

64

SUCESION ESTRUCTURAL DE LA ZONA SERRANIA DE LAS MINAS

EDDY BALDELLON P.*, MICHEL FORNARI**,
FELIX ESPINOZA R.* & PIERRE SOLER**

* Instituto de Investigaciones Geológicas, UMSA, CP 12198, La Paz, Bolivia

** ORSTOM, UR1H, CP 9214, La Paz, Bolivia

INTRODUCCION

En los últimos años la cadena de los Andes y en particular el Oroclino Boliviano ha sido objeto de numerosas investigaciones, lo que ha provocado la aparición modelos de interpretación tectónica, que subrayan las importancia de los acortamientos horizontales (Roeder 1988, Isack 1988, Sempere, Baby *et al.*, 1990, 1992). El Altiplano, amplia cuenca intra montaña de mas de 1500 Km de longitud, con una altura promedio de 3800 m constituye una de las características de los Andes de Bolivia. Anteriormente se consideraba que el Altiplano era una cuenca en distensión (Lavenu, 1986) donde se desarrollaba una tectónica en horst y graben (Subieta *in* Fernandez 1972, Martinez, 1979). Investigaciones más recientes han mostrado que el Altiplano funcionó inicialmente como una cuenca de ante país externo (Sempere *et al.*, convenio Orstom-YPFB) antes de sufrir al Oligoceno-Mioceno inferior, una tectónica compresiva con movimientos de transcurencia y cabalgamientos. En el Altiplano Sur se ha definido la presencia de dos sistemas de cabalgamiento: el sistema de Corregidores-Khenayani al Oeste y el sistema de San Vicente al Este (Baby *et al.*, 1990).

Es notable que la tectónica mayor se desplazo durante el tiempo hacia el Este, provocando los cabalgamientos de la faja sub-andina después de los 10 Ma, tanto en el Subandino Norte (Fornari *et al.*, 1987), como Sur (Guebbels *et al.*, 1993) con la migración de las cuencas de ante país hacia el cratón Brasileiro.

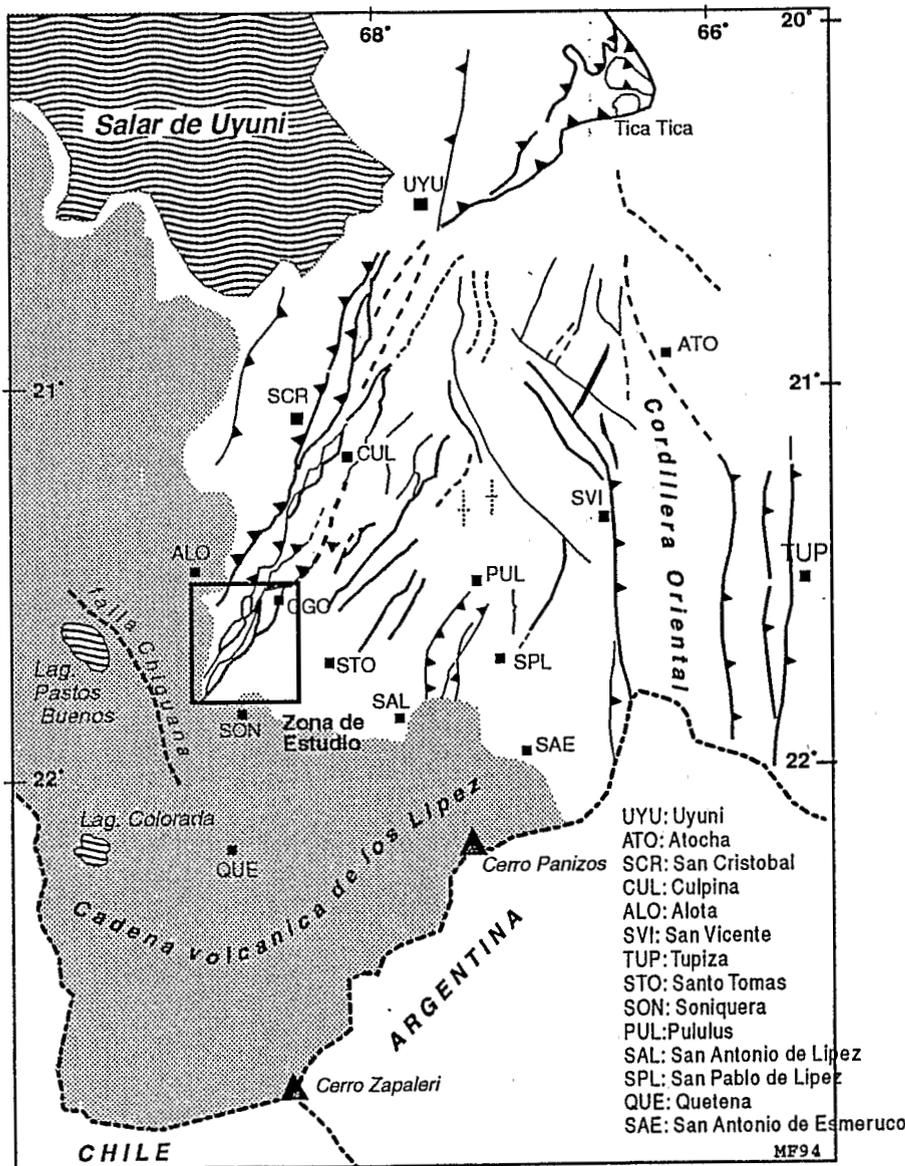


Fig. 1. Localización de la zona de estudio dentro del marco estructural de la cuenca de Lipez (en base a Baby *et al.*, 1989)

Fonds Documentaire IRD
Cote : Bx21833 Ex: 1



El presente trabajo documenta la tectónica en la zona de la Serranía de Las Minas, localizada en el borde Occidental de la cuenca altiplánica y que constituye los afloramientos más meridionales del sistema de Corregidores-Khenayani visto que más al Sur y al Oeste las estructuras están cubiertas por extensos productos volcánicos recientes del arco magmático de la Cordillera Occidental y de la Cadena de los Lípez (Fig. 1).

La "Serranía de las Minas" de unos 45 Km de longitud de dirección NNE a SSW y un ancho de 12 Km, está ubicada entre la localidad de Viña Mar (ex Mallcu Cueva) al Sur, y el río Alota al Norte. La zona presenta relaciones tectónicas en el contacto de las unidades del Paleozoico y Cenozoico, por lo cual el presente trabajo fue realizado para establecer la sucesión cronológica de corrimientos y transcurencias.

