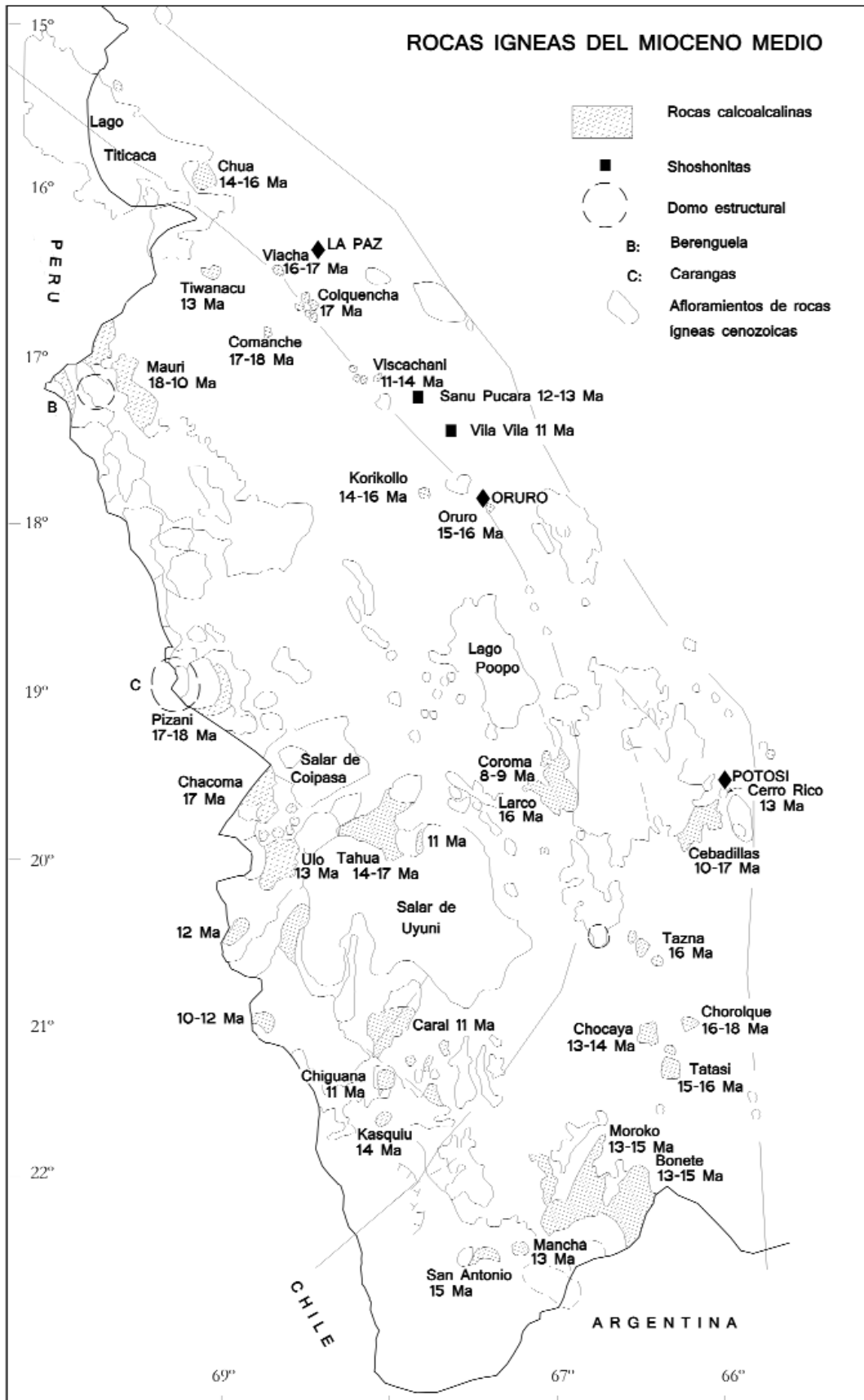


Figura 7: Afloramientos de rocas ígneas del arco y del retroarco del Mioceno Medio. En el segmento norte de la faja de Huarina, la actividad magmática se desarrolló principalmente en el límite occidental de esta faja.

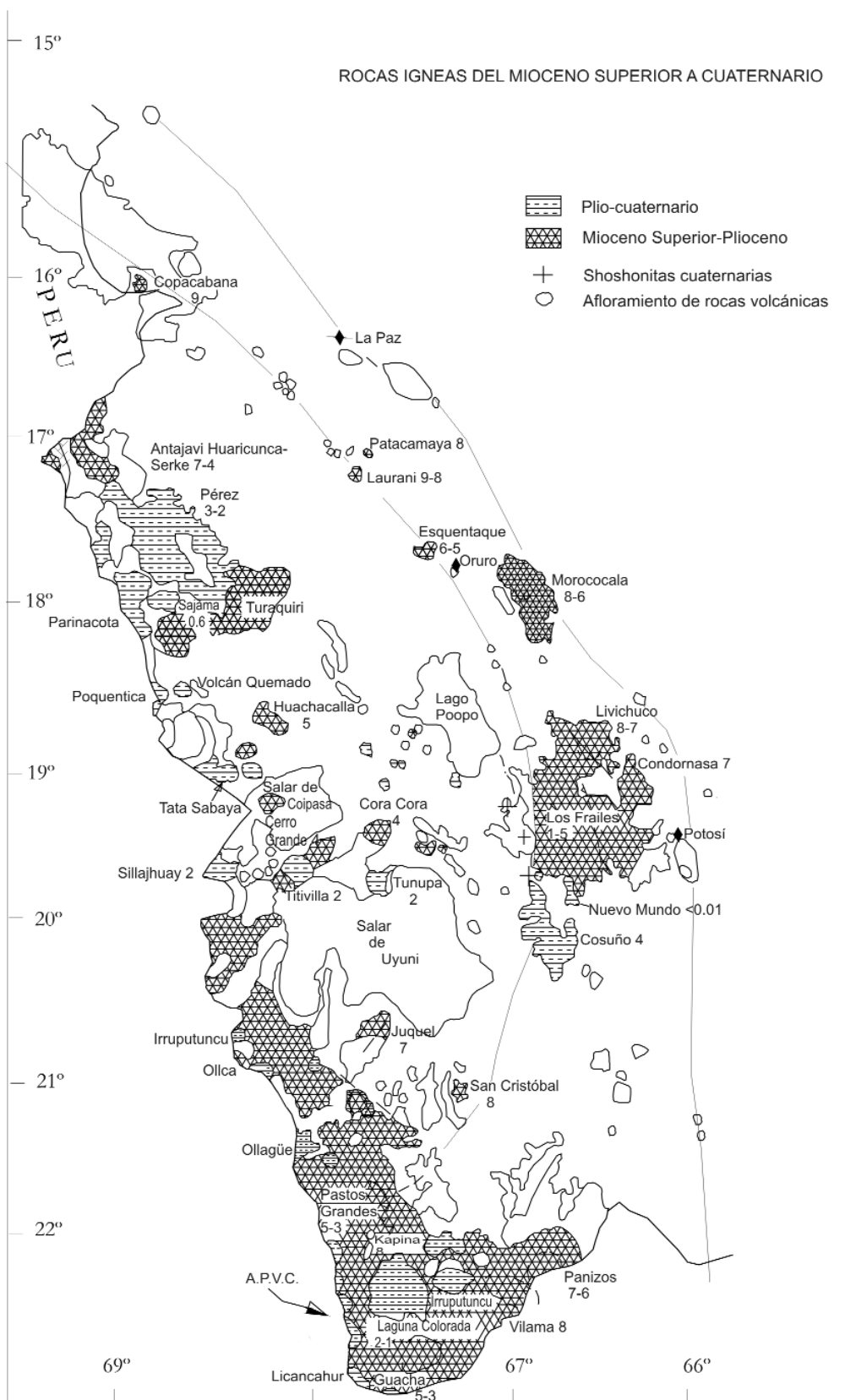


Figura 8: Distribución de las rocas volcánicas del Mioceno Superior-Cuaternario. La actividad durante el Mioceno Superior-Plioceno inicial, se caracterizó por las voluminosas erupciones piroclásticas que formaron extensas mesetas ignimbríticas. La actividad explosiva en el Plioceno tardío-Cuaternario fue mucho menor.

pueden alcanzar los 200 m de espesor (Jiménez *et al.* 2000). Esta formación está

cubriendo discordantemente a la Formación Negrillos. Una de las tobas riolíticas

de la base fue datada en 21,7 Ma (Gamble *et al.* 1993, Ludington *et al.* 1993).

Otra ignimbrita de la parte superior dio una edad K-Ar de 18,6 Ma. Un segundo afloramiento de rocas piroclásticas de esta edad se encuentra al oeste del Salar de Uyuni, aproximadamente a 20°S en la frontera con Chile. En este sector aflora la Formación Murmuntani, una secuencia volcanoclástica plegada constituida mayormente por ignimbritas variablemente soldadas y, en menor medida, por tobas retrabajadas. En la base, se encuentra una ignimbrita de composición riolítica fuertemente soldada que fue datada por el método K-Ar en 23,6 Ma (Makepeace *et al.* 2002, G. Nuñez, com. per.). Ésta es la roca más antigua perteneciente al arco datada hasta la fecha en Bolivia.

Las rocas volcánicas del Mioceno Medio se derramaron sobre la superficie pedimental formada hace 18 Ma. En esta etapa del desarrollo del arco, el volcanismo fue predominantemente piroclástico (Fig. 7); no obstante, a la fecha, ningún centro ignimbrítico fue identificado con certeza. En la frontera con Perú, como parte del domo estructural de Berenguela, se encuentra la Formación Mauri (Flores *et al.* 1994) que está conformada por ignimbritas, tobas retrabajadas y tobas de caída, y lentes de conglomerados con clastos volcánicos y de gneises precámbricos. Flores *et al.* (1994) dataron la base de esta formación en 18,3 Ma, en tanto que las tobas de la parte superior dieron una edad de 10,5 Ma (Evernden *et al.* 1977).

En la parte superior de la secuencia del domo estructural de Carangas, se halla una ignimbrita no soldada y poco endurecida de composición dacítica denominada Toba Pizani (Jiménez *et al.* 2000). Esta ignimbrita está suavemente plegada e infrayace a lavas dacíticas que a veces son parte de conos volcánicos profundamente erodados. Las dataciones K-Ar disponibles dan una edad de 17 Ma tanto para la ignimbrita como para las lavas.

El volcanismo del Mioceno Medio tuvo un gran desarrollo en la región de la Serranía Intersalar (~20°S). En la frontera con Chile, se encuentran ignimbritas riolíticas que están cubriendo una superficie de erosión que se extiende hasta el

borde occidental del Salar de Coipasa. Estas rocas piroclásticas están levemente plegadas y fueron datadas en 17,2 Ma (Leytón y Jurado 1995); por lo tanto, se correlacionan con ignimbritas datadas por Baker y Francis (1978) en territorio chileno. Sobreyaciendo a estas rocas, se encuentran mesetas de lava y conos volcánicos compuestos por rocas andesíticas y dacíticas que dan edades K-Ar de alrededor de 13 Ma. Cerca del límite oriental de la Serranía Intersalar, se encuentra la Formación Taha conformada por espesas ignimbritas fuertemente endurecidas y localmente alteradas y mineralizadas. Intercalan entre ellas depósitos de flujos de detritos, lavas andesíticas, y sedimentos fluviales (Soria-Escalante *et al.* 1993). Esta formación está suavemente plegada y sobreyacida discordantemente por lavas basalto-andesíticas. La intruyen, además, pequeños cuerpos plutónicos de monzodiorita, y cuerpos porfídicos subvolcánicos de andesita, dacita, y riolita. Leytón y Jurado (1995) dataron las ignimbritas entre 15,4 y 14,3 Ma, en tanto que los intrusivos dieron edades K-Ar de 17,6 y 8 Ma. Por su parte, Uribe-Zeballos *et al.* (2000) dataron por el método Ar-Ar las alunetas de las zonas de argilización avanzada en 14 Ma y 7,7-7,5 Ma.

