

Santiago, 8 - 12 Agosto de 1988

Departamento de Geología y Geofísica
Universidad de Chile

LOS ASPECTOS ESTRUCTURALES Y SEDIMENTARIOS DEL
OROCLINO BOLIVIANO

Thierry SEMPERE¹, Gérard HERAIL², Jaime OLLER³

- 1 : Convenio YPFB-ORSTOM, CC 4875, Santa Cruz, Bolivia
- 2 : Convenio UMSA-ORSTOM, CP 8714, La Paz, Bolivia
- 3 : Gerencia de Exploración YPFB, CC 1659, Santa Cruz, Bolivia

RESUMEN

Varios dominios estructurales, limitados por frentes de cabalgamiento y/o fallas transcurrentes, participan a la deflexión de la Cordillera de los Andes llamada "Oroclino Boliviano". La individualización de aquellos dominios se desarrolló progresivamente a partir del Oligoceno medio a superior, interviniendo de Oeste a Este :

- La compleja Cuña Occidental, limitada al Este por la falla N120 Eucaliptus, el Cabalgamiento Altiplánico Principal (CALP) y la falla N45 "Uyuni - Khenayani".

- El Conjunto Sucre - La Paz, limitado al Este por el Cabalgamiento Andino Principal (CANP). La falla transcurrente

19 FEV. 1996

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 43395 ex 1

Cote : B

Cochabamba, que se prolonga por el cabalgamiento de la Cordillera Real, la falla Toracari, que se prolonga por el cabalgamiento de Arque, y la falla transcurrente Aiquile-Tupiza, son los principales elementos estructurales que se destacan dentro de este dominio altamente imbricado.

- El Conjunto Tarija-Azurduy-Teoponte, limitado al Este por el Cabalgamiento Frontal Principal (CFP), corresponde a una estrecha faja aparentemente muy acortada y desgarrada.

- El Conjunto Subandino - Llanura, corresponde al dominio cratónico y a su margen recientemente deformada.

Cada dominio comprende varias unidades y subunidades que poseen ciertas características estratigráficas, paleogeográficas, magmáticas y estructurales. Las reconstrucciones paleogeográficas para el Fanerozoico (pre-Oligoceno) hacen sospechar acortamientos muy importantes, responsables de la yuxtaposición actual, sin ninguna transición, de paleodominios contemporáneos pero paleogeográficamente ajenos. Estos acortamientos se observan en el área de influencia del oroclino boliviano, el cual se originó probablemente en relación con ellos.

ABSTRACT

Several structural domains, limited by thrust fronts and/or strike-slip faults, compose the deflection of the Andes Cordillera named "Bolivian Orocline". Individualization of these domains has progressively developed since Mid to Late Oligocene in Bolivia, participating from West to East :

- The complex Western Wedge, bounded eastwards by the Coniri Thrust Front, the N120 Eucaliptus Fault, the Main Altiplanic Thrust (CALP) and the N45 Khenayani Fault.

- The Sucre - La Paz belt, bounded eastwards by the Main Andean Thrust (CANP). The Cochabamba strike-slip fault, which prolongates by the Cordillera Real thrust, the Toracari fault, which prolongates by the Arque thrust, and the Aiquile-Tupiza strike-slip fault are the main outstanding structural elements within this highly imbricated unit.

- The Tarija-Azurduy-Teoponte belt, bounded eastwards by the Main Frontal Thrust, is an apparently very shortened and wrenched, narrow, belt.

- The Subandean belt-Lowlands complex represents the cratonic domain and its recently deformed margin.

Each domain comprises several units and subunits that possess definite stratigraphic, paleogeographic, magmatic and structural characteristics. Phanerozoic (pre-Oligocene) paleogeographic reconstructions lead to suspect very important shortenings, responsible for the present juxtaposition, without any transition, of coeval, but paleogeographically alien, paleodomains. Such shortenings are observed in the area defining the Bolivian orocline, which probably originated in relation with them.

INTRODUCCION

La deflexión de la Cordillera de los Andes alrededor de 18°S , llamada "oroclino boliviano" (Carey, 1955), es presentemente objeto de atención, como lo refleja la publicación reciente de varios estudios basados en observaciones geofísicas y de sensores remotos. Sin embargo, la información geológica utilizada en ellos es demasiado general, y no integra la sucesión cronológica de los eventos estructurales: de esta forma no permite constreñir satisfactoriamente los modelos propuestos. El propósito del presente trabajo es dar a conocer ciertas características geológicas precisas, principalmente estructurales y estratigráficas, de la porción del oroclino boliviano ubicada al este de 69°W , y definir los dominios estratigráfico-estructurales que la componen. Las relaciones existentes entre estos dominios, así como la significación de su yuxtaposición, son analizadas. Los aspectos cinemáticos de la deformación correlativa serán presentados en una publicación ulterior.

Una primera definición de dominios estratigráficos ha sido propuesta por Sempere y Hérail (1987) al norte de 20°S , y el presente trabajo constituye una continuación de aquel estudio preliminar.