Marco Geológico: Las rocas más antiguas aflorantes en la zona son sedimentitas del Ordovícico inferior no diferenciado; está compuesto de areniscas cuarcíticas de color verde grisáceo, lutitas oscuras y gris verdosas sericitizadas y con nódulos calcareo-arenosos, grises y marrones; el espesor medio es de 500 m. Estas rocas han sido deformadas durante la tectónica Oclóyica que está bien desarrollada en el Norte de Argentina y Sur de Bolivia y decrece rápidamente hacia el Norte (Baby *et al*, 1989).

En la zona no afloran sedimentos posteriores a esta fase tectónica Oclóyica, pero sedimentos del Ashgiliano (Fm. Cancañiri) que sellan las estructuras han sido documentados a 35 Km. más al Norte en la zona de San Cristóbal (DENAGEO, 1965; Torrico, 1966).

Aunque en el área de estudio reconstrucciones paleogeográficas (Sempere *et al*, 1987) documentan la deposición de rocas del Mesozoico, por razones tectónicas estas no afloran en la zona. Existen afloramientos de rocas Mesozoicas más al Norte en Culpina y al SW en Soniquera.

Los primeros sedimentos documentados después del Paleozoico inferior corresponden a la formación Santa Lucía del Paleoceno; consiste de arcillas rojo-violáceas intercaladas con margas verdes y amarillentas y delgados niveles calcáreos de color crema.

En la parte superior de la Fm. Santa Lucía, se observa la ocurrencia de un lente de areniscas y micro-conglomerados cuarzosos de mas de 20 m. de potencia, que indican fluctuaciones con aportes continentales. A 3 m. del tope existe un delgado nivel calcáreo con fósiles (*Melania* sp). La Fm. Santa Lucía corresponde a la última etapa de la transgresión marina que se inició en el Cretácico terminal (Sempere, 1990).

El ambiente continental se estabiliza de forma definitiva con la deposición de la Formación Cayara que consiste de areniscas y microconglomerados blanquecinos, con estratificación cruzada. En la parte media un nivel limolítico, rojo violáceo, de espesor métrico, corresponde a una etapa lacustre; suprayacida por niveles de areniscas y microconglomerados cuarzosos que pasan progresivamente hacia el tope a litarenitas de color rojo violáceo; observándose también disminución en el tamaño de grano.

El espesor de las formaciones Santa Lucía y Cayara es de 300 m. aproximadamente.

La Formación Potoco alcanza un espesor de unos 2500 m. aproximadamente; está compuesto de capas métricas de limolitas laminares rojo salmón con marcas de corriente, litarenitas de espesores decimétricos a métricos; algunos niveles presentan estratificación cruzada y marcas de corriente. La Formación Potoco es una secuencia grano-creciente y estrato-creciente; hacia el tope presenta una alternancia de lentes y capas de conglomerados de espesores métricos.

La Formación San Vicente con un espesor de 2500 m. suprayace a la Formación Potoco, y marca el inicio de un cambio de la dinámica sedimentaria de la cuenca. Corresponde a un espeso depósito conglomerádico con rodados poco transportados y mal seleccionados, compuestos por clastos de areniscas cuarcíticas, lutitas, carbonatos y cuarzos, derivados del zócalo paleozoico y pequeñas guijas derivadas de la Formación Potoco. Este conglomerado es contemporáneo del levantamiento del zócalo Paleozoico.

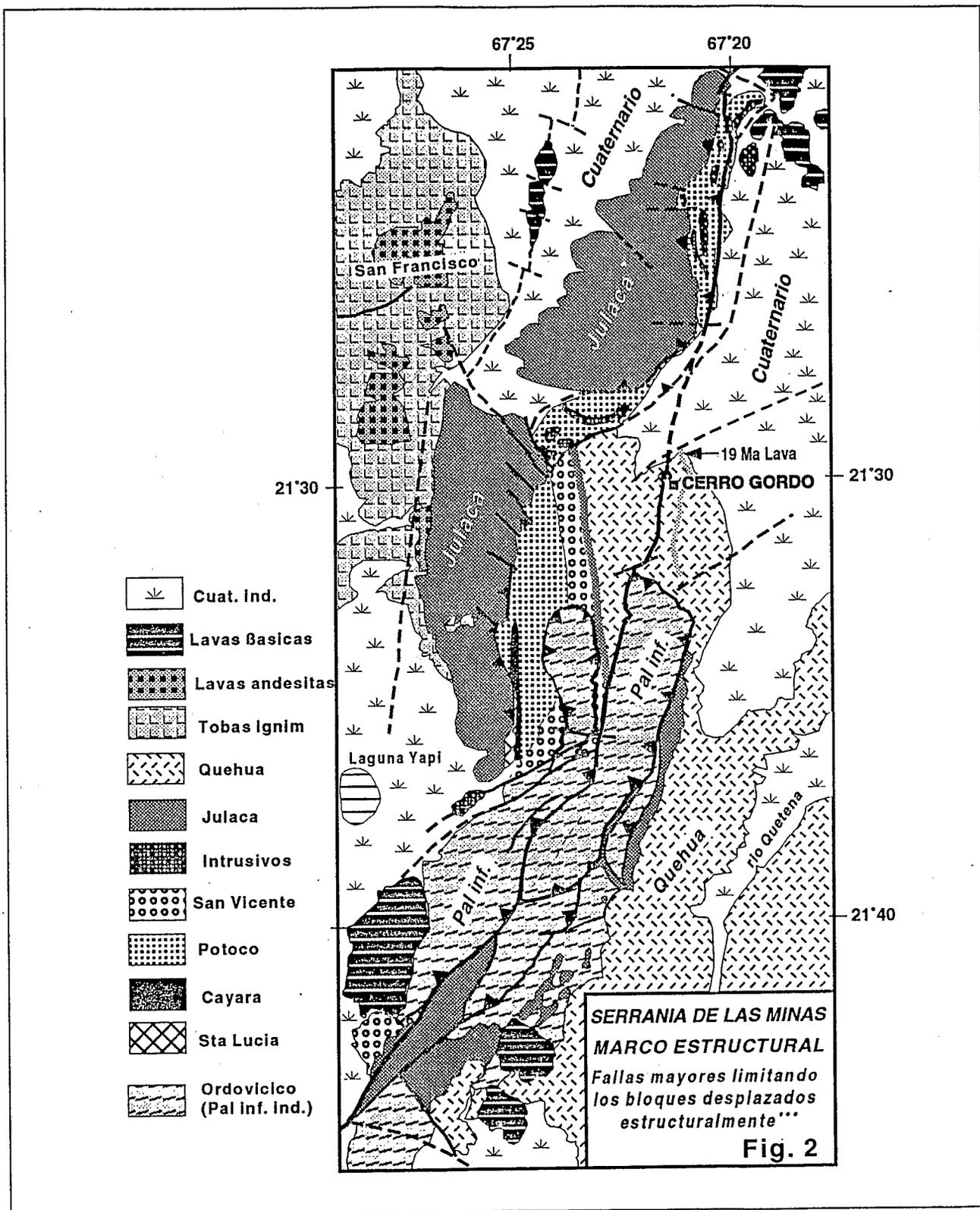
En la parte occidental de la zona se observa que la Fm San Vicente está cubierta por lavas básicas, de color verdes con fenocristales milimétricos de piroxeno; estas lavas corresponden a la Formación Julaca (DENAGEO, 1965).