Al sur del salar de Uyuni, muy cerca del cabalgamiento Uyuni-Khenayani, se encuentran secuencias volcanoclásticas plegadas constituidas por areniscas, lutitas, y conglomerados entre las que intercalan tobas retrabajadas, ignimbritas, y lavas andesíticas a dacíticas. Pequeños cuerpos porfídicos de composiciones similares intruyen esporádicamente a estas secuencias. Las dataciones de estas rocas restringen su edad entre 17,5 y 10,6 Ma. Más al sur, dos pequeños volcanes dan edades K-Ar de 15,1 a 10,2 Ma (Baker y Francis 1978).

A partir del Mioceno Superior, el volcanismo fue predominantemente efusivo dando lugar a la formación de numerosos conos a lo largo del arco volcánico. No obstante, también ocurrieron erupciones piroclásticas de gran volumen des-

de calderas generalmente ubicadas en una posición transicional hacia el Altiplano (Fig. 8).

En el segmento norte del arco, se conocen dos centros volcánicos. Uno de ellos es el que dio origen a la Ignimbrita Pérez que se expande por el Altiplano norte y el norte chileno donde es conocida como la Ignimbrita Lauca (Schroeder y Worner 1996). Se trata de una ignimbrita riolítica rica en cristales, no soldada, y poco endurecida que originalmente, de acuerdo a los autores antes citados, habría cubierto un área de 15.000 a 20.000 km² antes de ser erodada. En el lado chileno sus afloramientos llegan localmente a orillas del océano. Varias características indican que su centro de emisión se encuentra por debajo del volcán Anallajsi que tiene una edad aproximada de 2,6 Ma, similar a la de la ignimbrita, datada entre 3 y 2,8 Ma (Evernden *et al.* 1977, Marshall *et al.* 1992). Por lo tanto, este volcán pudo formarse como parte de la etapa resurgente del centro piroclástico. Algo más al sur (~18°S), el arco volcánico incurrió varios kilómetros en el Altiplano. En esta incurción, se formó la caldera de Turquiri (Mobarec y Murillo 1995) que exhibe una ignimbrita de intracaldera fuertemente soldada y tobas de flujo moderadamente soldadas, todas de composición dacítica. Las dataciones K-Ar disponibles le dan una edad que oscila entre 5,51 y 5,41 Ma (Makepeace *et al.* 2002, J.L. Argandoña, com. per.).

En el sudoeste de Bolivia, en una posición transicional entre el arco y el retroarco, se encuentran los centros volcánicos de Pastos Grandes, Kapina, Laguna Colorada, y Guacha, todos ellos alineados paralelamente al arco volcánico y constituyendo gran parte del APVC (Fig. 8). Con la probable excepción de Kapina, todos los otros centros son policíclicos, es decir, hicieron erupción en más de una oportunidad (de Silva *et al.* 2006, de Silva y Gosnold 2007). La caldera Kapina es la más antigua y también la menos conocida debido a que está expuesta sólo parcialmente. Su edad K-Ar es de 8,3 Ma, por lo tanto, aproximadamente contem-

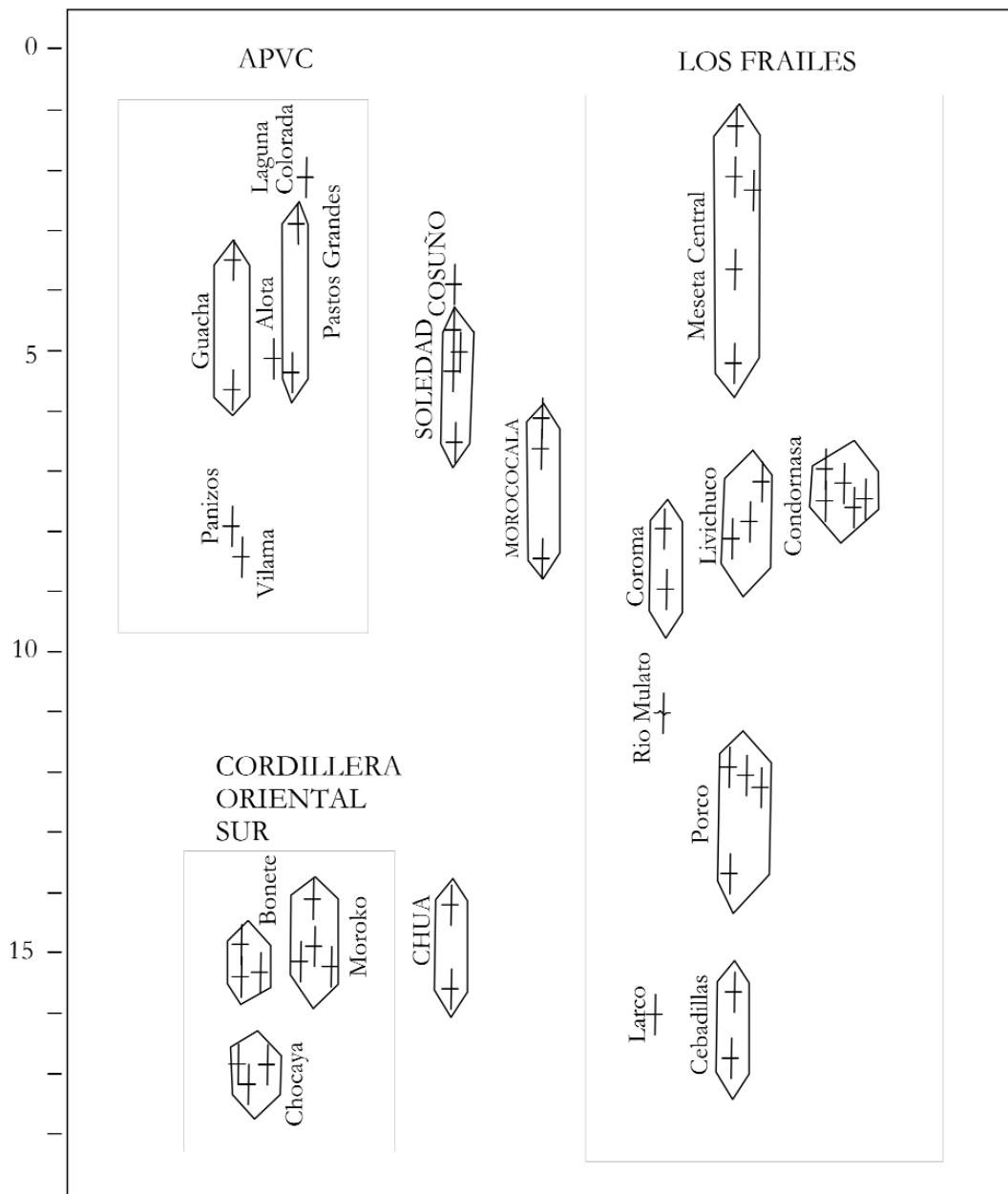


Figura 9: Erupciones piroclásticas de gran volumen y de volumen intermedio en el retroarco de los Andes bolivianos. La mayor parte de las edades radiométricas actualmente disponibles son K-Ar con amplios rangos de error. Pese a ello, es posible advertir que varias erupciones ocurrieron casi simultáneamente en distintos lugares de la faja de Huarina. Nótese la particularmente larga historia de erupciones piroclásticas de la meseta de Los Frailes.

poránea a la caldera Vilama descrita anteriormente. Hace 5,6 Ma hicieron erupción simultáneamente las calderas Pastos Grandes y Guacha, así como La Pacana del norte chileno (Lindsay *et al.* 2001). Guacha hizo erupción otra vez hace 3,5 Ma. Por su parte, Pastos Grandes entró en actividad por segunda vez hace 2,9 Ma. Estas dos calderas, las más grandes del suroeste de Bolivia, son del tipo *trap door* y exhiben prominentes domos resurgentes. El centro volcánico Laguna Colorada es un escudo ignimbítico de ta-

maño menor que las calderas antes descritas y también el más joven. Los datos Ar-Ar disponibles dan a las ignimbritas edades que oscilan entre 2,2 y 1,8 Ma, en tanto que las lavas de su centro resurgente fueron datadas en 1,6 Ma (Baker y Francis 1978).

Los conos volcánicos del arco están esencialmente formados por lavas andesíticas y dacíticas apiladas. Entre ellas, se pueden presentar intercalaciones de depósitos piroclásticos, generalmente de tobas de caída, y epiclásticos (flujos de detritos, con-

glomerados y arcosas) en forma de lentes cortos y de reducido espesor. Es común que la emisión de las lavas haya sido precedida por la erupción de rocas piroclásticas en volúmenes pequeños. La construcción de los conos ha sido acompañada por la extrusión de domos volcánicos y por actividad hidroclástica. Es usual encontrar también depósitos de avalancha de escombros generados en el colapso de flanco de los volcanes.

Una corta cadena de tres volcanes del Mioceno Superior, desarrollada desde la

frontera con Perú, constituye el extremo norte del arco volcánico en Bolivia (el complejo Antajavi-Huaricunca-Serkhe, Flores y Jiménez 1997). Estos volcanes están datados entre 7,23 y 4,9 Ma. Más al sur, otra cadena de volcanes sirve de frontera entre Bolivia y Chile. En esta cadena destaca el volcán Parinacota, considerado potencialmente activo (de Silva y Francis 1991, Worner *et al.* 1988, Clavero *et al.* 2002). Las dataciones por distintos métodos han confirmado que la avalancha de escombros de su ladera occidental se formó en el Holoceno. En una posición desplazada hacia el Altiplano, se encuentra el volcán Sajama, que es el pico más alto de Bolivia (6.542 m s.n.m.). Este volcán, que se encuentra en estado fumarólico, fue datado por el método Ar-Ar en 0,679 Ma (Galarza 2004). Algo más al este, otros conos volcánicos fueron construidos durante una incursión del arco en el Altiplano durante el Plioceno que también originó la caldera de Turaquiri descrita antes. El conspicuo centro hidroclástico riolítico cerro Volcán Quemado del Cuaternario, está también ubicado en el arco trasero.

Por el paralelo 19°S, el rasgo más sobresaliente es la llamada faja Isluga-Tata Sabaya de orientación transversal al arco volcánico (Ávila-Salinas 1994, Jiménez *et al.* 2000). El más estudiado de estos volcanes plio-cuaternarios es el Tata Sabaya (Fig. 8) que sufrió el colapso de su flanco sur formando una avalancha de escombros que se despliega en forma de abanico en el salar de Coipasa (de Silva *et al.* 1993). Algunos volcanes ubicados al este de esta faja indican que el arco también incursionó en este sector del Altiplano durante el Plioceno.

En la Serranía Intersalar, las dataciones K-Ar indican que tres generaciones de volcanes se edificaron sobre las ignimbritas miocenas. La más antigua se hace evidente por la presencia de los restos de un cono datado en 11,1 Ma por Baker y Francis (1978). La segunda está constituida por volcanes datados entre 4,5 y 4,4 Ma, en tanto que la tercera generación fue datada entre 2 y 1,6 Ma (Baker y

Francis 1978).