EVOLUCION GEOLOGICA GENERAL DE BOLIVIA

La estratigrafía fanerozoica utilizada en el presente trabajo corresponde esencialmente a las propuestas de Suárez (1984 a,b), para el Paleozoico inferior, Sempere (1987) para el Paleozoico superior, Sempere y Oller (1987 a) para el Mesozoico, y Sempere y Oller (1987 b) para el Cenozoico.

La historia geológica de Bolivia se puede resumir de la siguiente manera :

(A) Ciclo Tacsariano: en el Cámbrico superior se asiste a la formación de una cuenca marina, cuya extensión culmina en el Llanvirniano (Suárez, 1976). Durante el Llandeiliano-Caradociano

se desarrolla la deformación oclóyica en el Noroeste argentino y Sur de Bolivia, mientras que la sedimentación prosigue en gran parte del territorio boliviano.

(B) El Ciclo Cordillerano se inicia con la discontinuidad conspicua ubicada en la base de la Formación Cancañiri (Ashgilliano-Llandoveryano inferior), la cual marca en muchas partes de la cuenca un nítido hundimiento. Se sobreponen luego varias unidades marinas, organizadas en 3 megasecuencias regresivas, del Llandoveryano superior al Fameniano. La finalización del ciclo en el Misisipiano se acompaña de la depositación de sedimentos sintectónicos, contemporáneos de la deformación "eohercínica" (Martínez, 1980) que afecta un área relativamente restringida donde está expresada por pliegues y localmente por fenómenos de metamorfismo y/o granitización.

(C) Ciclo Subandino: la sedimentación se reanuda diacrónicamente a partir del Pensilvaniano por la depositación de facies marinas silicoclásticas (sobre todo resedimentadas) y luego carbonáticas (Pensilvaniano y Pérmico inferior). Durante el Pérmico medio a superior se desarrolla la deformación "tardihercínica" (gondwánica) en varias comarcas del Perú y en el extremo Oeste de la Cordillera Oriental de Bolivia. En el resto del territorio la sedimentación prosigue, empero en forma regresiva, hasta el Triásico inferior aparentemente.

(D) El Ciclo Andino (s.l.) se inicia por un proceso de rifting en el Triásico medio y superior, marcado por un magmatismo importante (coladas de basalto, granitoides) y la sedimentación, en estrechos grabenes, de capas rojas localmente yesíferas o salíferas. En el Jurásico, el territorio boliviano está ocupado por un extenso desierto, mientras disminuyen notablemente los fenómenos distensivos.

El "evento Condo" (vea Kriz y Cherroni, 1986; Cherroni, 1977) constituye un trastorno paleogeográfico muy importante, que ha sido tentativamente correlacionado con el evento araucano de Argentina y Chile por Sempere (1985). Inaugura la depositación del Grupo Puca (principalmente capas rojas) en la parte andina de Bolivia, que, durante el intervalo Jurásico terminal-Paleoceno, corresponde a un ámbito de trasarco no contraído.

La evolución cenozoica es estrechamente relacionada con la formación de la Cordillera de los Andes. El estudio de la sedimentación correlativa, todavía en curso, debería próximamente precisar la cronología de las deformaciones, incluyendo los desplazamientos relativos de los dominios tectonoestratigráficos descritos a continuación.

LAS UNIDADES TECTONOESTRATIGRAFICAS DE BOLIVIA

La necesidad de una definición de dominios tectonoestratigráficos surgió de las serias dificultades que se encontraron al tratar de reconstruir varias cuencas sedimentarias bolivianas usando sus relaciones geográficas actuales. Estas "imposibilidades geodinámicas" fueron atribuidas al uso del fondo cartográfico actual, conduciendo por lo tanto a sospechar que importantes desplazamientos tectónicos habían modificado las relaciones paleogeográficas iniciales. Se procedió a revisiones de campo como de los documentos existentes a fin de reinterpretar la geología estructural de Bolivia, y se llegó a destacar un cierto número de frentes de cabalgamiento y fallas transcurrentes de importancia (fig.1), definiendo así mismo verdaderas unidades tectonoestratigráficas.

Pese a que dentro de una misma unidad se pueden reconocer subunidades también limitadas por fallas, la organización en planta de las facies sedimentarias coetáneas es coherente en cada unidad, lo que permite reconstruir sobre su superficie un fragmento de cuenca homogéneo para cada época. Es la yuxtaposición actual de estos fragmentos, de origen tectónico, que crea dificultades en los ensayos de reconstitución geodinámica que no toman en cuenta los acortamientos post-sedimentarios.

