

GEOLOGIA Y TECTONICA DEL ALTIPLANO CHILENO

REYNALDO CHARRIER* y NELSON MUÑOZ*

- DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS, UNIVERSIDAD DE CHILE, CASILLA 13518, CORREO 21, SANTIAGO, CHILE.
- SOCIEDAD INTERNACIONAL PETROLERA S.A. (SIPETROL), CASILLA 123, CORREO 35, LAS CONDES, SANTIAGO, CHILE.

RESUMEN

El origen del Altiplano, en los Andes Centrales, es uno de los problemas más interesantes de la formación de los Andes. Se presenta una descripción de la evolución geológica y tectónica del Altiplano chileno y se discute el significado, para comprender su alzamiento, de un sistema de fallas inversas con vergencia al Oeste, detectado en el borde occidental del Altiplano chileno. Las rocas más antiguas de la región corresponden al Complejo Metamórfico de Belén, datado en 1.000 Ma. El Triásico Superior - Neocomiano se caracteriza por el desarrollo del arco magmático de La Negra y la cuenca de trasarco de Perú-Chile, cuyo depocentro se encontraría bajo el Altiplano occidental. La inversión de la cuenca en el Neocomiano superior produjo la emersión definitiva de la región y desarrolló una faja plegada y corrida con vergencia oriental. Esta faja fue cubierta en el Cretácico Superior por depósitos de otro arco volcánico (Fm. Panjuacha), al Este del anterior, que se correlaciona con el arco de Quebrada Mala, en Antofagasta. En el Paleógeno superior se habría desarrollado una extensa cuenca sedimentaria que dió origen a las Fms. Putani y Chucal, de carácter fluvio-lacustre. Sobre estas unidades se depositaron, en el Mioceno Inferior, las potentes y extensas ignimbritas de la Fm. Oxaya y la Fm. Lupica. Un evento compresivo del Mioceno Medio a Superior en el borde Oeste del Altiplano, al norte de 19° 30' lat. S. provocó el corrimiento con vergencia al Oeste de las rocas precámbricas y jurásicas sobre las Fms. Oxaya y Lupica. Sobre estas unidades se desarrolló el arco volcánico actual y la cuenca en extensión de la pliocénica Fm. Lauca. La existencia de una faja plegada y corrida con vergencia al Este en el borde oriental del Altiplano, conocida previamente, y de un sistema de fallas inversas con vergencia opuesta en el borde occidental, recientemente detectado, pone en evidencia que este bloque es una estructura compresiva y permite proponer que el alzamiento del Altiplano tuvo un control fundamentalmente estructural. La superficie altiplánica se habría nivelado por procesos de erosión y relleno, tanto sedimentario como volcánico, de una región deprimida formada entre la Cordillera Oriental, por un lado, y la Cordillera Occidental volcánica y el alzamiento provocado por el sistema de fallas inversas con vergencia al Oeste del borde occidental del Altiplano, por el otro.

ABSTRACT

The origin of the near 4,000 m high Altiplano plateau, located in the Central Andes, represents one of the most interesting mountain building problems of the Andean range. This article presents a description of the geology and tectonic evolution of the Chilean Altiplano and discusses the significance for the uplift of the plateau of a westvergent thrust system located along its west margin. The oldest rocks in this region form the 1,000 Ma old Belén Metamorphic Complex. The late Triassic to Neocomian evolution is characterized by the development of the La Negra volcanic arc and the Perú-Chile backarc basin, with a depocenter located below the western Altiplano. The inversion of the basin in the late Neocomian produced a definite emersion of the region and developed an eastvergent thrust and fold belt. In the late Cretaceous this belt was unconformably covered by the deposits of a new volcanic arc (Panjuacha Fm.), shifted to the east of the former La Negra arc, and correlated to the Quebrada Mala arc in the Antofagasta region. During the Paleogene a new volcanic activity and associated basins were developed. Here the fluvio-lacustrine Putani and Chucal Fms. were deposited. These units were covered by the extensive flat-lying, ignimbritic early Miocene Oxaya and the Lupica Fms. A Middle to late Miocene compressive event caused along the west margin of the Altiplano, north of 19° 30' South latitude, the westvergent thrusting of the Oxaya and Lupica, Fms. by pre-Cambrian and Jurassic rocks. On top of this units developed the Present volcanic arc (Western Cordillera) and the Pliocene Lauca Fm. extensional basin. The existence of the previously known eastvergent thrust and fold belt on the east side of the Altiplano, in Bolivia, and of the recently detected westvergent thrust system on its west side evidences that the Altiplano block is a compressive feature and suggests that its uplift was mainly structurally controlled. The flat Altiplano surface was levelled by both the erosion of an old topography and filling by sedimentary and volcanic deposits of a depressed area located between the Eastern Cordillera, to the east, and the Western Cordillera and the thrust and uplifted west margin of the Altiplano to the West.

INTRODUCCION

El alzamiento de las cadenas de montañas se asocia generalmente con procesos de acortamiento cortical. Para explicar la presencia en algunas cadenas de montañas la existencia de grandes plateaus como el Tibet y el Altiplano, es necesario, sin embargo, recurrir a una combinación de procesos que consideren diferentes tasas de transporte de masa y energía, tanto en la horizontal como en la vertical. Tales procesos se pueden clasificar en tres categorías: acortamiento estructural, adición magmática y adelgazamiento litosférico (ALLMENDINGER, 1986).