Al sur del salar de Uyuni, se encuentran numerosos conos volcánicos jóvenes mayormente en la frontera con Chile o muy próximos a ella. Algunos de estos volcanes están en estado fumarólico y son considerados potencialmente activos (de Silva y Francis 1991). De todos ellos, el volcán Ollagüe es el más estudiado (Feeley *et al.* 1993, Vezzoli *et al.* 2007), el que habría sufrido un colapso de ladera hace unos 300 ka. En una posición transicional entre el arco y el retroarco, se formaron varios conos volcánicos que se edificaron sobre las ignimbritas de las calderas miocenas. El límite entre Bolivia y Argentina está trazado sobre los picos de algunos de estos edificios. El volcán Uturuncu atrajo la atención en el último tiempo a partir del trabajo de Pritchard y Simons (2002) quienes detectaron un aumento de volumen en el cono mediante interferometría diferencial.

Geoquímica

Las principales características geoquímicas de los magmas paleozoicos, mesozoicos, y cenozoicos se resumen en las figuras 10 a 14. Una revisión más detallada de los magmas de retroarco fue realizada por Jiménez y López-Velásquez (2008), en tanto que el magmatismo de arco fue analizado por diversos autores (Wörner *et al.* 1988, de Silva *et al.* 1993, Flores y Jiménez 1997, Jiménez *et al.* 2008).

Existen pocos datos sobre los magmas paleozoicos. Jiménez y López-Velásquez (2008) hicieron una compilación de los datos existentes sobre las rocas ígneas bolivianas de esta edad para compararlas con rocas parecidas del norte de Argentina y sur del Perú. En los diagramas de la figura 10, todas estas rocas son comparadas de acuerdo con su composición.

Los metabasaltos del cerro Chilla tienen contenidos de SiO₂ que varían entre 47,56 y 48,44%, y de MgO entre 6,58 y 6,75. En el diagrama K₂O+Na₂O vs SiO₂ de Irvine y Baragar (1971) estas rocas plotan en el campo subalcalino (Fig. 10a). Los cocientes Ba/Nb permanecen por debajo de 20, como es usual en las

rocas de retroarco de la faja de Huarina (Fig. 10c). Los diagramas de discriminación tectónica indican que estas rocas son basaltos toleíticos de intraplaca (Fig. 10d).

Los granitoides devónicos tienen valores de SiO₂ que van de 68,33 a 69,60%, y el Na₂O+K₂O varía de 4,84 a 5,37%; por lo tanto, estas rocas también son subalcalinas (Fig. 10a). Sus valores ASI (*Alumina Saturation Index* = [Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)]_{molal}), se encuentran entre 1,2 y 1,3 que, en parte, se debe a que estas rocas están algo meteorizadas. Las razones Ba/Nb están por debajo de 20, como era de esperar por su posición de retroarco. En los diagramas de discriminación tectónica plotan en el campo de granitoides de intraplaca (Fig. 10b).

Las rocas mesozoicas se clasifican en saturadas y subsaturadas en sílice. Los granitoides de la Cordillera Real, algunos diques andesíticos, y los granitoides de los cerros Pucara son las rocas saturadas (Ávila-Salinas 1990, Soler y Sempere 1993, Gorinova *et al.* 2006, Jiménez y López-Velásquez 2008). Estas rocas son calcoalcalinas ricas en potasio (Fig. 11). Los de la Cordillera Real, en gran parte son granitoides de dos micas, peraluminosos, con ASI>1, y sólo minoritariamente existen intrusiones metaluminosas. Si bien se conoce que en el momento de formación de estas rocas existía un *rift* en la región en la que se emplazaron, los elementos traza son ambiguos al momento de indicar el ambiente tectónico de formación de estas rocas. Así, los cocientes La/Ta (15-22), Ba/La (<25), y Hf/Ta (<2) están en los rangos típicos de las rocas de intraplaca, pero los valores de Ba/Ta (>250) son muy altos, característica que podría atribuirse a la relativa riqueza en feldespato potásico de estas rocas. Estos granitoides derivarían de la fusión de la corteza inferior calentada por la intrusión de magmas basálticos mantélicos (Kontak *et al.* 1985, Gorinova *et al.* 2006). Los granitoides de los cerros Pucara de la Cordillera Occidental tienen contenidos de SiO₂ restringidos entre 65,97 y 67,58%, sus relaciones K₂O/Na₂O varían de 0,95

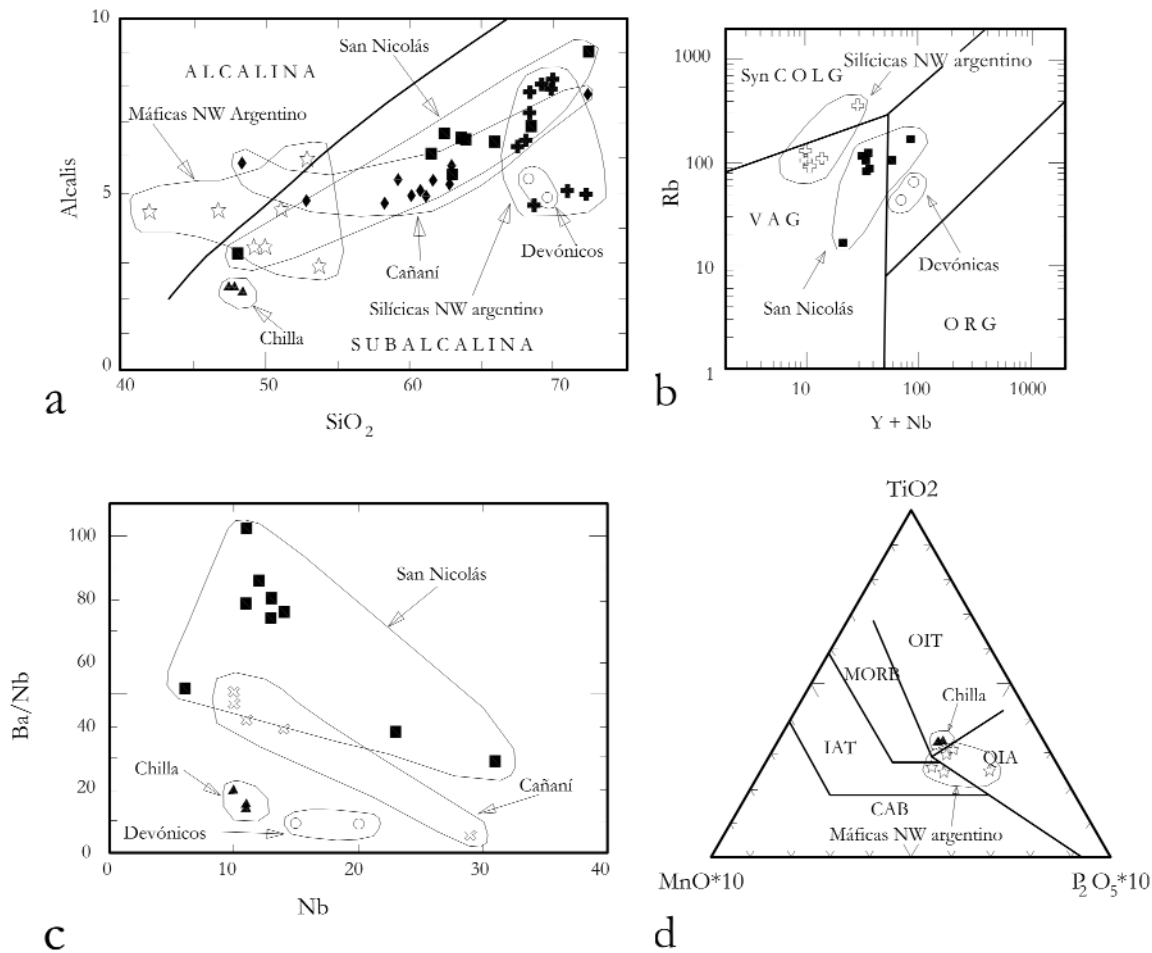


Figura 10: Magmas paleozoicos de la región centroandina. En estos diagramas se comparan los escasos datos de los metabasaltos del cerro Chilla y de los clastos de granitoides devónicos encontrados en formaciones carboníferas con rocas del batolito de San Nicolás de la costa peruana, que se consideran parte de un arco magmático paleozoico, y con rocas máficas y silíceas de la faja de Escaya del noroeste argentino. Las rocas bolivianas son subalcalinas y tienen características de magmas de intraplaca; por ejemplo, bajas razones Ba/Nb. Los granitoides plotean en el campo de granitoides de intraplaca. Los metabasaltos, por su parte, en el campo de toleitas de intraplaca.

a 1,23, y sus valores ASI de 1 a 1,08. Sus cocientes Ba/Ta, La/Ta, y Ba/Nb son más altos que los de los granitoides de la Cordillera Real, haciendo evidente la proximidad del arco volcánico. En el diagrama de discriminación tectónica Rb vs Y +Nb, plotean en el campo de los granitoides de intraplaca (Fig. 11c).

Los magmas mesozoicos que se emplazaron en la parte sur de la faja de Huarina son subsaturados en sílice. Estos magmas tienen contenidos de SiO₂ variables entre 38 y 57,9%, por lo tanto son máficos a intermedios, K₂O+Na₂O entre 2,4 y 15,4%, y K₂O/Na₂O entre 2,2 y 3,5. Los cocientes Ba/Ta (<200), Ba/La (<25), La/Ta (<30), y Hf/Ta (<2) son típicos de los magmas de intraplaca (Jiménez y López-Velásquez 2008). Schultz *et al.* (2004) e Iriarte *et al.* (2004) sugirieron que estos magmas alcalinos y las carbonatitas asociadas se originaron en el manto litosférico

de sub-continental enriquecido quizá con aportes del manto más profundo.

Las rocas magmáticas cenozoicas cuentan con un mayor número de datos. Pese a que magmas calcoalcalinos predominan tanto en la Cordillera Occidental como en el Altiplano y la Cordillera Oriental, desde los primeros trabajos sobre estas rocas se reconoció que procesos petrogenéticos diferentes dieron origen a los magmas del arco y del retroarco de esta región (ver, por ejemplo, Francis *et al.* 1983). Jiménez y López-Velásquez (2008) revisaron las principales características geoquímicas de estas rocas. En las figuras 12, 13 y 14, se resumen algunos de estos rasgos. Los basaltos del Altiplano de edad oligocena superior, pese a tener afinidades alcalinas (Fig. 12), exhiben algunas características de magmas de arco, probablemente porque derivan de la fusión de un manto que ya fue afectado por proce-

dos de subducción anteriores. Las diferentes razones La/Yb de los basaltos y de las rocas de la faja de Huarina de la misma edad, indicarían que estos magmas se generaron en diferentes profundidades del manto litosférico. Los diagramas multielementales de estas rocas (Fig. 13) muestran que la signatura de arco es fuerte en las lavas de la Formación Abaró debido a su proximidad al arco volcánico, en tanto que el *sill* del cerro Chiar Kkollu muestra claras características de magma de intraplaca.