Como se verá a continuación, los dominios tectonoestratigráficos así definidos no coinciden generalmente con las tradicionales "unidades morfoestructurales" (Ahlfeld y Branisa, 1960; Russo, 1966) o "subprovincias geológicas" (Rodrigo y Castaños, 1978) en las cuales se suele dividir los Andes bolivianos (concretamente: la Faja Subandina, la Cordillera Oriental, el Altiplano y la Cordillera Occidental). Tales unidades son esencialmente morfológicas, y por lo tanto de origen estructural reciente. Al contrario la metodología aplicada en el presente trabajo utiliza criterios estratigráficos y estructurales relativos a la evolución geológica pre-oligocena, y por esta razón conduce a una partición geográfica más adecuada para interpretaciones paleogeodinámicas congruentes.

Las unidades tectonoestratigráficas reconocidas en Bolivia son las siguientes (fig.1) :

1. El conjunto Subandino-Llanura agrupa el dominio cratónico no o poco deformado (Llanos) y su margen occidental deformada, la cual constituye una faja plegada y corrida de tipo epidérmico y de vergencia sudamericana (Faja Subandina s.s.). Su límite occidental es el Cabalgamiento Frontal Principal (CFP). Existe una transición estructural entre Subandino y Llanura (salvo en el extremo Noroeste), que refleja la propagación de la deformación hacia el Este o Noroeste mediante despegues que se ubican principalmente en unidades lutíticas del Ordovícico medio, Silúrico

Fig.1: Esquema estructural de los Andes bolivianos

Fallas principales:

CALP	Cabalgamiento Altiplánico Principal
CANP	Cabalgamiento Andino Principal
CCR	Cabalgamiento de la Cordillera Real
CFP	Cabalgamiento Frontal Principal
FAT	Falla Aiquile-Tupiza
FC	Falla Cochabamba
FCA	Falla Chita-Arica
FCC	Frente de Cabalgamiento Coniri
FE	Falla Eucaliptus
FK	Falla Khenayani
FP	Falla Poopó
FSA	Falla San Andrés
FSI	Falla Sevaruyo-Incapuquio
FTCA	Falla Toracari-Cabalgamiento de Arque

C.R. Unidad de la Cordillera Real

R.C. Unidad del Río Caine

Localidades:

AN	Andamarca	LP	La Paz	TE	Teoponte
AT	Atocha	PO	Potosí	TH	Tiahuanacu
AY	Ayoma	SA	San Andrés de Machaca	UU	Ulla-Ulla
AZ	Azurduy	SC	Santa Cruz	VZ	Villazón
CB	Cochabamba	SU	Sucre		
CQ	Corque	TA	Tarija		
CH	Charasani	TB	Tarabuco		

medio y Devónico medio.

La sucesión estratigráfica aflorante es prácticamente continua desde el Ordovícico medio hasta el Jurásico, con excepciones locales. Los espesos sedimentos oligocenos a recientes (4000-6500 m) se depositaron en la última cuenca de antepaís de los Andes.

2. El conjunto Tarija-Azurduy-Teoponte (o Faja Intermedia) está limitado al Oeste por el Cabalgamiento Andino Principal (CANP). Se trata de una faja relativamente estrecha, pero altamente imbricada y desgarrada, donde aflora una sucesión sedimentaria prácticamente continua del Ordovícico al Pérmico. Localmente se conocen rocas del Proterozoico superior, Cámbrico y Jurásico. Ningún depósito terciario pre-plioceno aflora en la parte boliviana de esta faja.

Estructuralmente, corresponde a una faja plegada y corrida, epidérmica, de vergencia sudamericana, cuyos niveles de despegue son en su mayoría los mismos que para la Faja Subandina s.s., las lutitas del Ordovícico medio desempeñando un papel fundamental. En la zona "nodal" del Chapare se interpreta un sobreescurreamiento de la parte sudoriental de la faja sobre su parte noroccidental, mediante un despegue ubicado en una unidad lutítico-calcáreo-evaporítica de edad cámbrica. En el extremo Sur, se infiere que despegues cortan a rocas del Proterozoico superior y/o Cámbrico.

3. El conjunto Sucre-La Paz agrupa varias unidades que necesitan ser distinguidas :

(3a) La Cordillera Real es el dominio que alcanza las mayores altitudes. Su límite sudoccidental lo constituye el cabalgamiento de la Cordillera Real (CCR), el cual pasa hacia el Sureste a la falla transcurrente senestral de Cochabamba (FC). Las rocas aflorantes comprenden sedimentitas ordovícicas y, mucho más escasamente, silurodevónicas, (deformadas, y localmente metamorfozadas, durante el Misisipiano), así como granitoides misisipianos y triásicos. La vergencia de los cabalgamientos internos es mayoritariamente sudoccidental. Los despegues principales utilizan las lutitas del Ordovícico medio (a inferior?).