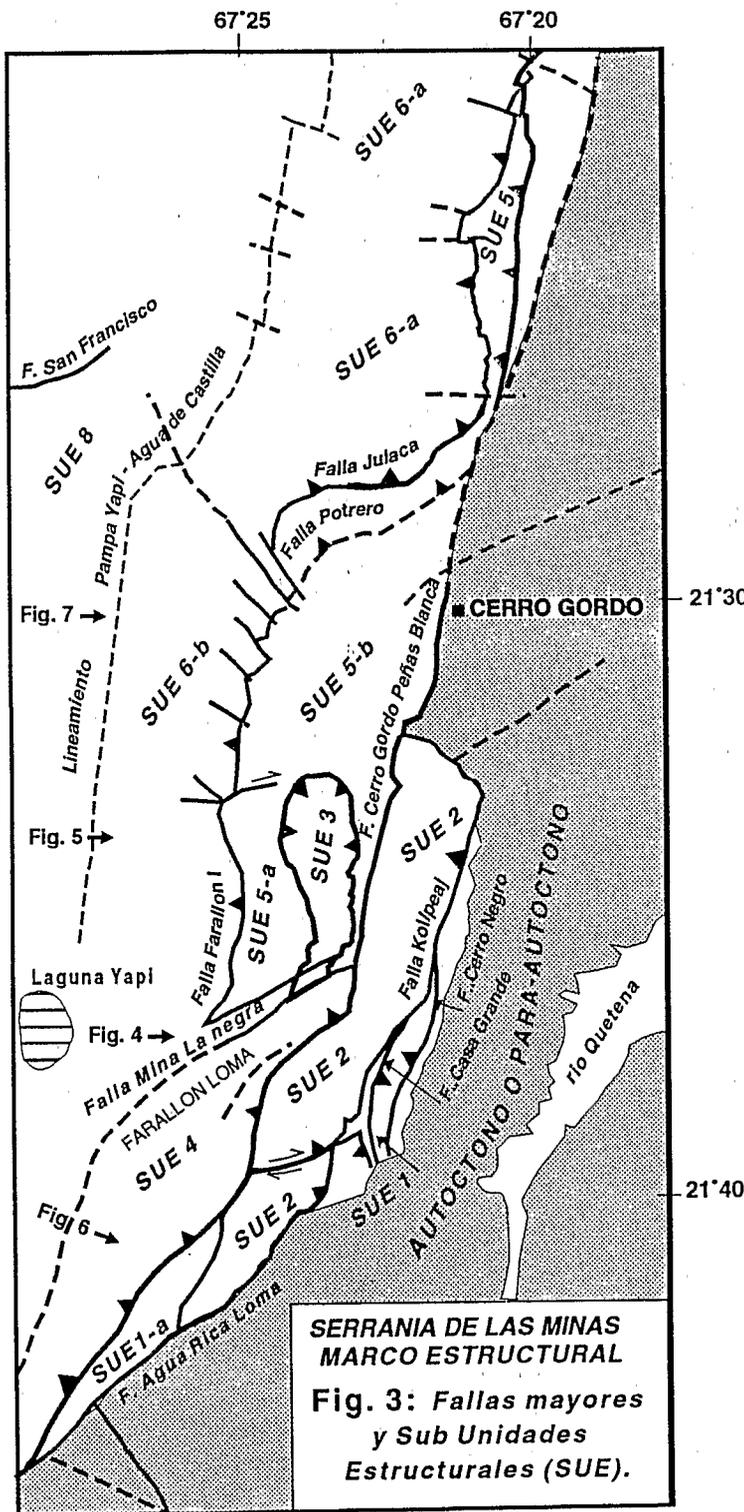
En la parte oriental (zona de Cerro Gordo) se observa que la Fm San Vicente, con conglomerados de cantos paleozoicos pasa hacia arriba a un conjunto conglomerádico con alternancias de limolitas; en esta secuencia superior de unos 500 m de espesor, los conglomerados contienen abundantes clastos lávicos de tipo dacítico meteorizados; encima viene una colada de lava basáltica de unos 20 m de espesor similar a las lavas Julaca, seguida de una secuencia detrítica donde además de los clastos volcánicos dacíticos se mezclan clastos de lava básica.

La observación de esta sucesión plantea un problema en cuanto a la atribución estratigráfica del paquete conglomerádico localizado entre el San Vicente sensu stricto; (es decir con cantos exclusivos de Paleozoico) y la colada de lava básica Julaca. Pensamos que esta facies correspondería a un San Vicente superior, de facies mas distal que el anterior y preservado de la erosión por su posición alejada del borde occidental, tectonicamente activo, de la cuenca. Ahora, las dos facies se observan muy cerca una de la otra, debido a los desplazamientos tectónicos.

La Formación Julaca, equivalente a la Fm. Rondal de edad Oligocena superior Mioceno basal, documentada mas al Este (San Pablo de Lípez) forma afloramientos potentes, en todo el flanco occidental de la Serranía de las Minas con espesores que alcanzan los 2000 metros.

Presenta un espeso conjunto volcánico con coladas basalto-andesíticas donde se intercalan brechas de colada y algunos flujos de brechas tobáceas suprayacidas por extensas coladas de lava más andesíticas donde predominan los anfíboles respecto a los piroxenos.





Los depósitos hasta la Formación Julaca (Mioceno inferior) registran las deformaciones más intensas, mientras que los depósitos recientes son menos, o no están deformados.

La Formación Quehua se deposita en discordancia angular sobre distintas unidades y sella las deformaciones registradas en la zona, aunque presentan también una deformación, mayormente con pliegues amplios.

La Fm. Quehua se compone de depósitos lacustres y detríticos gruesos que corresponden a flujos de barro y corrientes fluviales con alta influencia volcánica, intercalados con tobas de flujo soldadas; las fuentes de aporte con procedencia del SW estarían íntimamente ligados al emplazamiento de la cadena volcánica de los Lipez.