En la figura 14, se comparan las características químicas de los magmas del arco y del retroarco del Mioceno Medio al Cuaternario. De acuerdo a los datos disponibles, las rocas del retroarco tienen variaciones de contenidos de SiO₂ algo más amplias que las del arco; sin embargo, en ambos ambientes la mayoría de las rocas tienen composiciones intermedias,

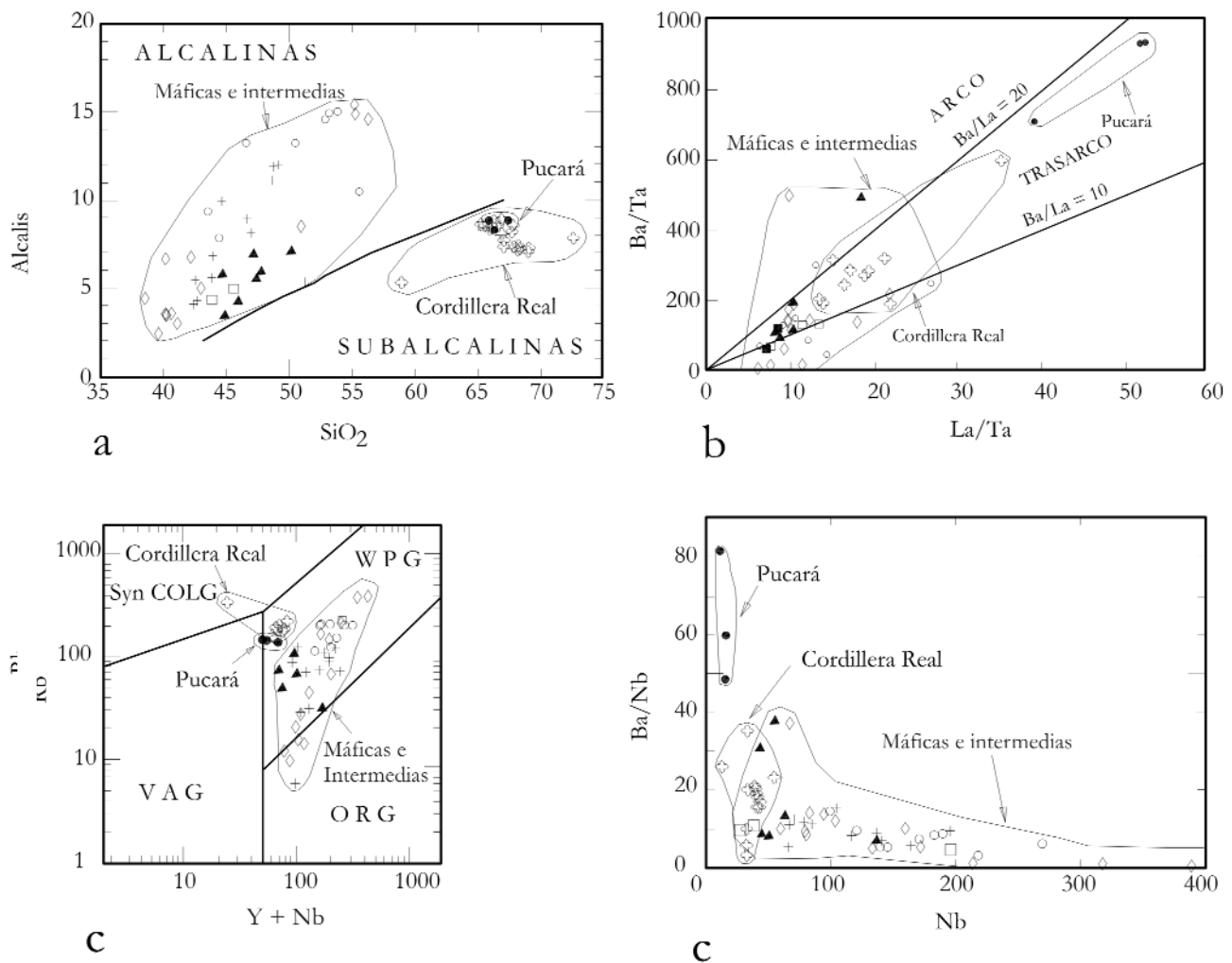


Figura 11: Rocas ígneas mesozoicas de los Andes bolivianos. Las rocas intermedias y máficas de la parte sur de la faja de Huarina son alcalinas, con razones Ba/Nb y Ba/La mayormente por debajo de 20. Los granitoides de la Cordillera Real y de los cerros Pucará son subalcalinas y también tienen razones Ba/La < 20, pero Ba/Nb variables. En el diagrama de discriminación tectónica Rb vs Y+Nb, ambos grupos de granitoides plotean en el campo de intraplaca. Sólo para comparación, las rocas máficas e intermedias mesozoicas fueron ploteadas en este diagrama.

de (traqui) andesitas a (traqui) dacitas. Los contenidos de K_2O son más altos en las rocas del retroarco, muchas de las cuales tienen afinidades shoshoníticas; en cambio las rocas del arco pertenecen únicamente a la serie calcoalcalina rica en K_2O . El Rb también está enriquecido en el retroarco. Jiménez y López-Velásquez (2008) también demostraron que los contenidos en algunos elementos traza de los magmas cenozoicos en la faja de Huarina (por ejemplo U y Co) variaban más ampliamente que los contenidos de las rocas del arco sugiriendo una mayor heterogeneidad de las fuentes. No obstante, los cocientes Ba/La (<20), Hf/Ta (<4), y Ba

/Nb (<100) de las rocas de la faja de Huarina son invariablemente más bajos que los del arco. Las rocas del APVC, ubicado en el sudoeste de Bolivia, que incluyen a todas las ignimbritas generadas desde las grandes calderas y los escasos volcanes construidos detrás del arco, muestran generalmente características transicionales entre las del arco y el retroarco. Las razones La/Yb de los magmas de la faja de Huarina pueden ser muy altas, más que las del arco; por el contrario, las razones Sr/Y del retroarco son moderadas y menores que las del arco volcánico. Si, además, se toman en cuenta los valores de Y e Yb de todas estas rocas, se

puede afirmar que muchos de los magmas del arco volcánico tienen características de magmas adakíticos, en tanto que muy pocos magmas de la faja de Huarina pueden ser clasificados como tales. Esta característica excluye un rol importante de las eclogitas de la corteza inferior y el manto litosférico en la generación de los magmas cenozoicos del retroarco, y sugiere, por el contrario, un origen en la corteza continental superior. El carácter peraluminoso de estas rocas, las altas razones isotópicas de Sr (>0,710) y los minerales accesorios como andalucita y cordierita de algunas ignimbritas de las mesetas de Morococala y Los Frailes, apo-

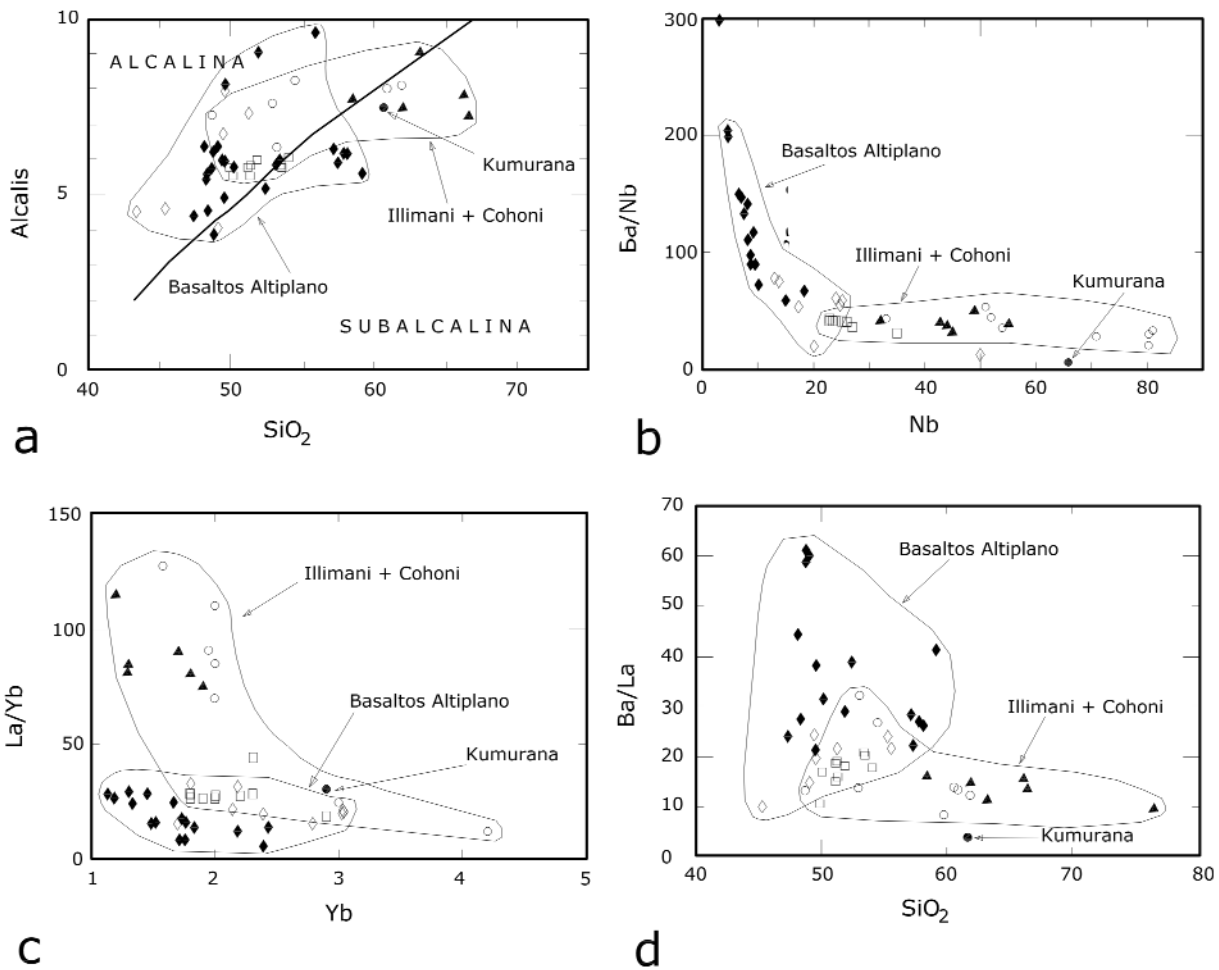


Figura 12: Magmas de intraplaca del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior del Altiplano y la faja de Huarina. Los datos de los basaltos y andesitas del Altiplano provienen de las Formaciones Abaroa y Tambillo (incluyendo el Chiar Kkollu, que es la roca cenozoica menos diferenciada de los Andes bolivianos). Las rocas de la faja de Huarina son los granitoides del Illimani y las volcanitas Cohoni. Existe una sola muestra del plutón de Kumurana. Pese a que estos magmas son indudablemente intracontinentales, generados a varios kilómetros del borde continental, los basaltos del Altiplano exhiben algunas características geoquímicas propias de magmas de arco volcánico (por ejemplo, altas razones Ba/Nb y Ba/La). Este rasgo indica que los magmas altiplánicos de intraplaca se generaron en un manto modificado por los procesos de subducción antiguos.

yan esta interpretación. En contraste, muchos magmas del arco volcánico provienen de una fuente más profunda y homogénea.