(3b) La unidad Tarabuco-Villazón es limitada al Oeste por la falla transcurrente dextral Aiquile-Tupiza (FAT), y presenta cambios estratigráficos de Sur a Norte. En el Sur se conocen leptometamorfitas del Proterozoico superior y/o Cámbrico inferior, y sedimentitas del Cámbrico superior a Ordovícico medio afectadas por una esquistosidad oclóyica incipiente. Sobre las últimas descansa en discordancia angular una serie continua del Cretácico terminal al Eoceno y quizás Oligoceno. En el Norte aflora una sucesión continua del Ordovícico medio al Devónico medio, a la cual sobreyace sin angularidad el Mesozoico-Paleoceno. Entre ambas áreas se observa la desaparición progresiva de la deformación oclóyica en dirección al Noreste. Depósitos miocenos o

recientes cubren los anteriores con discordancias. La vergencia de las estructuras andinas internas a la unidad se dirige principalmente hacia el este, y son frecuentes las fallas de desgarre dextral (N-S a NE-SW). Las lutitas del Ordovícico medio a inferior, y, en el extremo Sur, las leptometamorfitas del Proterozoico superior-Eocámbrico, proporcionan los principales niveles de despegue.

(3c) La unidad del Río Caine es limitada por el CANP y las transcurrencias Cochabamba y Aiquile-Tupiza por una parte, y por la falla Toracari y su prolongación el cabalgamiento de Arque (FTCA) por otra parte. Presenta características estratigráficas parecidas a las de la unidad Tarabuco-Villazón, y, en forma menor, de la unidad Charasani-Ayoma-Atocha. Su estratigrafía comprende sedimentitas del Ordovícico medio al Devónico superior, que subyacen discordantemente (pero sin angularidad) a depósitos del Pensilvaniano terminal-Pérmico, cubiertos a su vez sin angularidad por una serie continua del Cretácico superior al Eoceno u Oligoceno. Los cabalgamientos, de vergencias sudamericana como pacífica, utilizan niveles de despegue ubicados en su gran mayoría en el Ordovícico medio.

(3d) La unidad Charasani-Ayoma-Atocha se extiende sobre 301 km entre las fronteras con el Perú y la Argentina. De Norte a Sur, es limitada del lado pacífico por el frente de cabalgamiento Coniri (FCC), de vergencia pacífica, la falla transcurrente senestral Eucaliptus (FE), el Cabalgamiento Altiplánico Principal (CALP), de vergencia sudamericana, y la falla transcurrente dextral Khenayani (FK). Los detalles de la historia geológica de esta unidad varían considerablemente con la latitud. No se conocen rocas anteriores al Ordovícico, el cual aflora casi solamente al sur de 17°S. La deformación oclóyica se encuentra marcada al sur de 20°S por estructuras de rumbo NW-SE (pliegues, fallas; esquistosidad al sur de 20°40'S) que afectan a rocas pre-llandellianas y están selladas por estratos cretácicos. Esta deformación desaparece rápidamente más al Norte, mientras que la pila sedimentaria paleozoica aflorante se hace más completa, hasta abarcar el lapso de tiempo Caradociano-Pérmico (con una interrupción en el Misisipiano superior - Pensilvaniano inferior). Los efectos reconocidos de una deformación de edad misisipiana ("eohercínica") son relativamente escasos. En el extremo Oeste de la unidad (zona de Ulla-Ulla) se conoce con certeza una deformación de edad Pérmico medio a superior ("tardihercínica", o gondwánica), arealmente más desarrollada en el Perú (Laubacher, 1978). El Mesozoico (Jurásico y/o Cretácico en forma general, y Triásico al norte de 18°S) descansa en discordancia, localmente angular, sobre rocas paleozoicas cuya edad varía de Ordovícico superior y Silúrico inferior (al norte de 20°S) a Devónico (al norte de 18°S) y Pérmico (al norte de 17°S), empero con importantes cambios a través del rumbo. A parte del Altiplano sudoriental, donde la sedimentación terciaria fue prácticamente continua del Eoceno al Mioceno, se nota que depósitos clásticos oligocenos

apoyan en discordancia frecuentemente angular sobre rocas cuya edad varía de Eoceno inferior a Ordovícico. Pero la complejidad de las relaciones estratigráficas y paleogeográficas de los depósitos cenozoicos, especialmente los conocidos en esta unidad y en la Cuña Occidental, impide su exposición detallada y su interrelación geodinámica en el presente trabajo.

En la parte septentrional de la unidad, la vergencia de las estructuras es netamente pacífica, mientras que en su parte central se vuelve predominantemente sudamericana. En el Sur se nota otra vez una vergencia principal pacífica. Los niveles de despegue involucrados se ubican en el Silúrico-Devónico (Norte) y Ordovícico (Centro y Sur). En el Altiplano Sur, cabe notar la existencia de dos klippes de Ordovícico, que descansan tectónicamente sobre unidades paleogenas (Sempere et al., 1986).

