

Remp. BHS

N

71

**ESTRUCTURA Y EVOLUCION DEL ALTIPLANO
SUR OCCIDENTAL : EL SISTEMA DE
CABALGAMIENTOS DE UYUNI-KHENAYANI Y SU
RELACION CON LA SEDIMENTACION TERCIARIA**

CLAUDE MARTINEZ, EDUARDO SORIA, HERNAN URIBE,
ANGEL ESCOBAR & ALBERTO HINOJOSA

REVISTA TECNICA DE YPFB, 15 (3-4) : 245 - 264, DICIEMBRE 1994
COCHABAMBA, BOLIVIA

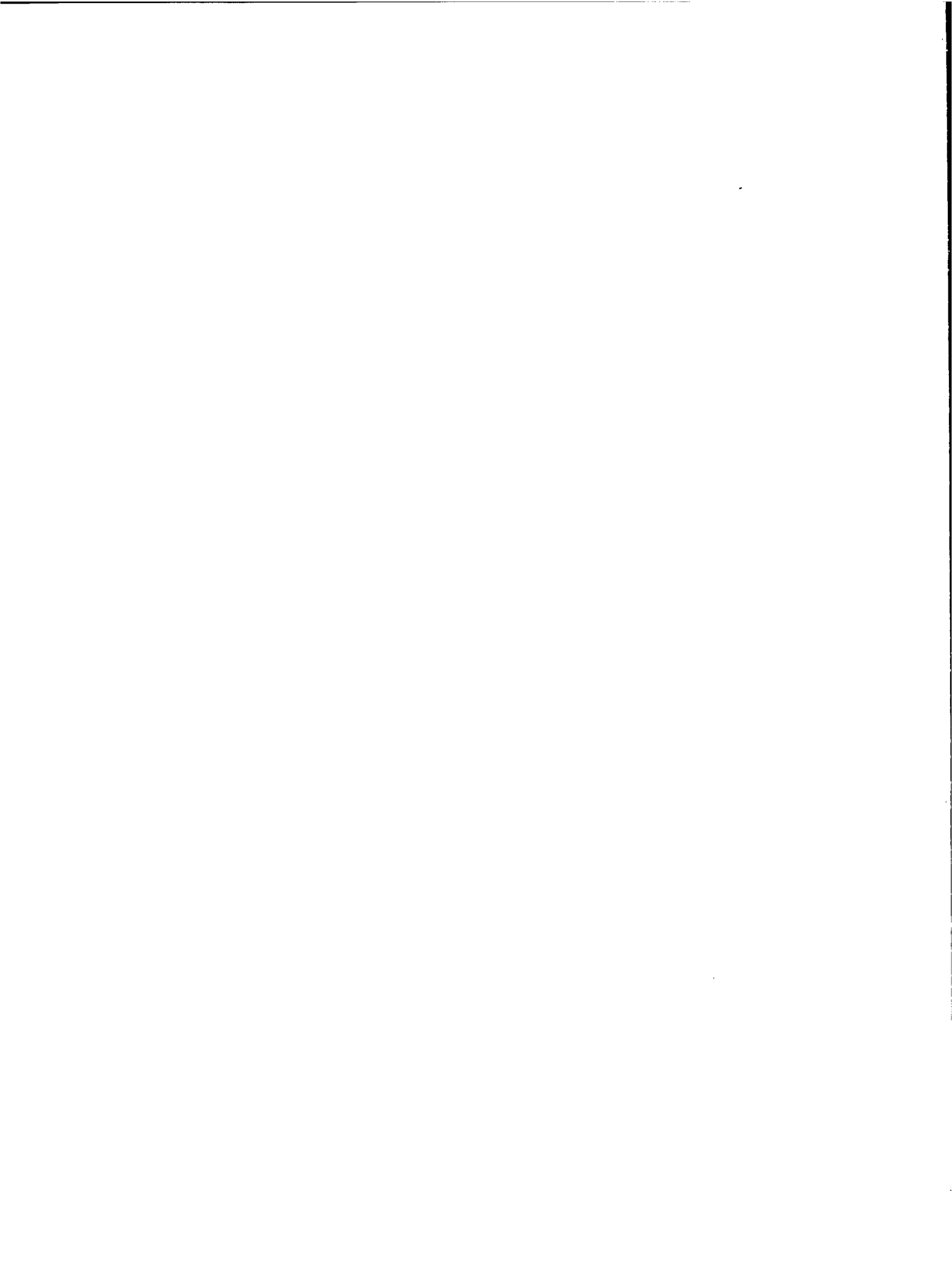
Fonds Documentaire IRD



010021845

Fonds Documentaire IRD

Cote : Bx21895 Ex : *uniqua*



ESTRUCTURA Y EVOLUCION DEL ALTIPLANO SUROCCIDENTAL

EL SISTEMA DE CABALGAMIENTOS DE UYUNI-KHENAYANI Y SU RELACION CON LA SEDIMENTACION TERCIARIA.

C. MARTINEZ *, E. SORIA **, H. URIBE **, A. ESCOBAR ** & A. HINOJOSA **

* ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération,
213 rue La Fayette, 75480 Paris cedex, France.
y Laboratoire Bassins (G.B.E.), Université Montpellier II, casé courrier 057, place Eugène Bataillon,
34095 Montpellier cedex 5, France.

** Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL), Casilla Postal 2729 - La Paz, Bolivia.

RESUMEN

Rasgo estructural mayor en el sur del Altiplano de Bolivia; la "falla de Uyuni-Khenayani" corresponde a una zona de cabalgamientos de vergencia este, que separa el sector occidental del Altiplano meridional de la "cuenca de los Lípez", cuenca cenozoica intramontañosa situada entre dicha zona de cabalgamientos y el sistema oriental convergente o "falla San Vicente".

El bloque superior del sistema de cabalgamientos de Uyuni-Khenayani involucra un basamento de Ordovícico y de Silúrico-Devónico; el cual plegado, fracturado y elevado, soporta algunos retazos de Mesozoico y una cobertura incompleta de Cenozoico. Se observa el edificio cabalgante compartido en varios bloques crustales, plurikilométricos y yuxtapuestos, delimitados por varias fallas transversales, NW-SE, como zona de transferencia de la deformación (*transfer faults*). La estructura interna de los distintos compartimientos difiere del uno al otro; sin embargo, siempre se observan fallas longitudinales sucesivamente normales, inversas, y/o de desgarre senestral que delimitan unidades menores, más o menos positivas y erosionadas durante el proceso de sedimentación y de deformación andina.

En el bloque central, "de San Cristóbal", el Paleozoico es muy elevado. Aflora al este, mientras se hunde rápidamente hacia el oeste; y, más allá de la falla de desgarre longitudinal de San Cristóbal, se desarrolla una potente y completa cobertura cenozoica la cual abarca desde el Paleoceno-Eoceno ("Potoco") hasta el Oligoceno y el Mioceno ("San Vicente inferior", SV1, "Julaca" o "San Vicente superior", SV2, y luego, "Chocaya").

En el bloque de Corregidores, hacia el noreste, afloran dos escamas de Paleozoico, imbricadas, yergentes hacia el este, positivas y más o menos erosionadas. El Cretácico superior descansa al tope de la unidad occidental, mientras el "Potoco" y el "San Vicente" sucesivamente plegados, rellenan el bloque hundido que las separa.

La complejidad estructural del bloque superior (*hanging wall*) del sistema de cabalgamientos corticales de Uyuni-Khenayani resulta de la superposición de la deformación andina a un sustrato previamente deformado por la tectónica hercínica y, después, compartimentado en bloques menores, escamados y erosionados durante el Cretácico superior. Las deformaciones sucesivas, sinsedimentarias del Terciario, reactivan las paleoestructuras y provocan la propagación hacia el este de un sistema de cabalgamientos y de pliegues asociados, acompañados por deslizamientos superficiales.

En la primera etapa de evolución geodinámica, con el movimiento del bloque superior por encima de la rampa crustal del sistema de Uyuni-Khenayani, se produce la ascensión de la zona frontal del cabalgamiento y, así, de los bloques del Paleozoico dislocado que jalonan la zona de falla. Este movimiento, sinsedimentario del Paleogeno ("Potoco" y "San Vicente inferior" o SV1), es acompañada por la erosión y, luego, por la sucesiva resedimentación del material proveniente de las capas rojas del Eoceno, después del Paleoceno y, para terminar, del sustrato de Paleozoico y de Mesozoico. O sea una resedimentación de los productos de la erosión de las unidades sedimentarias que afloraban, sucesivamente, al tope de los bloques progresivamente elevados y formando relieves en la zona frontal. La sedimentación sinorogénica del "Potoco" y del "San Vicente inferior" (o SV1) se realiza así: - 1) en la cuenca de los Lípez, antepais oriental del cabalgamiento inferior principal (*sole thrust*); - 2) en una compleja cuenca subsidente occidental, al pie del retrocabalgamiento (*back thrust*) de San Cristóbal y, - 3) en el sector hundido de Corregidores, en el tope de la zona frontal del bloque superior del cabalgamiento principal.

Posteriormente, la sedimentación discordante del Mioceno inferior, volcano-sedimentario ("San Vicente superior" o SV2, y/o "Julaca"), es también sintectónica. Una nueva etapa de compresión reactiva la propagación de los cabalgamientos en secuencias de propagación complejas, de bloque inferior o de bloque superior. El plegamiento del Mioceno inferior es progresivo y disarmonico, y está marcado, a la vez, 1) por discordancias sucesivas; 2) por leves cabalgamientos tardíos y con vergencias opuestas; y, 3) por el truncamiento basal de las capas del "Julaca", las cuales son discordantes, deformadas y deslizadas por encima del "Potoco", más intensamente plegado al oeste de la falla de San Cristobal.

El proceso compresivo continúa en el Mioceno superior, después de la discordancia de la Formación Chocaya. Pero, amortiguándose los movimientos tangenciales, son relevados por los movimientos horizontales de desgarré senestral de las fracturas longitudinales (falla San Cristobal", por ejemplo).

Es muy probable que el sistema de cabalgamiento Uyuni-Khenayani está relacionado con un movimiento de desgarré inverso senestral de una falla crustal mayor, que relacionamos con el sistema de fallas de la Cordillera de Domeyko (norte de Chile), al suroeste, y con la zona de falla de Millaure-Incapuquio, al noreste. Forma el límite oriental de un bloque crustal plurikilométrico dislocado e imbricado, cabalgante hacia el este.

Palabras claves: Cenozoico, Compresión sinsedimentaria, sistema de cabalgamiento, Altiplano, Andes de Bolivia.

STRUCTURE ET EVOLUTION DE L'ALTIPLANO SUD-OCCIDENTAL : LE SYSTEME DE CHEVAUUREMENTS DE UYUNI-KHENAYANI ET SES RELATIONS AVEC LA SEDIMENTATION TERTIAIRE

RESUME: Trait structural majeur dans le sud de l'Altiplano de Bolivie, la "faille de Uyuni-Khenayani" correspond à une zone de chevauchements à vergence est qui sépare le secteur occidental de l'Altiplano méridional du "bassin des Lipez", bassin cénozoïque intramontagneux situé entre cette zone de chevauchements et un système oriental convergent ou "faille San Vicente".

Dans le compartiment supérieur (hanging wall) du système chevauchant de Uyuni-Khenayani, le substratum paléozoïque est impliqué. Il est constitué d'Ordovicien et de Siluro-Dévonien, plissés, fracturés et soulevés, qui supportent quelques restes de Mésozoïque et une couverture réduite et incomplète de Cénozoïque. L'édifice chevauchant est compartimenté en plusieurs blocs crustaux, plurikilométriques et juxtaposés, que délimitent des failles transverses NW-SE, ayant un rôle de transfert de la déformation. De l'un à l'autre des divers compartiments, la structure interne diffère, cependant, on observe toujours des failles longitudinales successivement normales, inverses et/ou de décrochement senestre qui délimitent des unités de moindre taille, plus ou moins positives et érodées au cours du processus de sédimentation et de déformation andine.

Dans le compartiment central, de "San Cristobal", le Paléozoïque est très soulevé et affleure à l'est; par contre, il s'enfonce rapidement vers l'ouest. Et, au-delà de la faille longitudinale de décrochement de San Cristobal, la couverture cénozoïque, puissante et complète, comprend des terrains depuis le Paléocène-Eocène ("Potoco") jusqu'à l'Oligo-Miocène ("San Vicente inférieur" SV1; "Julaca" ou "San Vicente supérieur" SV2; et, ensuite "Chocaya").

Dans le compartiment de "Corregidores", vers le nord-est, affleurent deux écaillés de Paléozoïque imbriquées, à vergence est, positives et plus ou moins érodées. Le Crétacé supérieur repose au sommet de l'unité occidentale alors que le bloc effondré qui les sépare est colmaté par le "Potoco" et le "San Vicente", successivement plissés.

La complexité structurale du compartiment supérieur (hanging wall) du système de chevauchements crustaux de "Uyuni-Khenayani" est le résultat de la superposition de la déformation andine à un substratum déjà bien déformé par la tectonique hercynienne, puis divisé en blocs, écaillé et érodé pendant le Crétacé supérieur. Par la suite, les déformations successives, synsédimentaires du Tertiaire, réactivent les paléostrutures et entraînent la propagation vers l'est du système de chevauchements et les plis associés, accompagnés de glissements superficiels.

Dans une première étape de l'évolution géodynamique, l'ascension de la zone frontale de chevauchement et celle des blocs de Paléozoïque disloqué qui la jalonnent, résultent du déplacement du bloc supérieur sur une rampe crustale du système de Uyuni-Khenayani. Ce mouvement est synsédimentaire du Paléogène ("Potoco" et "San Vicente inférieur" ou SV1); il est accompagné par l'érosion et, ensuite, par la résédimentation du matériel provenant, successivement, des couches rouges de l'Eocène, ensuite du Paléocène et, à la fin, du substratum de Paléozoïque et de Mésozoïque. C'est-à-dire la sédimentation des produits de l'érosion des unités sédimentaires qui affleurent, successivement, au sommet des blocs progressivement soulevés et en relief sur la zone frontale. La sédimentation synorogénique du "Potoco" et du "San Vicente inférieur" (SV1) se réalise ainsi, d'une part dans le "bassin du Lipez", avant-pays oriental du chevauchement inférieur principal (sole thrust); d'autre part, dans un bassin subsident complexe situé à l'ouest du rétrocharriage (back thrust) de San-Cristobal, et enfin, dans le secteur déprimé de Corregidores, superposé à la zone frontale soulevée du compartiment supérieur du chevauchement principal.