Se han realizado varios intentos para explicar el alzamiento del Altiplano. SUAREZ *et al.* (1983) sugieren que el engrosamiento cortical se debe a repetidos cabalgamientos en la corteza continental. Opiniones similares fueron expresadas por ROEDER (1988) y REUTTER *et al.* (1988). ISACKS (1988) abogó por la idea de que el Altiplano es el resultado de engrosamiento cortical producido por acortamiento tectónico y adelgazamiento termal de la litosfera. KONO *et al.* (1989) propusieron, en cambio, que la adición de magma y el acortamiento cortical son los mecanismos que simultáneamente operaron durante el alzamiento de este plateau. Estos autores sugieren que la adición de magma tuvo lugar principalmente en la mitad occidental del Altiplano, mientras que el acortamiento cortical ocurrió en su parte oriental, es decir, en la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas.

El origen de los Andes está claramente relacionado con la subducción de la placa de Nazca bajo el borde occidental de América del Sur. El Altiplano es parte de la cadena andina y, por lo tanto, su origen es el resultado de procesos asociados con la subducción similares a los que se conocen en otras regiones de los Andes. La explicación del origen del Altiplano depende del conocimiento de cómo tales procesos combinaron su intensidad y del orden cronológico con que cada uno actuó. Otro aspecto importante de este problema es conocer el por qué aquí tuvo lugar una cierta combinación de procesos con una intensidad

diferente que en otras regiones de la cadena. FROIDEVAUX y ISACKS (1984), FROIDEVAUX y RICARD (1987) y ISACKS (1988) presentaron detallados análisis de los aspectos relacionados con la subducción presente y pasada, las características de la litósfera y astenósfera, y los balances de masa de las unidades comprometidas en la formación de un alto plateau elevado, en general, y de la región altiplánica, en particular. La información geofísica sobre esta región es aún demasiado escasa para permitir la proposición de modelos satisfactorios.

Con posterioridad a los trabajos mencionados han surgido importantes antecedentes sobre la estructura y evolución tectónica de la región boliviana (HERAIL *et al.*, 1990; SEMPERE *et al.*, 1990) y chilena (MUÑOZ y CHARRIER, 1996), que ponen en evidencia la existencia de dos sistemas de fallas inversas con vergencias divergentes en ambos bordes del Altiplano.

En este artículo se presenta un bosquejo de la geología de la región altiplánica chilena y de su evolución tectónica y paleogeográfica y se analiza el significado y las implicaciones para el alzamiento del Altiplano de un sistema de fallas inversas de alto ángulo con vergencia al Oeste recientemente reconocido en el borde occidental del Altiplano chileno. Si bien la estratigrafía y la cronología de los eventos tectónicos de la región chilena es aún imprecisa, el conocimiento de la existencia de este sistema de fallas inversas permite proponer un modelo estructural más realista para el alzamiento del Altiplano.

La existencia de fallas importantes en esta región fue previamente señalada por PACCI *et al.* (1980), quienes mapearon algunas de ellas en la región de Belén - Ticnamar sin indicar el tipo de desplazamiento. PASKOFF y NARANJO (1983), NARANJO y PASKOFF (1985) y DAMM *et al.* (1986) mencionaron, además, la existencia de fallas inversas con desplazamientos importantes a lo largo del margen del Altiplano chileno al Este de Arica.

MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO

El Altiplano, incluyendo la Puna, es con el Himalaya uno de los mayores plateaus de la Tierra y el único ubicado en un borde activo de subducción. Se ubica en el sector arqueado de la cadena denominado Codo de Arica o de Santa Cruz. Esta región corresponde a la parte central de los Andes Centrales (GANSSE, 1973). Forma parte del segmento andino localizado entre 15° y 27° de latitud Sur, subductado con una inclinación de unos 30° y limitado hacia el Norte y el Sur por segmentos de subducción plana, menor que 15° de inclinación (BARAZANGI y ISACKS, 1976).

En esta región se han definido las siguientes unidades morfoestructurales, de Oeste a Este: La Cordillera de la Costa, la Depresión Central, el Altiplano con el cordón volcánico en su borde occidental o Cordillera Occidental, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas (Fig.1).

El Altiplano, junto con la Puna, es por sus dimensiones el rasgo orográfico más destacado de los Andes Centrales y posiblemente de todo el cordón andino. Corresponde a una inmensa altiplanicie que se encuentra a un promedio de 3.700 metros sobre el nivel del mar. Tiene cerca de 300 km de ancho y unos 1.500 km de largo. Se extiende desde los 15° hasta los 27° de latitud sur, o sea, desde la región de Ayacucho, en Perú, hasta cerca de Copiapó, en Chile (Fig.1).

Para comprender la magnitud de esta masa montañosa señalaremos que un segmento de 1 km de largo en la Cordillera de los Andes en la región central de Chile, entre Valparaíso y Mendoza, tiene un volumen de aproximadamente 500 km³, mientras que un segmento de 1 km de largo en los Andes Centrales, entre Arica y Santa Cruz, tiene alrededor de 1.800 km³.

En la superficie del Altiplano existen extensas depresiones. Estas corresponden, en la parte Sur, a cuencas endorreicas evaporíticas formadas bajo condiciones climáticas áridas, como los salares de Arizaro, Uyuni, Coipasa y Surire, y a enormes lagos hacia el Norte, como el Poopo y el Titicaca (Fig. 1).