En la parte occidental, se observan depósitos piroclásticos del Mioceno superior, que corresponden a tobas de flujo de la Formación Quemez (Del Carpio, 1972) de gran extensión regional, que van a formar la cadena volcánica Occidental y las tobas o ignimbritas del Plioceno no diferenciadas (con edades de 6 a 3 Ma, Baker y Francis, 1978). En Pampa Yapi al Oeste de Agua de Castilla existe un gran domo volcánico riolítico con cuarzo, biotita, sanidina y poca plagioclasas y tobas de caída, intercaladas con un nivel lacustre calcáreo.

En la región existen pequeños cuerpos volcánicos básicos con olivino y piroxeno, de edad reciente, ubicados en los flancos oriental y occidental de Serranía de las Minas (Salle Loma, Cerro Negro, Co Chorolque, Co Morro Grande).

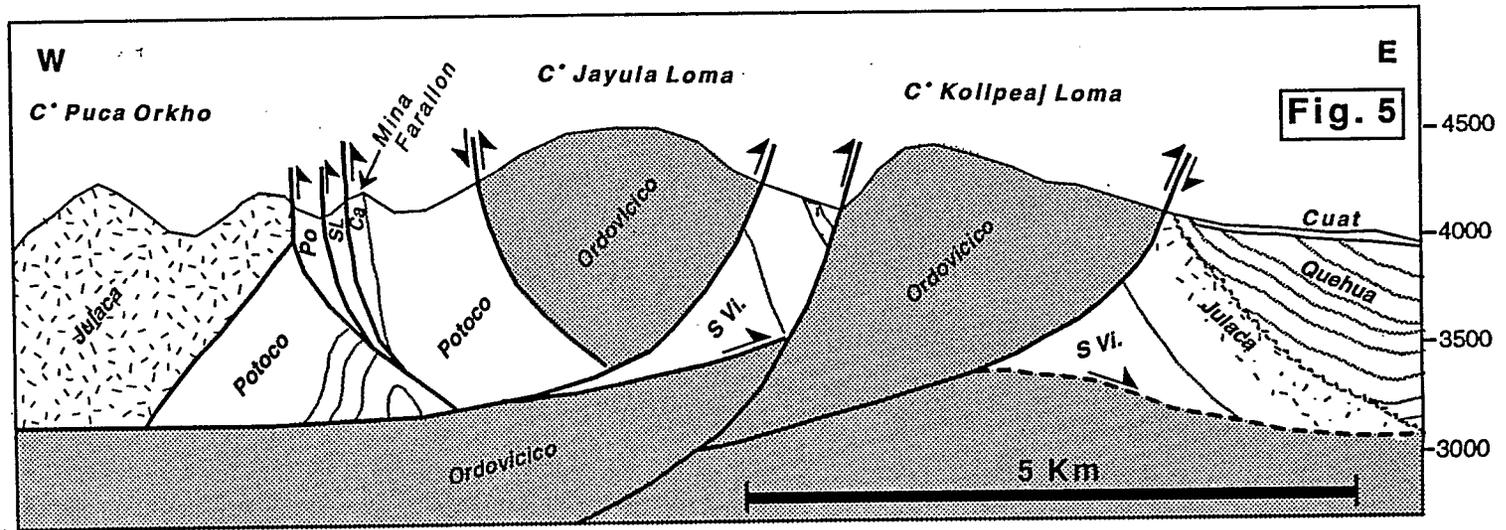
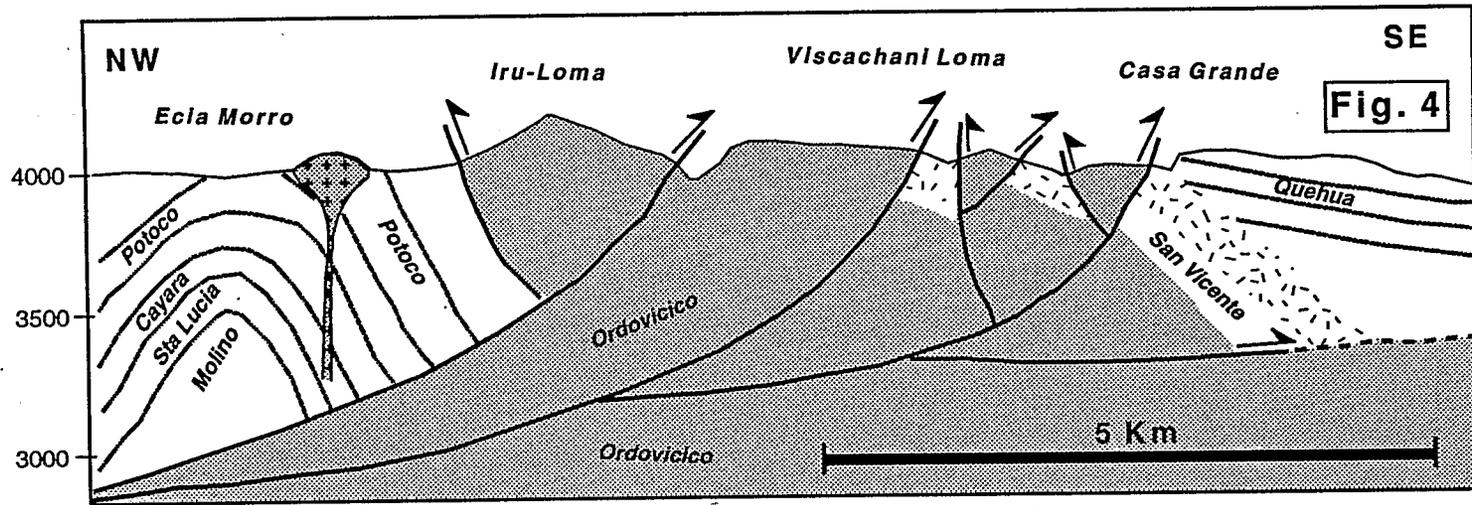
Los depósitos recientes forman extensas pampas de ambos lados de la serranía; presentan lineamientos asociados a anomalías de drenaje y estarían relacionados a un evento tectónico distensivo (Fig 2)

III. Sucesión Estructural: Existen dos dominios estructurales que han controlado la evolución de los lineamientos: La Unidad Autóctona Oriental que constituyó el paleomargen Oriental de la cuenca Ashgiliano-Silurica (Baby et al, 1992) y la Unidad Alóctona Occidental, donde se desarrolla los lineamientos producto de las sucesivas deformaciones a las cuales ha estado sometida la zona. Este paleomargen es una zona de debilidad que sirve de rampa para los desplazamientos que ha sufrido la corteza en este dominio, a partir del Oligo-Mioceno.

