

**INVESTIGACIONES DE METALES  
PRECIOSOS EN EL COMPLEJO  
VOLCANICO NEOGENO-CUATERNARIO  
DE LOS ANDES CENTRALES**

Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL);  
Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile (SERNAGEOMIN);  
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú (INGEMMET)  
U.S. Geological Survey (USGS)

Auspiciado por  
El Banco Interamericano de Desarrollo

Marzo 1993

INVESTIGACIONES DE METALES PRECIOSOS EN EL COMPLEJO VOLCANICO NEOGENO-CUATERNARIO DE LOS ANDES CENTRALES

## CAPITULO IV

# GEOLOGIA Y MINERALIZACION DE LAS REGIONES DE BERENGUELA Y LAURANI, BOLIVIA

*por Luis Barrera I., Oscar Flores B., Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B.,  
Fernando Murillo S., y Orlando Sanjinés V.*

*Franz Tavera V. (Editor)*

**Servicio Geológico de Bolivia**

*Barbara A. Eiswerth, Richard F. Hardyman, Albert H. Hofstra,  
Thomas J. Nash, Lawrence C. Rowan,  
Richard M. Tosdal, y Allan R. Wallace*

**U.S. Geological Survey**



## PANORAMA DE LOS DEPOSITOS MINERALES DE LAS REGIONES DE BERENGUELA Y LAURANI

por Franz Tavera V., (Editor)  
Servicio Geológico de Bolivia

### REGION DE BERENGUELA

El distrito minero de Berenguela, situado en la parte occidental del Altiplano, cerca al punto límite tripartito de Bolivia, Perú y Chile, tiene vetas de metales base portadores de plata que fueron descubiertas y explotadas durante la época colonial. Las principales minas se muestran en la figura 1. Los primeros trabajos explotaron menas oxidadas ricas en plata que tenían profundidades máximas no mayores a 30 m (Sirvas, 1964), siendo probable que estas menas hayan sido agotadas durante aquella época. Poco se conoce acerca de labores de exploración y explotación subsecuentes en el distrito, hasta la primera parte del presente siglo cuando se explotaron vetas de sulfuros portadores de cadmio. Desde la segunda Guerra Mundial todos los trabajos de explotación fueron abandonados.

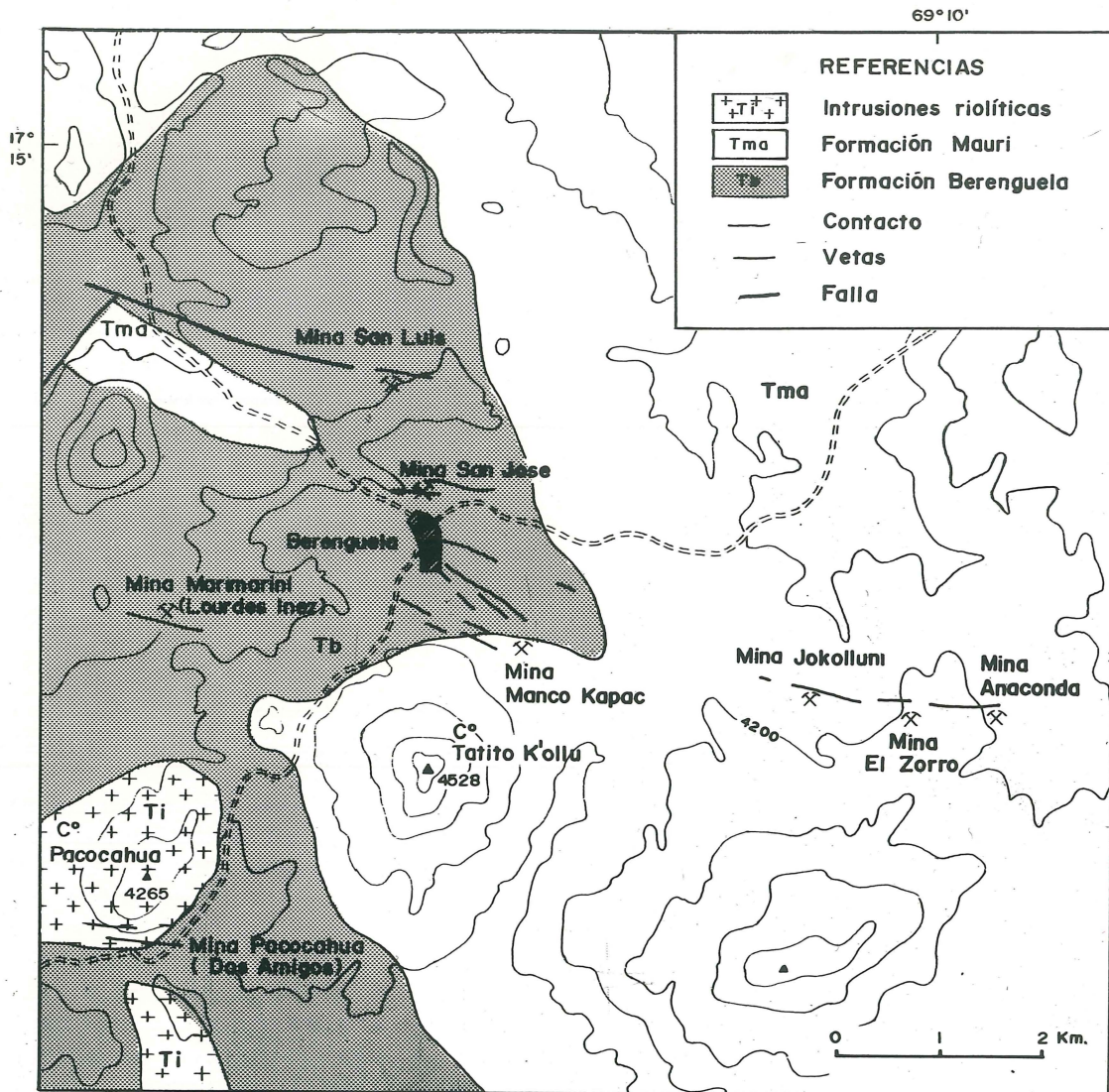
La región de Berenguela se encuentra en la parte noroeste del Altiplano boliviano cuya altura promedio es de 4,000 m., aunque algunos picos volcánicos pueden pasar los 5,100 m. El área es accesible por caminos ripiados estables desde La Paz y otras poblaciones del norte del Altiplano. Además, la vía del ferrocarril La Paz-Arica (Chile) pasa a través de la parte sur de la región (ver Fig. 1, Capítulo IV-A). El pueblo de Berenguela, localizado en el centro del distrito, tiene una población aproximada, de 100 habitantes.

La región está constituida por rocas sedimentarias continentales y rocas volcánicas de edad Terciaria y Cuaternaria. Dos secuencias pueden ser reconocidas; una inferior conformada mayormente por areniscas rojizas de probable edad oligocena a miocena media y una secuencia de rocas volcánicas de composición riolítica a andesítica, más joven, conformada por tobas, lavas, brechas, areniscas volcanoclásticas y conglomerados de edad miocena tardía a cuaternaria. La mayor parte de las vetas ocurren en fallas y fracturas de las secuencias sedimentarias inferiores

conformadas por la Formación Berenguela y el miembro inferior de la Formación Mauri. (Fig. 1). Pequeños stocks y diques riolíticos a dacíticos de edad miocena media, se emplazaron en estas formaciones como parte de una fase magmática a la cual estas vetas metalíferas estaban genéticamente relacionadas.

Dos tipos de depósitos minerales argentíferos están presentes en el distrito de Berenguela: (1) vetas de metales base, ricas en cadmio y pobres en cuarzo, alojadas por la formación Berenguela y el miembro inferior de la formación Mauri, y (2) vetas de metales base, pobres en cadmio y ricas en cuarzo, hospedadas en las rocas volcánicas del Mioceno medio. Estas vetas han sido descritas por Schneider-Scherbina (1962), Sirvas (1964), Wallace (1992) y Wallace et al. (1992), de cuyas contribuciones se ha tomado la información que sigue.

Las vetas de sulfuros portadoras de plata y ricas en cadmio, se encuentran en fracturas subverticales en la parte superior de la Formación Berenguela y el miembro inferior de la Formación Mauri. Sus rumbos son mayoritariamente ENE y NW, y los más grandes cuerpos mineralizados tienden a ocurrir en la intersección de estos dos sistemas de fracturas. Espejos de falla a lo largo de las superficies de las fracturas cortan las vetas, indicando que los movimientos de falla continuaron después de la mineralización. Las vetas tienen anchos máximos de no más de 30 cm, y comúnmente son de un espesor menor a los 10 cm. Las relaciones topográficas indican que las vetas se extienden hasta unos 200 por encima del contacto entre las formaciones Berenguela y Mauri, y 100 m por debajo de este mismo contacto. Los depósitos minerales pobres en cadmio y ricos en cuarzo ocurren en el miembro superior de la formación Mauri y en pequeños cuerpos intrusivos, ambos de edad miocena media. Los principales depósitos de este tipo se hallan en la mina Dos Amigos y en el prospecto del cerro Tatito Kkollu, los que son descritos en las partes E y F, capítulo IV de este informe. Contrastando con



**Figura 1.**— Mapa geológico simplificado mostrando la distribución de minas y prospectos en el Distrito Minero de Berenguela. Según Wallace (1992).

las vetas ricas en cadmio, estos depósitos contienen abundante brechas silicificada y, como indican los datos geoquímicos preliminares, muy poco cadmio. Brechas de falla e hidrotermales están presentes en ambos depósitos, constituyéndose en los principales materiales mineralizados.