IMPLICACIONES TECTÓNICAS

La revisión de la geología de la región andina boliviana hace evidente que la corteza de esta parte de Sud América tuvo dos fuentes diferentes. En primer lugar, de acuerdo con el estudio de paleocorrientes (Isaacson y Díaz-Martínez 1995, Semper 1995, Egenhoff 2003, Reimann *et al.* 2006), durante el Paleozoico Inferior, grandes volúmenes de masa rocosa fue-

ron transferidos desde los cratones brasileño y Arequipa-Antofalla a la cuenca intracratónica que permaneció en estado distensivo a lo largo de todo ese tiempo. La contribución del cratón Pampeano fue menor. Los sedimentos acumulados suman más de 10 km de espesor en el depocentro, pero su potencia disminuye hacia los bordes de la cuenca. A partir del Paleozoico superior comienza a dominar el reciclaje de los materiales existentes en la región, puesto que los cratones dejaron de suministrar sedimentos en cantidades importantes. Este reciclaje se hace mucho más evidente desde el Paleógeno, cuando comienzan a formarse los relieves cordilleranos. Por ejemplo, Dosseto *et*

al. (2006), mediante el estudio de las series isotópicas del U presentes en los sedimentos del río Madera (noreste de Bolivia), ha revelado que las rocas cordilleranas que alimentan a esa cuenca han sufrido múltiple reciclaje de erosión, sedimentación, y reincorporación tectónica a la cordillera. Debido a que las condiciones de aridez hacen difícil la transferencia de masa hacia la fosa oceánica, las mayores tasas de sedimentación ocurrieron en el Altiplano y en las cuencas de antepaís situadas hacia el interior del continente. Actualmente, las llanuras chaco-benianas que se formaron directamente sobre una extensión hacia el oeste del cratón brasileño, son receptoras de los sedimentos

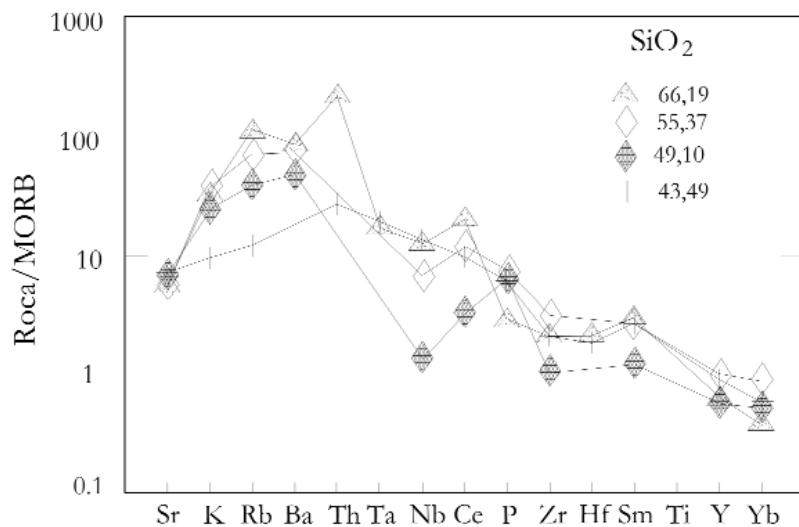


Figura 13: Diagramas multielementales representativos de las rocas del retroarco boliviano de edad oligocena superior. El triángulo corresponde a una roca porfídica de las Volcanitas Cohoni de la Cordillera Oriental; los rombos, vacío y lleno, representan a las lavas de la Formación Abaroa, y la cruz al *sill* del cerro Chiar Kkollu del centro del Altiplano.

erodados en la meseta andina (Roddaz *et al.* 2006). Por lo tanto, el material que este cratón había cedido durante el Paleozoico inferior, le está siendo devuelto en la presente etapa de evolución de esta región. Sin embargo, si el retroarco avanza hacia el interior del continente, este material será reincorporado a la cordillera en un nuevo proceso de reciclaje.

La segunda fuente de la corteza centroandina es el magmatismo. Hubo un largo debate sobre la contribución de los magmas al espesamiento cortical de esta región (para una síntesis véase Francis y Hawkesworth 1994). Los argumentos se apoyaban en datos sobre el magmatismo cenozoico únicamente. Cuando se observa el volumen de los cuerpos ígneos más antiguos, la omisión de estos últimos en los cálculos adquiere sentido. Es claro que la contribución del magmatismo paleozoico y mesozoico a la formación de la corteza es insignificante en el retroarco, tal como se infiere del pequeño volumen de sus afloramientos. En el caso de los plutones de la Cordillera Real, que son los cuerpos ígneos mesozoicos de mayor tamaño, sus características geoquímicas indican que son magmas de origen cortical con muy escaso aporte mantélico. Por lo tanto, el material de estos mag-

mas es también corteza reciclada. El magmatismo cenozoico de retroarco, especialmente el del Mioceno, tiene volúmenes más importantes y una distribución regional más extensa. Pero, igual que en el caso de los plutones, las firmas isotópicas y geoquímicas indican que este magmatismo está reciclando material cortical y que el aporte mantélico es sólo perceptible en los centros más pequeños. En el borde continental y en el actual arco volcánico, los magmas provenientes del manto tuvieron un rol más importante en la formación de la corteza continental. A partir del Jurásico, los voluminosos magmas que se generaban por la subducción de la placa oceánica fueron cambiando la composición de la corteza previamente existente (véase por ejemplo, Feeley 1993) y construyeron la gran faja de granitoides conocida como la Cordillera de la Costa (Atherton y Sanderson 1985).

El recuento de la evolución geológica de la región muestra que la faja de Huarina fue una zona con un dinamismo tectónico mayor y más complejo que el de las áreas adyacentes. Desde el Paleozoico, esta faja comenzó a mostrar sus peculiaridades puesto que, además de ser la zona de mayor subsidencia de la cuenca, fue la

única en la que ocurrió magmatismo. Durante el Mesozoico, los *riffs* continentales trazaron sus ejes a lo largo de esta faja, y durante el Cenozoico fue la primera zona en ser solevantada para luego sufrir delaminación de su manto litosférico. Jiménez y López-Velásquez (2008) plantearon el siguiente modelo de evolución para los Andes bolivianos:

En el límite proterozoico-paleozoico, un mecanismo de cizalla simple podría haberse activado coetáneamente a la apertura del océano Iapetus en el borde sudamericano (Sadowski y Bettencourt 1996) dando origen a un *riff* que luego se transformaría en la cuenca paleozoica. Por lo tanto, esta cuenca era asimétrica desde su origen, concentrando la actividad magmática en su flanco occidental debido a la preferente ocurrencia del adelgazamiento litosférico en este margen. La corteza por debajo de la cuenca no era oceánica (Laubacher y Mégard 1985, Díaz-Martínez *et al.* 2000), pero es probable que esta corteza haya adquirido un carácter transicional, muy parecida a la que existe en los bordes continentales pasivos, a medida que la cuenca se abría y la subsidencia prosperaba en el Paleozoico inferior.

Condiciones distensivas y de adelgazamiento litosférico prevalecieron también en el Mesozoico con un aporte mantélico de magmas máficos y ultramáficos del Cretácico que sugieren que la corteza continental si bien era muy delgada no permitió que estos magmas arriben en un gran volumen a la superficie; no obstante, localmente, la corteza pudo fundirse debido a la influencia termal de estos magmas dando origen a los granitoides de la Cordillera Real. La cuarzomonzonita de los cerros Pucara de la Cordillera Occidental, también pudo generarse de la misma manera.

Durante el Cenozoico, las condiciones tectónicas cambiaron. Los esfuerzos compresivos que comenzaron en el Paleoceno encontraron, en el interior del continente, placas relativamente rígidas y una zona más dúctil y deformable debido a que había sufrido adelgazamiento litosférico y magmatismo en las etapas previas.

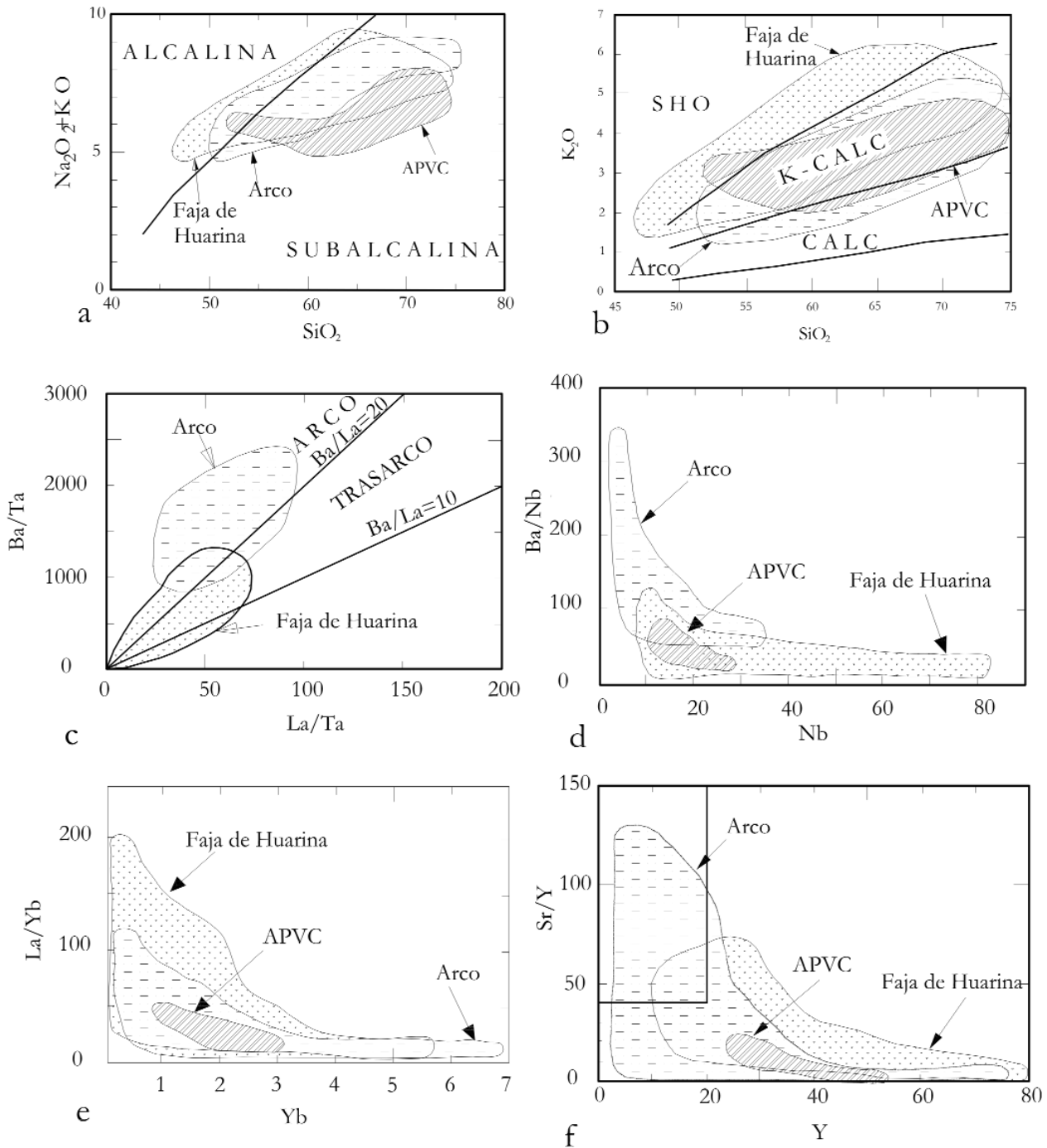


Figura 14: Características de los magmas del arco y del retroarco de edad Miocena Media a Cuaternaria. En estos diagramas son perceptibles las diferencias químicas entre los magmas de uno y otro ambiente. Véase que los magmas del APVC, del sudoeste de Bolivia, tienen características compartidas con los del arco y del retroarco. En (a) el límite entre rocas alcalinas y subalcalinas es según Irvine y Baragar (1971), y en (b) los límites entre series son de Peccerillo y Taylor (1967). SHO: serie shoshonítica, K-CALC: serie calcoalcalina rica en K, y CALC: serie calcoalcalina. El diagrama Sr/Y vs Y demuestra que muchos magmas del arco tienen características adakíticas, en tanto que la mayoría de los de la faja de Huarina no tienen este carácter. Las características adakíticas serían adquiridas por la interacción de estos magmas con la corteza continental inferior eclogítica.

Por lo tanto, la deformación comenzó en esta zona, la faja de Huarina, la que fue solevantada aislando a la cuenca del Altiplano. Un escaso magmatismo (complejo ígneo Charazani) acompañó a este sole-

vantamiento.