Postérieurement, la sédimentation discordante du Miocène inférieur, volcano-sédimentaire ("San Vicente supérieur" SV2 et/ou "Julaca") est également syntectonique. Dans une nouvelle étape de compression, les chevauchements sont réactives selon des modalités complexes en séquences de propagation de blocs inférieur ou de bloc supérieur. Le plissement du Miocène inférieur est progressif et disharmonique; il est marqué à la fois: 1) par des discordances successives; 2) par de légers chevauchements tardifs avec des vergences opposées; et, 3) par les truncatures basales des strates du "Julaca" lesquelles sont discordantes, plissées et déplacées sur le "Potoco", plus intensément la

plissé à l'ouest de la faille de San Cristobal.

Pendant le Miocène supérieur, la déformation compressive continue après la discordance de la formation "Chocaya". Cependant les mouvements tangentiels s'amortissent et sont relayés par des mouvements horizontaux de décrochement sénestre des fractures longitudinales ("faille de San Cristobal", par exemple).

Le système de chevauchements Uyüni-Khenayani est probablement en relation avec un mouvement de décrochement inverse sénestre d'une faille crustale majeure que nous liions au système de failles de la Cordillère de Domeyko (nord du Chili), vers le sud-ouest, et avec zone de faille de Millaure-Incapuquio, au nord-est. Cette zone d'accidents constitue la limite orientale d'un bloc crustal plurikilométrique, disloqué et imbriqué, chevauchant vers l'est.

Mots-clés : Cenozoïque, compression sinsédimentaire, système de chevauchements, Altiplano, Andes de Bolivie.

ABSTRACT

The Uyüni-Khenayani Fault Zone (UKFZ) is a major structural element in the southern Altiplano of Bolivia. It consists of a series of east-vergent thrusts limiting the western sector of the southern Altiplano from the Lípez basin, a Cenozoic intermontane basin located between the UKFZ and the eastern convergent system or San Vicente Fault. The upper thrust plate (hanging wall) of the UKFZ involves a folded, faulted and uplifted Ordovician and Siluro-Devonian basement with a few Mesozoic relics, and a reduced and incomplete Cenozoic cover. The overthrust is structured in large (pluri-kilometer), juxtaposed, crustal blocks, limited by transverse NW-SE transfer faults. The internal structure of these blocks differs from each other. Normal, reverse and/or sinistral strike-slip faults identify smaller units acting as positive reliefs partly eroded during Andean deformation and sedimentation:

- In the central (San Cristobal) block, the Paleozoic has been strongly uplifted, cropping out to the east while it rapidly dips under cover to the west. Farther off the San Cristobal longitudinal strike-slip fault, a thick Cenozoic sedimentary pile records the Paleocene-Bocene (Potoco Fm.) and Oligocene-Miocene (lower San Vicente -SV1-, Julaca or upper San Vicente -SV2-, and Chocaya Fms.).

- In the northeast (Corregidores) block, two imbricate east-vergent Paleozoic thrust units crop out, forming a positive partly eroded relief. The upper Cretaceous lays atop the western unit, while the folded Potoco and San Vicente Fms. fill the graben separating them.

The structural complexity of the upper thrust block (hanging wall) of the UKFZ thrust system results from Andean deformation superimposed on a previously deformed (Hercynian) substrate, later faulted in smaller thrusts and eroded during the Late Cretaceous. The successive Tertiary sinsedimentary deformations reactivated paleostructures and originated the east-ward propagation of the thrust system and related folds. During the first deformation phase, the upper plate was thrust over the crustal ramp of the UKFZ system, originating the uplift of thrust front and of the Paleozoic blocks along the fault zone. Paleogene synsedimentary units (Potoco and lower San Vicente Fms.) record the erosion and later redeposition of the underlying Mesozoic and Paleozoic substrate. Sedimentary units in the foredeep were progressively uplifted and eroded in the frontal thrust zone. Syntectonic deposition of the Paleogene sequence took place: 1) in the Lípez basin, acting as the eastern foreland of the lower main sole thrust; 2) in a complex western basin below the San Cristobal back-thrust; and 3) in the Corregidores area, over the frontal zone of the main thrust upper plate. Early Miocene volcanoclastic deposition (upper San Vicente -SV2-, and/or Julaca Fms.) was also syntectonic. A new compressional phase reactivated thrust propagation in complex lower or upper plate sequences. Early Miocene folding was progressive and disharmonic, and was characterized by: 1) successive unconformities; 2) small late thrusts with opposed vergence; and 3) basal truncation of Julaca Fm. beds, unconformably overlying the Potoco Fm., which was more tightly folded to the west of the San Cristobal fault. Compression continued in the Late Miocene, across the unconformity at the base of the Chocaya Fm. Tangential movement was buffered through sinistral strike-slip movements along longitudinal faults, such as the San Cristobal fault.

The UKFZ system is probably related with reverse and sinistral strike-slip movement along a major crustal fault zone which we relate with the Cordillera de Domeyko fault system (northern Chile) to the southwest, and with the Millaure-Incapuquio fault zone to the northeast. The UKFZ is the eastern boundary of a large imbricate crustal block overthrust towards the east.

Keywords: Cenozoic, synsedimentary compression, thrust system, Altiplano, Andes, Bolivia.

INTRODUCCION

En el Altiplano septentrional de Bolivia (de 16°30' a 19° de lat. S.), una amplia y muy subsidente cuenca compresiva se desarrolla desde el Paleoceno hasta el Mioceno superior, antes de la discordancia del Mioceno terminal-Plioceno ("Ayo Ayo", "Umala", "Pomata", Mauri VI, "Toba 76", de edad K/Ar 6.4 a 5.4 Ma, Evernden *et al.* 1966 y 1977). Caracterizándose por *cabalgamientos crustales convergentes*, esta profunda cuenca

intra-montañosa se origina en el acercamiento oblicuo senestral del Macizo de Arequipa con el Escudo Brasileño en proceso de subducción continental transcurrente (Martínez *et al.*, (a), s.p.).

Al sur de la zona de fallas de transferencia, NW-SE, de Sévaruyo-Incapuquio (F.S.I.), o sea geográficamente al sur del lago Poppó (de 19° a 20°15' de lat. S.), la cuenca del Altiplano central es, también, sintectónica compresiva. Interpretamos, sin embargo, este dominio como resultando de la *imbricación de*

grandes cabalgamientos crustales, progresivos y vergentes hacia el este (Martínez *et al.*, (b), s.p.). En relación con el cabalgamiento del bloque superior occidental (*hangingwall*), prolongación meridional del Macizo precámbrico de Arequipa, una sobrecarga origina el hundimiento del antepaís y, así, una cuenca intramontañosa terciaria asimétrica se desarrolla por encima del bloque inferior oriental flexurado o Bloque de Sevaruyo (*footwall*). Además, con el transporte hacia el este de dicho bloque inferior, se realizan una rotación y un basculamiento hacia el oeste (*titled piggy-back*) resultando un deslizamiento sinsedimentario durante el Paleógeno, de la cobertura de Cretácico superior-Terciario inferior en dirección del sector en proceso de hundimiento. La compresión sinsedimentaria es continua durante todo el Mioceno, antes de los derrames ignimbríticos de los Frailes (K/Ar: 7,3 Ma, Grant *et al.*, 1977; 7,8 Ma, Baker & Francis, 1978).

Al sur del Salar de Uyuni (de 20°30' a 21°30' de latitud sur), en el sector meridional del Altiplano boliviano (Fig. 1) se observa

una evolución tectono-sedimentaria paralela a la de los demás sectores del Altiplano. La cuenca intramontañosa compresiva de los Lipez es sincrónica con la sedimentación. Iniciándose en el Paleoceno, como cuenca de antepaís (*foreland basin*), de la Cordillera Oriental (Cirbián *et al.*, 1986; Marocco *et al.*, 1987), dicha cuenca de los Lipez se desarrolla durante el Eoceno, y el Oligoceno-Mioceno, individualizándose entre los sistemas de cabalgamientos convergentes de San Vicente, al este, y de Uyuni-Khenayani, hacia el oeste. (Baby & Sempere, 1989; Baby *et al.*, 1989a; Fornari *et al.*, 1989; Baby *et al.*, 1990).

Estudiando el dominio centro-occidental del Altiplano sur, situado hacia el oeste de la "falla Uyuni-Khenayani", hemos conseguido datos complementarios a los ya obtenidos en la cuenca de los Lipez (Meave, 1972; Pareja & Ballón, 1978; Cirbián *et al.*, 1986; Marocco *et al.*, 1987; Fornari *et al.*, 1989; Baby *et al.*, 1989; Baby & Sempere, 1990; Baby *et al.*, 1990).

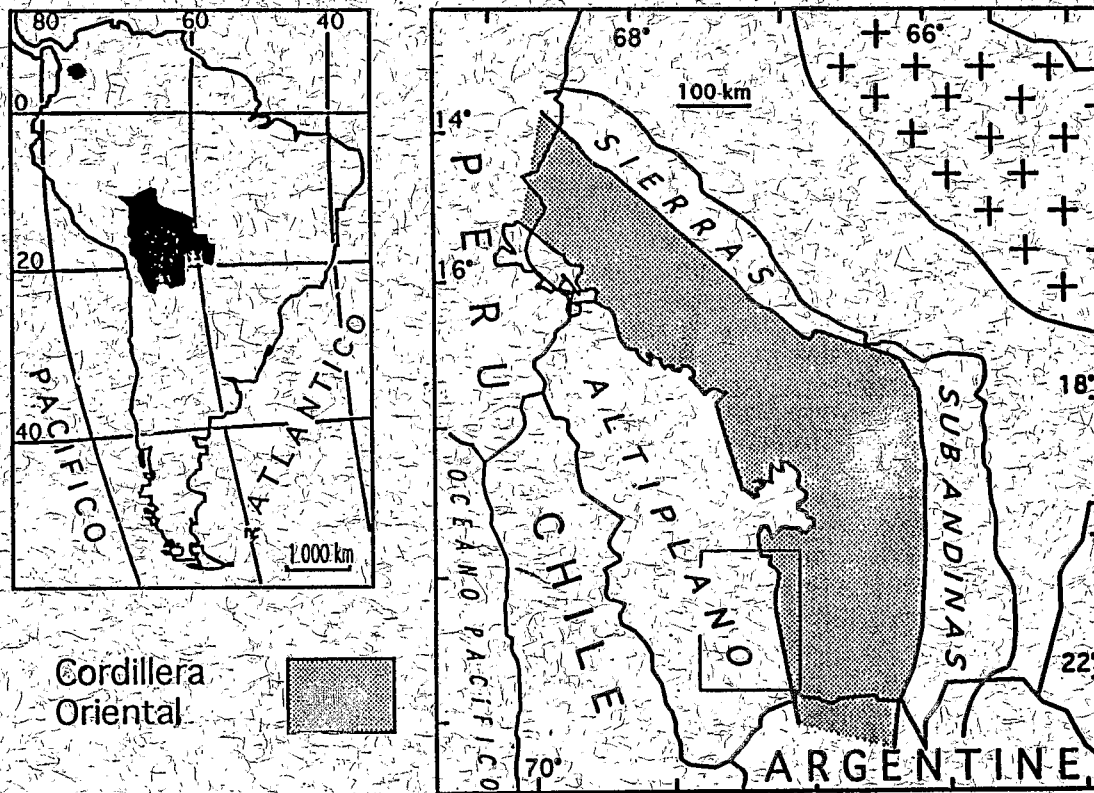


Fig. 1. - Situación del sector estudiado en el Altiplano meridional de los Andes de Bolivia.

DATOS GEOLOGICOS GENERALES DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de fallas de Uyuni-Khenayani es uno de los rasgos geológicos resaltantes del Altiplano meridional. Con una dirección NE-SW, forma el límite occidental de la cuenca cenozoica de los Lípez y corresponde a un cabalgamiento mayor, vergente hacia el este, caracterizado por varios afloramientos de Paleozoico y de Cretácico alineados desde Pulacayo, al noreste, hasta el cerro Farellón, al suroeste. Estos afloramientos jalonan la línea de fracturas pero se hunden rápidamente hacia el oeste, debajo del potente relleno terciario de una cuenca occidental muy compleja, que se desarrolla en el Altiplano meridional encima del flanco oeste del bloque superior de cabalgamiento.

Paleozoico

Forma una faja discontinua de afloramientos (Figs. 2a, b, y 3).

Hacia el noreste, se observa el Silúrico inferior ("Cancaniri" y "Liallagua") más o menos escalonado en los afloramientos del cerro Khajas, al sur-este de Uyuni, en los de los cerros Tinajani y Pujios y en los alrededores de la laguna Khollpa Khota. En dirección del suroeste, unos afloramientos de Ordovícico-Silúrico inferior están alineados en los cerros Khenayani, Khala Huasi y Condor Huasi. Y, más al sur, pasando el río Alota, el Ordovícico ocupa el cerro Farellón.

Hacia el oeste, en ambos lados del Río Grande de Lípez (Fig. 2), el Silúrico superior y el Devónico inferior ("Uncía", "Catavi" y "Vila-Vila") afloran: 1) al sur del Río Grande, en las vecindades de la quebrada Oslaca (Estancia Tambusal) y, 2) al norte, en la Serranía de Corregidores (cerro Khonas-Loma) donde fueron medidos 375 m de "Uncía" y 1400 m de "Catavi-Vila-Vila" (Cherroni, 1977). Por fin, aislados en los cerros Isla Grande e Isla Chica, al sureste del Salar de Uyuni, se observan los afloramientos, más septentrionales, de Siluro-Devónico.

Mesozoico

A veces, son observados unos escasos afloramientos de Cretácico superior, "Chaunaca" y "El Molino", descansando directamente sobre el Paleozoico (Cherroni, 1977).

Acompañado por el Paleoceno "Santa Lucía", el Cretácico superior ocupa el flanco occidental de la Serranía de Corregidores; aflora al noreste del cerro Condor Huasi y, hacia el sur, en la Serranía de Las Minas (cerro Farellón). Estos pequeños afloramientos representan los remanentes de una cobertura discordante, probablemente extensa y continua durante la transgresión campano-maastrichtiana ("El Molino"). Anteriormente, y como gran parte del sector meridional de la Cordillera Oriental, el Altiplano meridional participaba de un alto emergido y/o erosionado durante el Cretácico inferior ("Dorsal de San Pablo" Reyes, 1972; Reyes & Salfity, 1973; Cherroni, 1977).