A juzgar por los desmontes de las antiguas minas y los informes de Schneider-Scherbina (1962) y Sirvas (1964) los minerales primarios más abundantes en las vetas del distrito de Berenguela son: esfalerita [ZnS], galena [PbS], greenockita [CdS], y tetraedrita/tennantita [(Cu,Fe)<sub>12</sub>Sb<sub>4</sub>S<sub>13</sub>/(Cu,Fe)<sub>12</sub>As<sub>4</sub>S<sub>13</sub>]. La calcopirita y pirita [FeS<sub>2</sub>] ocurren en cantidades menores. Estos autores encontraron los siguientes minerales de plata: acantita [Ag<sub>2</sub>S], miargirita [AgSbS<sub>2</sub>], estromeyerita [AgCuS], estefanita [Ag<sub>5</sub>SbS<sub>4</sub>], polibasita [(Ag,Cu)<sub>16</sub>Sb<sub>2</sub>S<sub>11</sub>], y pearceita [Ag<sub>16</sub>As<sub>2</sub>S<sub>11</sub>]. Sin embargo, es probable que los principales minerales argentíferos en estas menas, como en las similares pero mejor conocidas menas del sur del Perú, sean la tetraedrita/tennantita y galena ricas en plata (G.E. Ericksen, comunicación escrita, 1992). No se ha informado sobre minerales de oro, pero algunas muestras geoquímicas de una sección del prospecto Tatito Kkollu han dado valores anómalos de oro.

Los minerales de las zonas oxidadas ricas en plata, explotadas durante la época colonial, no son conocidos. Los fragmentos de menas oxidadas en los desmontes incluyen óxidos de hierro y los carbonatos de cobre malaquita [Cu<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)(OH)<sub>2</sub>] y azurita [Cu<sub>3</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub>]. Es probable que las menas oxidadas también contengan minerales de plomo y zinc, como la cerusita [PbCO<sub>3</sub>] y la smithsonita [ZnCO<sub>3</sub>]. A juzgar de las menas oxidadas de otros lugares de Los Andes de Bolivia los principales minerales de plata en estas menas en Berenguela fueron plata nativa y clorargirita.

Como consecuencia de que las vetas en el distrito de Berenguela son delgadas y de limitada extensión horizontal y vertical, es probable que la producción total de minerales haya sido pequeña. Las zonas oxidadas ricas en plata explotadas en tiempos coloniales son poco profundas extendiéndose a un máximo de 10-20 m de profundidad. En comparación con la producción de vetas de metales base ricas en plata similares de otros lugares de Bolivia y el sur del Perú, es probable que el total de plata recuperada de las menas oxidadas durante la colonia fue del orden

de unas pocas, a algunas decenas de toneladas. Quizás algunos cientos a algunos miles de toneladas de plomo, zinc y cadmio fueron subsecuentemente recuperados de las menas de sulfuro primario. Es improbable que quede alguna cantidad significativa de mineral en las vetas conocidas del distrito. Sin embargo, grandes zonas de alteración hidrotermal en centros volcánicos tales como el prospecto La Española (ver Fig. 1, Capítulo IV-A) pueden contener mineralización de baja ley explotable a gran volumen. Esta área está siendo actualmente explorada por la empresa EXPROMIN, pero todavía no se disponen de resultados de perforación.

## REGION DE LAURANI

El depósito polimetálico de Cu-Ag-Pb-Zn-Au de Laurani, situado en el margen oriental del Altiplano boliviano, a 127 Km al sur de la ciudad de La Paz, está conformado principalmente por vetas y en forma subordinada por stockworks y diseminaciones, que fueron descubiertos en la colonia y explotados desde entonces. Los trabajos iniciales explotaron la zona de oxidación a lo largo de una red de vetas enriquecidas en plata y oro, habiendo sido desarrollados alrededor de 300 rajos abiertos y piques de hasta 50 m de profundidad. Posteriormente, a comienzos del presente siglo, se realizaron labores subterráneas de reconocimiento que permitieron iniciar la explotación de la zona de sulfuros. La selección manual de la mena permitió la obtención de concentrados con contenidos de hasta 22 % Cu, 300 g/t Ag, y 10 g/t Au. Los concentrados eran tratados en el ingenio de Viscachani, ubicado sobre el Km 95 de la carretera La Paz-Oruro.

El depósito de Laurani se originó como consecuencia del emplazamiento de un sistema hidrotermal tipo sulfato-ácido en el denominado Complejo Volcánico de Laurani. Este complejo está constituido por flujos de lava andesítica, domos volcánicos e intrusiones subvolcánicas dacíticas pre y post-mineralización, y sedimentos volcanoclásticos que descansan sobre secuencias sedimentarias de edad silúrica y miocena (?).

El sistema de fallas y fracturas mineralizadas, están genéticamente relacionadas a la actividad tectónica de la falla de desgarre de Laurani. La actividad hidrotermal produjo la alteración de la

roca encajonante durante un primer pulso hidrotermal, y la mineralización del depósito durante un segundo pulso. Se han reconocido los siguientes tipos de alteración hidrotermal: argilización avanzada, argilización intermedia, sericitización y propilitización, todas ellas sobrepuestas a un extenso halo de una débil alteración propilítica de naturaleza deutérica que afectó gran parte del domo (Cerro Huara Pata).

La mineralización en el depósito de Laurani estuvo relacionada a un segundo pulso hidrotermal. Las vetas y vetillas portadoras de minerales de metales preciosos y metales base se encuentran en fallas y fracturas subverticales que afectan a la dacita y sedimentos volcanoclásticos que conforman el domo Huara Pata. Las vetas, cuyos espesores oscilan entre 0.8 m y 2 m en las estructuras principales (Veta San Gerónimo), o de tan solo 5 cm en el sector de Toro-Carnavalito, pueden ser agrupadas en tres juegos según su grado de desarrollo y de importancia económica y son (1) N50°E - N70°E, (2) N5°E - N20°E, y (3) N60°W - N50°W. Sus relaciones dinámicas y geométricas con el plano de cizallamiento regional denominado falla Laurani sugieren que el sistema estructural se formó como consecuencia de un fenómeno de cizalla simple.

Estudios y observaciones mineralógicas permitieron reconocer unas veinte especies mineralógicas de las treinta especies reconocidas por Schneider-Scherbina (1961). La secuencia paragenética está conformada por tres fases de mineralización sucesivas que son: fase I—pirita-oro-casiterita; fase II—sulfosales de Cu-As-Ag, sulfuros de Pb y Zn, y oro (?); y fase III—sulfosales de Cu-Sb-Pb-Ag y sulfuros de Cu, Pb y Zn.

Las vetas se encuentran claramente zonificadas en : (I) Zona interna con pirita aurífera, enargita, y

bornita; (II) zona intermedia con enargita, tetrahedrita/tennantita, y freibergita; y (III) zona externa con predominio de galena argentífera, sulfosales de Pb-Ag-Zn, y sulfuros de Cu, Pb, y Zn.

## REFERENCIAS CITADAS

- Schenider-Scherbina, A., 1961, El yacimiento argentífero de cobre de Laurani-Sica-Sica: Misión Geológica Alemana en Bolivia, informe N° 14, Inédito 54 p.
- Schenider-Scherbina, A., 1962, Los yacimientos polimetálicos de Berenguela: Departamento Nacional de Geología, Informe N° 39 de la Misión Geológica Alemana en Bolivia, 54 p.
- Sirvas C., J.F., 1964, Estudio geológico de la región Tambo Mauri-Berenguela, Provincia Pacajes del Departamento de La Paz, República de Bolivia: Tesis de Grado, inédito, Universidad Mayor de San Andrés.
- Wallace, A.R., 1992, Berenguela district *in* Geology and mineral resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia: U.S. Geological Survey Bull. 1975, p. 129-131.
- Wallace, A.R., Hardyman, R.F., Tosdal, R.M., Jimenez, N., Lizeca, J.L., and Murillo, F. (inpress), Cenozoic geology and mineral deposits of the Berenguela district, northwestern Bolivia, in Advances related to United States and international mineral resources—developing frameworks and exploration technologies. B.R. Berger and P.S. Detra, eds.: U.S. Geological Survey Bull. 2039.

## **A.— MARCO GEOLOGICO DE LA REGION DE BERENGUELA**

por Néstor Jiménez Ch., Luis Barrera I., Oscar Flores B., José Luis Lizeca B., y  
Fernando Murillo S.  
**Servicio Geológico de Bolivia**

Richard F. Hardyman, Richard M. Tosdal, y Alan R. Wallace  
**U.S. Geological Survey**

---

### **INTRODUCCION**

Rocas sedimentarias detríticas continentales y rocas volcánicas de edad terciaria y cuaternaria (Fig. 1) que hospedan depósitos polimetálicos de plata y metales base en la región de Berenguela, se formaron durante varios ciclos de sedimentación, volcanismo, y tectonismo. Estos ciclos pueden ser correlacionados con otros conocidos en el resto del Altiplano boliviano y el sud del Perú, y se desarrollaron en el curso del solevantamiento de Los Andes. Nueva información sobre la distribución, litología, y estratigrafía de las rocas sedimentarias y volcánicas de esta región, junto a nuevas edades radiométricas K-Ar de rocas y mineralización, permiten la discusión de la evolución del tectonismo y la formación de los depósitos minerales en otras secciones de este informe. La información presentada aquí contribuye al entendimiento de la geología de la zona de transición entre la cuenca de depositación del Altiplano y el arco magmático activo. Además, podría ser de valor en la ubicación de futuros blancos de exploración en esta área y en otras partes del Altiplano norte de Bolivia.