Antes que la actividad en el arco se reactivase luego de una pausa que abarcó gran parte del Oligoceno, se desencadenó el magmatismo del Oligoceno Superior que

es coetáneo del solevamiento y deformación de la región centroandina entera. Los basaltos y andesitas de afinidad alcalina de la faja oligocena del Altiplano aparentemente se originaron en la convec-

ción generada en la cuña del manto por el cambio de ángulo de subducción de la placa oceánica, que posteriormente también ocasionó que el arco volcánico se mude a la frontera boliviano-chilena (Jiménez *et al.* 2006). Por su parte, los granitoides y rocas volcánicas del Oligoceno Superior de la faja de Huarina, aparentemente son magmas que se estaban instalando en la corteza superior desde el Paleoceno, y que sufrieron un rápido enfriamiento debido a la erosión de su encapado originada en el solevantamiento del Oligoceno Superior.

A partir del Mioceno Inferior, se reconoce la existencia de un arco y un retroarco en territorio boliviano, con rocas volcánicas de características geoquímicas diferentes. Jiménez y López-Velásquez (2008) proponen que si bien los magmas del arco se originan en la subducción de la placa, los magmas del retroarco estarían relacionados a procesos de intraplaca y a delaminación del manto litosférico por debajo de la faja de Huarina. El considerable incremento del espesor de la litosfera debido al acortamiento indujo al desprendimiento del manto superior litosférico de la faja de Huarina dando ocasión a que ascienda la astenósfera hasta la base de la corteza. Este proceso comenzó aparentemente en el área de Potosí, que es el lugar de la deflexión de las estructuras regionales, para propagarse hacia el norte y sur de la faja durante el Mioceno Medio. Una vez que la litosfera del manto por debajo de la faja de Huarina había sido removida, el cratón brasileño pudo bajocorrer por debajo de la Cordillera Oriental y el Subandino (Isacks 1988, Gubbels *et al.* 1993), mientras que, en la faja de Huarina, el calentamiento de la corteza por el calor latente de los magmas mantélicos que intruían y se estancaban en la base cortical y en varios niveles dentro de ella, provocó anatexis, contaminación y mezcla de magmas originando la variada gama de composiciones que caracterizan a estas rocas. Garzzone *et al.* (2006), en base a la composición isotópica del oxígeno de los carbonatos del Altiplano norte, propusieron un rápido solevantamiento

de la región entre 10,3 y 6,8 Ma. En este intervalo de tiempo, también ocurrieron grandes erupciones piroclásticas simultáneas (Fig. 9) que edificaron las extensas mesetas ignimbríticas. Por lo tanto, el solevantamiento y el magmatismo parece que se originaron en la delaminación de la litosfera mantélica. Kay *et al.* (1994) propusieron la delaminación del manto litosférico de la Puna para explicar el origen de las rocas volcánicas plio-cuaternarias del NW argentino.

CONCLUSIONES

La evolución de los Andes bolivianos transcurrió mayormente en un ambiente de retroarco. Sólo en el Mioceno Inferior, el arco volcánico alcanzó territorio boliviano en su migración hacia el interior del continente. No obstante, la influencia del margen activo cercano fue una condición permanente en la formación de las cuencas y la sedimentación. El lento progreso desde una cuenca marina hasta la alta montaña actual, se nutrió de varios procesos que ocurrieron en forma sucesiva. En primer lugar, a lo largo del Paleozoico inferior, la sedimentación marina en una cuenca epicratónica muy subsidente resultó en la acumulación de espesos depósitos clásticos transferidos especialmente desde los cratones brasileño y Arequipa-Antofalla. A partir del Paleozoico superior comienzan a predominar los procesos de reciclaje de la corteza, ya sea por erosión y sedimentación, procesos que redistribuían el material rocoso en la corteza superior, o por el magmatismo, que provocaba la fusión y eventualmente la erupción de material cortical reciclado. Sólo en el borde continental se puede argüir que los magmas mantélicos aportaron a la formación de la corteza en forma ostensible. El advenimiento de procesos de *rift* y de adelgazamiento litosférico predispusieron a la litosfera para que, a partir del Eoceno, los esfuerzos compresivos dupliquen el espesor de la corteza. La delaminación del manto litosférico, que acompañó al espesamiento, desató el voluminoso volcanismo piroclástico del

Mioceno Medio a Superior que, sin embargo, es casi enteramente de origen cortical. En todas las etapas, la faja de Huarina jugó un rol muy importante en la evolución geológica de la región comportándose como una zona de debilidad litosférica cuya geodinámica era diferente a la de las áreas adyacentes.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aitcheson, S.J., Harmon, R.S., Moorbath, S., Schneider, A., Soler, P., Soria-Escalante, E., Steele, G. y Swainbank, I. 1995. Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, central Andes. *Geology* 23(6): 555-558.
- Aranibar-Riguera, O. 1979. Geología regional de la parte sur de la hoja geológica de Padcaya N° 6628, Departamento de Tarija. GEOBOL, Centro de documentación, (inédito), 27 p. y anexos.
- Argandoña, J.L. y Vargas, H.R. 2004. Mineralización de la región de Yani-Charazani, norte del Departamento de La Paz. 16° Congreso Geológico Boliviano (Oruro), Actas: 191-196.
- Atherton, M.P. y Sanderson, L.M. 1985. The chemical variation and evolution of the superunits of the segmented Coastal Batholith. En Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, J., y Beckinsale, R.D. (eds.) *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*, Blackie & Son Limited, :208-227, Glasgow.
- Ávila-Salinas, W. 1990. Tin-bearing granites from the Cordillera Real, Bolivia; a petrological and geochemical review. En Kay, S.M. y Rapela, C.W. (eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Paper 241: 145-159.
- Ávila-Salinas, W. 1994. Tectónica y petrología del macizo volcánico de Carangas (Andes occidentales de Bolivia). 11° Congreso Geológico de Bolivia (Santa Cruz), Actas: 1-15.
- Ávila-Salinas, W. 1996. Ambiente tectónico del volcanismo ordovícico en Bolivia. 12° Congreso Geológico de Bolivia (Tarija), Actas 1: 137-143.
- Baby, P., Sempere, T., Oller, J., Barrios, L., Hérial, G. y Marocco, R. 1990. Un bassin en compression d'âge oligo-miocène dans le sud de l'Altiplano bolivien. *Compte Rendu Academie des Sciences de Paris* 311, série 2 : 341-347.
- Bahlburg, H., Carlotto, V. y Cárdenas, J. 2006.

- Evidence of early Middle Ordovician arc volcanism in the Cordillera Oriental and Altiplano of southern Peru, Ollantaytambo Formation and Umachiri beds. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 52-65.
- Baker, M.C.W. y Francis, P.W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the central Andes - Ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters* 41: 175-187.
- Baldellón, E., Fornari, M., Espinoza, F. y Soler, P. 1996. Geología y magmatismo de arco desde el Oligoceno Superior al reciente en la Serranías de las Minas. 12° Congreso Geológico de Bolivia (Tarija), Actas 1: 79-89.
- Baumont, D., Paul, A., Pedersen, H., Zandt, G. y Beck, S. 1999. Shear wave velocity in the lithosphere across the central Andes. 4° International Symposium on Andean Geodynamics (Goettingen), Extended Abstracts: 82-85.
- Bertrand, H., Fornari, M., Marzoli, A., Sempere, T. y Féraud, G. 2005. Early Mesozoic rift-related magmatism in the Bolivian Andes and Subandes: The southernmost record of the Central Atlantic Magmatic Province. 6° International Symposium on Andean Geodynamics (Barcelona), Extended Abstracts: 111-114.
- Brockman C., Castaños, A., Suárez-Soruco, R. y Tomasi, P. 1972. Estudio Geológico de la Cordillera Oriental de Los Andes en la zona central de Bolivia. (Región del Chapare). *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana* 18: 3-36.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J. y Huppert, H.E. 2002. Geological constraints on the emplacement mechanism of the Paríacota debris avalanche, northern Chile. *Bulletin of Volcanology* 64: 40-54.
- Coira, B.L., Kay, S.M., Pérez, B., Woll, B., Hanning, M. y Flores, P. 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En Ramos, V. y Keppie, J.D. (eds.): *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*, Geological Society of America Special Paper 336: 145-170.
- Cunningham, C.G., Aparicio, H., Murillo, F., Jiménez, N., Lizca, J.L., McKee, E.H., Erickson, G.E. y Tavera, F. 1994. Relationship between the Porco, Bolivia, Ag-Zn-Pb-Sn deposit and the Porco caldera. *Economic Geology* 86: 1833-1841.
- Cunningham, C.G., Zartman, R.E., McKee, E.H., Rye, R.O., Naeser, C.W., Sanjinés, O., Erickson, G.E. y Tavera, F. 1996. The age and thermal history of Cerro Rico de Potosí, Bolivia. *Mineralium Deposita* 31: 374-385.
- Chmielowski, J., Zandt, G. y Haberland, C. 1999. The Central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophysical Research Letters* 26(6): 783-786.
- Dalenz Farjat, A. 1999. Taxonomía, paleoecología y paleogeografía de moluscos bivalvos del Siluro-Devónico del Altiplano, Cordillera Oriental, Interandino y Subandino de Bolivia. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad de Córdoba, República Argentina, (inédito), 351 p.
- De Silva, S.L. y Francis, P.W. 1991. Volcanoes of the central Andes. Springer-Verlag, 216 p., Berlin Heidelberg.
- De Silva, S.L., Davidson, J.P., Croudace, I.W. y Escobar, A. 1993. Volcanological and petrological evolution of Volcan Tata Sabaya, SW Bolivia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 55: 305-335.
- De Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G. y Jiménez, N. 2006. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. En Troise, C., De Natale, G., y Kilburn, C.R.J. (eds.) *Mechanism of activity and unrest at large calderas*, Geological Society, Special Publication 269: 47-63, London.
- De Silva, S.L. y Gosnold, W.D. 2007. Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. En De Silva, S.L., Bachman, O., Miller, C., Yoshida, T. y Kussel, K. (eds.) *Large Silicic Magma Systems*, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Special issue 167(1-4): 320-335.
- Díaz-Martínez, E. 1998. Provenance analysis of the Kasa Fm (Lower Carboniferous, Bolivian Altiplano): Geodynamic implications. En Cañaveras J.C. y García M.A. (eds.) 15° International Sedimentological Congress (Alicante): 296-297.
- Díaz-Martínez, E. 2005. Procedencia y edad de la diamictitas del Paleozoico Inferior de la cuenca de Perú-Bolivia (Gondwana occidental). *Geogaceta* 38: 235-238.
- Díaz-Martínez, E. 2007. The Sacta Limestone Member (early Wenlock): Cool-water, temperate carbonate deposition at the distal foreland of Gondwana's active margin, Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245: 46-61.
- Díaz-Martínez, E., Sempere, T., Isaacson, P.E. y Grader, G.W. 2000. Paleozoic of Western Gondwana active margin (Bolivian Andes): Pre-Congress Field Trip. 31° International Geological Congress (Rio de Janeiro), Field Trip Bft 27, 31 p.
- Dorbath, C., Granet, M., Poupinet, G. y Martínez, C. 1993. A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in northern Bolivia: New constraints on a lithospheric model. *Journal of Geophysical Research* 98 (B6): 9825-9844.
- Dosseto, A., Bourdon, B., Gaillardet, J., Maurice-Bourgoin, L. y Allégre, C.J. 2006. Weathering and transport of sediments in the Bolivian Andes: Time constraints from Uranium-series isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 248: 759-771.
- Edwards, D., Morel E., M., Paredes F., Ganuza, G. D. y Zúñiga, A. 2001. Plant assemblages from the Silurian of southern Bolivia and their palaeogeographic significance. *Botanical Journal of the Linnean Society* 135: 229-250.
- Ege, H., Sobel, E., Jacobshagen, V., Scheuber, E. y Mertmann, D. 2003. Exhumation history of the central Andes of southern Bolivia by apatite fission track dating. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 21: 165-172.
- Egenhoff, S. 2003. Liotestratigrafía y sedimentología del Ordovícico Inferior del sur de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 21: 147 - 164.
- Evernden, J.F., Kris, S.J. y Cherroni, C. 1977. Potassium-Argon ages of some Bolivian rocks. *Economic Geology* 72: 1042-1061.
- Farrar, E., Clark, A.H. y Heinrich, S.M. 1990. The age of the Zongo pluton and the tectonothermal evolution of the Zongo-San Gaban zone in the Cordillera Real, Bolivia. 1° International Symposium on Andean Geodynamics (Grenoble), Résumés des communications, Collection Colloques et séminaires : 171-174.
- Feeley, T.C. 1993. Crustal modification during subduction-zone magmatism: Evidence from the southern Salar de Uyuni region (20°-22°S), central Andes. *Geology* 21(11): 1019-1022.
- Feeley, T.C., Davidson, J.P. y Armendia, A. 1993. The volcanic and magmatic evolution of vol-