La Cordillera Occidental corresponde al cordón volcánico andino Neógeno superior - Reciente. Tiene unos 100 km de ancho y está formada por volcanes activos y extinguidos, edificados sobre la superficie plana de la parte occidental del Altiplano, algunos de los cuales alcanzan alturas de más de 6.500 m. Los volcanes más jóvenes y activos se ubican principalmente a lo largo del límite internacional.

Las Sierras Subandinas, la unidad morfoestructural más oriental de esta región, corresponden a una faja plegada y corrida con vergencia oriental en la cual el acortamiento total es de por lo menos 210 Km (SHEFFELS, 1990).

GEOLOGIA Y ESTRATIGRAFIA DEL ALTIPLANO CHILENO

En el Altiplano chileno se conocen rocas de edades pre-cámbrica, mesozoica y cenozoica. A continuación se describen las unidades conocidas en la región y se bosqueja su evolución paleogeográfica tomando en cuenta los antecedentes disponibles para la región Norte de Chile.

Las rocas más antiguas de esta región corresponden a esquistos y gneisses de bajo grado con edades de 1.000 Ma (PACCI *et al.*, 1980), que se agrupan bajo el nombre de Esquistos o Complejo Metamórfico de Belén (MONTECINOS, 1969). Estas rocas

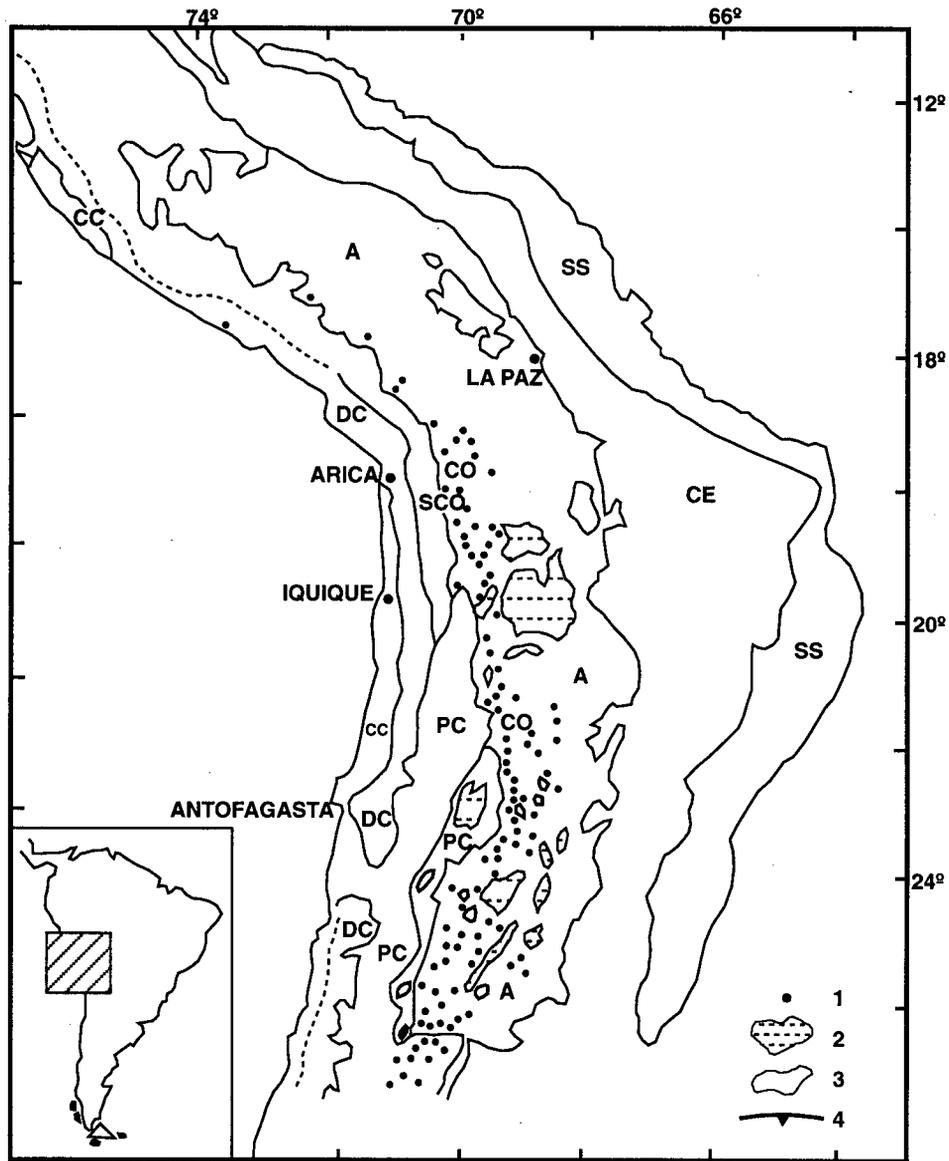


Fig. 1. Mapa de ubicación del Altiplano en América del Sur y distribución de las unidades morfoestructurales de los Andes Centrales. CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, SCO: Franja con Sistema de Fallas Inversas con vergencia al Oeste, PC: Precordillera, PD: Depresión Preandina, A: Altiplano, CO: Cordillera Occidental volcánica, CE: Cordillera Oriental, SS: Sierras Subandinas. 1. Volcanes, 2. Salares, 3. Lagos. En el recuadro se indica el área de América del Sur representada con mayor detalle.