Las observaciones de campo han permitido establecer la sucesión de los movimientos tectónicos a través de las fallas y de su relación; además otros eventos tectónicos se infieren por la disposición de las facies sedimentarias.

A continuación se describen estas deformaciones y su sucesión cronológica.

III. 1. Deformación Pre Ashgiliano: El Ordovícico no diferenciado presenta una deformación compleja atribuida a



la fase Ocoloyica, del Ordovícico medio a superior con el desarrollo de un intenso plegamiento y foliación. Esta deformación es sellada por la deposición en discordancia angular de la Formación Cancañiri (Ashgiliano-Gediniano). La deposición de la Formación Cancañiri se produjo en el flanco Oeste de una unidad autóctona conformada por el Ordovícico no diferenciado, que constituyo un alto topográfico siendo la secuencia Silúrico-Devónica los depósitos de antepais. (Baby *et al.*, 1992)

III. 2. Deformación Pre Cretacica: por la ausencia de afloramientos en la zona, se hace referencias a los datos bibliográficos que documentan que el Bloque Autóctono Oriental siguió siendo un alto topográfico aportando sedimentos a la cuenca de antepais desde el Silúrico hasta el Triásico. Antes de la deposición de los sedimentos del Cretacico Superior ambos bloques, el autóctono Oriental y el Alóctono Occidental, fueron solevantados y peneplanizados, depositándose el Cretacico superior; las Formaciones Aroifilla, Chaunaca y/o Toro Toro, El Molino y Santa Lucia del Paleogeno inferior, en discordancia angular a nivel regional.

II. 3. Deformaciones Cenozoicas: El desarrollo de la cuenca en compresión Cenozoica inferior, se descompone en varios eventos los cuales se explicarán más adelante.

Deformación Paleocena-Eocena: Se manifiesta en el replegamiento del zócalo Paleozoico que es continuo y afecta a la serie del Cretácico Superior y Paleoceno. En la zona de Soniquera, ubicada a 20 Km. al SW, se observa que las unidades basales de la Formación Potoco descansan en discordancia de erosión sobre la Formación Santa Lucia con un conglomerado basal compuesto de clastos del zócalo Paleozoico y clastos de las formaciones Molino y Santa Lucia. Más al Norte, en San Cristóbal, la formación Potoco incluye un conglomerado en su base (Gamarra, 1968). Cabe hacer notar que en la Serranía de las Minas la formación Cayara aparece en concordancia con la Formación Santa Lucia, lo que permite afirmar el desarrollo discordancias progresivas sintectónicas.

Deformaciones del Paleogeno Superior: En este lapso de tiempo se produce la deformación mayor que se detalla a continuación, definiendo Sub-Unidades Estructurales (SUE) y haciendo una cronología relativa de los eventos y de los desplazamiento.

Deformación Oligo-Miocena: El estudio de la secuencia Potoco-San Vicente que aflora en el flanco Oeste de la serranía homoclinal de los cerros Angostura y Huayra China Punta, muestra la aparición en los niveles medio a superior, de lentes de conglomerados con clastos derivados del zócalo paleozoico; los conglomerados de espesores centimétricos y de extensión métrica, progresivamente van aumentando en espesor y extensión, hasta conformar estratos masivos, notándose una granocrescencia y estratocrescencia en desmedro de las limolitas y litarenitas que conforman los niveles basales de la formación Potoco. Sobre esta secuencia viene la formación San Vicente, con conglomerados con clastos poco transportados derivados del zócalo paleozoico, sin desarrollo de fabrica; estos son depósitos de bajada sintectónicos y caracterizan el levantamiento y corrimiento del zócalo paleozoico sobre los depósitos que rellenan la cuenca de antepais.

Una fase de actividad ígnea es registrada en la zona con el emplazamiento de intrusivos subvolcánicos porfiríticos con grandes anfíboles en la formación Potoco; estos cuerpos presentan formas alargadas orientados NNE a SSW, y se disponen el flanco oriental de la parte Norte de Serranía de las Minas a lo largo de lineamientos longitudinales.

También se registra una actividad volcánica efusiva basalto-andesítica (Fm. Julaca) que está relacionada a transurrencias que afectaron toda la corteza para servir de camino para la efusión de magma desde el manto. La efusión de lava es continua y a la vez se desarrolla una discordancia progresiva en fallas transcurrentes (cuencas transtensivas ó de Pull Apart, Baby *et al.*, 1990).

Las estructuras que afectan al Paleogeno y Neogeno inferior, tienen un rumbo NNE a SSW que corresponde a una orientación andina y se deduce de esta estructuración que las esfuerzos compresivos horizontales tienen una dirección mas o menos E-W.

IV. Desarrollo tectónico de la zona: La morfología actual de la zona, está controlada por el desarrollo de corrimientos reversos y transurrencias con importantes desplazamientos longitudinales NNE a SSW que involucran a las unidades paleozoicas y cenozoicas.

Aunque la mayoría de las fallas, ya fueron descritas por Zamora (1967) y Del Carpio (1972), reconociendo su carácter inverso, estos autores no detallaron el aspecto estructural y cronológico de las fallas.