Gran parte de la información previa sobre la geología de la región de Berenguela se encuentra en las tesis de grado no publicadas de Sirvas (1964), Nuñez (1964), y Ferrey (1970) de la

Universidad Mayor de San Andrés, las que fueron realizadas como parte de los programas de mapeo regional de los cuadrángulos Santiago de Machaca (hoja 5742) y Charaña (hoja 5741) publicados por GEOBOL. Evernden et al., (1966 y 1977) proporcionaron las primeras edades K-Ar de rocas ígneas de esta región y de otras de la parte andina de Bolivia. Lavenu et al., (1989) complementaron esta información con nuevas dataciones K-Ar y el estudio de los eventos tectónicos y sedimentarios de todo el Altiplano norte. Un informe no publicado de Schneider-Scherbina (1962) describe los depósitos minerales de esta región, en tanto que Soria-Escalante y Terrazas (1992) realizaron la descripción del prospecto La Española situado en la parte noroccidental del mapa (Fig. 1).

### **GEOLOGIA**

Las rocas de la región de Berenguela se depositaron sobre un basamento predominantemente precámbrico que, unos 5 kilómetros al noreste del área de estudio, se encuentra a 2,740 metros de profundidad (Lehmann, 1978). Se reconocen cuatro ciclos de sedimentación y volcanismo separados por tres importantes crisis tectónicas de la Orogenia Quechua. Durante el primer ciclo se ha depositado



la Formación Berenguela, de edad eocena a oligocena, compuesta por sedimentos detríticos terrígenos oxidados y sin aporte volcánico; su acumulación parece haber ocurrido en una cuenca estable pero con gran capacidad de subsidencia. Este largo período sedimentario fue interrumpido por una fase orogénica ocurrida hace 28 Ma. Posteriormente, en el segundo ciclo, se inició la actividad volcánica con la erupción de lavas basálticas y andesíticas que intercalan con sedimentos detríticos no oxidados. Estas rocas se denominan Formación Abaroa cuando son de carácter predominantemente volcánico, y miembro inferior de la Formación Mauri si su composición es mayoritariamente sedimentaria. En gran parte del área de estudio este ciclo concluyó hace 18 Ma con un sollevamiento importante; en el extremo sur del área, sin embargo, prosiguió hasta los 13 Ma. El tercer ciclo está representado por el miembro superior de la Formación Mauri conformado por espesos sedimentos torrenciales entre los cuales intercalan tobas de flujo riolíticas no soldadas haciendo evidente un fuerte cambio en la composición de los magmas. Estas rocas fueron plegadas por la orogenia ocurrida hace unos 8 Ma. En el último ciclo, los depósitos volcánicos adquieren gran importancia en tanto que los conjuntos sedimentarios son escasos y de pequeño espesor. A este ciclo pertenecen las Formaciones Antajavi, Pérez, Charaña y las rocas del Complejo Serkhe-Huaricunca.

## Estratigrafía

### Formación Berenguela (Eoceno-Oligoceno)

Las rocas más antiguas que se exponen en la región de Berenguela (Fig. 1) son areniscas de grano medio a grueso y color café rojizo a rojo amarillento denominadas Formación Berenguela por Sirvas (1964). Esta es una unidad arealmente homogénea pero mostrando tendencia grano-decreciente hacia el tope. En sus partes inferiores son comunes bancos de arenisca conglomerádica en tanto que éstos ya no se encuentran en las partes superiores. Sus afloramientos se restringen a la parte central del área mapeada (Fig. 1) donde tiene un espesor expuesto de 200 m.

### Formación Mauri (Oligoceno superior-Mioceno medio)

La Formación Mauri consiste en una espesa serie volcano-sedimentaria que aflora en las serranías del norte y oeste del área de estudio. Sirvas (1964) dividió a esta unidad en seis miembros que, sin embargo, no eran fáciles de reconocer en el terreno debido a variaciones laterales. En el presente trabajo, esta división ha sido simplificada en base a una revisión de la estratigrafía de la Formación. En su lugar se propone la división en dos miembros, uno inferior y otro superior, que están compuestos por diferentes tipos de rocas, depositadas en ambientes también diferentes, y que están separados por un contacto discordante a pseudoconcordante (ver Wallace et al., en prensa). El miembro inferior tiene un rango de edad de oligocena superior a miocena inferior, en tanto que el miembro superior es del Mioceno medio.

El miembro inferior, que incluye a los antiguos miembros 1, 2, 3, y 4 de Sirvas (1964), está constituido por areniscas de grano fino a medio y limolitas de color rojo violáceo a café claro que alcanzan un espesor de alrededor de 200 m. En la base exhiben una buena estratificación, a veces con el desarrollo de laminación y entrecruzamiento, en tanto que hacia el tope se presentan inconsolidadas y pobremente estratificadas. Lentes de conglomerados y coladas e intrusivos de basaltos y andesitas piroxénicas se encuentran en varios niveles de este miembro. Cerca al tope, estos conglomerados portan también clastos de gneises del Proterozoico superior y Paleozoico (?) y rocas granitoideas de probable edad mesozoica (Lavenu et al., 1989; R. Tosdal, datos no publicados).

El miembro superior, que agrupa a los miembros 5 y 6 de Sirvas (1964), tiene un espesor promedio de 400 m y ostenta variaciones laterales mucho más acentuadas que el miembro inferior de esta Formación. Los componentes mayoritarios de este miembro son areniscas tobáceas gris-blanquecinas, a veces con tonalidades rojizas y verdosas, de grano usualmente grueso a conglo-merádico, y con burda estratificación. Intercalan irregularmente lentes de conglomerados y flujos de detritos con clastos, cuyos diámetros oscilan entre 1 y 20 cm, de basalto, andesita,

dacita, riolita bandeada, pómez, areniscas retrabajadas del miembro inferior, y rocas precámbricas. Otros importantes constituyentes son tobas de flujo no soldadas y tobas retrabajadas que hacia el norte adquieren espesores de alrededor de 100 m. Estas tobas son ricas en pómez y pobres en cristales (cuarzo, feldespato y biotita). Líticos de basalto y dacita pueden alcanzar al 2% en volumen.

### **Formación Abaroa (Mioceno inferior-Mioceno medio)**

La Formación Abaroa está expuesta en la parte occidental y meridional del área (Fig. 1). Consiste principalmente de una espesa secuencia de lavas basálticas y andesíticas con intercalaciones de areniscas rojas ricas en piroxeno y olivino, conglomerados y flujos de detritos con clastos de basaltos, andesitas, y dacitas o de roca del basamento precámbrico. El único lugar en el que se puede observar la relación con la unidad suprayacente es en los alrededores del prospecto La Española donde un contacto moderadamente discordante separa a esta formación del miembro superior de la Formación Mauri. El contacto con la unidad infrayacente no aflora. Por esta posición estratigráfica, y sus características litológicas, esta unidad se correlaciona con el miembro inferior de la Formación Mauri.

### **Formación Antajavi (Mioceno superior)**

La Formación Antajavi, expuesta solamente en las laderas del cerro del mismo nombre en la parte noroeste del mapa (Fig. 1), consiste en lahares y lavas dacíticas y andesíticas porfídicas que se han depositado por encima del miembro superior de la Formación Mauri. A su vez, están parcialmente cubiertas por lavas y tobas del Volcán Huaricunca. Su espesor promedio es de alrededor de 500 m.

### **Complejo Serkhe-Huaricunca (Mioceno superior-Plioceno)**

Las rocas del Complejo Serkhe-Huaricunca cubren un área extensa en la parte occidental de la región de Berenguela (Fig. 1). El complejo está constituido por volcanes groseramente coetáneos de edad miocena superior a pliocena,

reconociéndose dos centros eruptivos principales: El Volcán Serkhe al sur y el Volcán Huaricunca al norte. Se distinguen cuatro tipos de depósitos en este complejo: (1) tobas de flujo riolíticas no soldadas, (2) lavas dacíticas y andesíticas, (3) lahares, y (4) una avalancha incandescente de detritos. De éstos, sólo las lavas forman parte de los dos edificios volcánicos. Las tobas parecen provenir exclusivamente del Volcán Huaricunca en tanto que los lahares y la avalancha de detritos están relacionados al cono del Serkhe.

Las tobas de flujo son depósitos masivos y fácilmente erodables constituidos por abundantes pómez y cristales de feldespatos, cuarzo, y biotita. Líticos de basalto, andesita, y riolita son frecuentes en estas tobas junto a fragmentos de obsidiana. Localmente se encuentran depósitos de oleada piroclástica basal. Las lavas son remarcablemente espesas y a menudo han desarrollado una gruesa brecha basal. Fenocristales de hornblenda, biotita, augita, cuarzo, y feldespatos son perceptibles a simple vista. Las lavas de la cumbre del Volcán Huaricunca han sufrido alteración hidrotermal.

En el Volcán Serkhe, cuyas laderas tienen inclinaciones más pronunciadas que las del Huaricunca, extensos depósitos de lahares se han formado a partir de estas lavas cubriendo las partes inferiores del cono volcánico. El flanco oriental del volcán ha sido removido dando lugar a un crater abierto hacia el este y a la formación de un depósito de avalancha de detritos cuyo volumen es de 2.6 km<sup>3</sup> aproximadamente.

### **Formación Pérez (Plioceno)**

La Formación Pérez es una toba riolítica de edad pliocena (Evernden et al., 1977) extensamente expuesta en la parte sur del área de trabajo con un espesor de alrededor de 50m. Es fácilmente distinguible de las tobas más antiguas debido a su riqueza en cristales, el mayor grado de soldadura, y su posición horizontal que mantea todas las rocas anteriores. En algunos afloramientos al sur del río Mauri (Fig. 1) se observa un delgado horizonte de arenisca con fuerte impregnación de óxidos de hierro infrayaciendo concordantemente a esta toba. La fuente de esta Formación piroclástica no es conocida pero sin duda se encuentra fuera del área de estudio.