afloran a lo largo de una angosta franja ubicada a lo largo del borde occidental del Altiplano entre Socoroma y Ticnamar (Fig. 2) y se encuentran cabalgando a rocas más jóvenes a lo largo de un sistema de fallas inversas de alto ángulo y vergencia occidental (MUÑOZ y CHARRIER, 1996). Esta unidad se puede interpretar como un fragmento del borde occidental del cratón Sudamericano o como una parte joven del Macizo de Arequipa (MPODOZIS y RAMOS, 1989), el cual podría ser un fragmento de Laurentia, el núcleo precámbrico de Norte América, separado de la inflexión de Arica en el Precámbrico más alto (570 Ma) (DALZIEL, 1993).

Durante el Triásico más alto y el Jurásico Inferior se desarrolló, a lo largo de la actual Cordillera de la Costa, el arco volcánico de La Negra. Los productos del volcanismo engranaron hacia el Este con los depósitos de la cuenca marina de trasarco de Perú-Chile (MUÑOZ *et al.*, 1988, 1989; HARAMBOUR, 1990). El análisis de facies y de la capacidad oleogénica de los depósitos jurásicos permite deducir un amplio desarrollo de la cuenca hacia el Este y que eventuales concentraciones de hidrocarburos se podrían encontrar en subsuperficie bajo el Altiplano occidental (MUÑOZ y CHARRIER, 1993). El inicio de la regresión marina se produjo en el Jurásico Superior (Kimmeridgiense). En algunos sectores de la cuenca, la sedimentación se prosiguió durante el Neocomiano Inferior con la acumulación de gruesos espesores de sedimentos clásticos arenosos con niveles que contienen especies de Trigonias del Cretácico Inferior (Fm. Livillar; MUÑOZ *et al.*, 1988, 1989) y conglomerádicos (Fm. Chusmiza;

HARAMBOUR, 1990). La regresión definitiva del mar en esta región coincidió con el comienzo de la deriva hacia el Este de América del Sur al separarse de Gondwana. La inversión de la cuenca ocurrió en el Neocomiano superior. Esta deformación desarrolló una extensa faja plegada y corrida con vergencia oriental en todo el ámbito de la cuenca de trasarco (MUÑOZ y CHARRIER, 1996).

En la quebrada de Tarapacá, en el sector de Pachica, se conocen rocas volcánicas de edad cretácica superior, de composición principalmente ácida, agrupadas en la Fm. Panjuacha. Estas recubren discordantemente a los depósitos del Jurásico Superior de la cuenca de trasarco (Fm. Quebrada Honda) y están intruidas por cuerpos datados en 80 Ma (HARAMBOUR, 1990). Estas rocas pueden asignarse a una nueva distribución de los centros volcánicos, desplazados hacia el Este con respecto del arco volcánico de La Negra. Este nuevo cordón volcánico corresponde a la prolongación hacia el norte del arco de Quebrada Mala conocido entre Antofagasta y Calama (MUÑOZ *et al.*, 1989).

A fines del Terciario Inferior se desarrolló una extensa cuenca sedimentaria fluvio-lacustre con abundante desarrollo de actividad orgánica (MUÑOZ, 1991) y con restos fósiles de mamíferos (CHARRIER *et al.*, 1994). En ella se depositó, en el sector de Surire, la Formación Chucal, cuyo espesor alcanza a más de 1.000 m, y posiblemente también la Formación Putani, en el sector de General Lagos (SALAS *et al.*, 1996; MUÑOZ, 1991) (Fig. 2). La tendencia subsidente que dio origen a esta cuenca estuvo asociada a una intensa actividad volcánica explosiva de carácter ácido.

En el Mioceno (19 Ma) esta actividad volcánica explosiva dió origen a gruesos y extensos (más de 20.000 km cuadrados) mantos ignimbríticos que recubrieron a los depósitos anteriores (Fm. Oxaya, en el Altiplano de Arica, SALAS *et al.*, 1966; Fm. Altos de Pica, en el Altiplano de Iquique, GALLI, 1957, 1968; GALLI y DINGMAN, 1962), cuyas edades están comprendidas entre 23 y 15 Ma (GALLI, 1957, 1968; GALLI y DINGMAN, 1962; LAHSEN, 1982; MUÑOZ, en prep.). Depósitos similares y de la misma edad se conocen en el Sur del Perú.

Sobre la Formación Oxaya se depositó la Formación Lupica (MUÑOZ, 1991), también de carácter fluvio-lacustre, expuesta como imbricaciones tectónicas a lo largo de la franja Socoroma, Zapahuira, Chapiquiña, Belén, Lupica, Ticnamar (Fig. 2).

Un episodio compresivo (Mioceno Medio - Superior) desarrolló un sistema de fallas inversas de alto ángulo que afectaron a las Fms. Oxaya y Lupica que permitieron el cabalgamiento del bloque altiplánico hacia el Oeste (MUÑOZ y SEPULVEDA, 1992; MUÑOZ y CHARRIER, 1996), de una manera divergente con lo que estaba ocurriendo en las Sierras Subandinas en el borde oriental del Altiplano en Bolivia.