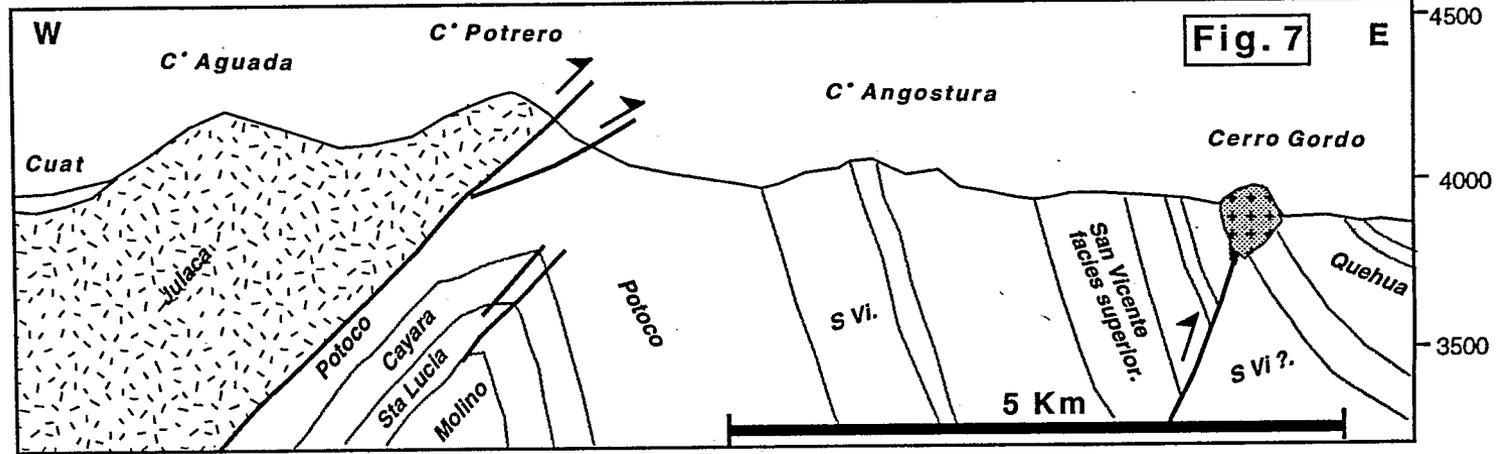
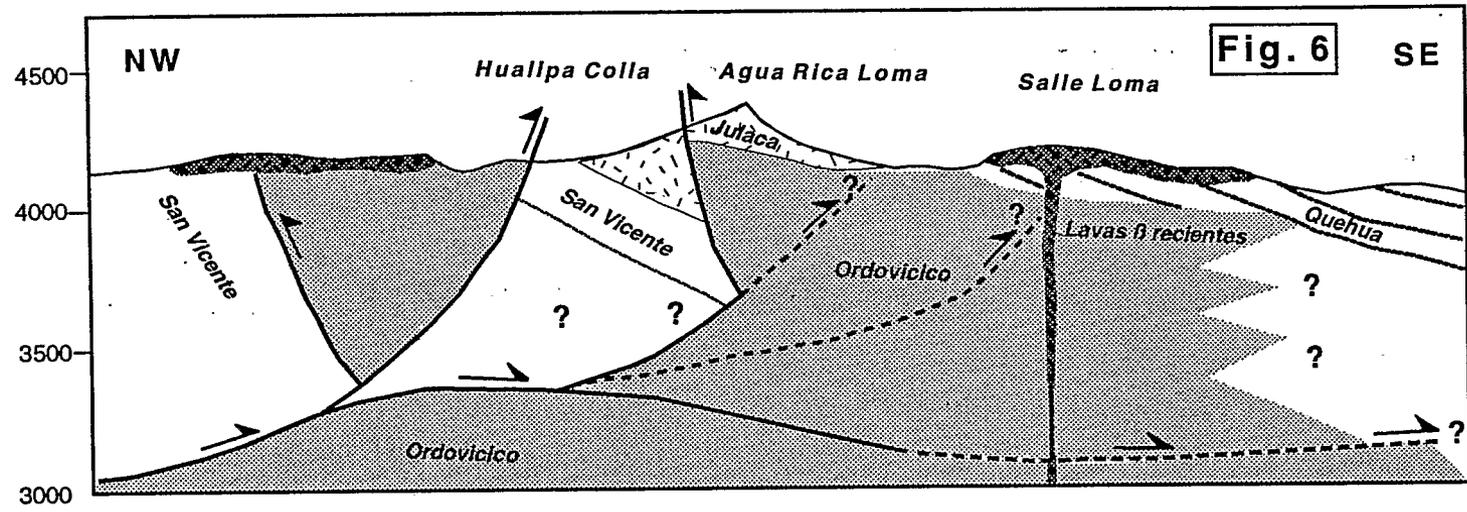
En la zona se ha reconocido la existencia de dos unidades; una occidental que se denominó la Unidad Alóctona Occidental y otra la oriental que se denominó Unidad Autóctona Oriental, aunque podría haberse movido sobre una rampa en profundidad y entonces sería más bien una Unidad Para-Autóctona (Fig 3).

La Unidad Alóctona Occidental presenta una tectónica compleja, y comprende varias Sub-Unidades, las cuales son limitados por fallas; las fallas presentan movimientos reversos transcurrentes y planos de falla subverticales. Se observan movimientos de vergencia occidental y movimientos más importantes con vergencia oriental.

Se ha reconstituido la siguiente sucesión de movimientos en la Unidad Alóctona Occidental:

Falla Casa Grande: Límite occidental de la Sub-unidad Chiqueri (SUE-1) que presenta un movimiento inverso de vergencia occidental con el desarrollo de brechas en el contacto de falla; la falla, de rumbo N10E y buzamiento 80E, sobrepone a sedimentitas del Ordovícico no diferenciado de rumbo NS y buzamiento subvertical, sobre sedimentos de la formación Julaca que tiene un rumbo N40E y buza 22E. La falla tiene una extensión de 3 Km.; es truncada al Norte por la falla Kollpeaj y al Sur es sellada por la Formación Quehua (Fig. 4).

Falla Cerro Negro: Límite oriental de la anterior Sub-Unidad (SUE-1); presenta un movimiento inverso de vergencia oriental (rumbo NS y buzamiento 80 W) y sobrepone al Ordovícico no



diferenciado de rumbo NS y subvertical sobre la Formación Julaca de rumbo NS y buzamiento 45E. La falla tiene una extensión de 5,5 Km y es cortada al Norte por la falla Kollpeaj y es sellada al Sur por la Formación Quehua.

Falla Kollpeaj: Límite Oriental de la Sub-unidad Kollpeaj (SUE-2), constituida por rocas plegadas y trituradas del Ordovícico; presenta un vergencia oriental y sobrelapa al Sur a la unidad autóctona; más al centro, cubre la escama de la Fm Julaca que aflora entre Chiqueri y al Oeste de la Estancia Kollpeaj; más al Norte este corrimiento sobrelapa a la Formación Julaca.

Esta falla es cortada al Sur por la falla Agua Rica Lomas y al Norte por la Falla Cerro Gordo. Se nota a lo largo de esta falla, al SW de Rosario Lomas, la presencia de dos manantiales con aguas ricas en CO₂ y depósitos travertínicos, que podrían indicar el rol actualmente activo de esta falla.

FALLAS FARELLON I: presenta un juego imbricado de varias fallas de vergencia occidental, desarrolladas en el margen occidental de la Sub-Unidad de Huayra China Punta (SUE 5), y que sobrepone simultáneamente a las Formaciones Cayara sobre Santa Lucía, Santa Lucía y Potoco sobre Julaca y Potoco, y por último Potoco sobre Potoco. Las fallas tienen un rumbo N-S, son inversas y tienen estrías verticales.

La formación Cayara por su fragilidad ha desarrollado una zona muy fracturada que presenta mineralización de cobre; Este fracturamiento no se refleja en la Fm. Potoco suprayacente, ni en la Fm. Santa Lucía infrayacente, ambas mucho más plásticas.