Cenozoico

Se observa muy incompleto en la zona de fallas Uyuni-Khenayani donde afloran únicamente las formaciones miocenas

("San Vicente 2" y "Chocaya") discordantes sobre el Paleozoico. Sin embargo, el Terciario se desarrolla hacia el oeste, alcanzando 6000 m de espesor en la región de San Cristóbal (Cherroni, 1977):

- El Eoceno-Oligoceno inferior está representado por las arcillas y las areniscas rojas continentales del "Potoco" que aflora (Fig. 2), formando fajas alargadas norte-sur: 1) entre los afloramientos de Paleozoico de la laguna Khollpa Khota y los de la Serranía de Corregidores (Estancia Willqui); 2) a lo largo del borde occidental de la falla de San Cristóbal donde pasan los 4000 m de potencia y, 3) hacia el oeste, formando el núcleo del anticlinal de Ñes.

Hacia el norte, el "Potoco" ocupa, además, el flanco oriental del cerro Jimitani, en una de las islas aisladas en el borde sureste del Salar de Uyuni.

Mientras en el Altiplano oriental (Tambo Colorado, Porko), la base del Eoceno "Potoco" puede observarse en discordancia sobre diferentes niveles del Cretácico de la Cordillera Oriental, en el Altiplano occidental dicha base sólo se conoce en la Serranía de Las Minas en donde 1000 m de areniscas y de arcillas de las formaciones Tusque y Potoco dominan el Cretácico terminal-Paleoceno ("El Molino" y "Santa Lucía") (Cherroni, 1977).

El Oligoceno-Mioceno inferior del Altiplano meridional (o Formación San Vicente) presenta en su base una secuencia conglomerádica, "San Vicente inferior", "SV1", con fuertes variaciones de espesor y de facies. Los conglomerados se intercalan en el tope del "Potoco" antes de desarrollarse y pasar, lateral y/o verticalmente, a los depósitos, volcánico-sedimentarios del "San Vicente superior", "SV2", fluvio-lacustre arcilloso y arenoso, con intercalaciones de tobas. Mientras, en la faja plegada de la Estancia Willqui, el "SV1" descansa sobre el "Potoco" del sinclinal, en el cerro Khenayani y en la quebrada Oslaca, el "SV2" yace en discordancia directamente sobre el Paleozoico.

Hacia el oeste, derrames de ignimbritas y de lavas piroxénicas basálticas y/o andesíticas se intercalan en los conglomerados, las areniscas arcóscas y las piroclastitas de la Formación Julaca. El conjunto se superpone a los afloramientos de "Potoco" y, parte de "SV1", de las fajas de San Cristóbal y del anticlinal de Ñes. La Formación Julaca se observa además en el núcleo de los anticlinales más occidentales de Julaca, Poquera y San Agustín.

Regionalmente, se considera que las lavas Julaca son equivalentes occidentales de las lavas y tobas Rondal del Altiplano meridional (DENAGEO, 1965), y del sill septentrional del "basalto Tambillo". Las "lavas Rondal" tienen edades K/Ar de $22,9 \pm 0,9$ Ma y $23,5$ Ma (Kussmaul *et al.*, 1975) o de $21 \pm 0,6$ Ma y $18 \pm 0,5$ Ma (Bonhomme, *in*: Fornari *et al.*, 1989), y el "basalto Tambillo" proporcionó edades K/Ar de 22 Ma (Evernden *et al.*, 1966, 1977), de $23,1$ Ma y $25,2$ Ma (Hoke *et al.*, 1993) y de $27,4$ (Soler *et al.*, 1993).

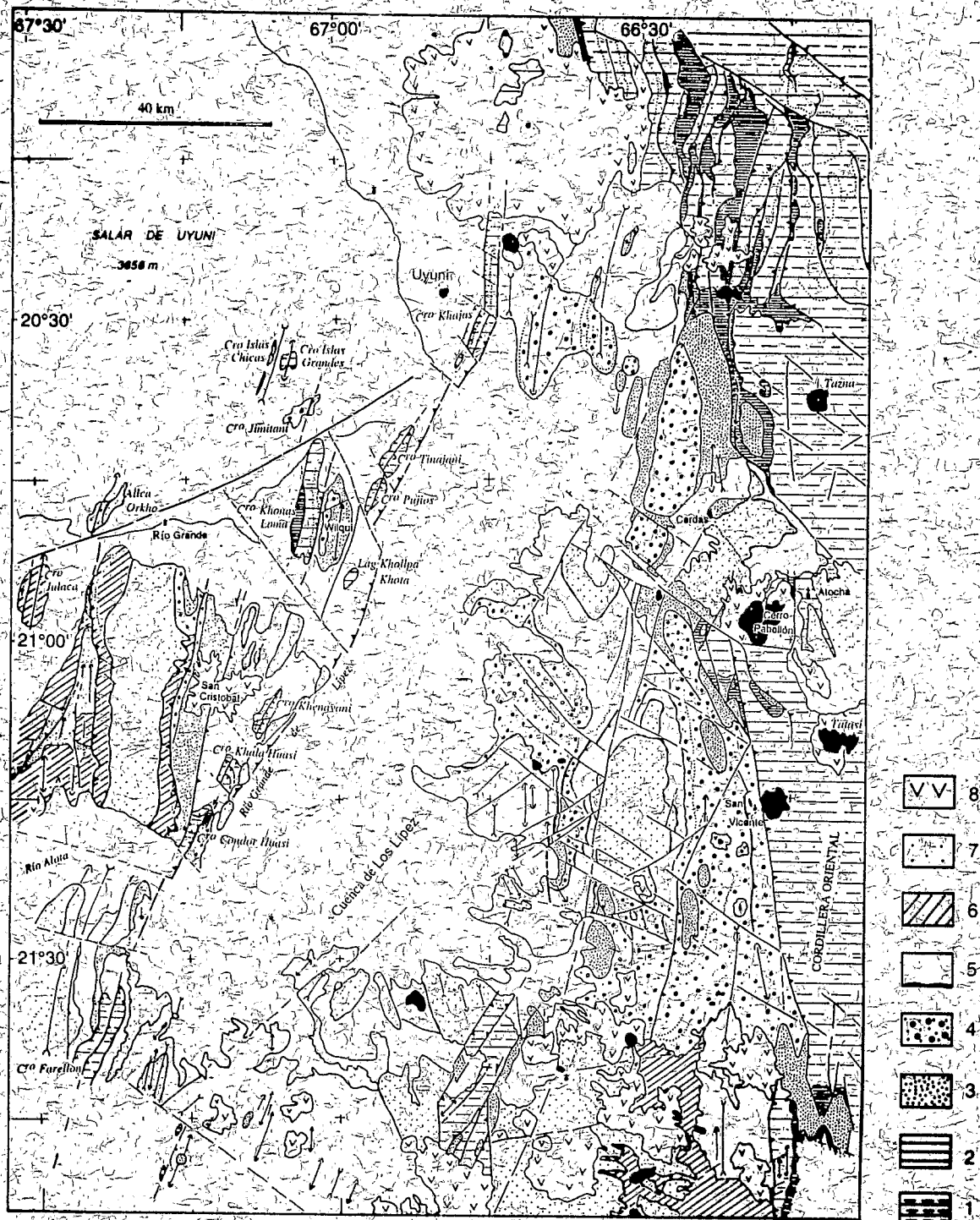


Fig. 2a. - Mapa geológico simplificado del Altiplano sur. Se diferencian los terrenos: 1) Paleozoico; 2) Cretácico terminal; 3) Paleógeno - Formación Potoco, arenosa y arcillosa, y 4) Formación San Vicente inferior o "SV1" conglomerádica; 5) Oligoceno superior-Mioceno inferior - Formación San Vicente superior o "SV2", volcánico-detrítica y 6) Formación Julaca volcánica; 7) Mioceno superior: "Chocaya" y 8) Mio-Plioceno, volcánico.

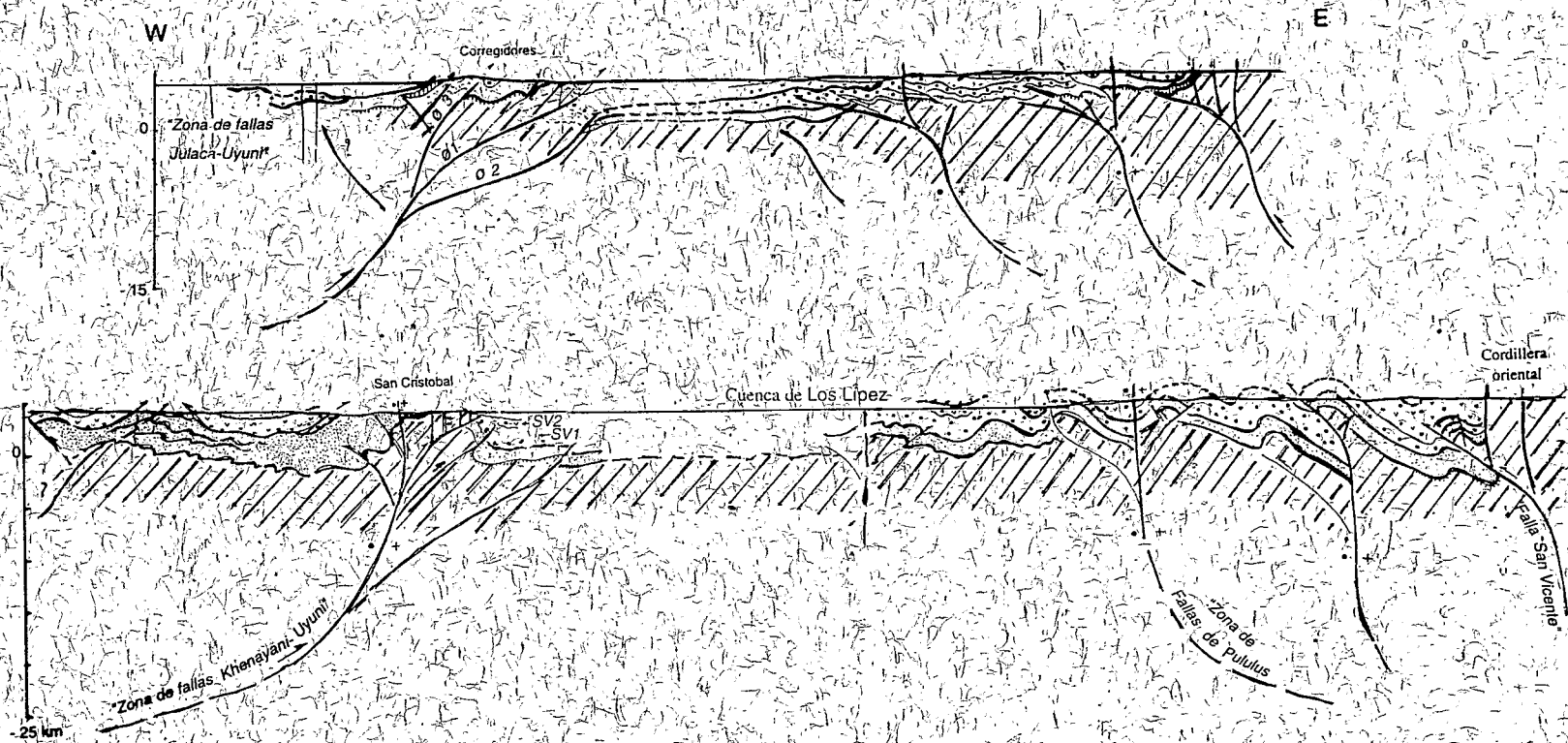


Fig. 2b.—Perfiles estructurales generalizados.

Un acortamiento cortical reactiva progresivamente varias fracturas preexistentes a las cuales corresponden las zonas de fallas de Uyuni-Khenayani y Pululus, San Vicente. Dichas fallas mayores delimitan bloques corticales plurikilométricos y actúan durante el *Paleógeno* como fallas senestrales-inversas que elevan poco a poco bloques menores de Paleozoico fracturado. La erosión progresiva de las áreas elevadas alimenta la sedimentación sintectónica en las cuencas subsidentes paleógenas, de los Lipez y occidental, así individualizadas.

Las discordancias sucesivas, sinsedimentarias del "SV2" discordante, marcan la continuidad en el esfuerzo compresivo durante todo el *Mioceno*.

Ubicándose, así, en el *Oligoceno superior-Mioceno inferior* (hasta el Santacrucense), las lavas Julaca y Rondal marcan una fuerte actividad volcánica al final del "San Vicente", en todo el Altiplano sur y suroccidental (Fornari *et al.*, 1989). A este magmatismo, se relacionan los niveles tobáceos de la cuenca de los Lípez, como la "toba 22" de amplia difusión que se admite como base del miembro superior distal del "San Vicente" ("SV2") (Informe inédito YFPB).

El Mioceno medio-superior ("Chocaya" o "Quehua ss") está representado por tobas, ignimbritas y areniscas tobáceas que reposan con una fuerte discordancia angular encima de distintos niveles de las formaciones "Potoco", "SV1" y "SV2", así como sobre las lavas Julaca (o Rondal). Localmente, la Formación Chocaya llega a apoyarse directamente sobre los estratos del Paleozoico (cerro Khala Huasi, por ejemplo).

En el Altiplano central, cerca de la Estación Quehua, (hacia los 20° de lat. S.), la Formación Quehua ss contiene mamíferos del Mioceno superior (Chasicense-Huayqueriense) (Hoffstetter, 1977). Sin embargo, en el Altiplano meridional, edades de 14,6 Ma y 17 Ma (edades K/Ar: Kussmaul *et al.*, 1975), y de 15,2 Ma (in Fornari *et al.*, 1989) fueron obtenidas de unos 700 m de estratos volcánicos y volcano-sedimentarios que Fornari *et al.* relacionan con la formación denominada "Quehua superior" (Geobol) la cual corresponde al "Quehua ss" o "Chocaya".

Con estas edades, parte del "Chocaya" puede ubicarse en el Mioceno medio, relacionándose así con los intrusivos: Chorolque, Tasna, Tatási, Chocaya, de edades K/Ar muy cercanas (Chorolque: 15,8 Ma; Chocaya: 12,2 Ma, in Grant *et al.*, 1977 y 1979). Se relacionan, también, con las tobas de las vecindades de Atocha (camino a Chocaya: 16,5 Ma, Grant *et al.*)

Posteriormente, los eventos efusivos: lavas, piroclastitas, tobas e ignimbritas del *Mioceno terminal*, son discordantes encima de una superficie de erosión. En el Altiplano meridional, proporcionaron edades K/Ar de 7,1 Ma y 9,7 Ma (Kussmaul *et al.*, 1975) y de 7,9 Ma y 10,2 Ma (Baker & Francis, 1978) y, en el

Altiplano occidental, cerca de Atocha, edades de 5,9 y 6,4 Ma (Baker & Francis, 1978).