Los volcanes, que forman la Cordillera Occidental, se desarrollaron en la superficie del Altiplano por encima de la cubierta de Fm. Oxaya. Esta actividad volcánica es la que da origen a los campos geotérmicos de Jurase, Surire, Puchuldiza y El Tatio, entre otros (LAHSEN, 1976), a importantes depósitos de Azufre y a los yacimientos de Cobre y metales preciosos, como el de Choquelimpie (AGUIRRE, 1990).

Sobre esa cubierta se desarrolló también la cuenca que alojó a los sedimentos plio-pleistocénicos de la Fm. Lauca y los depósitos evaporíticos acumulados en los salares, fuentes de boratos, metales escasos como el Litio, Tierras Raras, etc (ver CHONG, este simposio).

CONSIDERACIONES SOBRE EL ALZAMIENTO Y EVOLUCION DEL ALTIPLANO

Los grandes plateaus como el Tibet y el Altiplano se caracterizan por dos rasgos morfológicos esenciales: 1. El enorme volumen de corteza elevado, y 2. la existencia de una superficie plana. A continuación se discuten algunos aspectos que parecen relevantes para explicar estos rasgos en el sector boliviano-chileno del Altiplano.

1. El alzamiento del Altiplano

El sistema de fallas inversas de alto ángulo con vergencia al Oeste, que compromete al basamento ("thick-skinned tectonics") recientemente descubierto en el borde occidental del Altiplano chileno, al Norte de 20° Sur (MUÑOZ y CHARRIER, 1996), es un antecedente fundamental para comprender el alzamiento del Altiplano.

Las estructuras más occidentales del sistema se ubican en el borde oriental de la Depresión Central (Fig. 2). Estas pasan gradualmente hacia el Norte desde una flexura con manteo hacia el Oeste, conocida a 19° 30' de latitud Sur y descrita por MORTIMER *et al.* (1974), a un pliegue asimétrico con vergencia occidental que presenta en su flanco frontal dos fallas inversas que mantean al Este. Estas fallas afectan a la Fm. Oxaya y a las gravas sintectónicas asociadas (MUÑOZ y SEPULVEDA, 1992). Determinaciones K-Ar en ignimbritas falladas que sobreyacen a la Fm. Oxaya dieron edades de 16,3 y 16,2 Ma. Niveles de tobas que recubren a las unidades flexuradas y falladas fueron datadas por el mismo método en 8,2 Ma (MUÑOZ y SEPULVEDA, 1992). La edad del episodio de fallamiento inverso se puede ubicar, por lo tanto, en el Mioceno medio a superior.

Las fallas más occidentales de este sistema se encuentran bien expuestas a lo largo de la franja prealtiplánica de Socoroma, Zapahuira, Chapiquiña, Belén, Lupica, Ticnamar (Fig. 2). Estas forman un sistema de fallas inversas de alto ángulo que permitió

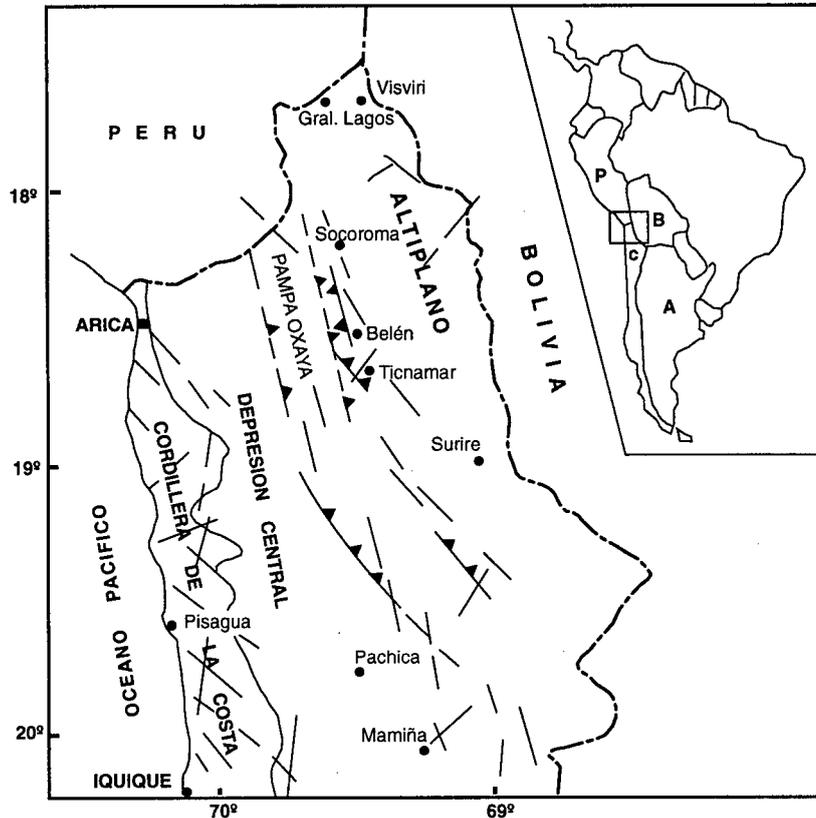


Fig. 2. Mapa de ubicación del Sistema de Fallas Inversas con vergencia al Oeste ubicada en el borde occidental del Altiplano con indicación de las principales localidades mencionadas en el texto. En el recuadro se indica el área de América del Sur representada en detalle. A: Argentina, B: Bolivia, C: Chile, P: Perú.

la superposición de rocas precámbricas y mesozoicas sobre depósitos terciarios (MUÑOZ y CHARRIER, 1996). Asociados a estas fallas se generaron también depósitos de gravas sintectónicas bien expuestas a lo largo del sector pre-altiplánico ubicado entre Socoroma y Tícnamar (borde occidental de Pampa Oxaya; Fig. 2), como la Fm. Huaylas y los Estratos de Caragua. Estos últimos con restos de vertebrados del Mioceno Superior (SALINAS *et al.*, 1991). Este sistema de fallas determinó la morfología escalonada de la vertiente occidental del Altiplano.