4. La compleja Cuña Occidental abarca diversas unidades, pero se halla cubierta en su mayor parte por sedimentos y volcánicas recientes que dificultan una definición precisa de sus relaciones mutuas (datos geofísicos inéditos de YPFB tuvieron que ser utilizados para complementar el mapa de los principales accidentes internos a esta superunidad). La parte boliviana de la Cuña Occidental cubre una gran parte del Altiplano, a la cual se añade una franja tradicionalmente considerada como perteneciente a la Cordillera Oriental. Las principales áreas donde afloran rocas pre-oligocenas son la zona de Tiahuanacu, las serranías de Andamarca y las fajas plegadas y corridas de Soledad-Ticatica y Sevaruyo-Chita.

En la zona de Tiahuanacu, una potente sucesión silicoclástica rojiza, de edad eocena-oligocena, apoya en discordancia erosiva sobre estratos maastrichtianos, que descansan a su vez en marcada discordancia angular sobre un enigmático basamento levemente metamórfico, compuesto de areniscas, basaltos y pelitas, que tiene características desconocidas en el resto de los Andes bolivianos. Sin embargo una asociación litológica parecida, de edad pre-devónica y posiblemente ordovícica, ha sido descrita al sur del Salar de Atacama (Niemeyer y col., 1985). 40 km más al Sudoeste, cerca de San Andrés de Machaca, un pozo de exploración petrolera encontró el Maastrichtiano descansando sobre un granito precámbrico (Lehmann, 1978).

En las serranías de Andamarca, las rocas más antiguas aflorantes son del Devónico inferior. Sobre ellas apoya sin angularidad una sucesión completa del Cretácico superior al Eoceno. El conjunto está deformado por pliegues y cabalgamientos de vergencia pacífica.

Entre las serranías del Tiahuanacu y de Andamarca se extiende la cuenca miopliocena del Altiplano Norte, en la cual el espesor de los depósitos pasaría los 10 km (Meyer y Murillo,

1961; Martínez, 1980; YPF, datos geofísicos inéditos). Fallas y pliegues, en general de vergencia pacífica, afectan hasta los términos pliocenos del relleno sedimentario, sugiriendo por su organización en mapa que la correspondiente deformación se propagó hacia el Sudoeste a partir del frente de cabalgamiento Coniri, deteniéndose contra la falla San Andrés (que probablemente fue activa durante la sedimentación; Martínez, 1980). Sin embargo no se conocen todavía las características exactas de esta deformación en profundidad. Sólo se sospecha que los niveles de evaporitas del Mioceno inferior han podido jugar el papel de despegue, como se lo observa al norte de Corque donde el Mioceno cabalga hacia el Noreste sobre el Plioceno mediante un despegue ubicado en los yesos Chuquichambi (cabe notar que este cabalgamiento de vergencia sudamericana es la continuación cartográfica de los cabalgamientos de vergencia pacífica de la zona de Andamarca).

La gran mayoría de los afloramientos de la faja plegada y corrida de Soledad-Ticatica (FPCST) se compone de sedimentitas silúricas. La unidad estratigráfica más antigua conocida es la Formación Cancañiri (Ashgilliano-Llandoveriano inferior), mientras la unidad paleozoica más reciente es la Formación Catavi (Pridoliano). La representación de las unidades estratigráficas mesozoicas es muy variable, lo que refleja una compleja historia tectosedimentaria durante el Cretácico (Chávez, 1987). En forma general son formaciones jurásicas o cretácicas pre-cenomanianas que apoyan sobre el Paleozoico. Unidades post-santonianas se conocen únicamente en la parte meridional de la faja. Tres etapas de deformación están registradas en la parte central (Sempere y col., 1986; Chávez, 1987): la primera, no fechada, produjo pliegues asimétricos de vergencia pacífica, mientras la segunda, de edad oligocena, individualizó la presente faja plegada y corrida de vergencia sudamericana mediante cabalgamientos utilizando despegues en la Formación Cancañiri. La tercera etapa (Mioceno inferior) corresponde al funcionamiento normal-dextral de la falla Poopó, y por lo tanto a la formación del graben (o semigraben) del lago homónimo.

La faja plegada y corrida de Sevaruyo-Chita (FPCSC), de vergencia sudamericana, debe muy probablemente su existencia al juego senestral de las fallas Sevaruyo-Incapuquio y Chita-Arica que la limitan respectivamente al Norte y al Sur. Pese a que la estratigrafía del área está todavía controvertida, se considera que capas rojas cretácicas descansan sobre sedimentitas silúricas. La sucesión mesocenozoica es completa del Cretácico superior al Mioceno inferior en la parte occidental de la faja. Los niveles de despegue se ubican en las abundantes evaporitas del Senoniano inferior y probablemente en lutitas paleozoicas.