- can Ollague: a high-K, late Quaternary strato-volcano in the Andean central volcanic zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 54: 221-245.
- Flores, O., Jiménez, N., Barrera, L.A., Lizeca, J.L., Sanjinés, O., Murillo, F., Tavera, F., Hardyman, R.F., Wallace, A.R., Hofstra, A.H., Tosdal, R. M. y Eiswerth, B. 1994. Mapa geológico del área de Berenguela, hojas Santiago de Machaca-Charaña-Thola Kkollu (escala 1:100.000) Memoria explicativa, Boletín del Servicio Geológico de Bolivia 4 (especial), 50 p.
- Flores, O. y Jiménez, N. 1997. Magmatismo y potencial minero del complejo volcánico Antajavi-Huaricunca-Serkhe. *Boletín del Servicio de Geología y Minería* 23: 86-100.
- Fornari, M., Pozzo, L., Soler, P., Bailly, L., Leroy, J. y Bonhomme, M.G. 1993. Miocene volcanic centers in the southern Altiplano of Bolivia. The cerro Morokho and cerro Bonete area (Sur Lípez). 2° Internacional Symposium on Andean Geodynamics (Oxford), Extended Abstracts: 363-366.
- Francis, P.W., Baker, M.C.W. y Halls, C. 1981. The Kari Kari caldera, Bolivia, and the Cerro Rico stock. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 10: 113-124.
- Francis, P.W., Halls, C. y Baker, M.C.W. 1983. Relationships between mineralization and silicic volcanism in the central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 18: 165-190.
- Francis, P.W. y Hawkesworth, C.J. 1994. Late Cenozoic rates of magmatic activity in the Central Andes and their relationships to continental crustal formation and thickening. *Journal of the Geological Society* 151: 845-854, London.
- Frankl, J. 1959. La Formación Limbo. *Boletín Técnico de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 2(5): 29-38.
- Galarza, I.M. 2004. Geología y petrología del volcán Sajama, Provincia Sajama, Departamento de Oruro. Tesis de grado Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, (inédito), 118 p.
- Gamble, B.M., Ratté, J.C., Carrasco, R., Soria-Escalante, E. y McKee, E.H. 1992. Todos Santos District. *Geology and Mineral Resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia*. U.S. Geological Survey Bulletin 1975: 136-143.
- García, M., Hérail, G. y Gardeweg, M. 1999. Oligocene-Miocene ignimbritic volcanism of northern Chile (Arica region): stratigraphy and geochronology. 4° Internacional Symposium on Andean Geodynamics (Goettingen), Extended Abstracts: 253-256.
- Garzzone, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C. y MacFadden, B.J. 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 241: 543-556.
- Gorinova, E., Jiménez, N., Alarcón, H., Toro, M. y Vargas, C. 2006. Estudio petrológico y geoquímica de los granitoides mesozoicos de la zona Huayna Potosí-Zongo. 17° Congreso Geológico Boliviano (Sucre), Actas: 99-102.
- Grader, G.W., Isaacson, P.E., Arispe, O., Pope, M., Mamet, B., Davydov, V. y Díaz-Martínez, E. 2003. Back-arc carbonate-siliciclastic sequences of the Pennsylvanian and Permian Copacabana Formation, Titicaca Group, Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 21: 207-228.
- Grant, J.N., Halls, C., Avila, W. y Snelling, N.J. 1979. K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian tin belt. *Economic Geology* 74: 838-851.
- Gubbels, T.L., Isacks, B.L. y Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology* 21: 695-698.
- Hampton, B.A., Horton, B.K., Fink, R.J. y Lareau, B.N. 2003. Paleogene basin development and synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau, southwest Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 21: 229-234.
- Hérail, G., Oller, J., Baby, P., Bonhomme, M. y Soler, P. 1993a. The Tupiza, Nazareno and Estarca basins (Bolivia): strike-slip faulting and thrusting during the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian orocline. 2° International Symposium on Andean Geodynamics (Oxford), Extended Abstracts: 191-194.
- Hérail, G., Soler, P., Bonhomme, M. y Lizeca, J.L. 1993b. Evolution géodynamique de la transition entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale au nord d'Oruro (Bolivie). Implications sur le déroulement de l'orogénèse andine. *Comptes Rendue Academie des Sciences de Paris* 317, série 2 : 515-522.
- Iannuzzi, R., Pfeifferkorn, H.M., Díaz-Martínez, E., Alleman, V. y Suárez-Soruco, R. 1998. La flora cocarbonífera de la formación Siripaca (Grupo Ambo, Bolivia) y su correlación con la flora de Paracas (Grupo Ambo, Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* 88: 39-51.
- Iriarte, R., Jiménez, N. y Ramírez, V. 2004. Magmatismo alcalino mesozoico en el sinclinal de Toro Toro. 16° Congreso Geológico Boliviano (Oruro), Actas: 366-368.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Isaacson, P.E. y Díaz-Martínez, E. 1995. Evidence for a middle-late Paleozoic foreland basin and significant paleolatitudinal shift, central Andes. En A.J. Tankard, R. Suárez S. y H.J. Welsink (eds.) *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62: 231-249.
- Isaacson, P., E. y Sablock P., E. 1990. Devonian palaeogeography and palaeobiogeography of the Central Andes. *Geological Society, Memoir* 12: 431-435, London.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231.
- Jacobshagen, V., Müller, J.P., Mertzmann, D., Fiedler, K., Tawackoli, S., Manutsoglu, E., Ahrendt, H. y Wemmer, K. 1998. Tectonic evolution of the central Andean backarc region (Eastern Cordillera, southern Bolivia). 13° Congreso Geológico de Bolivia (Potosí), Actas 1: 25-29.
- Jiménez, N., Arando, G. y Almendras, O. 1997. Estructura, evolución y petrología del complejo volcánico de Livichuco, norte de la Meseta de Los Frailes. *Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería* 23: 37-59.
- Jiménez, N., Galván, L. y Palomino, L. 2000. Geología de la región volcánica de Carangas: Una revisión a partir de nuevos datos de campo. 14° Congreso Geológico Boliviano (La Paz), Actas: 284-288.
- Jiménez, N., Santiváñez, R., López, S. y Gorinova, E. 2006. Upper Oligocene back arc magmatism and the onset of the plateau uplift in the Bolivian Andes. Backbone of the Americas-Patagonia to Alaska meeting (Mendoza), paper 2-18.
- Jiménez, N. y López-Velásquez, S. 2008. Magma-

- tism in the Huarina belt, Bolivia, and its geotectonic implications. *Tectonophysics* 459: 85-106.
- Jiménez, N., Vargas-Mattos, G., Santiviáñez, R., Ballón, P. y Gerales, M. 2008. Neogene arc volcanism of the Bolivian Andes: A review of the chronology and the geochemical characteristics. En Leitao, B., Braz, F. y Andersob de Souza, I. (eds.) 4º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, CD-ROM, Foz do Iguaçu.
- Kennan, L., Lamb, S. y Rundle, C. 1995. K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 8(2): 163-186.
- Keppie, J.D. y Bahlburg, H. 1999. Puncovicana Formation of northwestern and central Argentina: Passive margin or foreland basin deposit?. En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.) *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*, Geological Society of America, Special Paper 336: 139-143.
- Koepfen, R.P., Smith, R.L., Kunk, M.J., Flores, M., Luedke, R.G. y Sutter, J.F. 1987. The Morococala volcanics: highly peraluminous rhyolite ash flow magmatism in the Cordillera Oriental, Bolivia. *Geological Society of America, Annual Meeting (Phoenix)*, Abstracts with Programs 19(7): 731.
- Kontak, D.J., Clark, A.H., Farrar, E. y Strong, D.F. 1985. The rift-associated Permo-Traissic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. En Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. y Beckinsale, R.D. (eds.) *Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes*, Blackie & Son Limited, 36-44, Glasgow.
- Kussmaul, S., Jordan, L. y Ploskonka, E. 1975. Isotopic ages of tertiary volcanic rocks of SW-Bolivia. *Geologisches Jahrbuch* 14: 111-119.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L. y Dewey, J. 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. En Burg, J.P. y Ford, M. (eds.) *Orogeny Through Time*, Geological Society, Special Publication 121: 237-264, London.
- Laubacher, A.J., Boucot, A.J. y Gray, J. 1982. Additions to Silurian stratigraphy, lithofacies, biogeography and paleontology of Bolivia and southern Peru. *Journal of Paleontology* 56(5): 1138-1170.
- Laubacher, G. y Mégard, F. 1985. The Hercynian basement: a review. En Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, J. y Beckinsale, R.D. (eds.) *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*, Blackie & Son Limited, 29-35, Glasgow.
- Lavenue, A., Bonhomme, M.G., Vatin-Perignon, N. y de Pachtere, P. 1989. Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S and 18°S: Stratigraphy and K/Ar geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 2(1): 35-47.
- Légros, P. 1998. Le magmatisme néogène d'arrière-arc de l'Altiplano bolivien. *Pétrologie, géochimie et relation avec la structure lithosphérique des Andes centrales*. Thèse de docteur en Sciences, Université Aix-Marseille III, (inédito), 167 p. et annexes.
- Lema, J.C. y Ramos, W. 1996. Geología del área Zapalero, Cordillera Occidental de Bolivia. 12º Congreso Geológico de Bolivia (Tarija), Actas: 787-796.
- Leroy, J.L. y Jiménez, N. 1996. Le volcanisme de la bordure occidentale de la Meseta de Los Frailes (Bolivie), un jalon représentatif du volcanisme andin depuis l'Oligocène supérieur. *Bulletin of the Society Geology of France* 167(2): 211-226.
- Leytón, F. y Jurado, E. 1995. Hoja Salinas de Garcí Mendoza, SE 19-15. Mapas Temáticos de Recursos Minerales de Bolivia (escala 1:250.000), GEOBOL-SGAB.
- Lindsay, J.M., de Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R. y Wemmer, K. 2001. La Pacana caldera, Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106: 145-173.
- López-Velásquez, S. y Argandoña, J.L. 2007. Nuevos registros paleontológicos y estratigráficos paleozoicos del noreste del lago Titicaca (Bolivia). En Díaz-Martínez, E. y Rábano, I. (eds.) 4º European Meeting on the Paleontology and Stratigraphy of Latin America, Cuadernos del Museo Geominero 8: 261-265.
- Ludington, S., McKee, E.H. y Shew, N. 1993. K-Ar ages of Bolivian polymetallic vein deposits. *U.S. Geological Survey Bulletin* 2039: 87-93.
- Makepeace, A.J., Stasiuk, M.V., Krauth, O.R., Hickson, C.I., Cocking, R.B. y Ellerbeck, D.M. 2002. Proyecto Multinacional Andino, GeoData CD-ROM. Publicación Geológica Multinacional 3(1), digital.
- Marquillas, A., R. y Salfity, J. 1991. Marco geológico de las manifestaciones evaporíticas en América del Sur. En Puyo, J. (ed.) *Génesis de las formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos*, Editorial Universitat de Barcelona: 231-242.
- Marquillas, R.A., del Papa, C. y Sabino, J.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94: 94-113.
- Marshall, L.G., Swisher III, C.C., Lavenue, A., Hoffstetter, R. y Curtis, G.H. 1992. Geochronology of the mammal-bearing late Cenozoic on the northern Altiplano, Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 5(1): 1-19.
- Marshall, L.G., Sempere, T. y Gayet, M. 1993. The Petaca (Late Oligocene-Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) formations on the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 125: 291-301.
- Marzoli, A., Renne, P., Piccirillo, E.M., Ernesto, M. y DeMin, A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284: 616-618.
- Masson, F., Dorbath, C., Martínez, C. y Carlier, G. 2000. Local earthquake tomography of the Andes at 20°S: Implications for the structure and building of the mountain range. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 3-19.
- McBride, S.L., Robertson, R.C.R., Clark, A.H. y Farrar, E. 1983. Magmatic and metallogenic episodes in the northern tin belt, Cordillera Real, Bolivia. *Geologische Rundschau* 72(2): 685-713.
- McBride, S.L., Clark, A.H., Farrar, E. y Archibald, D.A. 1987. Delimitation of a cryptic Eocene tectono-thermal domain in the Eastern Cordillera of the Bolivian Andes through K-Ar dating and ⁴⁰Ar-³⁹Ar step heating. *Journal of Geological Society* 144: 243-255, London.
- McQuarrie, N. y DeCelles, P. 2001. Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia. *Tectonics* 20(5): 669-692.
- Mobarec, R. y Murillo, F. 1995. Hojas Corque y Nevados Payachata, SE 19-10 y SE 19-11, Mapas Temáticos de Recursos Minerales de Bolivia (escala 1:250.000), GEOBOL-SGAB.
- Moretti, J., Labaume, P., Sheppard, S.M.F. y Bou-