Las tobas e ignimbritas se relacionan con los mantos ignimbriticos de "los Frailes" que proporcionaron edades inferiores a los 8 Ma (6,7 Ma: Evernden *et al.*, 1977; 7 y 7,8 Ma: Baker & Francis, 1978; 7,3 Ma: Grant *et al.*, 1977). Pueden relacionarse con el volcanismo de San Cristóbal (8,5 Ma: ?) y, también, con los derrames andesíticos e ignimbriticos de edades similares en la zona fronteriza con Chile (in Baker & Francis, 1978).

En dicha zona, unos eventos volcánicos más recientes (derrames de lavas andesíticas e ignimbritas) son datados del Plioceno (de 4,8 a 3,2 Ma, Baker & Francis, 1978).

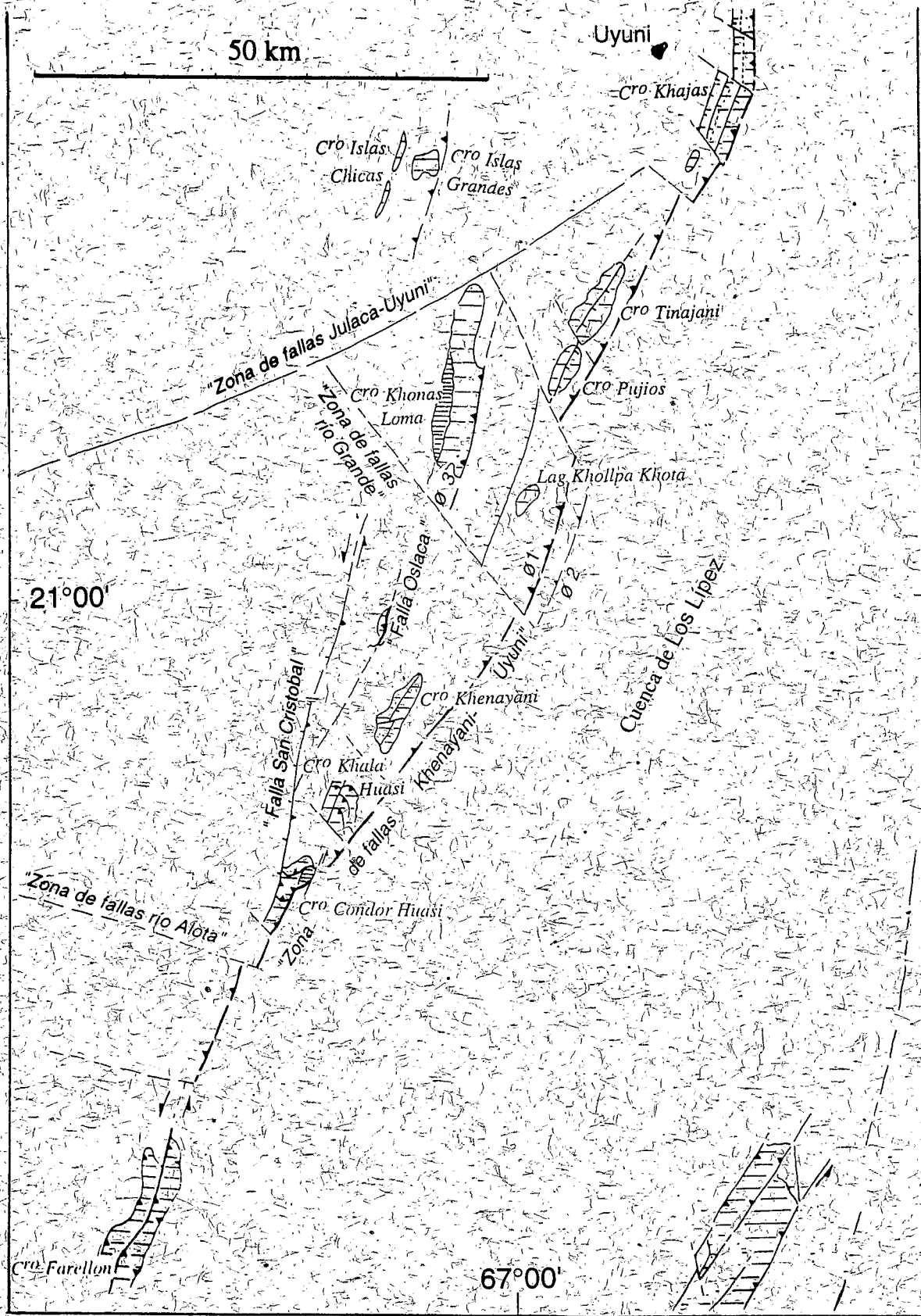
Las formaciones cenozoicas del Altiplano occidental son sinorogénicas y asociadas a los sistemas de cabalgamientos. Sin embargo, las relaciones geométricas entre los diversos conjuntos estructurales y las secuencias de propagación de los sistemas de cabalgamientos, como las relaciones entre las diversas formaciones del Altiplano sur-occidental, se revelan muy complejas. Y, en particular, se necesitaba revisar las relaciones de las areniscas "Potoco" con las demás formaciones; relaciones anteriormente interpretadas con sistemas de fallas y/o discordancias (Meave, 1972, e informes inéditos de YFPB y GEOBOL).

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Con la interpretación de un perfil de sísmica-reflexión, realizado por YFPB a través de la cuenca de los Lípez, y apoyándose sobre los afloramientos de Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico del sector occidental del perfil (Serranía de Corregidores, Estancia Wilqui y laguna Khollpa Khota), Baby & Sempere (1989) y, luego, Baby *et al.* (1990) describen un conjunto de cabalgamientos y pliegues asociados, de bloque superior (*hanging wall*), que pertenecen a la "zona de falla Khenayani ss". Este sistema está mayormente representado por dos cabalgamientos imbricados,

Fig. 3.- Mapa de los afloramientos de Paleozoico (Ordovícico y Silúrico) que marcan la zona frontal del bloque superior del sistema de cabalgamientos Uyuni-Khenayani.

- 1) Una red de fracturas transversales y longitudinales delimita varios bloques de distintos tamaños que fueron transportados y elevados por el cabalgamiento mayor.
- 2) Los contactos σ_1 , σ_2 ("falla Khenayani ss") y σ_3 ("falla Corregidores") representan las sucesivas fallas inversas, ramificadas e imbricadas dentro del bloque superior de Corregidores.
- 3) En el bloque de San Cristóbal, la falla inversa de Oslaca, sinsedimentaria del "SV2", se une con la "falla San Cristóbal" de desgarre senestral-inversa.
- 4) Pequeñas escamas, dirigidas hacia el sur y hacia el norte, son observadas respectivamente en los cerros Condor Huasi y Khala Huasi. La "falla Khenayani ss" es fosilizada por el "SV2" y por el "Chocaya" de la Cuenca de los Lípez; su traza se puede observar en superficie sólo en el flanco oriental del cerro Condor Huasi.
- 4) Al oeste de la falla "San Cristóbal", el desarrollo de la cuenca paleogena (Potoco y SV1) subsidente, vergente hacia el oeste, se relaciona con un retrocabalgamiento precoz que relacionamos con el movimiento general de desgarre senestral. El sistema en *pop-up* de las fallas Khenayani-San Cristóbal puede, así, compararse con la estructura "en flor" de Pululus, analizada por Baby *et al.* (1989), la cual, aunque sepultada por el Mioceno, a lo largo de la Cuenca de los Lípez, se continua hacia el norte para unirse con el sistema de cabalgamientos de Tica Tica (Fig. 2).



vergentes hacia el este y denominados "falla de Khenayani" y "falla de Corregidores"; las cuales elevan unidades de terrenos silúricos y siluro-devónicos encima del Terciario de la cuenca de los Lipez.

Sin embargo, se nota en el mapa (figs. 2 y 3) que ambos cabalgamientos caracterizan únicamente el compartimiento mayor que denominamos "bloque de Corregidores". Este bloque plurikilométrico, está limitado, al noreste como al suroeste, por fallas transversales de distintos ordenes, las cuales forman una red de fracturas mayores:

1. Hacia el noroeste, los afloramientos escalonados en el borde sureste del Salar de Uyuni son aislados por una importante zona de fracturas transcurrentes, plurikilométricas y de dirección NNE-SSW: la "zona de falla Julaca-Uyuni". En dichos afloramientos encontramos, sucesivamente y del noreste al suroeste, el Paleozoico ("Catavi" y "Vila Vila" de los cerros Islas Chicas e Islas Grandes), y el Terciario ("SV1" y "SV2" de Allca Orkho; "Potoco" y "San Vicente" del cerro Jimitani). Esta zona de fracturas transcurrentes o "falla Julaca-Uyuni", constituye el límite septentrional, tanto del sistema de fallas y pliegues del gran bloque de Corregidores, como del conjunto de fallas y de pliegues anticlinales (Julaca, Ines) y sinclinales (Calcha, Río Grande) del bloque de San Cristobal, ubicado al suroeste (Fig. 2 y Fig. 3).

2. Hacia el sureste de esta importante zona de fracturas, todo el bloque superior (*hanging wall*) del cabalgamiento de Uyuni-Khenayani si se observa, a su vez, compartimentado por un conjunto de fallas transversales menores, de orden kilométrico y de dirección NW-SE a NNW-SSE. Estas fallas son de transferencia y separan el Silúrico inferior plegado y fallado de los cerros Pujios y Tinajani, al centro, del Paleozoico del cerro Khajas (sureste de Uyuni), al noreste, y del bloque fracturado de Corregidores, al suroeste. El límite sur-oeste del sistema de cabalgamientos del bloque de Corregidores coincide con la zona transversal de fracturas de Río Grande de Lipez, al sur de la cual se define el gran bloque de San Cristobal. A su vez, este bloque mayor de San Cristobal se encuentra separado del bloque meridional del cerro Farellón por una zona de fracturas transversales, escondida bajo los rípios del Río Alota y denominada "falla Quemazón" (Informe YPFB).

GEOMETRIA DE LA ZONA FRONTAL DEL BLOQUE SUPERIOR DE CABALGAMIENTOS

Obviamente, el bloque superior del sistema de cabalgamientos de Khenayani-Uyuni se caracteriza por la removilización de un sustrato muy fracturado de Paleozoico y, a veces, de Mesozoico. En la zona frontal de cabalgamientos, una compleja mosaica de bloques de distintos tamaños fué así trasladada por encima del Cenozoico de la cuenca de los Lipez. En cada uno de los compartimientos mayores individualizados, de Corregidores y de San Cristobal, la geometría del sistema de cabalgamientos se observa muy compleja. Y, aunque muy similares, las características estructurales no son totalmente idénticas del uno al otro de ambos bloques mayores, en los cuales algunas fallas

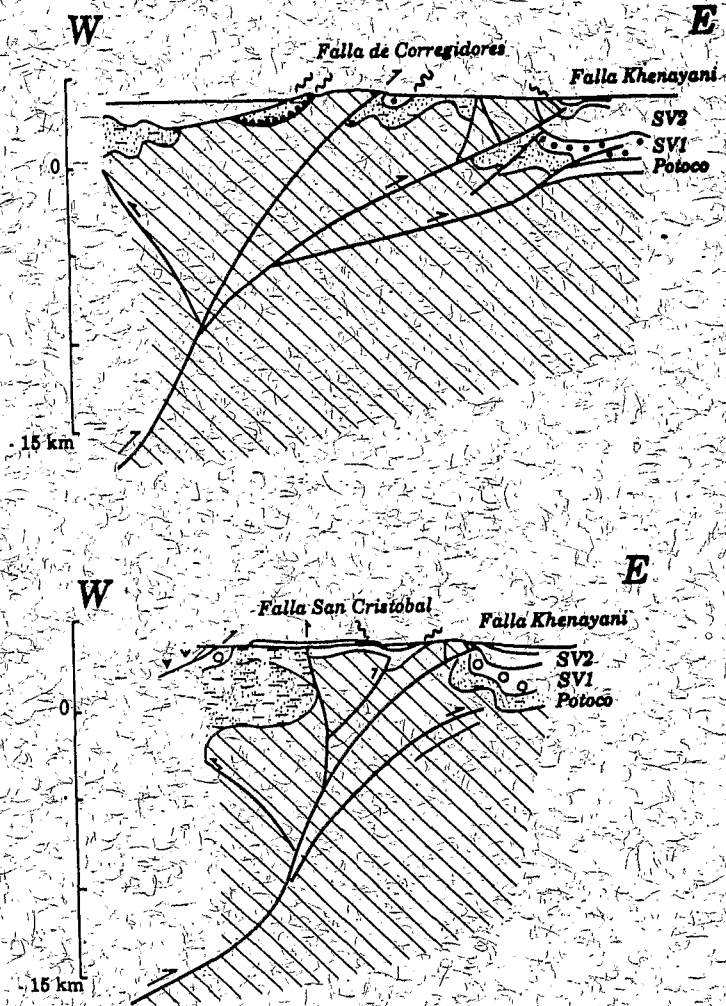


Fig. 4.- Cortes geológicos simplificados a través de los bloques de Corregidores y de San Cristobal-Khenayani.

Con el desarrollo de la Formación Potoco, invertida al oeste del bloque de San Cristobal, se recalca: 1. la fuerte subsidencia de la cuenca occidental, 2. la sedimentación progresiva del Paleógeno (Potoco y San Vicente 1) cuyo material proviene de los sectores progresivamente elevados y erosionados y, 3. la verticalización de la zona a lo largo de la falla "San Cristobal" de desgarre-inverso. Mientras el Paleógeno descansa sobre el Paleozoico al este de la falla de Corregidores, al este de la falla "San Cristobal" el Paleógeno aflora únicamente en el flanco oriental del cerro Condor Huasi. Y el Paleozoico, la falla "Khenayani ss" y las formaciones Potoco-SV1 son fosilizados por las discordancias del "SV2" y del "Chocaya".

longitudinales delimitan compartimientos menores, alargados NNE-SSW.

BLOQUE PALEOZOICO DE LOS CERROS PUJIOS Y TINAJANI

Corresponde a un monoclin de Silúrico inferior ("Cancañiri" y "Llallagua") con algunos pliegues menores vergentes hacia el oeste. Tal el Paleozoico más septentrional del cerro Khajas (sureste de Uyuni), este Silúrico se observa fracturado por fallas normales longitudinales, NNE-SSW, y por pequeñas fallas posteriores, de desgarre senestral y de dirección NW-SE (Fig. 3 y Fig. 4). Sin embargo, no se puede observar la traza superficial del cabalgamiento inferior del Paleozoico (*sole thrust*, Ø1) sepultado bajo los sedimentos actuales y/o las terrazas pleistocenas del "Lago Minchin".