El resto de la parte boliviana de la Cuña Occidental está cubierto por sedimentos y volcanitas poco a no deformados, cuya edad varía del Oligoceno medio al Cuaternario. En particular, esta cobertura enmascara las relaciones de las áreas que se

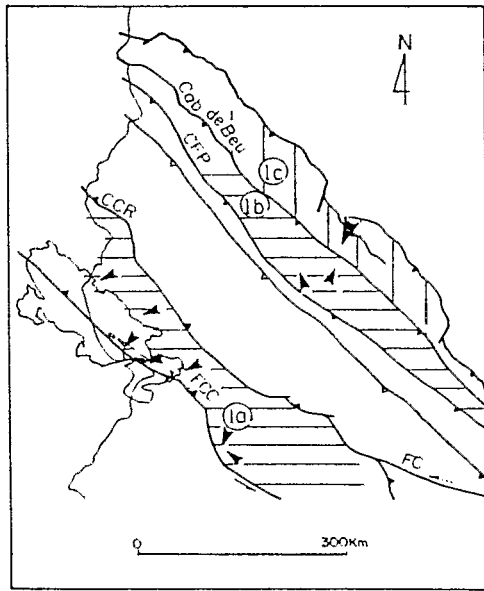


Fig 2 Bosquejo paleogeográfico en el Missisipiano (ver texto)

Fig 4 Facies y paleocorrientes en la Zona de Potosi (Cretácico inferior)

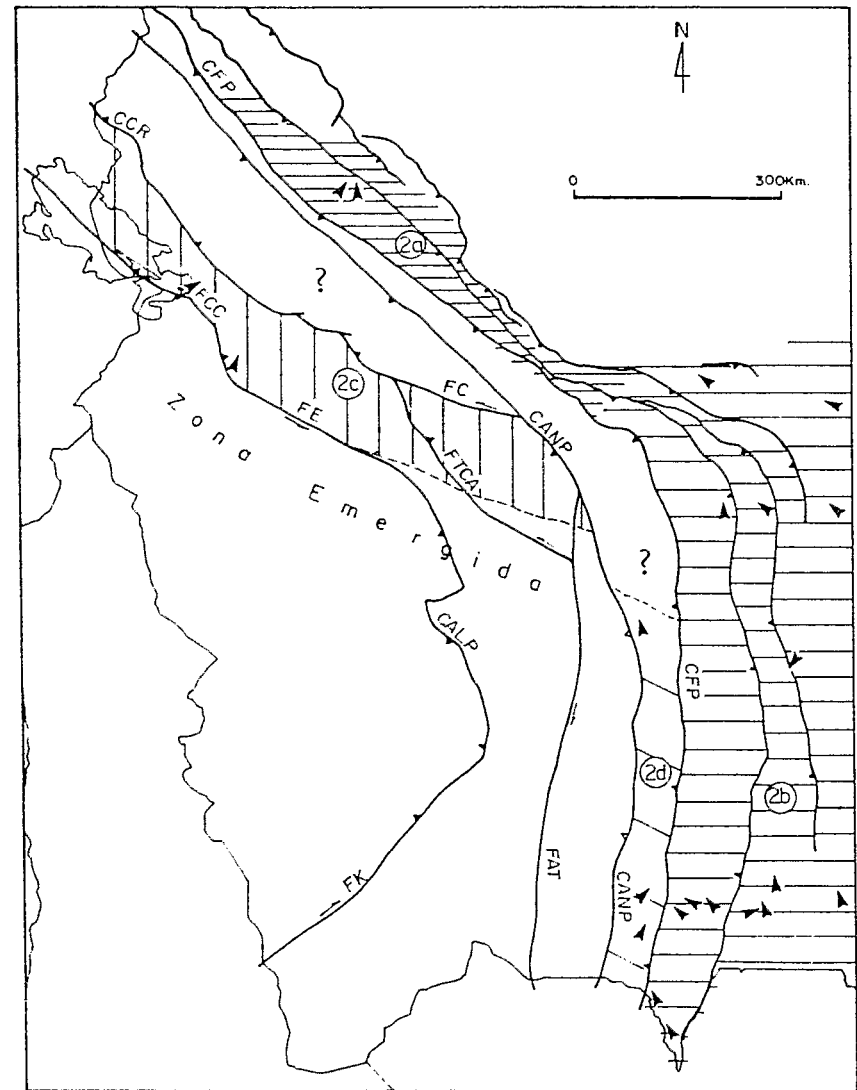
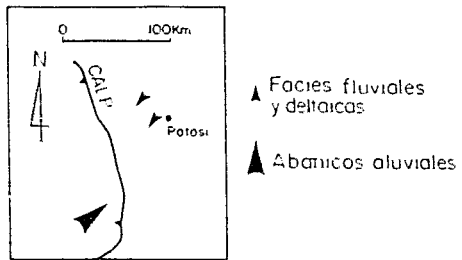


Fig 3. Bosquejo Paleogeográfico en el Pensilvaniano (ver texto)

acaban de describir con las zonas de afloramientos del Norte Grande de Chile, donde existen numerosas ocurrencias de unidades no conocidas en el Altiplano boliviano (metamorfitas proterozoicas y/o paleozoicas, granitos paleozoicos, volcanitas continentales espesas del Pérmico, calizas marinas jurásicas, capas rojas espesas del Cretácico superior, etc...).