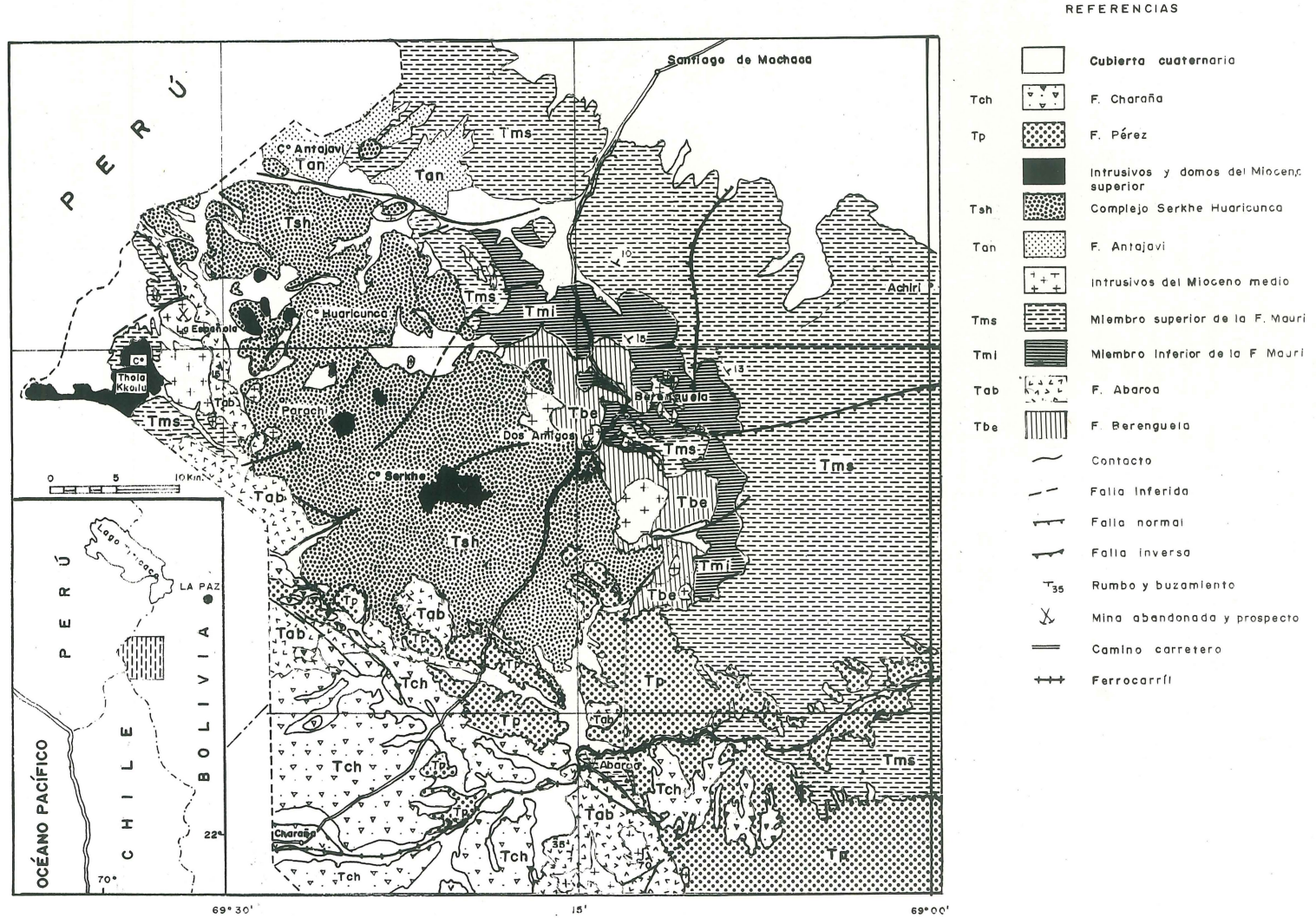


Figura 1.— Mapa geológico de la región de Berenguela.

## Formación Charaña (Plioceno-Cuaternario)

Sedimentos lacustres, denominados Formación Charaña por Sirvas (1964), han sido depositados en la parte sur del área (Fig. 1) sobre las mesetas formadas por las tobas de la Formación Pérez. Se trata de sedimentos arcillosos de color blanco-amarillento, algo tobáceos y laminados. Intercala entre ellos una toba de flujo no soldada, de no más de 3 m de espesor, muy rica en pómez y pobre en cristales. Hacia el tope de la Formación se hacen más abundantes los depósitos calcáreos de origen orgánico.

## Rocas Intrusivas

Cuerpos intrusivos de edad miocena media (Fig. 1), de diverso tamaño, forma, y composición se han emplazado en las rocas de las formaciones sedimentarias y volcano-sedimentarias del Oligoceno y Mioceno inferior. Otros cuerpos de probable edad miocena superior han intruido preferentemente rocas del complejo volcánico Serkhe-Huaricunca. Las intrusiones del Mioceno medio tienen composiciones que varían de basaltos a riolitas, en tanto que las del Mioceno superior son andesitas y dacitas. En la figura 1 están ubicados solamente los cuerpos intrusivos principales.

Pequeños intrusivos porfídicos de andesita y basalto están hospedados en sedimentos de las Formaciones Berenguela y Abaroa y el miembro inferior de la Formación Mauri (Fig. 1). Sus texturas y mineralogía son idénticas a las de las lavas de la misma composición que también se encuentran intercalando en estas formaciones. Por otra parte, pórfidos dacíticos con hornblenda y/o biotita han formado algunos de los cuerpos intrusivos más grandes del área de estudio, en algunos casos en asociación con riolitas porfídicas. Uno de estos cuerpos en el prospecto La Española (Fig. 1) ha sido mineralizado y afectado por alteración hidrotermal. Las riolitas afaníticas forman diques y plugs o cuerpos de formas más irregulares. Diminutos cristales de biotita y cuarzo son a veces perceptibles en estas rocas. Una de estas intrusiones riolíticas aloja la mineralización de la antigua mina Dos Amigos (Capítulo IV-E, Fig. 1).

Intrusivos y domos dacíticos más jóvenes se han emplazado preferentemente en el lado

occidental del Volcán Huaricunca (Fig. 1); un complejo de domos ha atravesado también los depósitos de avalancha de detritos del volcán Serkhe arrastrando rocas del substrato. Las características texturales de estas rocas son muy próximas a las de las lavas de estos volcanes sugiriendo una estrecha relación genética. Algunos de estos intrusivos han sufrido alteración hidrotermal pero no se conoce mineralización asociada a ellos.

El cerro Thola Kkollu, en el extremo occidental del área de estudio (Fig. 1), consiste en un complejo de domos de composición dacítica. Sus rocas no están datadas pero por sus características químicas éstas se asemejan a las que han intruido el Volcán Huaricunca.

## GEOCRONOLOGIA

Once nuevas dataciones K-Ar de rocas de la región de Berenguela han sido hechas durante la presente investigación (Tabla 1, Fig. 2), las que conjuntamente a las otras diez realizadas por Evernden et al., (1977) y Lavenu et al., (1989) proveen de un buen soporte a las interpretaciones geológicas. Ocho de las nuevas dataciones fueron llevadas a cabo en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) y las tres restantes fueron hechas por el U.S. Geological Survey.

Dos nuevas dataciones de 13.6 y 13.5 Ma (Tabla 1, muestras NJ-D2 y RHBQ-36) han confirmado la edad miocena media de las tobas ubicadas cerca al tope del miembro superior de la formación Mauri. Evernden et al., (1977) habían datado una muestra de estas tobas, recolectada en los alrededores de Achiri, en 10.5 Ma (Tabla 1, muestra IL). Otra toba de flujo no soldada, pero de la base del miembro superior de la formación Mauri, ha dado edades de  $18.3 \pm 0.7$  y  $18.1 \pm 0.6$  Ma (Tabla 1, muestras RHBQ-12 y RHBQ-18). Esta toba se depositó discordantemente tanto sobre el miembro inferior de la Formación Mauri, cuyas lavas fueron datadas en 25 Ma por Evernden et al., (1977) y Lavenu et al. (1989) (Tabla 1, muestras IO y BO3), como sobre la Formación Berenguela. Por lo tanto, la orogenia que dió origen a esa discordancia tiene una edad entre 25 y 18 Ma. Sebrier et al., (1988) reconocieron una fase orogénica de similar edad en el sur del Perú que

**Tabla 1.**— Edades radiométricas (K/Ar) de rocas volcánicas e intrusivas de la región de Berenguela. Incluye edades determinadas como parte de la presente investigación por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) y el U.S. Geological Survey (USGS) y otras edades por Everden et al., (1977) y Lavenu et al., (1988).