Existen manantiales a lo largo de la traza de la falla, que precipitan sales y desprenden CO₂.

Al Sur, las fallas son cortadas por la falla Cerro Negro y al Norte por la falla de Quebrada de las Minas.

FALLA FARELLON II: se observa en el límite Occidental del Sub-Unidad Paleozoica (SUE3) que conforma el Cerro Jayula Loma. Desarrolla una falla inversa con desplazamiento siniestro al Norte. A todo lo largo de la falla existe una zona milonitizada y mineralización de cobre, siendo la zona más mineralizada la de Mina Kakelan, ubicada en la estancia del mismo nombre. Esta falla se amortigua más al Norte y al Sur es cortada por la falla Mina La Negra. (Fig. 5).

Falla Yachata: Constituye el límite oriental la Sub-Unidad Paleozoica (SUE3) que conforma el Cerro Jayula Loma.

Presenta una vergencia Oriental. Al Sur desarrolla mineralización de cobre y mas al Norte en toda la traza de la falla existen manantiales alineados.

Esta falla se amortigua mas al Norte y se une con la falla Farellon II. Al Sur es cortada por la falla Cerro Negro; además presenta fallas de desgarre dextrales de rechazo decamétrico que desplazan a las fallas Farellon II y Yachata.

Falla Mina La Negra: Límite Occidental de la Sub-Unidad Paleozoica (SUE-4) conformado por los cerros Farellón Loma e Iru Loma. De vergencia occidental sobrelapan a los sedimentos de las formaciones San Vicente y Potoco en el extremo Norte. Al Oeste está cubierto por el Cuaternario y más al Sur podría corresponder a la falla que aflora en Mina Peñas Blancas y sobrelapa a la Formación San Vicente.

Esta unidad es cortada la falla Cerro Gordo tanto al Norte como al Sur, en Peñas Blancas

Falla Julaca: Forma el límite oriental de la Sub-Unidad conformado por la Formación Julaca (SUE 6-a y SUE 6-b) de rumbo N-S y buzamiento 35 a 45° W ubicado entre Quebrada Kakelan al Sur y el río Alota al Norte. Sobrelapan con vergencia Este a la Sub-Unidad Huayra China (SUE 5-b). Al Norte, cerca de la Estancia Pillina, la presencia de los intrusivos anfibólicos parece haber inducido un buzamiento más parado de la falla.

En el valle de Yachata aparece una escama inferior donde las capas subverticales del Potoco son torcidas en forma de "Z" suave que da un movimiento dextral, asociado a estos corrimientos. Movimientos de desgarre, mayormente dextrales se observan en el tope del Cerro Potrero donde las capas de basalto son desplazadas.

Otros movimientos de desgarre dextrales que desplazan el rumbo de las fallas tal como se observa en la Mina 12 de Octubre donde una falla desplaza a la falla Kollpeaj; desplaza y dobla capas verticales del Ordovícico en forma de Z suave y es sellada por la Formación Quehua.

Falla Agua Rica Lomas: Limita la Unidad Autóctona (UEA) con la Sub-Unidad Kollpeaj (SUE 2) con los depósitos volcanodetríticos de la Sub-Unidad Peñas Blancas.(SU 1-a).

El rumbo de la falla vaía de N30E a N60E, y desarrolla un plano subvertical con buzamiento fuerte al Oeste. En la traza de la falla se observa impregnaciones de cobre; en la parte Sur recorta unas fisuras mineralizadas orientadas N70E y N80E. Esta falla es cortada al Norte y al Sur por la falla Cerro Gordo-Peñas Blancas (Fig. 6).

Falla Cerro Gordo-Peñas Blancas: Un movimiento importante caracterizado por corrimientos de vergencia oriental y transurrencias dextrales sobrepone las Sub-Unidades de Iru Loma-Farellón Loma (SUE 4), Jayula Loma (SUE 3), Julaca (SUE 6) y Huayra China (SUE 5); conformando al Norte la Sub-Unidad (SUE 7), sobre las Sub-unidades de Mina Penas Blancas (SUE 1a) y la Sub-unidad de "Kollpeaj" (SUE 2). Hacia el Norte se sobrepone a los depósitos neogenos (Fm. Quehua) de la Unidad autóctona o Para-Autóctona. Más al Norte está cubierta en parte por el Cuaternario y vuelve a aflorar más al Norte cerca de Estancia Pillina (Fig. 7).

Todos estos movimientos son sellados por la Formación Quehua que se depósito en el flanco Oriental de Serranía de las Minas, formando parte de la Unidad Autóctona Oriental. Una datación K/Ar sobre anfíbol de una colada ubicada al Este del pueblo de Cerro Gordo da una edad de $19,5 \pm 0,5$ Ma (Fornari y Bonhomme, inedit). Esta edad corresponde mas o menos al final del Paroxismo Tectónico de la zona, donde después la Formación Quehua sólo

presenta plegamientos suaves, con pequeños movimientos de urgencia oeste de desplazamiento centimétrico a métrico; las estructuras tienen una dirección de N30E a N40E.

Existe la evidencia indirecta de un lineamiento, que limitaría a la Serranía de las Minas en su flanco occidental, esto basándose en el lineamiento de coladas basálticas en la pampa de Yuraj Cancha y así al Sur otra colada andesítica.

V. NEOTECTONICA: Se define como neotectónica a aquella formación que afecta a depósitos comprendidos dentro del Plioceno Cuaternario. En la zona se ha evidenciado rasgos de actividad tectónica comprendida en este intervalo, razón por la cual se realizó una revisión bibliográfica, sobre todo del programa ERTS-BOLIVIA (Fernandez *et al*, 1975), además del respectivo análisis foto geológico de la cartografía realizada por el IGM en la zona; se puede observar una serie de lineamientos que se reflejan en la cobertura Cuaternaria.

Estos lineamientos estarían asociados a eventos tectónicos intensivos; la afirmación se basa en que afectan depósitos proclásticos mio-pliocenos, conos volcánicos recientes y los depósitos no consolidados recientes; con el desarrollo de fallas normales.

Existe una serie de lineamientos en los alrededores del área de estudio, con extensión que excede la decena de kilómetros y que por proximidad e importancia han sido objeto del respectivo análisis; los más importantes de estos lineamientos son:

Lineamiento Chiguana: (Fernandez *et al*, 1975) Es una fisura N70W, que afecta a los depósitos piroclásticos Quemez y a lo largo de la traza del lineamiento se han emplazado una serie de conos volcánicos, probablemente cuaternarios y de composición básica no oscuro en la foto aérea).