En el borde oriental del Altiplano, en Bolivia, se ha determinado para el Oligoceno Superior - Mioceno Inferior (24 Ma) el inicio de un largo y prácticamente continuo proceso de deformación que permitió el cabalgamiento de la masa altiplánica sobre rocas sedimentarias ubicadas a su lado oriental (HERAIL *et al.*, 1990; SEMPERE *et al.*, 1990). El resultado de este proceso es la faja plegada y corrida con fallas de bajo ángulo y vergencia oriental de las Sierras Subandinas. Esta faja se habría iniciado con el Corrimiento o Cabalgamiento Principal Andino (MAT) y el fallamiento habría progresado secuencialmente hacia el Este (SEMPERE *et al.*, 1990). Esta faja plegada y corrida sigue activa hoy en día (HERAIL, 1990) y se manifiesta, por una actividad sísmica cortical superficial con mecanismos de foco correspondientes a fallas inversas de bajo ángulo (DORBATH *et al.*, 1991). SEMPERE *et al.* (1990) distinguieron, además, en el Altiplano boliviano una "faja" occidental separada de una "faja" oriental por una Falla Limítrofe Intra Andina de vergencia occidental, ubicada al Oeste del MAT, a lo largo de la cual parte de la "faja" occidental fue cabalgada por la "faja" oriental.

El desarrollo de la faja plegada y corrida de las Sierras Subandinas produjo un considerable aumento del espesor cortical de esa región y un consiguiente alzamiento del relieve. El sistema de fallas inversas con vergencia al Oeste, que alcanzó a exponer el basamento, recientemente reconocido en el borde occidental del Altiplano chileno, debió generar un alzamiento equivalente.

La situación generada por la existencia de sistemas de vergencias opuestas, posiblemente relacionados genéticamente, a ambos lados del Altiplano, pone en evidencia que los límites oriental y occidental de este elemento orográfico están determinados por fallas inversas (Fig. 3).

En estas condiciones las fuerzas compresivas que actúan en este borde continental orogénico forzarían la corteza ya elevada y posiblemente más liviana a seguir cabalgando la corteza adyacente más delgada que bordea por ambos lados el bloque altiplánico.

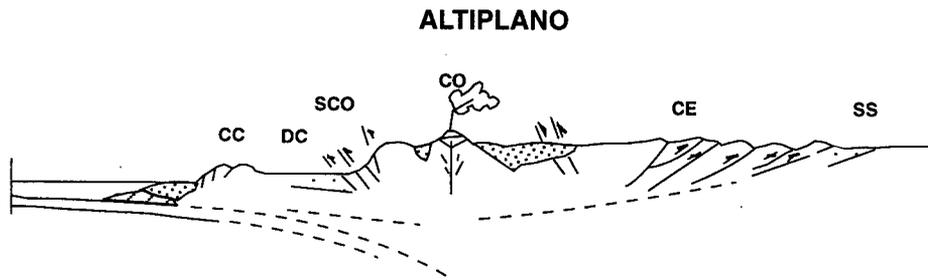


Fig. 3. Perfil Este-Oeste del Altiplano boliviano-chileno mostrando las diferentes unidades morfoestructurales y la relación divergente de los sistemas de fallas inversas con vergencia al Oeste (SCO) en el borde chileno del Altiplano con respecto de la faja plegada y corrida de las Sierras Subandinas (SS). Abreviaciones como en Fig. 1.

Una vez establecidas estas condiciones el proceso de alzamiento debería continuarse hasta que se verifique un cambio mayor en el régimen de fuerzas (subducción), o bien hasta que la masa elevada no pueda sustentarse más y se produzca el colapso del orógeno.

2. Desarrollo de la superficie altiplánica

La superficie plana del Altiplano, sobre la cual descansan los volcanes de la Cordillera Occidental es el resultado de un emparejamiento de la topografía que existía antes de los 23 Ma (Oligoceno superior - Mioceno inferior), por erosión y relleno sedimentario y volcánico.

En este periodo, los depósitos del Terciario Inferior habían sido parcialmente erodados y los productos resultantes se habrían acumulado en una cuenca de antepaís. Los dominios donde se localizó el volcanismo, la región adyacente oriental y el antepaís fueron cubiertos a partir de 23 Ma por extensas y potentes cubiertas ignimbríticas (Fms. Oxaya y Altos de Pica), que completaron el proceso de nivelación iniciado por la erosión y la sedimentación.

SEMPERE *et al.* (1990) concluyeron que la actual región altiplánica fue, hasta el Eoceno - Oligoceno medio, parte de una cuenca de trasarco, pero que, con el súbito desplazamiento hacia el Este del frente de deformación tectónica hasta la posición del Corrimiento Principal Andino, la región altiplánica quedó encerrada entre la Cordillera Oriental, en proceso de alzamiento, y los remanentes del dominio volcánico del Terciario Inferior.