EVIDENCIA DE DESPLAZAMIENTOS TECTONICOS IMPORTANTES

La amplitud de los desplazamientos tectónicos ocurridos entre las diferentes unidades tectonoestratigráficas se puede percibir a través de algunos ejemplos de reconstrucción de cuencas.

1. El Misisipiano del lago Titicaca y del Alto Beni (fig.2). La información utilizada proviene de Oller (1986), Sempere y col. (1986), Marocco y col. (1987), Barrios (1987) y Oller y Sempere (en prep.). Tres zonas de afloramientos se tienen que distinguir: (1a) el lago Titicaca (extremo oeste de la unidad Charasani-Ayoma-Atocha); (1b) la Faja Subandina al sudoeste del cabalgamiento de Beu y (1c) la Faja Subandina al noroeste del cabalgamiento de Beu.

En la zona (1a), durante el Misisipiano se asistió a la progradación de sistemas deltaicos hacia el Sudoeste (o WSW), mientras en la zona (1b) progradaban otros deltas hacia NNE. Por lo tanto ambas áreas de sedimentación tenían como zona de aporte una región ubicada ahora en la unidad de la Cordillera Real (y/o en la faja Tarija-Azurduy-Teoponte), donde justamente se conocen varias evidencias de una deformación profunda de edad misisipiana (Martínez, 1980; Sempere, 1987). Sin embargo el desarrollo de tan importantes sistemas deltaicos implica que aquella zona de aporte debía tener una extensión, y luego un ancho, mucho mayores a los 90 km actuales. Por otra parte, en la zona (1c) el Misisipiano está representado por resedimentos (turbiditas y olistolitos, incluyendo uno de más de 50 m de espesor) que indican claramente una paleopendiente hacia SSW, es decir diametralmente opuesta a lo medido al Sudoeste del cabalgamiento de Beu. Cabe notar que apenas 8 Km separan presentemente estos afloramientos tan semejantes, que obviamente corresponden a dos vertientes opuestas de una misma cuenca o subcuenca (asimétrica) misisipiana: por lo tanto parece necesario estimar que la distancia que separaba inicialmente ambas áreas era mucho mayor a la actual, y luego que el acortamiento debido al cabalgamiento de Beu es importante. Por otra parte, la alta elevación topográfica de la unidad de la Cordillera Real refleja evidentemente otro acortamiento, descomunal, en acuerdo con la necesidad paleogeográfica de una extensa zona de aporte para los deltas del lago Titicaca y del alto Beni.

2. El Pensilvaniano de Bolivia (fig.3). En su estado actual, la reconstrucción paleogeográfica del Pensilvaniano boliviano (en particular el intervalo Moscoviano-Kasimoviano) presenta 4 áreas caracterizadas por asociaciones litológicas distintas: (2a) una zona donde predominan pelitas marinas oscuras, con las cuales intercalan algunos cuerpos arenosos blanquecinos que son generalmente depósitos de desembocadura; (2b) una extensa zona donde predominan facies arenopelíticas resedimentadas en amplios canales dirigidos en promedio hacia el Noroeste; (2c) una zona donde sólo se conocen delgados depósitos continentales; (2d) una zona donde intercalan sedimentos continentales a litorales y resedimentos indicando paleopendientes hacia el Norte o Noreste.

La figura 3 muestra claramente que la prolongación noroccidental de los canales de la zona (2b), que contienen facies relativamente profundas, encuentra en el conjunto Tarija-Azurduy-Teoponte facies someras con paleocorrientes prácticamente perpendiculares, y en el conjunto Sucre-La Paz una zona muy probablemente emergida. Tales discrepancias aparentes sólo se explican por desplazamientos tectónicos ocurridos entre (y dentro de) los 3 conjuntos tectonoestratigráficos mencionados.

3. Los ambientes sedimentarios del Cretácico inferior alrededor de Potosí (fig.4). Mientras que al este del CALP facies fluviales y lóbulos deltaicos evidencian paleotransportes hacia el Suroeste, en su prolongación al Oeste de CALP afloran depósitos coetáneos de abanicos aluviales con paleocorrientes hacia el Noreste. Tal "choque" de ambientes tiene su origen en un acercamiento tectónico debido al CALP.

CONCLUSIONES

La génesis del orocliño boliviano plantea un importante problema tectónico, que, pese a estar bastante debatido, queda lejos de ser resuelto. Los datos descriptivos presentados en este trabajo conducen a proponer un esquema de organización interna del orocliño que distingue cuatro fajas estructurales. Cada una de ellas se caracteriza por rasgos estructurales y estratigráficos peculiares. Su ubicación geográfica actual implica importantes acortamientos debidos a notables desplazamientos horizontales ocurridos durante la orogénesis andina, contemporáneamente a la formación del orocliño.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan sus agradecimientos a la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (YPFB), así como al Institut Français de la Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), por las facilidades logísticas proporcionadas y la autorización de utilizar documentos y resultados todavía inéditos.