Sistema Imbricado de Corregidores (Fig. 3 y Fig. 4)

En el bloque mayor de Corregidores se puede inferir tres líneas de fracturas longitudinales:

1. El cabalgamiento inferior Ø1, que corresponde a la "falla Uyuni-Khenayani ss" no se puede observar tampoco en superficie. Pero, tal como lo deducen Baby & Sempere (1989) y Baby *et al.* (1990), tiene que ubicarse entre el Silúrico inferior ("Cancañiri" y "Llallagua") de la laguna Khollpa Khota y el relleno terciario de la cuenca de los Lípez.

2. Este cabalgamiento Ø1 participa de una estructura compleja dentro de la cual interpretamos un *cabalgamiento ciego* Ø2 (*blind thrust*), relacionado con un leve anticlinal profundo el cual se observa en el perfil, deformando a las capas basales ("Potoco"?) del Terciario de la cuenca de los Lípez (Fig. 4). Hacia el oeste, este cabalgamiento Ø2 se conecta con el cabalgamiento Ø1 del sistema imbricado "Uyuni-Khenayani" y forma con él una secuencia de propagación de bloque inferior (*piggy back thrusting sequence*, Dahlstrom, 1970; Butler, 1982).

3. Mediante el *cabalgamiento superior* Ø3, o "falla de Corregidores", el Paleozoico de Khonas Loma se superpone al Terciario de la Estancia Willqui. Los ejes de los pliegues kilométricos que deforman el Eoceno ("Potoco") y el Oligoceno-Mioceno inferior ("San Vicente 1") de Willqui, son paralelos y se relacionan con la dirección N-S, del cabalgamiento superior Ø3; mientras son oblicuos al rumbo NNE-SSW, del Paleozoico de la laguna Khollpa Khota. De esta oblicuidad, se deduce la existencia de una importante fractura sustractiva ubicada entre los afloramientos del Paleozoico oriental de Khollpa Khota y los afloramientos del Terciario de Willqui (Fig. 3 y Fig. 5). Es notable, además, la ausencia del Devónico y del Cretácico al tope del Silúrico de Khollpa Khota, mientras se observan hacia el oeste por encima del cabalgamiento superior Ø3. Esta observación nos indica una muy importante erosión en el tope del bloque superior del cabalgamiento inferior Ø1, y la anterioridad de este cabalgamiento Ø1 sobre el cabalgamiento de Corregidores Ø3.

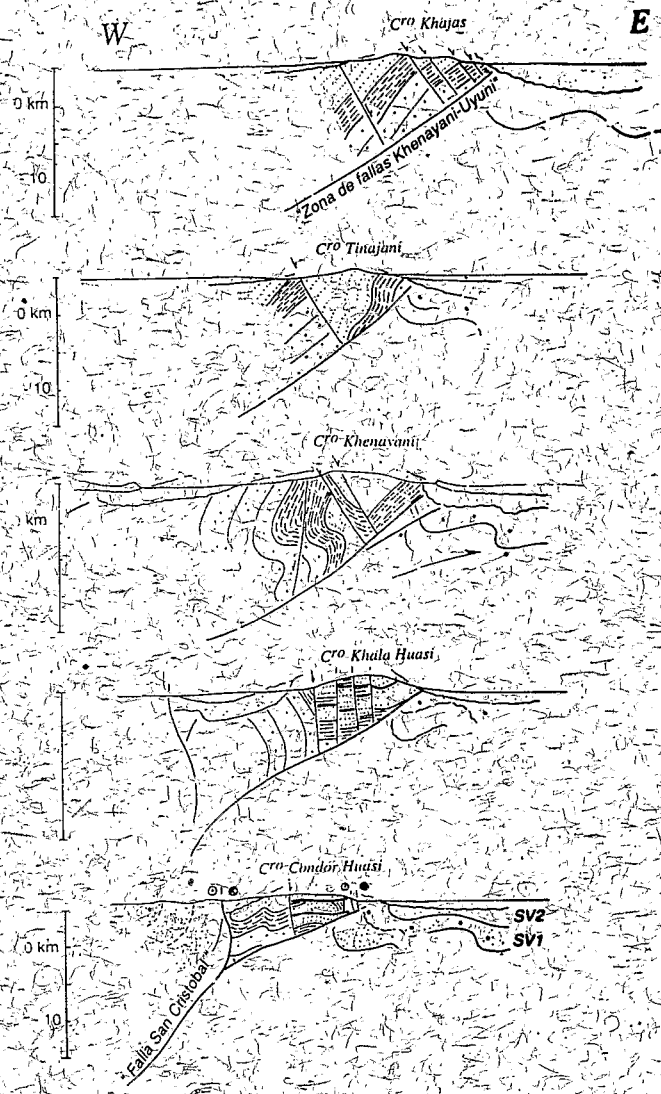


Fig. 5.- La estructuración del Paleozoico en los afloramientos de la parte frontal del sistema de cabalgamientos de Khenayani-Uyuni.

Los pliegues hercínicos del Paleozoico son fracturados por varias fallas longitudinales normales o de desgarre y, más tarde, son escamados antes de ser transportados hacia el este. Las formaciones SV2 y Chocaya descansan en discordancias sucesivas encima del Paleozoico anteriormente elevado y erosionado.

Las escamas, guiadas por las fallas longitudinales previas, son vergentes hacia el norte en el cerro Khala Huasi, y son dirigidas hacia el sur en el cerro Condor Huasi. El transporte hacia el este es en parte anterior a la discordancia del SV2 y, probablemente, sinsedimentario del Potoco-SV1.

En resumen, el sistema de cabalgamientos imbricados del Bloque de Corregidores transporta y/o reactiva una importante fracturación previa. Relacionadas con eventos tectónicos precoces, las fracturas transversales y las fallas sustractivas longitudinales son tardíamente transportadas por el cabalgamiento inferior, Ø1, del sistema imbricado. Sin embargo, se infiere bastante complejidad, tanto en la génesis de la estructuración del Altiplano suroccidental como en la propagación de los cabalgamientos.

1. El bloque positivo de Kholpa Khota fué elevado por un movimiento precoz (previo a contemporáneo con "SV1") del cabalgamiento inferior Ø1, para ser ampliamente erosionado hasta el Silúrico inferior. A este movimiento precoz, relacionamos el cabalgamiento ciego Ø2. Los productos de la erosión del bloque elevado de Kholpa-Khota alimentaba tanto la "cuenca de los Lipez", al este, como la depresión de Willqui, hacia el oeste del bloque.

2. El cabalgamiento de Corregidores Ø3 es más tardío (póst-"SV1"). Eleva el Siluro-Devónico de Khonas Loma y su cobertura conservada de Cretácico y de Terciario, y forma con el cabalgamiento Ø1 una secuencia de bloque superior (*break-back thrusting sequence*).

3. En el Mioceno superior, la reactivación del cabalgamiento Ø1 eleva y traslada hacia la cuenca de los Lipez, todo el conjunto del bloque superior de Corregidores.

El análisis del bloque central de San Cristobal nos aclara más, todavía, acerca de la compleja historia de la "zona de falla Uyuni-Khenayani" y del Altiplano occidental.

ESTRUCTURA DEL SISTEMA DE SAN CRISTOBAL

(Fig. 2a-2b y Fig. 4)

En el bloque central de San Cristobal y al oeste de la zona de falla Uyuni-Khenayani se yuxtaponen varias fajas longitudinales caracterizadas por terrenos distintos:

1. Por debajo del Cenozoico discordante pero poco potente e incompleto, el sustrato de Paleozoico aflora, muy dislocado, en los cerros Khenayani, Khala Huasi y, hacia el sur, Condor Huasi en donde se observa un retazo de Cretácico terminal.

2. El sustrato paleozoico se hunde hacia el oeste y, a partir de la falla de San Cristobal, el relleno de Terciario se amplía y se completa (hasta 6000 m de espesor).

La zona de falla de Khenayani ss

En un primer esquema, se puede imaginar que los afloramientos de Paleozoico corresponden al núcleo de un anticlinal de rampa desarrollado a lo largo de la "falla de Khenayani - Uyuni ss". Sin embargo, analizando sucesivamente dichos afloramientos se deduce, más bien, que corresponden a una serie de bloques más o menos aislados y ya estructurados antes de ser transportados durante el Cenozoico:

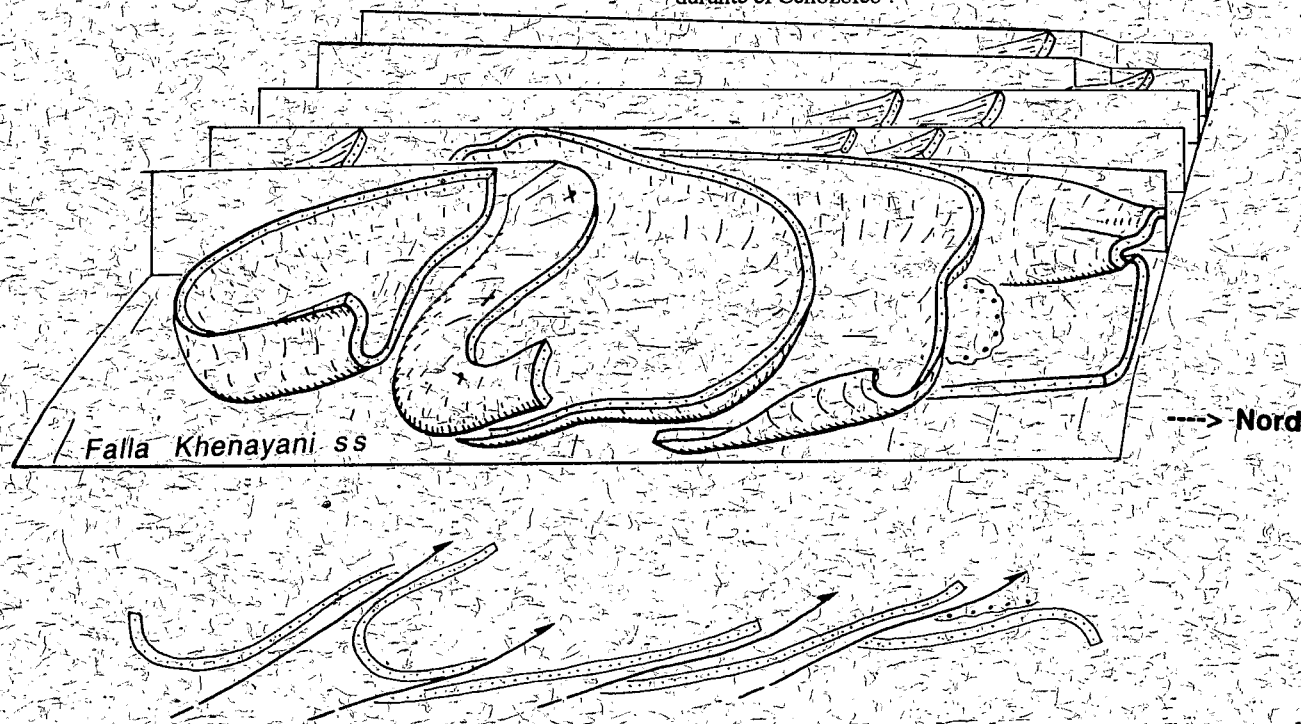


Fig. 6.- Bloque-diagrama de las escamas que afectan el Paleozoico del cerro Khala Huasi. Obsérvese: 1. la superposición de pliegues transversales y de fallas inversas a las deformaciones hercínicas longitudinales, 2. el control del movimiento hacia el norte, por las fracturas longitudinales con papel de transferencia de la deformación y, 3. el transporte por la falla Khenayani ss del Paleozoico estructurado.

1. La estructura de los cerros Khenayani

En los cerros Khenayani, el Ordovícico y el Silúrico inferior afloran deformados en un sinclinal hercínico levemente echado al este, orientado NNE-SSW y bien fracturado (Fig. 5). En el detalle, la estructura sinclinal se observa partida por varias fallas longitudinales de rumbo N-S y con un buzamiento de 65° al este. Dichas fallas son distensivas y posteriores al plegamiento. El flanco oriental del sinclinal se observa hundido y el conjunto presenta un aspecto similar a los pliegues fracturados que deforman el Paleozoico de los cerros Khajas, Tinajani y Pujios.

Sin embargo, en este flanco oriental se notan varias pequeñas fallas inversas hacia el este (Az: N105°), que indican una deformación compresiva.

El Mesozoico y el "Potoco" no afloran y el Paleozoico fallado se observa cubierto directamente, en discordancia angular y erosiva, por el Mioceno inferior volcánico-sedimentario "SV2", encima del cual se dispone, también en discordancia, el Mioceno medio-superior ("Chocaya" o "Quehua ss") (Fig. 2a-2b y Fig. 5). El cabalgamiento inferior del Paleozoico, o Ø1, queda escondido, fosilizado por el "SV2" plegado y echado al este antes de depositarse la Formación Chocaya.

2. La estructura del cerro Khala Huasi (figs. 3, 5 y 6)

Tal como los demás afloramientos de Paleozoico del área, el sinclinal del cerro Khala Huasi está dividido por varias fallas distensivas, longitudinales, verticales o muy inclinadas, que delimitan fajas NNE-SSW de Silúrico inferior ("Llallagua" y "Cancañiri"), con Ordovícico en su flanco occidental. Estas fajas son escamadas por una serie de fallas inversas, vergentes hacia el norte, y cuyo azimut de las estrías (N020-025) es paralelo al rumbo de las fallas longitudinales.

Las fallas inversas, hectométricas, son posteriores al plegamiento mayor del Paleozoico (plegamiento hercínico) y a las fracturas longitudinales, de orden kilométrico, que actúan como rampas laterales. Controladas por la red de fallas longitudinales, las escamas forman, así, una compleja imbricación de pequeños cabalgamientos que fracturan las estructuras hercínicas (Fig. 6).