Esta situación se mantuvo a causa del ininterrumpido desarrollo de la faja plegada y corrida de las Sierras Subandinas, en la parte oriental del Altiplano, y por el desarrollo de la Cordillera Occidental, volcánica, y el sistema de fallas inversas con vergencia occidental, al Oeste del Altiplano.

A pesar de que la actual superficie del Altiplano es casi plana es necesario señalar que durante el Neogeno Superior se formaron amplias cuencas subsidentes como las de la Fm. Lauca, de 300 m de espesor y de edad pliocénica, y de los grandes salares. Así mismo, es necesario mencionar que la Fm. Lauca presenta evidencias de una deformación compresiva que no se manifiesta en los depósitos cuaternarios.

Los depósitos acumulados en estas cuencas pone en evidencia una importante actividad de erosión y sedimentación. Estos procesos tuvieron lugar, sin embargo, casi en el mismo lugar. Esto representa una diferencia esencial respecto del transporte de sedimentos que se produce cuando la región erodada es un arco volcánico y el dominio de sedimentación es el dominio de trasarco o de antepaís. En estos casos los sedimentos acumulados en el trasarco sufren de repetidos transportes en la misma dirección con las sucesivas inversiones y progresivos alzamientos de las cuencas. Esto último es lo que se podría denominar: Migración de los sedimentos en el sentido de la polaridad tectónica y magmática.

CONCLUSIONES

Los antecedentes expuestos permiten establecer las siguientes conclusiones:

1. El Altiplano boliviano-chileno está limitado por ambos lados por sistemas de fallas inversas con vergencias divergentes: Al Este, por la faja plegada y corrida con fallas de bajo ángulo y vergencia oriental de las Sierras Subandinas, y, al Oeste, por un sistema de fallas inversas de alto ángulo, con vergencia al Oeste.
2. La existencia de ambos sistemas de fallas con las características descritas, permite concluir que el Altiplano es una estructura compresiva asimétrica generada por un aumento gradual del espesor de la corteza a causa de su fallamiento repetido.
3. El alzamiento del Altiplano tuvo un control fundamentalmente estructural y, por lo tanto, la existencia de este plateau elevado es esencialmente el resultado de procesos mecánicos.

4. La superficie altiplánica se habría formado, primero, por erosión de un relieve preexistente y, segundo por el relleno, por depósitos sedimentarios y volcánicos, de una región deprimida y elongada, probablemente endorreica, desarrollada a partir del Mioceno más inferior (24 Ma para la faja plegada y corrida del las Sierras Subandinas) y localizada entre la Cordillera Oriental, por un lado, y la Cordillera Occidental volcánica y el alzamiento provocado por el sistema de fallas inversas con vergencia al Oeste del borde occidental del Altiplano (entre 16 y 4 Ma), por el otro.

AGRADECIMIENTOS

Los antecedentes aquí presentados se obtuvieron durante el desarrollo del proyecto FONDECYT N° 1224-91: "Tectónica compresiva versus acreción magmática en la génesis del Altiplano chileno", financiado por la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica de Chile (CONICYT). Se agradece a la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) por el apoyo brindado durante el desarrollo del proyecto mencionado.

REFERENCIAS

- Aguirre, E., 1990. Geología del Complejo Volcánico Choquelimpie-Ajoya, Altiplano de Arica, Iª Región. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 136 p.
- Allmendinger, R.W., 1986. Tectonic development, southeaster border of the Puna plateau, north western Argentine Andes. Geological Society of America Bulletin, Vol. 97, p. 1070-1082.
- Barazangi, M. y Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology, 4, 686-692.
- Charrier, R., Muñoz, N., Wyss, A.R., Flynn, J.J. y Hérail, G., 1994. Hallazgo de un húmero de Toxodonte (Mammalia) en la Formación Chucal en el Altiplano chileno. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile, Vol. 1, p. 434-437.
- Dalziel, I.A.W., 1993. The origin and early history of the Pacific margin of South America: Their influence on the development of the Andean Cordillera. Second Symposium International de Géodynamique Andine (ISAG 93), Oxford, Septiembre 1993, Editions ORSTOM, Paris, p. 505-508.
- Damm, K.-W., Pichowiak, S. y Todt, W., 1986. Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen Grundgebirges in Nordchile. Berliner Geowiss. Abh. (A), 66, p. 73-146, Berlin.
- Dorbath, L., Dorbath, G., Jimenez, E. y Rivera, L., 1991. Seismicity and tectonic deformation in the Eastern Cordillera and the sub-Andean zone of central Peru. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 4, N° 1/2, p. 13-24.
- Froidevaux, C. y Isacks, B.L., 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 71, p. 305-314.
- Froidevaux, C. y Ricard, Y., 1987. Tectonic evolution of high plateaus. Tectonophysics, Vol. 134, p. 227-238.
- Galli, C., 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, Sector de Pica, Tarapacá. Revista Minerale, Año 12, N° 56, p. 14-26, Santiago.
- Galli, C., 1968. Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile N° 18, 53 p., Santiago.
- Galli, C., y Dingman, R., 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, Vol. 3, N° 2-5, 125 p., Santiago.
- Gransser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society of London, v. 129, p. 93-131.
- Harambour, S., 1990. Geología pre-cenozoica de la Cordillera de los andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales, Iª Región, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 228 p.
- Hérail, G., Baby, P., López, M., Oller, J., López, O., Salinas, R., Sempere, T., Beccar, G. y Toledo, H., 1990. Structure and kinematic evolution of subandean thrust system of Bolivia. Premier Symposium International de Géodynamique Andine (ISAG 90), Grenoble, Mayo 1990, Editions ORSTOM, Paris, p. 172-182.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. Journal of Geophysical Research, Vol. 94, N° B4, p. 3211-3231.
- Kono, M., Fukao, y Yamamoto, A., 1989. Mountain building in the central Andes. Journal of Geophysical Research, v. 94, N° B4, p. 3891-3905.