## ANÁLISIS POR SERNAGEOMIN

MUESTRA	MINERAL	LOCALIZACION	LATITUD	LONGITUD	% K	Ar rad mol/g	% Ar Atm	EDAD Ma	FORMACION
F-5	Biotita	Volcan Huaricunca	17°13'02"	69°24'12"	7.126	1.582	74	5.7+/-0.7	F. Huaricunca
NJ-D2	Biotita	NE de Estancia Liamkheri	17°15'50"	69°14'30"	5.907	3.136	76	13.6+/-1.1	Toba, Mauri Sup.
L-31	Anfibol	Camino Catacora-Thola Khollu	17°11'46"	69°32'19"	0.794	0.348	87	11.2+/-2.4	Dique, Mauri Sup.
BHBQ-42	Biotita		17°20'16"	69°19'52"	6.588	1.263	76	4.9+/-0.6	Cuarzolatita
RHBQ-56	Biotita		17°25'22"	69°10'13"	6.321	3.616	42	14.7+/-0.8	Toba
RHBQ-12	Biotita		17°19'20"	69°11'19"	7.461	5.329	36	18.3+/-0.7	Toba
RHBQ-36	Biotita		17°18'11"	69°15'50"	7.183	3.729	53	13.5+/-0.6	Toba
RHBQ-18	Biotita				7.32	5.169	33	18.1+/-0.6	Toba

## ANÁLISIS POR U. S. GEOLOGICAL SURVEY

MUESTRA	MINERAL	LOCALIZACION	LATITUD	LONGITUD	% K	Ar rad mol/g	40Ar* %	EDAD Ma	FORMACION
OF-105	Anfibol	Volcan Antacahua	17°06'29"	69°26'16"	0.846	9.499E-11	14	7.0+/-0.3	F. Antacahua
OF-107	Biotita	Cerca a Parachi	17°16'42"	69°28'38"	8.4	1.328E-10	35.2	10.9+/-0.3	Intrusivo Pokkerkollo
AH-5530	Alunita	Cerro San Geronimo			4.17	6.127E-11	60.3	10.3+/-0.3	Prospecto La Española

## ANÁLISIS DE EVERNDEN et al., (1977)

IA	Feld. K		17°24'	69°24'	8.7	44		2.2	F. Pérez
IB	Biotita		17°24'	69°24'	6.64	75		3	F. Pérez
IL	Biotita	Cerro Hakokota	17°11'	69°10'	6.63	25		10.5	Toba Mauri 6
IO	Plagioclas		17°14'	69°08'	0.73	34		25.6	Lava Mauri 4
IT	Augita	SW Estancia Abaroa	17°32'	69°20'	0.023	88		14.6	Lava F. Abaroa

## ANÁLISIS DE LAVENU et al., (1989)

BO3	Rx total	Estancia Kusima	17°14'28"	69°14'29"	4.28	58.4	3.488E-10	25.2+/-1	F. Mauri ?
LA 80.2	Plg.	Estancia Abaroa	17°33'14"	69°14'18"	4.3	89.7	2.901E-10	20.8+/-0.5	F. Abaroa
LA 80.4	Rx total	Cerro Lupijcala	17°33'54"	69°13'31"	2.68	69.2	1.172E-10	13.5+/-0.4	F. Abaroa
LA 82.2	Plg.	Ayo Ayo	17°07'42"	68°59'00"	1.3	58	1.2E-11	2.85+/-0.39	?
BO4	Plg.	Estancia Sacacani	17°25'05"	69°18'07"	1.015	33	1.88E-11	5.7+/-0.5	Lava F. Serke

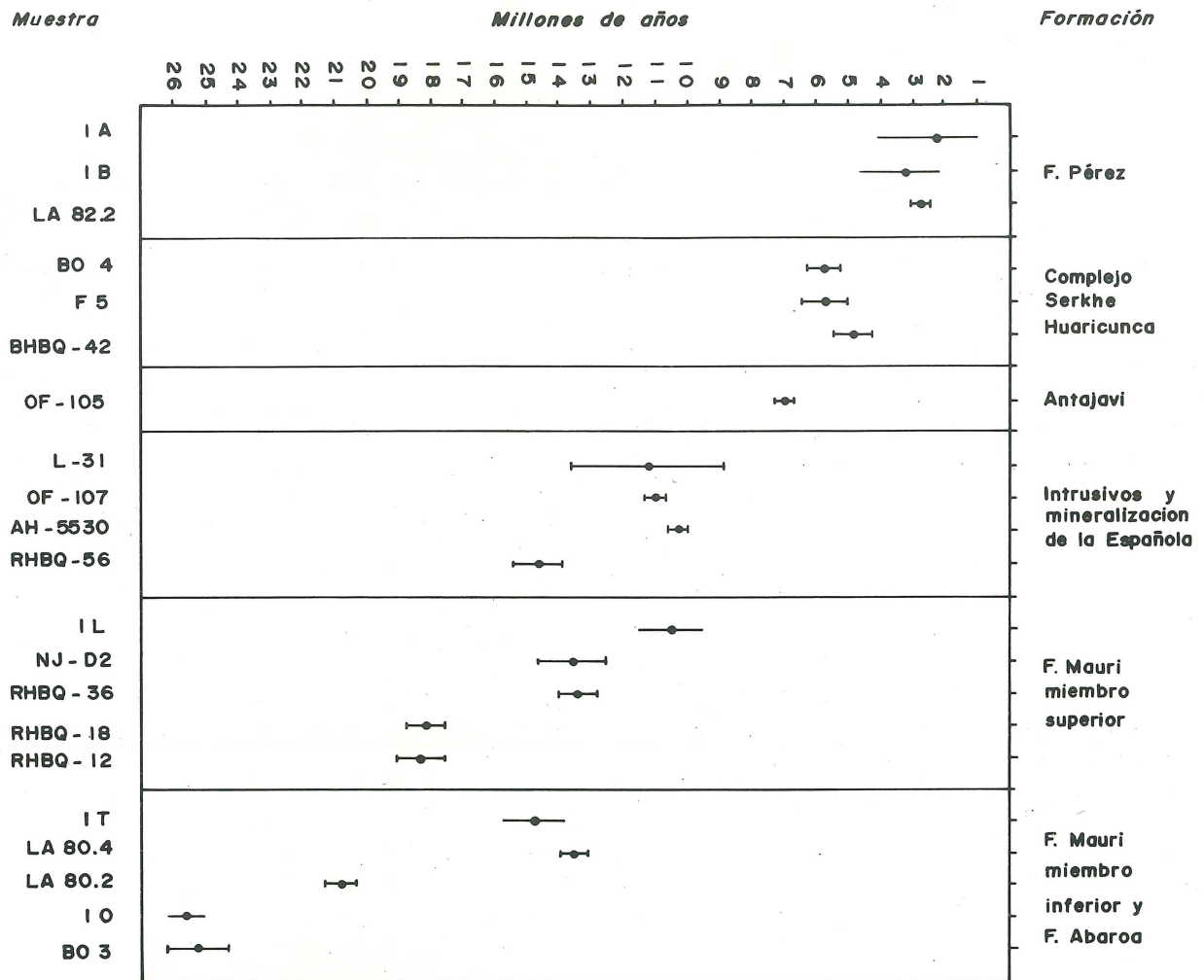


Figura 2.— Edades radiométricas de las unidades estratigráficas de la región de Berenguela descritas en el texto.

deformó a las rocas de la parte inferior del grupo Tacaza.

Las observaciones de terreno indican que la mayor parte de los intrusivos de composición dacítica y riolítica hospedados en las Formaciones Berenguela, Mauri, y Abaroa se han emplazado durante el Mioceno medio. Esta conclusión fue confirmada por dos dataciones de estas intrusiones en la parte occidental del área (Fig. 1). Un dique que intruye a la formación Mauri fue datado en  $11.2 \pm 2.4$  Ma (Tabla 1, muestra L-31), edad que está en acuerdo con otras dos de  $11.2 \pm 0.7$  y  $11.8 \pm 0.8$  Ma obtenidas en muestras del intrusivo que aloja la mineralización del prospecto La Española (Soria-Escalante y Terrazas, 1992). Otro intrusivo que aflora en el cerro Pokkerikollo, cerca a Parachi (Fig. 1), dió una edad de  $10.9 \pm 0.3$  Ma (Tabla 1, muestra OF-107).

Otras dos dataciones fueron obtenidas en muestras de las lavas de la cumbre de los cerros Antajavi y Huaricunca. La lava del cerro Antajavi dió una edad de  $7.0 \pm 0.3$  Ma (Tabla 1, muestra OF-105), mientras que la lava del cono del Huaricunca fue datada en  $5.7 \pm 0.7$  Ma (Tabla 1, muestra F-5), edad similar a la que Lavenu et al., (1989) reportaron para el Volcán Serkhe (Tabla 1, muestra BO4).

## PETROLOGIA Y COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS IGNEAS

Basaltos y andesitas de la Formación Abaroa y del miembro inferior de la Formación Mauri tienen características similares. Una pasta de textura pilotáxica constituida principalmente por microlitos de labradorita envuelve fenocristales de augita, olivino, y plagioclasa labradorítica. En algunas muestras la augita y plagioclasa alcanzan tamaños de 1 y 2 cm, respectivamente, presentando bordes corroídos y, en ciertos casos, zonación prominente. Ocasionalmente se encuentran algunos cristales de nefelina. En las rocas más diferenciadas la oxihornblenda y la flogopita son minerales comunes.