El contacto oriental del Paleozoico de Khala Huasi con el Terciario de la cuenca de los Lipez no se puede observar, tal el escurrimiento de Khenayani ss que está sepultado por los sedimentos actuales del Río Grande de Lipez. En cambio, se observa (Fig. 5) la discordancia angular y erosiva del Terciario "SV2" sobre el Paleozoico plegado y fracturado del flanco occidental. En el extremo septentrional del cerro, y mediante una falla inversa tardía (Az: N020°), el Silúrico inferior se superpone

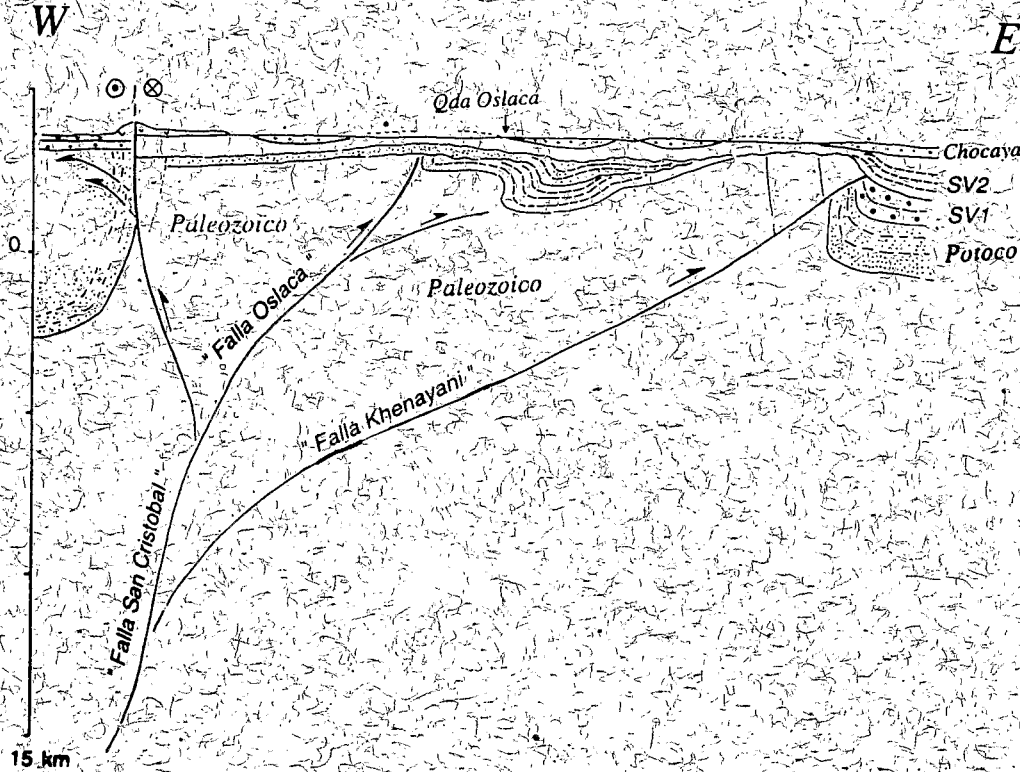


Fig. 7.- Las discordancias sucesivas observadas dentro de la Formación "San Vicente 2" de la Quebrada Oslaca. Dichas discordancias se relacionan con un movimiento tardío, sinsedimentario e inverso, de la "falla Oslaca". La formación SV2, directamente discordante sobre el Paleozoico del bloque de San Cristobal-Khenayani elevado en pop-up, fosiliza los movimientos paleógenos de las fallas "San Cristobal" y "Khenayani ss" y, más tarde, registra la compresión miocena que superpone el Paleozoico al Mioceno.

levemente a las arcillas yesíferas del Terciario ("San Vicente, 2"). El conjunto está cubierto en discordancia por el Mioceno superior ("Chocaya").

3. La estructura del cerro Condor Huasi (figs. 3, 5).

A lo largo de la "zona de falla Uyuni-Khenayani", los conocimientos acerca de la geometría y cronología de la estructuración se complementan observando los afloramientos paleozoicos más meridionales del bloque de San Cristóbal.

Aún se observan, tanto las fracturas longitudinales que dividen el Paleozoico en fajas alargadas NE-SW, como la imbricación en escamas transversales. Sin embargo, esta imbricación es vergente hacia el sur (Az de las estrías: N170°). En el extremo nor-oriental del cerro Condor Huasi, un cabalgamiento casi horizontal (20° a 25° de buzamiento al N-NW) superpone el Silúrico inferior, plegado y volcado, al Cretácico superior discordante y echado al este. El rechazo alcanza unos 100 m en la base del Cretácico pero no pasa los 10 m al cruzar las areniscas y las calizas de "El Molino", superpuestas con discordancia angular a los estratos volcados y truncados del "Chacabaca". Esta observación indica que, aunque levemente reactivada posteriormente, la falla inversa hacia el sur es mayormente sinsedimentaria del Cretácico superior.

En el flanco oriental del cerro Condor Huasi, se observa un importante cabalgamiento despejado por la erosión. Este cabalgamiento mayor tiene una vergencia al este (Az: N075° a N090°) y buza de 12° a 25° hacia el oeste. Conocido como "falla de Condor Huasi", el cabalgamiento traslada el conjunto fracturado y escamado de Paleozoico y de Cretácico superior por encima del Paleógeno. Las arcillas y limolitas rojas del "Potoco", verticalizadas o echadas hacia el este, son continuadas por estratos del "San Vicente".

Este cabalgamiento es la única observación en superficie del cabalgamiento de Khenayani, Ø1, a lo largo del flanco oriental de los afloramientos de Paleozoico. Hacia el noreste, está truncado por una falla vertical NE-SW, con un movimiento horizontal de desgarre senestral. Esta fractura vertical es tardía y separa el Cretácico terminal del bloque superior del cabalgamiento del "SV2" del bloque inferior. Más al norte, tanto la falla vertical como el cabalgamiento Ø1 no se pueden observar, siendo fosilizados sucesivamente por capas del "SV2" y por los estratos del "Chocaya", o sepultados bajo los sedimentos actuales del Río Grande de Lipez.

Una cronología preliminar de los sucesivos movimientos puede deducirse de las anteriores observaciones:

1. El cabalgamiento inferior Ø1, o "falla de Khenayani ss", es sincrónico de la sedimentación oligocena, siendo fosilizado por la discordancia de las capas somitales del Oligoceno superior-Mioceno inferior, "SV2".
2. Muy probablemente, el cabalgamiento Ø1 ha sido levemente reactivado al final del SV2, el cual, antes de la discordancia del

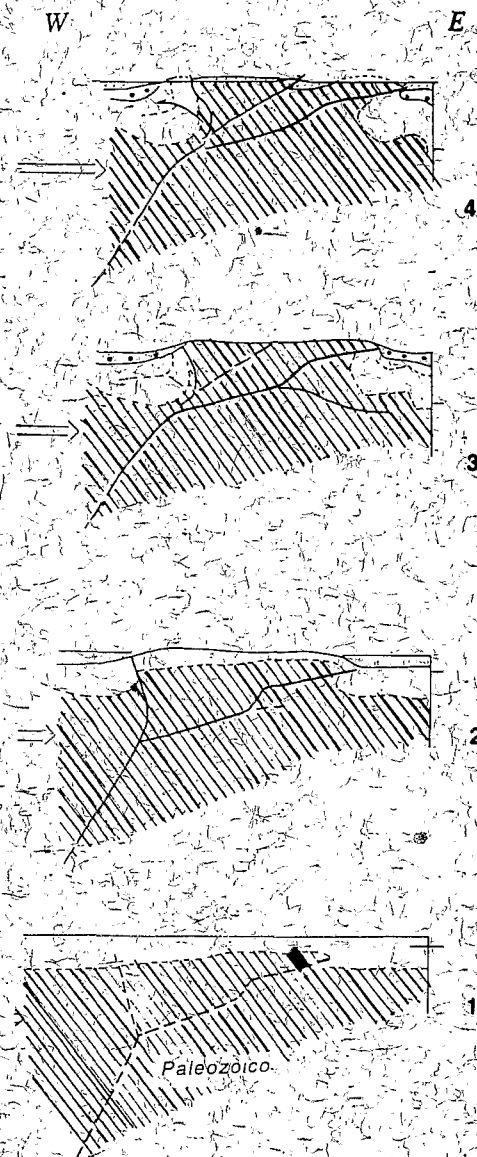


Fig. 8.- Evolución cenozoica de la zona frontal del bloque superior del cabalgamiento Khenayani-Uyuni. Representación de las etapas sucesivas más notables, a partir del Paleoceno-Eoceno "Potoco". En 1, el cabalgamiento de la falla Khenayani Ø1 es incipiente. Se amplia en 2, cuando empieza la actuación de la falla San Cristóbal. En esa etapa, se desarrollan la cuenca de los Lipez y la cuenca occidental que separan el *pop-up* de la zona frontal del cabalgamiento crustal. La erosión de la base del Potoco, previamente depositada sobre la zona en *pop-up* alimenta ambas cuencas. En la etapa 3, el cabalgamiento sigue activo y el sector positivo continúa surgiendo. La erosión alcanza el Paleozoico, fuente de los cantos de la Formación San Vicente 1 intercalada al techo del Potoco. En la etapa 4, la Formación San Vicente 2 es discordante directamente sobre el Paleozoico y, previo a la discordancia del Chocaya, registra los movimientos miocenos de las fallas Oslaca, San Cristóbal y Khenayani.

Mioceno medio-superior ("Chocaya"), se observa plegado y echado al este en el flanco oriental de los cerros Khenayani y Condor Huasi.

3. La leve deformación de la Formación Chocaya indica que los esfuerzos compresivos siguieron actuando durante el Mioceno superior.

4. Un movimiento de desgarre senestral tardío es, al menos, posterior al "SV2". Posiblemente acompaña el leve cabalgamiento hacia el norte, observado en el cerro Khala Huasi reactivando una de las escamas previas del Cretácico terminal.

En resumen, el cabalgamiento inferior Ø1, del sistema de fallas "Uyuni-Khenayani", transporta hacia el este un bloque superior muy estructurado. En la parte frontal de este bloque plurikilométrico, el Paleozoico emergente se observa muy deformado por los pliegues hercínicos, posteriormente erosionado y luego, compartimentado por varias fallas longitudinales, distensivas, precoces. Está cubierto en discordancia por el Cretácico superior y una deformación sinsedimentaria del Cretácico terminal se manifiesta por un sistema de pequeños cabalgamientos divergentes hacia el norte (cerro Khala Huasi) y hacia el sur (cerro Condor Huasi). Se puede inferir que los bloques de Paleozoico emergentes se hallan separados y aislados por fallas transversales, NW-SE, en su mayoría ocultas, fosilizadas por el "SV2" y el "Chocaya" y, probablemente, con caracteres de fallas inversas. Algunas de ellas son, sin embargo, reactivadas tardiamente, antes de depositarse el "Chocaya".

Este sistema de fallas inversas imbricadas es posterior a los pliegues hercínicos y a las fallas distensivas longitudinales. Estas últimas, parcialmente reactivadas y con un papel de rampas laterales, guían el movimiento de las fallas inversas transversales. Los esfuerzos aparecen, así, próximos a N-S durante el Cretácico superior. Probablemente por reorientación local de los esfuerzos en las cercanías de fracturas NE-SW, mayores y profundas.

El cabalgamiento Ø1 es muy posterior a la estructuración por las fallas longitudinales y por las fallas inversas transportadas (Fig. 4 y Fig. 5). Por lo menos sinsedimentario del San Vicente, el cabalgamiento reactiva probablemente una fractura longitudinal mayor a la cual se une la "falla San Cristóbal".

El sobrecurrimiento Paleozoico de la quebrada Oslaca y sus relaciones con el Terciario

Como los demás afloramientos paleozoicos del bloque de San Cristóbal, el Silúrico superior ("Catavi") de la quebrada Oslaca (Fig. 4 y Fig. 7) está directamente cubierto en discordancia por estratos volcánico-sedimentario del "SV2", al cual se superpone la Formación Chocaya con una discordancia angular bien nítida tanto al este (sinclinal de Cebadilla Pampa) como hacia el oeste. Sin embargo, en el detalle se nota que las relaciones del Paleozoico con el Terciario son muy complejas.

1. Las formaciones del Paleógeno ("Potocó" y "SV1") no existen y el Silúrico, echado al este, viene en contacto con los estratos del Oligoceno superior-Mioceno inferior ("SV2") mediante una falla inversa: "la falla Oslaca".

2. Varias discordancias intraformacionales (Fig. 7) fosilizan una sucesión de abanicos sedimentarios en las capas del "SV2". Nos indican que la deformación en compresión es progresiva y sinsedimentaria de los depósitos del Mioceno inferior: a) El plegamiento es vergente hacia el este y deforma progresivamente a los estratos del Mioceno al frente del sincrónico cabalgamiento de Paleozoico. b) La deformación disminuye gradualmente hacia el tope. Y c) la serie termina con unas limolitas grises y rojizas, en las cuales se observan todavía discordancias internas y que se superponen, a la vez, al Paleozoico y a la falla inversa de Oslaca.

3. Las capas del Mioceno medio-superior ("Chocaya") son en discordancia angular y fosilizan el proceso anterior antes de deformarse levemente en pliegues amplios y plurikilométricos que limitan, hacia el norte, la zona de fallas transversales mayores del Río Grande de Lipéz.

En resumen, la edad Oligoceno superior-Mioceno inferior del proceso compresivo está confirmada con la observación, en la quebrada Oslaca, de discordancias sucesivas, intraformacionales del "San Vicente 2". El transporte por los cabalgamientos vergentes al este es sinsedimentario del SV2; se amortigua con el tiempo y está fosilizado por los estratos superiores del "SV2". Sin embargo, los esfuerzos compresionales actúan todavía en el Mioceno medio-superior y, luego de deformar los últimos estratos del "SV2", edifican las amplias estructuras que pliegan suavemente la cobertura discordante de "Chocaya".

Conclusiones

Las observaciones realizadas dentro de la faja de terrenos limitada por la zona de "falla de Khenayani ss", al este, y por la falla de San Cristóbal, hacia el oeste, nos indican que varios compartimientos de Paleozoico fueron elevados hasta emerger en la zona frontal del bloque superior del cabalgamiento principal Ø1. Descansando en discordancia encima de esta zona positiva y directamente sobre el Paleozoico, el "San Vicente superior", SV2, presenta un proceso progresivo de deformación sinsedimentaria.

El carácter sinsedimentario oligo-mioceno, de la deformación tangencial vergente hacia el este, está confirmado en la región de la quebrada Oslaca en donde el cabalgamiento del Paleozoico se amortigua progresivamente dentro de los estratos superiores del SV2. Un acontecimiento similar de tectónica sinsedimentaria del Mioceno permite explicar la fosilización y, así, el ocultamiento de la "falla de Khenayani ss", Ø1, al este del Paleozoico de Khenayani, de Khala Huasi y de Condor Huasi. El cabalgamiento Ø1 se observa únicamente cuando los estratos del Mioceno superior, "Chocaya" y del Oligoceno superior-Mioceno inferior, "SV2", son erosionados, tal como ocurre en el flanco oriental del cerro Condor Huasi.