REFERENCIAS

- AHLFELD F. y BRANISA L. (1960). Geología de Bolivia. 245p., La Paz.
- BARRIOS L. (1987). Estratigrafía de detalle en la región Noroeste del lago Titicaca. Inf. int. GXG-YPFB N°3085, Santa Cruz.
- CAREY S.W (1955). The orocline concept in geotectonics. Roy. Soc. Tasm. Proc., 89 : 255-258 .
- CHAVEZ H.C. (1987). Interpretación geodinámica de las formaciones sedimentarias y estructuras tectónicas de la zona de Challapata (Oruro). Tesis UMSA, 163p., La Paz.
- CHERRONI C. (1977). El sistema cretácico en la parte boliviana de la cuenca andina. Rev. Tecn. YPFB, 6 (1-2) : 5-46, La Paz.
- KRIZ S. y CHERRONI C. (1966). Diagramas correlativos de las formaciones cretácicas del Sudoeste de Bolivia. Serv.Geol.Bol.. hoja inform. N°2, La Paz.
- LAUBACHER G. (1978). Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). Trav. Doc. ORSTOM N°95, Paris.
- LEHMANN B. (1978). A precambrian core sample from the Altiplano, Bolivia. Geol. Rundschau, 67(1) : 270-278 .
- MAROCCO R., SEMPERE T., MERINO D., OLLER J., PEREZ M., SORIA E. (1987). Le Permo-Carbonifère du lac Titicaca (Nord de la Bolivie): un exemple d'inversion de polarité dans un bassin. Sémin. "Géodynamique des Andes Centrales", p.48-51, ORSTOM-Paris.
- MARTINEZ C. (1980). Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. Trav. Doc. ORSTOM N°119, 352p., Paris.
- MEYER H.C. y MURILLO J.E. (1961). Sobre la geología en las provincias Aroma, Pacajes y Carangas. Dep. Nac. Geol., 1, La Paz.
- NIEMEYER H., URZUA F., ACEÑOLAZA F.G., GONZALEZ C.R. (1985). Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. 4° Cong. Geol. Chil., I(1) : 410-438 .
- OLLER J. (1986). Consideraciones generales sobre la geología y estratigrafía de la Faja Subandina Norte. Tesis UMSA, 120p., La Paz.

OLLER J. y SEMPERE T. (en preparación). Contribución al conocimiento de la geología sedimentaria y estructural de la Faja Subandina Norte. GXG, Santa Cruz.

RDDRIGO L.A. y CASTAÑOS A. (1978). Sinopsis estratigráfica de Bolivia (1): Paleozoico. Acad. Nac. Cienc. Boliv., 146p., La Paz.

RUSSO A. (1966). Algunas consideraciones fisiogeográficas del territorio boliviano. Inst. Bol. Petr., 6(2): 7-25, La Paz.

SEMPERE T. (1986). Contribución a la estratigrafía del Mesozoico boliviano en el dominio andino. Publ.Mis.ORSTOM N°1, 34p., La Paz.

SEMPERE T. (1987). Carácteres geodinámicos generales del Paleozoico superior de Bolivia. Proy.PICG N°211, 4° simp., p.9-19.

SEMPERE T., CHAVEZ H.C., VARGAS E. (1986a). Los cabalgamientos de la zona de Challapata : rasgos tectónicos fundamentales para una interpretación geodinámica regional. 8° Cong. Geol. Bol., p.45, La Paz.

SEMPERE T., MAROCCO R., CIRBIAN M. (1986b). El sobreescorrimento de Pululus y su significado en el marco geológico regional del Altiplano Sur. 8° Cong. Geol. Bol., p.50, La Paz.

SEMPERE T., MAROCCO R., MERINO D., OLLER J., PEREZ M., SORIA E. (1986). Los carácteres geodinámicos generales de la sedimentación permo-carbónica al Sur del lago Titicaca. 8° Cong. Geol. Bol., p.44, La Paz.

SEMPERE T. y HERAIL G. (1987). Importancia de los cabalgamientos en la estructuración de los Andes bolivianos : ejemplo de dos grandes cortes estructurales. 10° Cong.Geol.Arg., Tucumán (en prensa).

SEMPERE T. y OLLER J. (1987a). Cuadro cronoestratigráfico del Mesozoico boliviano. Doc.int. YPFB-ORSTOM, Santa Cruz.

SEMPERE T. y OLLER J. (1987b). Cuadro cronoestratigráfico del Cenozoico boliviano. Doc.int. YPFB-ORSTOM, Santa Cruz.

SUAREZ R. (1976). El sistema ordovícico en Bolivia. Rev.Tecn. YPFB, 5(2) : 111-223, La Paz.

SUAREZ R. (1984a). Desarrollo tectosedimentario del Paleozoico inferior en Bolivia. Inf.GXG N°2823, Santa Cruz.

SUAREZ R. (1984b). El Ciclo Cordillerano (Silúrico-Carbónico inferior) en Bolivia y su relación con países limítrofes. Inf.GXG N°2871, Santa Cruz.