Lineamiento Soniquera: de rumbo N70E corta al anterior lineamiento en su extremo Sur; se marca en un cono volcánico reciente que está fisurado y esta fisura se extiende hacia el Este y se refleja en los depósitos ignimbríticos de Soniquera para seguir por el curso superior del río Soniquera.

Lineamiento Alota: todo el curso del Río Alota es un lineamiento N20E a E-W asociado a un desgarre dextral de desplazamiento kilométrico y que sufrió constantes reactivaciones para permitir el desagüe de una cuenca lacustre desarrollada en este sector. Esta aformación se basa en la presencia de los niveles de cenizas lacustre, que se encuentran en el margen Nor Occidental de la Serranía de las Minas.

En la planicie desarrollada al E y NE de Serranía de las Minas se ve una serie de lineamientos que se refleja en los depósitos pliocuaternarios. Estos lineamientos sirven de ajuste estructural, por los cuales discurren los ríos que cruzan esta planicie; se deduce que los lineamientos N50E y N160E, sean fallas normales ya que en la parte sur de la planicie se observa un margen abrupto, donde las estructuras en la Formación Quehua (N40E), se truncan abruptamente en un desnivel que llega casi al centenar de metros.

En la zona de Agua de Castilla, cerca de Mina San Francisco afloran estructuras tectónicas que consisten en:

Una falla normal que afecta a tobas recientes; el rumbo de esta falla de longitud kilométrica es N70E y con buzamiento de 60°E. Esta falla estaba asociada a la actividad registrada en la zona, ya que los depósitos lacustres (Plioceno Superior?) que se encuentran interestratificados con las piroclásticas, presentan mantos de deslizamiento (sismicitas).

Posteriormente una falla Cuaternaria reciente corresponde a la reactivación de la falla anteriormente mencionada, desarrollando un plano de falla paralelo y afectando materiales coluviales no consolidados, con un rechazo vertical de un metro.

Al oeste de Agua de Castilla se observa una fisura de dirección NS en depósitos lacustres recientes, rellena con travertino.

También a unos 5 Km. al NW de Soniquera se observa una fisura con un dirección de N70E desarrollada en el coluvio actual, rellena de travertino.

Observaciones de campo en la parte montañosa de Serranía de las Minas muestran la presencia de un margen lacustre a 4050 msnm.; consiste en depósitos conglomerádicos con cemento calcáreo y areniscas entrecruzadas; por su posición actual puede indicar un levantamiento de unos 20 m. de la parte montañosa. La presencia de manantiales de aguas ricas en CO₂ que precipitan sales y dan pequeños conos travertínicos pueden indicar la presencia de fallas no selladas que sirven de drenaje profundo.

REFERENCIAS

- BABY P., SEMPERE T. 1989. Interpretación geológica de la parte meridional del Altiplano Sur." Orstom en Bolivia. Informe No12, 36p. La Paz, Bolivia.
- BABY P., SEMPERE T., OLLER J., BARRIOS L., HÉRAIL G. & MAROCCO R. 1990. Un bassin en compression d' age Oligo-Miocene dans le sud de l'Altiplano Bolivien C. R. Acad. Sci. Paris, T. 311, Serie II, p. 341-347.
- BABY P., SEMPERE TH., OLLER J. & HERAIL G. 1992. Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano: The Calasaya Nappe. Tectonophysics, 205, p 155-169.
- BAKER M. C. W. & FRANCIS P. W. 1978. Upper Cenozoic Volcanism in the Central Andes - Ages and Volumes. Earth and Planetary Science Letters, 41 p. 175-187.
- DENAGO 1965. Carta Geologica Nacional, hoja 6130.
- DEL CARPIO DIAZ E. 1972. Estudio geológico de la región de Soniquera, Tesis de Grado, UMSA, 145p.
- FERNANDEZ A., J. MEAVE J. & SUBIETA T. 1972. Estudio geológico de la región de los Lipez-Potosí. Sociedad Geológica Boliviana. Bol. No. 18, p6990.
- FERNANDEZ A., CLAURE H. & ALCAZAR F. 1975. Lineamientos en imagenes ERTS, su significado geológico y su aplicación en la exploración de minerales, IV Convención Nacional de Geología, Tomo III.
- FLORES ZAMORA A. 1967. Estudio geológico regional de Serranía de las Minas. Prov. Sur Lipez del departamento de Potosí. Tesis de Grado, UMSA, 68p.

- FORNARI M., HERAIL G., VISCARRA G., LAUBACHER G. & ARGOLLO J. 1987. Sédimentation et structure du bassin de Tipuani-Mapiri: un témoin de l'évolution du front amazonien des Andes du nord de la Bolivie. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II, p.1303-1308.
- FORNARI M, HERAIL G.,POZZO L. & VISCARRA G. 1989 Los yacimientos de oro de los Lipez (Bolivia) Tomo I: Estratigrafía y dinámica de las volcanitas del área de Guadalupe. Orstom en Bolivia. Informe No19, 26p.
- GAMARRA IBARGUEN R. 1968. Estudio geológico regional y especializado de la región de San Cristóbal, Mina Toldos y Santa Barbara de Jayula Prov. Villa Martín (Antes Nor Lipez). Tesis de Grado, UMSA.
- GUBBELS T. L. , ISACKS B. L. & FARRAR E. 1993. High-level surfaces, plateau uplift and foreland development, Bolivian central Andes, *Geology*, v 21 p. 695698.
- ISACKS B.L. 1988 Uplift of the central andean plateau and bending of the bolivian orocline *Journal of Geophysical Research*, v 93, p.32113231.
- LAVENU A. 1986 Etude néotectonique de l'Altiplanop et de la Cordillere Orientale des Andes de Bolivie. Thesis, Université de Paris Sud, 433p.
- MARTINEZ C. 1979. Structure et évolution de la chaine andine dans le Nord de la Cordillere des Andes de Bolivie, *Travaux et Documents, Orstom, Paris*, 352p.
- ROEDER D., 1988. Andean-age structure of Eatern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, 5, p 2339.
- SEMPERE T. 1990 Cuadros estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas. *Rev. Técnica YPFB*, 11 p215227.
- TORRICO BUSCHEN H. 1966. Estudio geológico de la región de San Cristóbal; Tesis de Grado, UMSA.

SOCIEDAD GEOLOGICA BOLIVIANA



MEMORIAS DEL

XI CONGRESO GEOLOGICO

DE BOLIVIA

SANTA CRUZ, 6 - 9 DE OCTUBRE DE 1994



AUSPICIA
YACIMIENTOS PETROLIFEROS FISCALES BOLIVIANOS