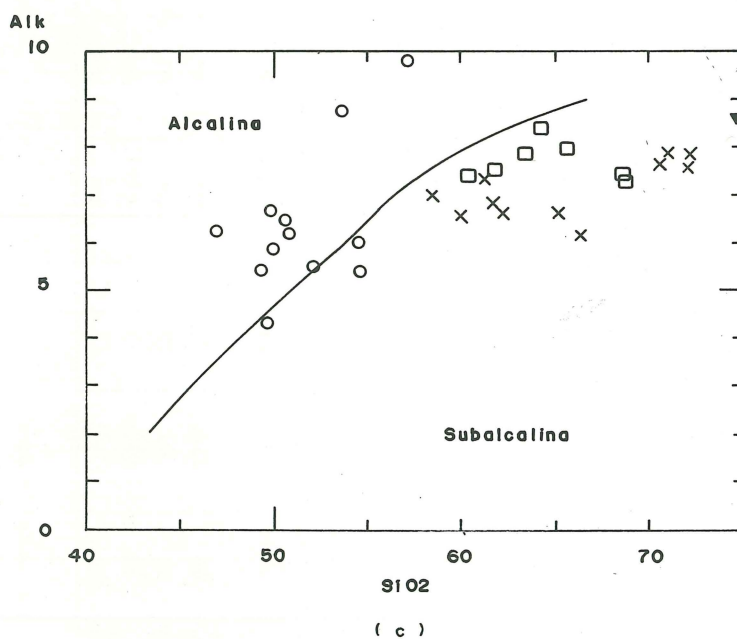
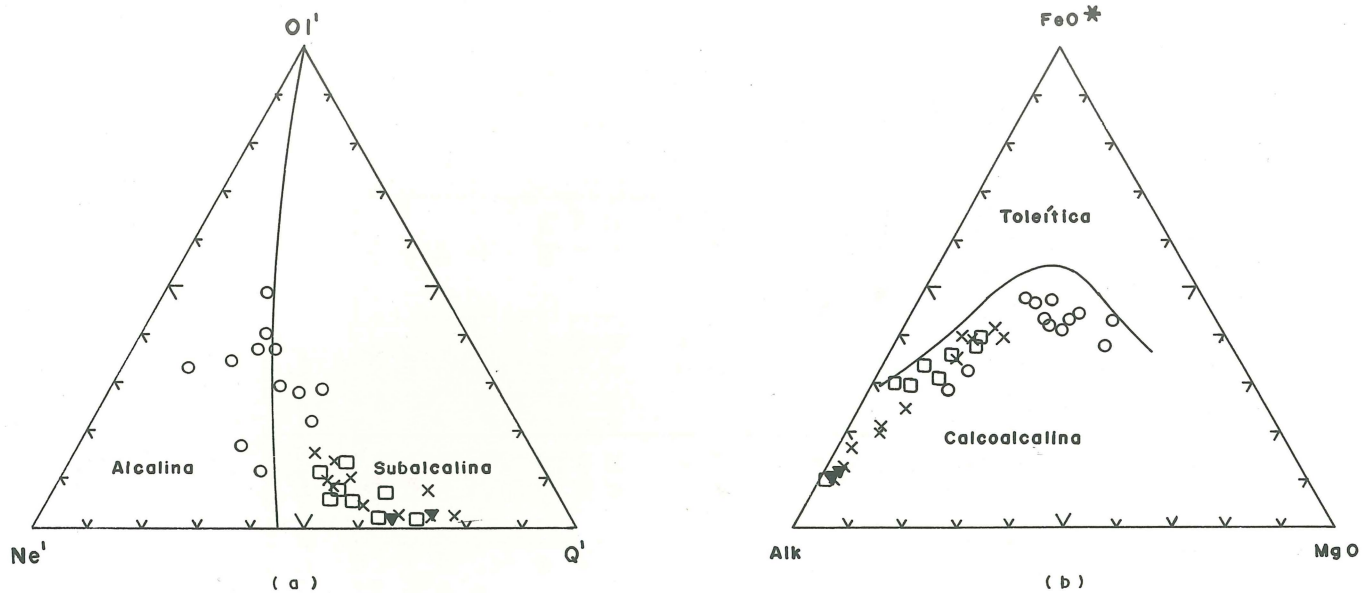
Las tobas soldadas de la Formación Pérez y las no soldadas del miembro superior de la Formación Mauri y de la base del Complejo Huaricunca son bastante parecidas bajo el microscopio. En ellas se observan fragmentos de fenocristales de cuarzo,

plagioclasa, y sanidina que muestran engolfamientos y fracturamiento intenso. Hojuelas de biotita se presentan en cristales prismáticos de pequeña dimensión, fino clivaje, y fuerte pleocroismo. La pasta es vítrica, con presencia de shards y esferolitas. Fragmentos de pómez, andesita, y roca precámbrica son también frecuentemente encontradas en las secciones delgadas.

Lavas e intrusivos de edad miocena media y superior, de composición dacítica y andesítica, están constituidos por fenocristales de hornblenda, biotita, y plagioclasa (oligoclasa y andesina) dispersos en una pasta microcristalina o vítrica. En algunas de estas rocas la augita puede llegar a ser el mineral máfico predominante, pero usualmente está presente en cantidades reducidas. El cuarzo y la sanidina, que aparecen ocasionalmente en las dacitas, son relativamente abundantes en las riolitas, presentándose con formas anhedrales. La pasta vítrica exhibe una estructura fluidal.

Por sus características químicas, dos grupos de rocas volcánicas se pueden reconocer en el área de Berenguela (Tabla 2): (1) Las lavas e intrusivos de composición basáltica a andesítica del Oligoceno superior al Mioceno inferior y medio que tienen afinidades shoshonítica y alcalina, y (2) las rocas andesíticas a riolíticas del Mioceno medio a superior y del Plioceno de carácter calcoalcalino rico en potasio. Las rocas del primer grupo (Tabla 2) contienen de 46 a 56 % de  $\text{SiO}_2$  y son relativamente ricas en CaO, MgO, y álcalis, así como en  $\text{TiO}_2$ , Ni, Cu, y Sr. Muchas de éstas forman nefelina normativa (Fig. 3a) y por lo general son subsaturadas. En el triángulo AFM (Fig. 3b) no muestran más que una ligera tendencia al enriquecimiento en  $\text{FeO}^*$ . De acuerdo con el diagrama total álcalis-sílice la mayor parte de estas rocas son traquibasaltos (Fig. 4).

Las rocas del segundo grupo tienen, por el contrario, un carácter químico de intermedio a ácido. El rango de  $\text{SiO}_2$  varía entre 58 y 75 % (ver Fig. 4), correspondiendo a composiciones desde andesita o traquiandesita hasta riolita. Todas son saturadas en sílice, dando lugar a la formación de cuarzo normativo. Además, la aparición en la norma de una escasa cantidad de corindón en algunas de estas rocas indicaría algún grado de contaminación cortical. Como las del primer grupo, son también ricas en álcalis, aunque de carácter subalcalino (Fig. 3a, 3c), siendo perceptible un ligero incremento de estos



**Figura 3.**— Diagramas (a) Nefelina-Olivino-Cuarzo normativos, (b) AFM, y (c) Sílice-álcalis, según Irvine y Baragar (1971). Círculos: rocas de la formación Abaroa y miembro inferior de la formación Mauri (Oligoceno superior a Mioceno inferior y medio); equis: rocas intrusivas y tobas del miembro superior de la formación Mauri (Mioceno medio); cuadrados: rocas del complejo Serkhe-Huaricunca y la formación Antajavi (Mioceno superior); triángulos llenos: tobas de las formaciones Pérez y Charaña.



**Tabla 2.**— Análisis químicos de rocas volcánicas seleccionadas de la región de Berenguela. Los análisis de elementos mayoritarios fueron hechos por fluorescencia de Rayos X, y los de elementos traza por ICP en los laboratorios canadienses KRAL y Bondar-Clegg.

MUESTRA	MIOCENO INFERIOR			MIOCENO MEDIO			MIOCENO SUPERIOR			PLIOCENO
	NJ-32	NJ-35	NJ-311	L-24	ES-9	NJ-38	O-1	O-2	W-518	NJ-36
SiO <sub>2</sub>	53.40	49.40	48.70	58.80	62.00	74.90	62.40	72.40	57.80	73.80
TiO <sub>2</sub>	1.11	1.35	1.04	0.82	0.72	0.21	0.70	0.12	0.95	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.90	18.50	12.90	16.70	17.10	12.40	16.30	12.60	16.70	13.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	9.00	9.31	9.74	6.61	5.63	1.12	5.05	0.96	6.86	1.23
MnO	0.12	0.15	0.19	0.11	0.08	0.05	0.06	0.06	0.11	0.06
MgO	3.47	4.23	9.90	2.63	1.51	0.21	1.43	0.10	3.30	0.27
CaO	7.34	7.25	8.42	5.53	4.50	0.35	3.71	0.77	5.61	0.87
Na <sub>2</sub> O	2.88	3.15	2.45	3.63	3.36	2.05	3.96	3.06	3.90	3.93
K <sub>2</sub> O	3.11	2.84	3.29	2.79	3.03	6.99	3.42	5.45	3.00	4.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.79	0.81	0.33	0.33	0.13	0.26	0.11	0.42	0.05
LOI	2.39	2.16		1.47	1.20	0.77	0.97	4.13	1.00	1.16
TOTAL	100.11	99.13	98.98	99.42	99.46	99.18	98.26	99.76	99.65	99.93
Cu	98	206	100	36	26	6	14	2	32	7
Zn	92	95	237	52	79	32	45	8	107	39
Sr	568	880	1,010	1,620	600	46	380	100	1,260	180
Ba	809	1,000	1,260	740	1,300	563	999	390	1,470	541