Se observa además que, antes de producirse la discordancia del SV2 sobre el Paleozoico, tanto los estratos del Paleoceno-Eoceno "Potoco" como los del Cretácico y del Paleozoico fueron ampliamente erosionados en toda esta área positiva. No afloran tampoco las capas conglomeráticas que caracterizan el Oligoceno SV1. Probablemente, no se depositaron nunca. Estas observaciones nos indican la actuación de todo un proceso tectónico y erosivo anterior al Mioceno y, muy probablemente, al Oligoceno (Fig. 8).

La zona de falla de San Cristobal y su relación con la sedimentación paleogena

La zona frontal de cabalgamiento con sus afloramientos de Paleozoico y de cobertura miocena, "SV2" y "Chocaya", colinda con una faja de "Potoco" bien desarrollada hacia el oeste del bloque elevado. Desde la región de Cobrizos, al norte, hasta el cerro Pabellón, al sur, un potente paquete de areniscas y arcillas rojas aflora a lo largo de la falla longitudinal de San Cristobal (figs. 2a y 2b).

De dirección N-S a N020°, la zona de falla es vertical y jalonada por una sucesión de intrusivos subvolcánicos y de cuerpos de lavas dacíticas (cerro Jayula), discordantes encima del "Chocaya" y con una edad radiométrica del Mioceno superior (8,5 Ma ?).

La falla de San Cristobal fue reactivada varias veces. En un primer esquema, se puede interpretar una cronología de los movimientos tectónicos sucesivos:

1. Antes de la discordancia del Oligoceno superior-Mioceno inferior "SV2" y posteriormente a los depósitos del Paleoceno-Eoceno "Potoco", los cuales son erosionados al este y conservados hacia el oeste de la falla.
2. Acompañando la sedimentación del "SV2" y antes de la discordancia del Mioceno medio-superior o "Chocaya".
3. Posteriormente al "Chocaya" y acompañando los derrames volcánicos del Mioceno superior discordante (lavas del cerro Jayula).
4. Como falla de desgarre-senestral, posterior al volcanismo y a los cinters que la jalonan al norte de San Cristobal (cerro Trinchera).

Las observaciones de detalle realizadas tanto en la región al sur de San Cristobal como en el sector de Cobrizos, al norte, permiten notar que: 1) las capas rojas de la Formación Potoco son verticalizadas o invertidas hacia el oeste. 2) En la vecindad de la falla, estas capas rojas son cubiertas en discordancia por la Formación Chocaya subhorizontal y, luego, por las lavas volcánicas del Mioceno terminal. A pesar de ser ocultado por el movimiento tardío de desgarre-senestral de la falla San Cristobal,

se puede deducir un importante movimiento en falla inversa con vergencia oeste y anterior, por lo menos, al Mioceno "Chocaya".

Además, varias fallas menores intraformacionales se observan en el "Potoco" e inversas hacia el oeste. Estas fallas deca a hectométricas, son enderezadas cerca de la falla San Cristobal, mientras, alejándose del contacto y afectando a los estratos superiores volcados, se ponen horizontales o con una geometría de rampa descendente. Las sucesivas geometrías de las fallas inversas, los pliegues menores echados hacia el oeste y los estratos basculados indican una deformación sinsedimentaria del Eoceno que relacionamos con un retrocabalgamiento hacia el oeste, de la falla San Cristobal Ø3 (figs. 2b, 4 y 8).

En la región de Cobrizos, aparecen gradualmente lentes y niveles de gravas y de conglomerados "SV1" los cuales se desarrollan, después, dentro de las arcillas y de las areniscas invertidas del tramo superior del "Potoco". Los conglomerados contienen clastos de cuarzo y de rocas paleozoicas y elementos de volcanismo. Relacionando esta observación con la ausencia del Eoceno "Potoco" y del SV1 encima del Paleozoico de la zona frontal (al oriente de la falla San Cristobal), se puede deducir que:

1. La aparición de los cantos de Paleozoico intercalados en el tope del "Potoco", indica la erosión del sustrato de Paleozoico del dominio positivo, emergente y formando relieve al este. Se puede imaginar que, cuando el Paleozoico se encontró al alcance de la erosión, el sector frontal del bloque superior de la "falla Khenayani ss" estaba ya despejado de su cobertura de Paleoceno-Eoceno.
2. La cobertura de Paleoceno-Eoceno, emergente encima del bloque positivo, fue totalmente erosionada y los sedimentos finos de areniscas y de arcillas rojas, resedimentados. Constituyen el tramo superior de las areniscas "Potoco" de Cobrizos, dentro de las cuales vienen intercalados, progresivamente, los conglomerados "SV1" y probablemente también, las capas rojas observadas al este de Condor Huasi por debajo del cabalgamiento principal Ø1 (falla Khenayani ss). Es así muy probable que la subida y el emplazamiento de la zona emergida se inició durante el Eoceno.

3. Los procesos de erosión, transporte y resedimentación que dieron lugar a las capas rojas superiores del "Potoco" y de los conglomerados "SV1", son anteriores a la discordancia del Mioceno "SV2" el cual sepultó tanto el Paleogeno como el Paleozoico de los bloques de Khenayani, Khala Huasi, Condor Huasi y de la quebrada Oslaca.

Las deformaciones sinsedimentarias observadas, tanto en el "Potoco" como en el "San Vicente" discordante, permiten considerar la interpretación de un contexto compresivo continuo para todo el periodo paleogeno-neogeno. Probablemente, con un incremento de la deformación dentro del Oligoceno (pre-discordancia del "SV2") y otro incremento dentro del Mioceno (pre-discordancia "Chocaya").

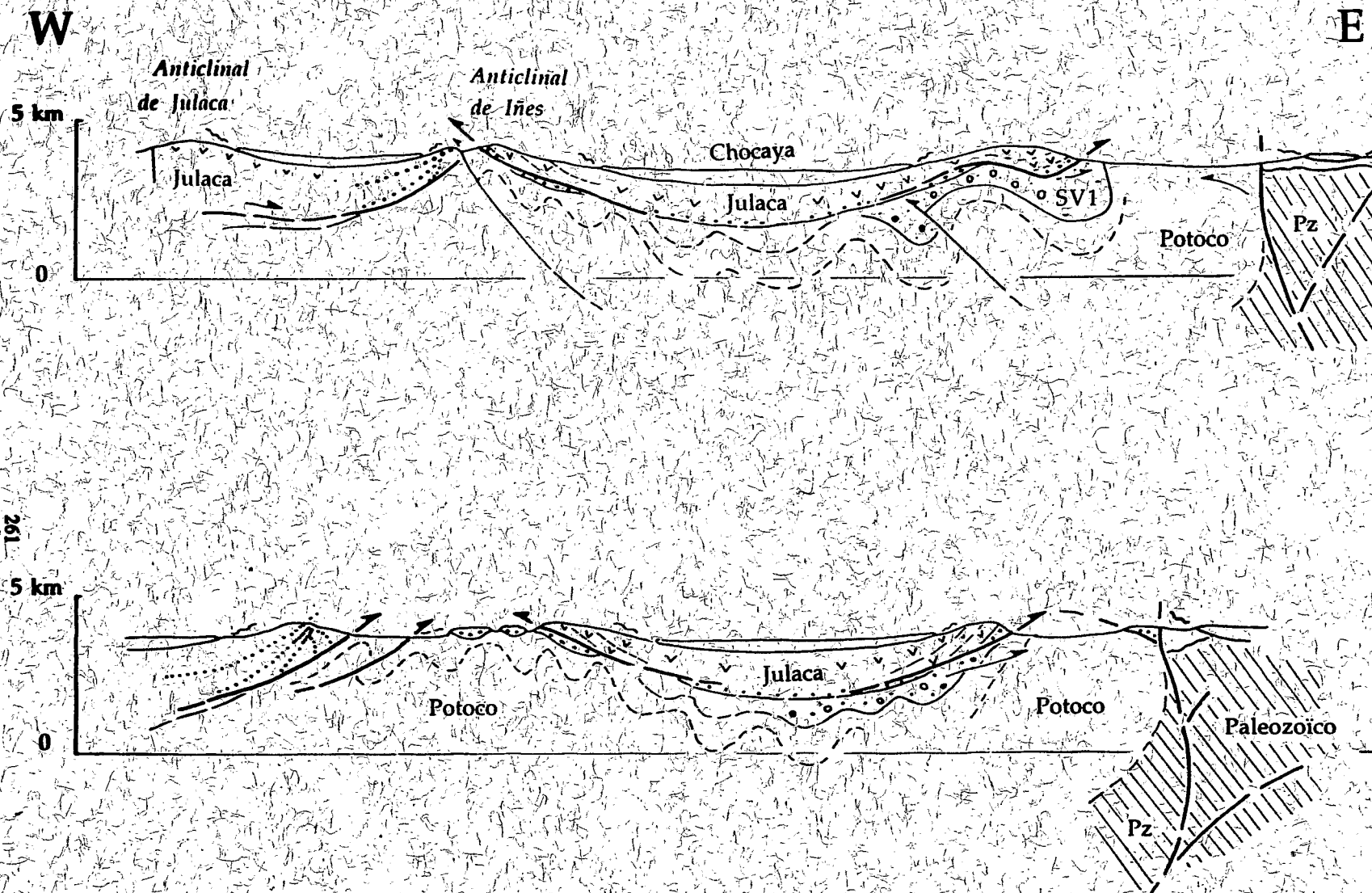


Fig. 9.- Deformación disarmonica del "Potoco" y del "Julaca" en la cuenca occidental, al oeste de San Cristobal. El Julaca discordante es menos deformado que el Potoco y el contacto basal ha sido desplazado con movimientos divergentes hacia el este y hacia el oeste. Truncaduras basales y discordancias progresivas indican una continuidad en el plegamiento sinsedimentario.

LA CUENCA CENOZOICA OCCIDENTAL

Ocupando el Altiplano occidental, una cuenca terciaria se desarrolla hacia el oeste a partir de la falla de San Cristobal. Se observa deformada en amplios sinclinales plurikilométricos ("Río Grande", "Calcha"), y en anticlinales apretados ("Cobrivos", "Ines", "Julaca", "Poquera" y "San Agustín") de estilo extrusivo y, a veces, escalonados. Este conjunto de pliegues mayores choca, hacia el norte, con la zona de fallas transcurrentes, WSW-ENE, de Julaca-Uyuni al sur del Salar de Uyuni (Fig. 3).

La potente serie del "Potoco" que aflora a lo largo de la falla San Cristobal, reaparece de nuevo en el núcleo del anticlinal de Ines, hacia el oeste del amplio sinclinal de Río Grande. En este sinclinal, las formaciones volcánico-sedimentarias miocenas, "Julaca" y "Chocaya", son sucesivamente discordantes. Hacia el oeste, la cuenca terciaria se hundió, el "Potoco" no aflora más, y sólo se observa la Formación Julaca en los ejes anticlinales más occidentales de Julaca, Poquera y San Agustín. Más hacia el oeste, las capas ignimbríticas del Mioceno superior se desarrollan y ocultan las estructuras.

Hasta ahora, se admitían únicamente relaciones de discordancia entre la Formación Julaca y las demás formaciones infra ("Potoco" y "SV1") o suprayacentes ("Chocaya"). Los hiatos eventuales se interpretaban mediante sistemas de fallas longitudinales o transversales con las cuales se explicaba la desaparición de los conglomerados "San Vicente" al sur de San Cristobal, mientras se observan al norte (oeste de Cobrivos).

En la región laguna Hualla Khara, al sur de San Cristobal, el análisis del contacto entre las formaciones Potoco y Julaca permite enfocar otra interpretación.

1. Las areniscas y las arcillas rojizas del Eoceno "Potoco", intruidas por diques longitudinales o transversales de andesitas y de dacitas, son localmente dominadas por 50 m de areniscas y de conglomerados volcánicos verdosos que forman la base de la Formación Julaca. No se observan los niveles conglomerádicos oligocenos del "SV1" que suceden normalmente y transicionalmente al "Potoco sl", tal como ocurre hacia el oeste de Cobrivos en donde el contacto se realiza entre los estratos enderezados del "Potoco" y las capas poco inclinadas del Mioceno volcánico "Julaca".

Al sur de San Cristobal y por encima del contacto Potoco-Julaca, delgados niveles de arcillas y pequeñas coladas de lavas se intercalan dentro de las capas detríticas basales del "Julaca". Por encima y hasta la discordancia del Mioceno medio superior "Chocaya", se desarrollan los derrames de andesitas básicas que caracterizan la Formación Julaca.

2. A lo largo del flanco oriental del sinclinal (Fig. 9), se observa en Patilayo Loma que los estratos detríticos verdosos de la base del "Julaca" son discontinuos.

Desaparecen lateralmente por medio de truncamientos basales y

cuspidales. El truncamiento basal resulta de un contacto tectónico sustractivo superpuesto a la base del "Julaca" y que indica un movimiento hacia el noreste (Az: N 040°). El truncamiento en el tope está relacionado con un transporte de la serie volcánica hacia el noreste. El deslizamiento está controlado por unas fracturas transversales SW-NE, de desgarre horizontal, que afectan únicamente el material deslizado. Se puede interpretarlas como fallas laterales de bloques superior (*tear faults*), paralelas a la dirección del transporte. Así, las lavas Julaca son dislocadas y compartimentadas en una serie de bloques yuxtapuestos, más o menos deslizados y desplazados hasta superponerse directamente al "Potoco". Y tanto los niveles detríticos verdosos de la base del Julaca como los conglomerados infra-yacentes del "SV1" desaparecen localmente.

En resumen, el contacto entre ambas unidades litológicas, "Potoco" y "Julaca", es un contacto tectónico sustractivo (Fig. 9). Por lo tanto, no se puede pensar a un sistema de cabalgamientos caracterizado por un manto de "Julaca" alóctono que vendría a superponerse tardíamente sobre el sistema más oriental de cabalgamientos de "Uyuni-Khenayani". Más bien, nos encontramos con un amplio deslizamiento hacia el noreste del "Julaca" volcánico.