- Lahsen, A., 1976. Geothermal exploration in Northern Chile: A summary. *Circum-Pacific Energy and Mineral Resources*, Memoir N° 25, p. 169-175.
- Lahsen, A., 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile. *Earth-science Reviews*, Vol. 18, p. 285-302.
- Montecinos, F., 1963. Observaciones de geología en el Cuadrángulo de Campanini, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 109 p.
- Mortimer, C., Farrar, E. y Saric, N., 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geologische Rundschau*, Band 63, p. 484-490.
- Mpodozis, C. y Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*; Ericksen, G.E., Cañas M.T. and Reinemund, J.A. (Editores), Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Easth Science Series, v. 11, p. 59-90.
- Muñoz, N., 1991. Marco Geológico y Estratigrafía de un sistema fluvio-lacustre, Paleogeno, Altiplano de Arica, Norte de Chile. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, Viña del Mar, p. 201-204
- Muñoz, N., en prep. Estratigrafía, estructura y evolución del Altiplano chileno entre 18° 30' y 20° de latitud Sur. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Muñoz, N. y Sepúlveda, P., 1992. Estructuras compresivas con vergencia al Oeste en el borde oriental de la Depresión Central (19° 15' lat. Sur). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, N° 2, p. 241-247.
- Muñoz, N. y Charrier, R., 1993. Jurassic-early Cretaceous facies distribution in the Western Altiplano (18°-21°30' S.L.). Implications for hydrocarbon exploration. *Second Symposium International de Géodynamique Andine (ISAG 93)*, Oxford, Septiembre 1993, Editions ORSTOM, Paris, p. 307-310.
- Muñoz, N. y Charrier, R., 1996. A west vergent fault system at the western border of the Altiplano in Northern Chile: implications for the uplift of the Altiplano-Puna plateau. *Jour. of South American Earth Sciences*. Vol. 9, p. 171-181
- Muñoz, N., Elgueta, S. y Harambour, S., 1988. El Sistema Jurásico en el curso superior de la quebrada Azapa, I Región: Implicancias paleogeográficas. *Actas 5º Congreso Geológico Chileno*, Tomo 1, p. A403-A415.
- Muñoz, N., Charrier, R. y Pichowiak, S., 1989. Cretácico Superior volcánico-sedimentario (Formación Quebrada Mala) en la Región de Antofagasta, Chile, y su significado geotectónico; *in*: Contribución a los Simposios sobre el Cretácico de América Latina, Parte A: Eventos y Registro Sedimentario, Spalletti, L., Editor, Buenos Aires, p. 133-148.
- Naranjo, J. A. y Paskoff, R., 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21° S.). *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, p. 5/149-165.
- Oldow, J.S., Bally, A.W. y Ave-Lallemant, H.G., 1990. Transpression, orogenic float and lithospheric balance. *Geology*, Vol. 18, p. 991-994.
- Pacci, D., Hervé, F., Munizaga, F., Kawashita, K. y Cordani, U., 1980. Acerca de la edad Rb/Sr precámbrica de rocas de la Formación Esquistos de Belén, Departamento de Parinacota Chile. *Revista Geológica de Chile*, 11, p. 43-50.
- Paskoff, R. y Naranjo, J.A., 1983. Formation et évolution du piémont andin dans le désert du Nord du Chili (18°-21° latitude Sud) pendant le Cénozoïque supérieur. *C. R. Acad. Sc. Paris*, Tomo 297 (14 Novembre 1983), Série II, p. 743-748.
- Reutter, K.-J., Giese, P., Götze, H.-J., Scheuber, E., Schwab, K., Schwarz, G. y Wigger, P., 1988. Structure and crustal development of the central Andes between 21° and 25° S.; *in*: *The Southern Andes*, H. Bahlburg, Ch. Breitkreuz & P. Giese (Editores), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, p. 231-261.
- Roeder, D., 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, Vol. 7, N° 1, p. 23-39.
- Salas, R., Kast, R., Montecinos, F. y Salas, R., 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 21, 114 p., Santiago.
- Salinas, P., Villarroel, C., Marshall, L., Sepúlveda, P. y Muñoz, N., 1991. *Tyotheriopsis* sp (Nothoungulata, Mesotheridae), mamífero del Mioceno Superior en las cercanías de Belén, Arica, Norte de Chile. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, Viña del Mar, p. 314-317.
- Sempere, T., Hérail, G., Oller, J. y Bonhomme, M.G., 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, Vol. 18, p 946-949.

Sheffels, B., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, Vol. 18, p. 812-815.

Suárez G., Molnar, P. y Burchfield, B.C., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and southern Colombia. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, p. 10.403-10.429.