NJ-32 Lava, F. Mauri inferior

NJ-35 Lava, F. Abaroa

NJ-311 Lava F. Abaroa

L-24 Intrusivo, al norte del prospecto La Española

ES-9 Dique, prospecto La Española

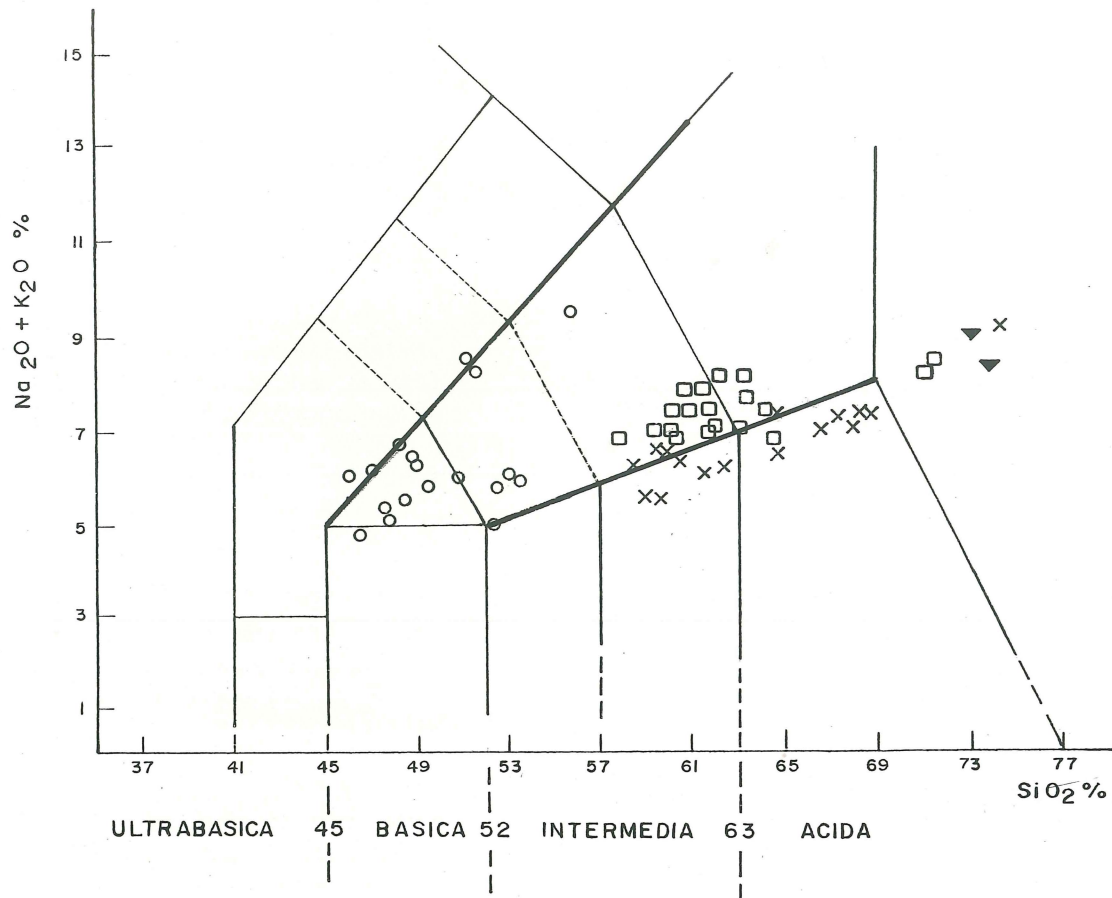
NJ-38 Dique, al sud de la Estación Abaroa

O-1 Domo Chuquivakkollu, SE de Parachi

O-2 Toba Huaricunca

W-518 Lava, F. Antajavi

NJ-36 Toba, F. Perez



**Figura 4.**— Clasificación de las rocas volcánicas de la región de Berenguela basada en el diagrama de Sabine (1989). Todos los símbolos son similares a los de la figura 3.

elementos en las rocas del Mioceno superior con respecto a las del Mioceno medio. Por otra parte, sus contenidos en Cu y Ni son sensiblemente inferiores a los del grupo anterior.

Basaltos y andesitas shoshoníticos y alcalinos del Oligoceno superior al Mioceno inferior y medio del área de estudio parecen ser el resultado de bajos grados de fusión parcial de una fuente mantélica. Así se deduce de los contenidos relativamente elevados en elementos incompatibles que muestran estas rocas ( $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ba, Sr). Un fraccionamiento de plagioclasa y olivino es también evidente a partir del comportamiento del Sr y Ni. La aparición de

hornblenda y micas en las rocas más diferenciadas de este grupo implica un cambio en las condiciones de evolución de estos magmas desde un régimen anhidro a otro hidratado.

Las andesitas, dacitas, y riolitas calcoalcalinas ricas en potasio del Mioceno medio al Plioceno parecen haber evolucionado en cámaras de magma ubicadas a poca profundidad de la corteza. Probablemente derivaron de magmas parecidos a los del primer grupo por fraccionamiento de plagioclasa y hornblenda y algún grado de contaminación cortical. Las características químicas de ambos grupos sugieren que estas rocas se han generado en un ambiente de trasarco.

## CONCLUSIONES

Las rocas de la región de Berenguela son el resultado de varios ciclos de sedimentación y actividad magmática que tuvieron lugar desde el Terciario inferior hasta el Plioceno. El magmatismo, que se inició en el Oligoceno superior, hace unos 25 Ma, exhibe un cambio composicional de shoshonítica-alcalina a calcoalcalina rica en potasio hacia los 11 Ma. Las rocas basálticas a andesíticas de filiación shoshonítica a alcalina del Oligoceno superior al Mioceno medio no albergan más que pequeños prospectos de cobre en el área de estudio. Por el contrario, las dacitas y riolitas calcoalcalinas de alto contenido de potasio del Mioceno medio y superior están genéticamente relacionadas a los principales depósitos de metales preciosos en la región de Berenguela. La edad de estos depósitos coincide con la edad de formación de la mayor parte de los yacimientos de la faja estañífera boliviana situada unos 200 km. al Este del área de estudio (Grant et. al., 1977; Schneider y Halls, 1985).

## REFERENCIAS CITADAS

- Evernden, J., Kriz, S., y Cherroni, C., 1966, Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplánica a base de edades absolutas determinadas por el método Potasio-Argón: Servicio Geológico de Bolivia, Hoja informativa N° 1.
- Evernden, J., Kriz, S., y Cherroni, C., 1977, Potassium-Argon ages of some bolivian rocks: *Economic Geology*, v. 72, p. 1042-1061.
- Ferrey, C.J., 1970, Estudio geológico de la región de la Estación Ferroviaria de Eduardo Abaroa: Tesis de grado inédita, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 70 p.
- Grant, J.N., Halls, C., Avila, W. Snelling, N.J., 1979, K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian Tin Belt: *Economic Geology* 74, p. 838-851.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Lavenu, A., Bonhomme, M.G., Vatin-Perignon, N, y De Pachtere, P., 1989, Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S and 18°S: Stratigraphy and K/Ar geochronology: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, N° 1, 35-47.
- Lehmann, B., 1978, A precambrian core sample from the Altiplano/Bolivia: *Geologische Rundschau*, v. 67, p. 270-278.
- Nuñez, R., 1964, Estudio geológico de la zona Charaña-Eduardo Abaroa-General Pérez: Tesis de grado inédita, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 54 p.
- Sabine, P.A., 1989, Setting standards in Petrology: The Commission on systematics in Petrology: *Episodes*, v. 12, No. 2, P. 84-86.
- Schneider, A., Halls, C., 1985, Chronology of eruptive processes and mineralization of the Frailes-Karikari volcanic field, Eastern Cordillera, Bolivia: *Comunicaciones* 35, p. 217-224.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., y Soulas, J.P., 1988, Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present: *Géodynamique* 3 (1-2), p. 85-106.
- Sirvas, J.F., 1964, Estudio geológico de la región Tambo Mauri-Berenguela. Provincia Pacajes del Departamento de La Paz, República de Bolivia: Tesis de grado inédita, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 84 p.
- Soria-Escalante, E., y Terrazas, R., 1992, La Española prospect in Geology and mineral resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia: *U.S. Geological Survey Bull.* 1975, p. 184-187.
- Wallace, A.R., Hardyman, R.F., Tosdal, R.M., Jiménez, N., Lizeca, J.L., and Murillo, F., (en prensa), Cenozoic geology and mineral deposits of the Berenguela district, northwestern Bolivia, in *Advances related to United States and international mineral resources--developing frameworks and exploration technologies*, B.R. Berger and P.S. Detra, eds.: *U.S. Geological Survey Bull.* 2039.

## **B.— CRONOLOGIA Y ANALISIS ESTRUCTURAL DE LAS ROCAS CENOZOICAS EN LA REGION DE BERENGUELA**

por Fernando Murillo S.  
Servicio Geológico de Bolivia

Richard M. Tosdal  
U.S. Geological Survey

---

### **INTRODUCCION**

La cronología de los eventos tectónicos, de sedimentación y volcanismo en el Distrito de Berenguela junto al análisis estructural, fueron realizados para el mejor entendimiento de la distribución y carácter de las estructuras mineralizadas de este distrito. Un objetivo adicional de este estudio fue el de correlacionar los ciclos tectónicos y sedimentarios en el Distrito de Berenguela con ciclos similares reconocidos en la región norte central del Altiplano boliviano.

Las rocas del distrito de Berenguela descritas en la parte A de este informe, en general, pueden ser divididas en rocas sedimentarias continentales de edad eocena a oligocena y rocas sedimentarias continentales, volcánicas, volcanoclásticas e intrusivas de edad miocena a cuaternaria. Estas rocas fueron afectadas por los diferentes pulsos tectónicos que se sucedieron a lo largo de la historia geológica de la región.