Sin embargo, el contacto basal del deslizamiento se superpone a la discordancia del Mioceno inferior ("SV2" o "Julaca"). Y unas pequeñas fallas, observadas en los estratos "Potoco" por debajo del contacto, indican un cizallamiento horizontal hacia el este o el noreste. El cizallamiento resulta del deslizamiento del manto volcánico, las microfallas son posteriores al volcamento hacia el oeste de los estratos eocenos y, luego, al movimiento inverso θ_3 de la falla mayor de San Cristobal. Lo que argumenta para una deformación pre-San Vicente del "Potoco".

En el anticlinal de Ines, se notan, también, tanto el "SV1" como el despegue de las capas del "Julaca" por encima del "Potoco".

En el eje anticlinal, una intensa deformación del "Potoco" está marcada por varios pliegues menores que indican un importante acortamiento, anterior a la discordancia del "Julaca". Sin embargo, unos cabalgamientos afectan las piroclastitas, ignimbritas y lavas "Julaca" del anticlinal; superponen las capas de ambos flancos, oriental y occidental, con los estratos "Julaca" muy deformados en el eje del pliegue. Afectando el "Potoco", unas fallas inversas acompañan los cabalgamientos y presentan vergencias opuestas, hacia el oeste por debajo del contacto del flanco oriental y hacia el este en el flanco occidental.

Las relaciones entre la Formación Julaca y la Formación Potoco en el anticlinal de Ines, y las observaciones realizadas en las cercanías de San Cristobal (Fig. 9) indican, 1) una disarmonía en la deformación de ambas formaciones y 2) el despegue del Julaca por encima del Potoco.

La deformación proviene de un acortamiento continuo desde el Eoceno hasta el Mioceno. Efectivamente, después de la

deformación con vergencia al este, sinsedimentaria del "Potoco-San Vicente inferior", encontramos la discordancia del Oligoceno superior-Mioceno inferior "Julaca", y una serie de discordancias sucesivas, sinsedimentarias del "Julaca" en todo el flanco occidental, del anticlinal de Ines. Estas discordancias marcan la continuidad del proceso compresivo desde el Paleogeno hasta la discordancia del "Chocaya".

CONCLUSIONES

En la parte frontal de un bloque superior de cabalgamiento con dimensiones plurikilométricas, la zona de falla de Khenayani-Uyuni constituye un sistema muy complejo de fallas inversas iniciadas en el Paleogeno y activas hasta el Mioceno superior.

Durante el Eoceno y el Oligoceno inferior, esta zona frontal formó un relieve que separaba la cuenca oriental del Altiplano (los Lipez) de la cuenca occidental. Este dominio positivo resulta del transporte progresivo hacia el este y de la ascensión de varios bloques de Paleozoico dislocado y elevado con su cobertura de Cretácico y de Paleogeno. El transporte es sinsedimentario sucesivamente del Eoceno y del Oligoceno y, luego del Mioceno, se realiza mediante una translación encima de rampas ascendentes (el sistema de fallas de San Cristobal-Khenayani) que reactivan algunas de las fracturas anteriores. Las fallas inversas estructuran el bloque superior del sistema cabalgante con unas secuencias complejas de propagación de cabalgamientos. Estas secuencias son diferentes de uno a otro de los bloques que delimitan un conjunto de paleofallas transversales de orden kilométrico. Estas fallas corresponden a fallas laterales de bloque superior (*tear faults*) y tienen un papel de transferencia de tal modo que las estructuras observadas en ambos lados no se relacionan siempre.

Un modelo evolutivo del sistema de fallas Uyuni-Khenayani puede enfocarse para el bloque de San Cristobal. Está basado sobre la observación y el análisis de la tectónica sinsedimentaria imprimida en las sucesivas formaciones del Terciario altiplánico.

1. Después de las deformaciones del Cretácico superior y en continuación con la compresión paleocena ya evidenciada en el Altiplano sur (Marocco *et al.*, 1987), el proceso compresivo está marcado por un cabalgamiento hacia el este, progresivo durante el Eoceno.

Este cabalgamiento Ø1 transporta los bloques de Paleozoico pero, de su trazado rectilíneo, se deduce que reactiva parte de una fractura longitudinal preexistente. Eleva el Paleozoico dislocado con su cobertura de Paleoceno-Eoceno y la deformación tangencial propagándose hacia el este, afecta progresivamente el Eoceno "Potoco" hundido en la cuenca de los Lipez. Formando una secuencia de bloque inferior (*piggy-back thrust sequence*), el cabalgamiento ciego Ø2 puede iniciarse, asociado a un leve anticlinal de rampa.

2. El movimiento eoceno hacia el este eleva los bloques de Paleozoico previamente fracturado y reactiva la falla longitudinal de San Cristobal, la cual actúa como un retrocabalgamiento que

acompaña la sedimentación del "Potoco" en la cuenca occidental. El tope, progresivamente emergente, de una estructura en *pop-up* forma un relieve inmediatamente erosionado, al origen del material de las capas rojas resedimentadas en el tramo superior del "Potoco" en ambos lados del bloque elevado. Después del "Potoco", la erosión afecta el Paleozoico del dominio positivo, fuente de los conglomerados oligocenos del "San Vicente inferior" (SV1).

3. Los estratos del Oligoceno terminal-Mioceno inferior "San Vicente superior" (SV2), son discordantes y traslapan el área positiva. Sin embargo, el esfuerzo compresivo se mantiene, activando el cabalgamiento fuera de secuencia (*out of sequence*) de la quebrada Oslaca y reactivando el cabalgamiento inferior de Khenayani. Ambos cabalgamientos de Paleozoico son vergentes hacia el este, y son sinsedimentarios del Mioceno. Los depósitos del "San Vicente 2", sucesivamente discordantes, son fosilizados por el "Chocaya".

4. A fines del Mioceno, unos movimientos tardíos de desgarre senestral de las fallas longitudinales se superponen a la deformación tangencial.

El cabalgamiento inferior Ø1 del bloque de Corregidores se relaciona directamente con el cabalgamiento inferior del Bloque de San Cristobal. En cambio, y aunque correspondiendo, en el tiempo, a las mismas últimas etapas de la deformación, el cabalgamiento superior Ø3 de Corregidores no tiene ninguna relación geométrica directa con el cabalgamiento de San Cristobal, ni con el cabalgamiento de la quebrada Oslaca. La disposición geométrica y la cinemática de los diversos elementos (bloques menores, fracturas, pliegues...) del bloque superior del sistema de cabalgamientos Uyuni-Khenayani *sl* se observan bien distintas en ambos lados de la zona de transferencia, NW-SE, del Río Grande de Lipez.

Los sucesivos movimientos de cabalgamientos se pueden diferenciar a menudo y, así, se puede intentar una cronología. La denominada "falla de Uyuni-Khenayani *sl*" es incipiente en el Paleoceno; actúa como cabalgamiento vergente hacia el este durante el Eoceno y parte del Oligoceno ("Potoco" y "San Vicente 1"), y se amortigua en el Mioceno inferior (San Vicente 2). En este mismo lapso (Eoceno-Oligoceno), la "falla de San Cristobal" es reactivada como retrocabalgamiento hacia el oeste.

La deformación es muy localizada en las primeras etapas de la compresión, se propaga y se reparte más ampliamente durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Y reactiva varias fracturas, tales la falla de Corregidores y la falla de quebrada Oslaca. En el Altiplano occidental, el plegamiento disarmónico del Potoco y del "San Vicente 2 - Julaca" está acompañado por el despegue y por el truncamiento de la parte basal del Julaca. Eso implica: 1. la intensificación de la deformación miocena hacia el oeste de la falla San Cristobal, 2. el acercamiento del dominio volcánico "Julaca" con el dominio más sedimentario del "San Vicente 2".

Hacia el sur-suroeste, por debajo de la cobertura volcánica del extremo sur del Altiplano de Bolivia, el sistema de falla Uyuni-Khenayani *sl* continúa y se relaciona con el sistema de cabalgamientos de la Cordillera de Domeyko-Salar de Atacama con características geométricas muy parecidas de "acortamiento cortical" vergente hacia el este (Buddin *et al.*, 1993). Hacia el noreste, puede relacionarse directamente con la zona de falla de Millaure-Incapuquio, límite oriental del gran bloque imbricado de Sevaruyo-Río Mulato (Martínez *et al.* sp.). La cuenca occidental del Altiplano sur puede así paralelizarse con la cuenca de Potoco, con la misma situación encima del bloque superior de cabalgamiento.

Agradecimientos. Los autores agradecen el Servicio Geológico Nacional de Bolivia (GEOBOL) y el Instituto Francés de Investigación Científica para el desarrollo en Cooperación (ORSTOM) que facilitaron este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- BABY, P. & T. SEMPÈRE, 1989. Informe geológico interpretativo de la parte meridional del Altiplano sur. *Informe inédito*, 15, ORSTOM-YPFB : 1-27, La Paz.
- BABY, P., O. ARANIBAR, L. BARRIOS, J. BLANCO, M. CIRBIAN, E. MARTINEZ, J. OLLER & T. SEMPÈRE, 1989a. Análisis de la "estructura en flor" de Pululus: Evidencia de una tectónica de transcurrancia senestral de edad Oligocena superior en el Altiplano sur de Bolivia. *Informe inédito*, 15, ORSTOM-YPFB : 31-36, La Paz.
- BABY, P., T. SEMPÈRE, O. ARANIBAR, E. MARTINEZ & J. OLLER, 1989b. Resumen, 1^o Congr. Nac. Explor. Hidrocarb., Mar del Plata.
- BABY, P., T. SEMPÈRE, J. OLLER, L. BARRIOS, G. HERAIL, & R. MAROCCO, 1990. Un bassin en compression d'âge Oligo-Miocène dans le sud de l'Altiplano bolivien. *C.R. Acad. Sci.*, 311, II : 341-347 Paris.
- BAKER, M.C.W. & P.W. FRANCIS, 1978. Upper cenozoic volcanism in the Central Andes, ages and volumes. *Earth and Planet., Sci. Lett.*, 41, 175-187.
- BARRIOS ROJAS, L., 1991. Análisis tectónico de la estructura de Pululus: Altiplano sur. *Revista Técnica de YPFB*, 12 (2) : 275-284, La Paz.
- BUDDIN, T.S., I.G. STIMPSON & D.W. GRAHAM, 1993. North Chilean forearc tectonics and Cenozoic plate kinematics. *Tectonophysics*, 220 : 193-203.
- BUTLER, R.W.H., 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journ. Struct. Geol.*, 4 : 239-246.
- CHERRONI, C., 1977. El Sistema Cretácico en la parte boliviana de la cuenca cretácica andina. *Revista Técnica de YPFB*, 5 (1-2) : 5-46, La Paz.
- CIRBIAN, M., R. MAROCCO, J. OLLER & T. SEMPÈRE, 1986. Evidencia de una discontinuidad sedimentaria fundamental en el Eoterciario andino de Bolivia. 8^o Congreso Geológico de Bolivia, 45, La Paz.
- DAHLSTROM, C.D.A., 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 18 : 332-406.
- DENAGEO (Dirección Nacional de Geología), 1965. Hoja geológica 6130.
- EVERNDEN, J.F., S.J. KRIZ & M.C. CHERRONI, 1966. Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplánica a base de edades absolutas, determinadas por el método Potasio-Argón. *Hoja inf. Serv. Geol. Bolivia*, 1.
- EVERNDEN, J.F., S.J. KRIZ & M.C. CHERRONI, 1977. Potassium-Argon ages of some Bolivian rocks. *Economic Geology*, 72 : 1042-1061.
- FORNARI, M., G. HERAIL, L. POZZO & G. VISCARRA, 1989. Los yacimientos de oro de Los Lipéz (Bolivia). Tomo I : Estratigrafía y dinámica de emplazamiento de las volcánitas del área de Guadalupe. *Informe inédito* 19, ORSTOM, 27, La Paz.
- GRANT, N.J., C. HALLS, S.W. AVILA & N.J. SNELLING, 1977. Edades Potasio-Argón de las rocas ígneas y la mineralización de parte de la Cordillera Oriental, Bolivia. *Bol. Serv. geol. Bol.*, A, 1, 1 : 33-60, La Paz.
- GRANT, N.J., C. HALLS, S.W. AVILA & N.J. SNELLING, 1979. K-Ar ages of igneous rocks and the Bolivian tin belt. *Economic Geology*, 74 (4) : 838-851.
- HOFSTETTER, R., 1977. Un gisement de mammifères miocènes à Quebrada Honda (Sud Bolivien). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 284 : 1517-1520.
- HOKE, L., S. LAMB & J. ENTENMANN, 1993. Volcanic rocks from the Bolivian Altiplano: Insights into crustal structure, contamination, and magma genesis. Comment and Reply. *Geology* : 1147-1148.
- JORDAN, T. & R. ALONSO, 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South latitude. *A.A.P.G. Bulletin*, 71 (1) : 49-64.
- KUSSMAUL, S., L. JORDAN & E. PLOSKONKA, 1975. Isotopic ages of Tertiary volcanic rocks of South West Bolivia. *Geol. Jb.*, 14, 111-117, Hannover.
- MAROCCO, R., T. SEMPÈRE, M. CIRBIAN & J. OLLER, 1987. Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes centrales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304, (18) : 1139-1143.
- MARTINEZ, C., E. SORIA & H. URIBE, s.p. (b). Deslizamiento de cobertura en una cuenca subsidente de antepais: el sinclinorio mesocenoico de Sevaruyo-Río Mulato. *Revista Técnica de YPFB*, 16 (1-2) en prensa.
- MEAVE, J., 1972. Estratigrafía del Terciario en la región de los Lipéz. *Bol. Soc. Geol. Bolív.*, 18 : 76-84, La Paz.
- PAREJA, J. & R. BALLON, 1978. Mapa Geológico de Bolivia, esc. 1 : 1.000.000, Geobol-YPFB, La Paz.
- REYES, C., 1972. Correlaciones en el Cretácico de la Cuenca andina de Bolivia, Perú y Chile. *Rev. Tecn. YPFB*, I, (2-3), La Paz.
- REYES, C. & J.A. SALFITY, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pigua) del noroeste argentino. *Act. 5^{to} Congr. Geol. Arg.*, III : 354-385, Buenos Aires.
- SEMPÈRE, T., R. MAROCCO & M. CIRBIAN, 1986. El sobrecorrimiento de Pululus y su significado en el marco Geol. regional del Altiplano sur. 8^o Congr. Geol. Bol., La Paz.
- SOLER, P., G. CARLIER, M.G. BONHOMME & M. FORNARI, 1993. Field observations and K/Ar dating of the Cerro Chiar KKollu (Southern Altiplano, Bolivia), 2d ISAG, Oxford (UK), 21-23/09/1993 : 443-446.