- légue, J. 2002. Compartmentalisation of fluid migration pathways in the sub-Andean zone, Bolivia. *Tectonophysics* 348: 5-24.
- Morgan VI, G.B., London, D. y Luedke, R. 1998. Petrochemistry of Late Miocene peraluminous silicic volcanic rocks from the Morococala field, Bolivia. *Journal of Petrology* 39(4): 601-632.
- Mukasa, S.B. y Henry, D.J. 1990. The San Nicolás batholith of coastal Peru: early Paleozoic continental arc or continental rift magmatism? *Journal of Geological Society* 147: 27-39, London.
- Myers, S.C., Beck, S., Zandt, G. y Wallace, T. 1998. Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation. *Journal of Geophysical Research* 103(B9): 21233-21252.
- Ort, M.H. 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsag-collapse caldera: Cerro Panizos, central Andes mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56: 221-252.
- Pacheco, J. y Ramírez, V. 1996. Geología y geocronología de la actividad volcánica en el área de Quetena (Prov. Sud Lípez, Dpto. Potosí). 12° Congreso Geológico de Bolivia (Tarija), Actas 2: 769-778.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Paton, S. 1990. Palaeozoic arc related volcanism on the Bolivian Altiplano. *Pacific Rim Congress* 90: 565-573.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pichavant, M., Kontak, D.J., Valencia-Herrera, J. y Clark, A.H. 1988. The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. I, Mineralogy and magmatic evolution of a two mica aluminosilicate-bearing ignimbrite suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100: 300-324.
- Pritchard, M.E. y Simons, M. 2002. A satelital geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature* 418: 167-171.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J. 1992. The lower Paleozoic magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogen. *International Geology Review* 34(11): 1081-1142.
- Redwood, S.D. y Macintyre, M.R. 1989. K-Ar dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia. *Economic Geology* 84: 618-630.
- Reimann, C.R., Spiske, M., Bahlburg, H., López, S. y Carlotto, V. 2006. Sedimentological analysis of the Ordovician and Devonian basins in southern Peru and northern Bolivia. 13° Congreso Peruano de Geología (Lima), Resúmenes extendidos: 566-569.
- Resnikowski, H. 2002. Estudio petrológico de las volcanitas Cohoni. Tesis de grado Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Mayor de San Andrés, (inédito), 136 p., La Paz.
- Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P. y Hérail, G. 2006. Miocene tidal-influenced sedimentation to continental pliocene sedimentation in the forebulge-backbulge depozones of the Beni-Mamore foreland basin (northern Bolivia). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 351-368.
- Santivañez, R., Motomura, Y. y Sanchez, A. 1996. Características petrológicas del magmatismo alcalino de la zona de Vichacla-Cotagaita. 12° Congreso Geológico de Bolivia (Tarija), Actas 2: 869-878.
- Schmitz, M. y Kley, J. 1997. The geometry of the central andean back arc crust: Joint interpretation of cross-section balancing and seismic refraction data. *Journal of South American Earth Sciences* 10(1): 99-110.
- Schneider, A. y Halls, C. 1985. Chronology of eruptive processes and mineralization of the Frailes Karikari volcanic field, Eastern Cordillera, Bolivia. *Comunicaciones (Universidad de Chile)* 35: 217-224.
- Schröder, W. y Wörner, G. 1996. Widespread Cenozoic ignimbrites in N-Chile, W-Bolivia and S-Peru (17°-20°S/71°-68°E): Stratigraphy, extension, correlation and origin. 3° International Symposium on Andean Geodynamics (St Malo), Extended Abstracts: 645-648.
- Schultz, F., Lehmann, B., Tawackoli, S., Rössling, R., Belyatsky, B. y Dulski, P. 2004. Carbonatite diversity in the Central Andes: the Ayopaya alkaline province, Bolivia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 148: 391-408.
- Sempere, T. 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. En A.J. Tankard, R. Suárez S. y H.J. Welsink (eds.) *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 207-230.
- Sempere, T. 1996. Progresos recientes en la croeostratigrafía de Bolivia. 12° Congreso Geológico de Bolivia (Tarija), Actas 1: 43-44.
- Sempere, T., Hérail, G. y Oller, J. 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del orocline boliviano. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: A127-A142.
- Sempere, T., Hérail, G., Oller, J. y Bonhomme, M.G. 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology* 18(10): 946-949.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W. y Swisher III, C.C. 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-Lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 109(6): 709-727.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cárdenas, J., Rosas, S. y Jiménez, N. 2002. Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics* 345: 153-181.
- Servant, M., Sempere, T., Argollo, J., Bernat, M., Feraud, G. y Lo Bello, G. 1989. Morphogenèse et soulèvement de la Cordillère Orientale des Andes de Bolivie au Cénozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 309, série 2: 417-422.
- Soler, M.M., Caffè, P.J., Coira, B.L., Onoe, A.T. y Kay, S.M. 2007. Geology of the Vilama caldera: A new interpretation of a large-scale explosive event in the central Andean plateau during the Upper Miocene. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164: 27-53.
- Soler, P. y Jiménez, N. 1993. Magmatic constraints upon the evolution of the Bolivian Andes since Late Oligocene times. 2° International Symposium on Andean Geodynamics (Oxford), Extended abstracts: 447-451.
- Soler, P. y Sempere, T. 1993. Stratigraphic, géochimie et signification paléotectonique des roches volcaniques basiques mésozoïques des Andes boliviennes. *Comptes Rendus Académie des Sciences de Paris* 316, série 2: 777-784.
- Soria-Escalante, E., Blanco-Cazas, M. y Jurado-Aramayo, E. 1993. El distrito de Salinas de Garcí Mendoza, Altiplano central de Bolivia:

- Mineralización polimetálica aurífera en ambiente de caldera. *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia* 1 (especial): 87-100.
- Suárez-Soruco, R. 2000. Compendio de Geología de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 18(1-2), 213 p.
- Suárez-Soruco, R. 2007. Bolivia y su paleobiodiversidad. En Díaz-Martínez, E. y Rábano, I. (eds.) 4^o European Meeting on the Paleontology and Stratigraphy of Latin America., Cuadernos del Museo Geominero 8: 375-382.
- Sugaki, A., Kusachi, I. y Shimada, N. 1988. Granite-series and -types of igneous rocks in the Bolivian Andes and their genetic relation to tin-tungsten mineralization. *Mining Geology* 38(2): 121-130.
- Sugaki, A., Shimada, N., Ueno, H., Kano, S. 2003. K-Ar ages of tin-polymetallic mineralization in the Oruro mining district, central Bolivian tin belt. *Resource Geology* 53(4): 273-282.
- Swanson, K.E., Noble, D.C., McKee, E.H., Semper, T., Martínez, C. y Cirbian, M. 1987. Major revisions in the age of rock units and tectonic events in the northern Altiplano basin of Bolivia. *Geological Society of America, Annual Meeting (Phoenix), Abstracts with Programs* 19: 456.
- Tawackoli, S., Kley, J. y Jacobshagen, V. 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Oriental del sur de Bolivia. 12^o Congreso Geológico de Bolivia (Tarija), *Actas* 1: 91-96.
- Tawackoli, S., Rössling, R., Lehmann, B., Schultz, F., Claire-Zapata, M. y Balderrama, B. 1999. Mesozoic magmatism in Bolivia and its significance for the evolution of the Bolivian orocline. 4^o Internacional Symposium on Andean Geodynamics (Göttingen), *Extended Abstracts*: 733-740.
- Tistl, M. 1990. Los filones "hipotermales" de Yani: ¿un caso de herencia volcano ?sedimentaria? *Khrysos* 5-6: 15-21.
- Tosdal, R.M., Clark, A.H. y Farrar, E. 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geological Society of America Bulletin* 95: 1318-1332.
- Tosdal, R.M. 1996. The Amazon -Laurentian connection as viewed from the Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics* 15(4): 827-842.
- Uribe-Zeballos, H. y Soria-Escalante, E. 1993. Geología y recursos minerales de la caldera de Panizos. *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia* 1 (especial): 140-152.
- Uribe-Zeballos, H., Villeneuve, M. y Gabites, J.E. 2000. Nuevas edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar y composición isotópica del Pb en el distrito de Salinas de Garcí Mendoza. 14^o Congreso Geológico Boliviano (La Paz), *Actas*: 280-283.
- Vavrdová, M., Isaacson, P.E., Díaz-Martínez, E. y Beck, J. 1991. Palinología del límite Devónico-Carbonífero en torno al Lago Titikaka, Bolivia: resultados preliminares. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 12(2): 303-313.
- Vezzoli, L., Tibaldi, A., Renzulli, A., Menna, M. y Flude, S. 2007. Faulting-assisted lateral collapses and influence on shallow magma feeding system at Ollagüe volcano (Central Volcanic Zone, Chile-Bolivia Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171(1): 137-159.
- Viramonte, J.G., Kay, S.M., Becchio, R., Escayola, M. y Novitski, I. 1999. Cretaceous *nif* related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Science* 12: 109-121.
- Wasteneys, H.A., Clark, A.H., Farrar, E. y Langridge, R.J. 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters* 132: 63-73.
- Wörner, G., Harmon, R.S., Davidson, J.P., Moorbath, S., Turner, D.L., McMillan, N.J., Nye, C., López-Escobar, L. y Moreno, H. 1988. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N Chile): Geological, geochemical and isotopic observations. *Bulletin of Volcanology* 50: 287-303.

Recibido: 7 de abril, 2009

Aceptado: 4 de septiembre, 2009