### **MARCO TECTONICO REGIONAL**

Como consecuencia de la actividad tectónica de deformación que se sucedió a lo largo de la historia cenozoica de la región de Berenguela, se formaron diferentes tipos de estructuras. Se ha establecido la presencia de dos fallas regionales, la Falla San Andrés y la Falla Límite Intra-Andina, las mismas que jugaron un papel muy importante en la geodinámica, no solo del área de estudio, sino también de toda la región altiplánica. La Falla San Andrés, definida como una falla de desgarre (strike-slip), se encuentra ubicada al este del pueblo de Berenguela. Según Martínez (1979), esta falla controló parte de la geodinámica de la región altiplánica y delimita dos importantes dominios estructurales (Fig. 1): (1) un dominio occidental, en general poco plegado y deformado que se desarrolla sobre un zócalo pre-cámbrico; y (2) un dominio oriental bien plegado y que se desarrolla sobre un substrato paleozoico. Estos dominios proporcionarán el marco de referencia

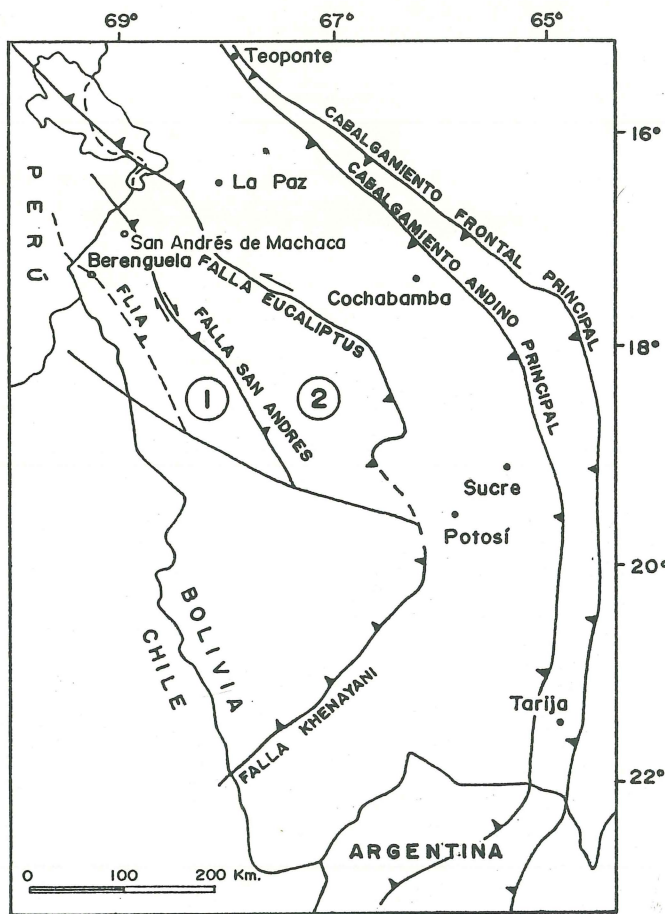
para una posible geocorrelación más adelante. La Falla Límite Intra-Andina se infiere a partir de los estudios estratigráficos realizados por Sempere et al. (1990), que determinaron la presencia de dos fajas de características estratigráficas muy diferentes, las mismas que se encontrarían limitadas por esta estructura. La traza de esta falla, según estos investigadores, atravesaría la zona de estudio (Fig. 1).

Se han reconocido dos generaciones de plegamiento particularmente conspicuos, los mismos que han sido diferenciados en base a la determinación de sus características geológicas y relaciones geocronológicas. Los ejes de pliegue de la primera generación se orientan en dirección E a

N70°W, y se encuentran afectando moderadamente tan solo a los sedimentos de la Formación Berenguela. Los ejes de pliegue de la segunda generación se orientan en dirección N a N15°W, y se encuentran afectando tanto a los sedimentos de la Formación Berenguela como a los de la Formación Mauri (Fig. 2). La sobreposición de ambas generaciones de plegamiento ha determinado la formación del domo estructural de Berenguela.

## ANÁLISIS DE LINEAMIENTOS

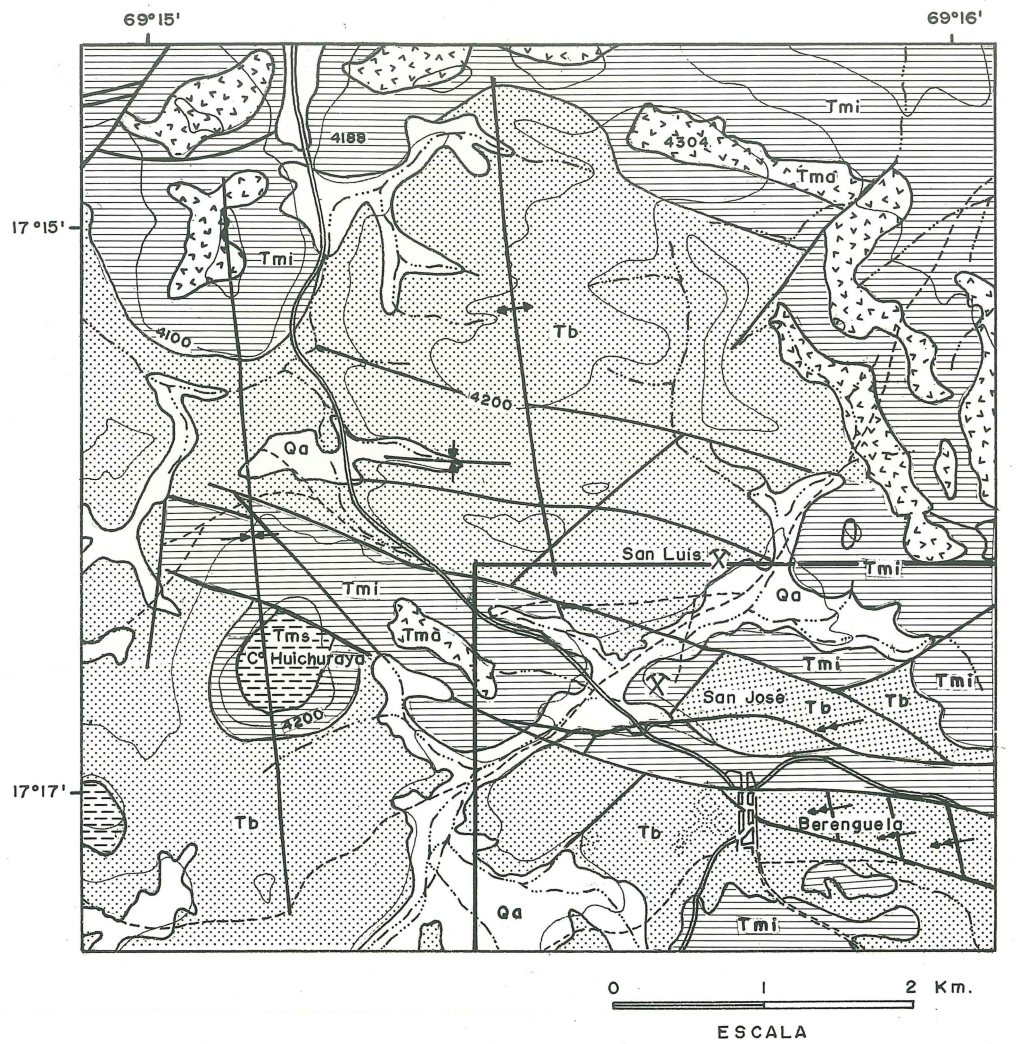
Como parte de los estudios relacionados con el marco estructural se ha preparado un mapa de los lineamientos (Fig. 3), en base a imágenes de satélite. De estos lineamientos se ha logrado identificar tres sistemas dominantes que son las siguientes: (1) N70°W a N35°W — un sistema más o menos paralelo a un importante sistema de fallas ubicado al sur del Volcán Serkhe; (2) N15°W a N20°E — un sistema más o menos paralelo a la Cadena Andina y al arco magmático de la Cordillera Occidental; las fallas San Andrés y Límite Intra-Andina forman parte de este sistema; y (3) N60°E a N90°E — sistema más o menos paralelo a un sistema de fallas que ocurren al oeste del Volcán Sinejavi (Fig. 3). Otros lineamientos, que no están relacionados a estos sistemas representarían, en parte, el fallamiento y fracturamiento debidos a la tumescencia generada por el ascenso de la cámara magmática, en razón a la disposición radial de estos lineamientos a lo largo del margen nororiental del domo estructural de Berenguela.



**Figura 1.**— Mapa tectónico simplificado de Sempere (1990), mostrando los elementos estructurales mayores de los Andes bolivianos y los dominios estructurales del Altiplano propuestos por Martínez (1979): (1) Dominio Occidental; (2) Dominio Oriental. FLIA -Falla Límite Intra-Andina.

## GEOLOGIA ESTRUCTURAL DEL AREA DE BERENGUELA

En los alrededores de la población de Berenguela, ocurre un complejo sistema de fallas (Fig. 4), que afecta particularmente a las areniscas del tope de la Formación Berenguela y, en menor grado, a la secuencia del Miembro inferior de la Formación Mauri suprayacente. En general, estas fallas son de alto ángulo y de tipo normal. Sin embargo, las diferentes generaciones de estrías expuestas en los planos de falla, demuestran movimientos subverticales, oblicuos e incluso subhorizontales, generalmente normales,



LEYENDA

	Cuaternario Aluvial		Eje anticlinal
	Miembro Superior Fm. Mauri		Eje sinclinal
	Andesitas Miembro Inferior Fm. Mauri		Falla
	Miembro Inferior Fm. Mauri		Contacto litológico
	Formación Berenguela		Pliegue homoclinal
			Labores mineras

Figura 2.— Mapa geológico del área de Berenguela. Área en recuadro ubicación de la figura 3.

poniendo en evidencia una sucesión de pulsos tectónicos. Las fallas principales tienen rumbos de N85°W a N60°W, mientras que otras fallas de orientación N30°W a N10°W, se encuentran subordinadas a las anteriores. Las fallas principales se han constituido en el medio hospedante más favorable para la mineralización en Berenguela.

Localmente ocurren una serie de pliegues homoclinales "en-échelon", afectando las areniscas del tope de la Formación Berenguela (Fig. 4), que se formaron como consecuencia del movimiento de un bloque infrayacente (drape fault).

## ANÁLISIS DINAMICO DE ESFUERZOS

El análisis dinámico de esfuerzos se ha fundamentado en el estudio de las relaciones geométricas y dinámicas de las macro-estructuras del área de Berenguela. En el presente estudio, el objetivo principal ha sido el de determinar las direcciones principales de deformación, durante los diferentes pulsos tectónicos. Tal información tiene el fin de posibilitar su correlación con aquellos pulsos tectónicos determinados en otras regiones en general y con aquellos reconocidos en la región del Altiplano norte central en particular (dominio oriental).

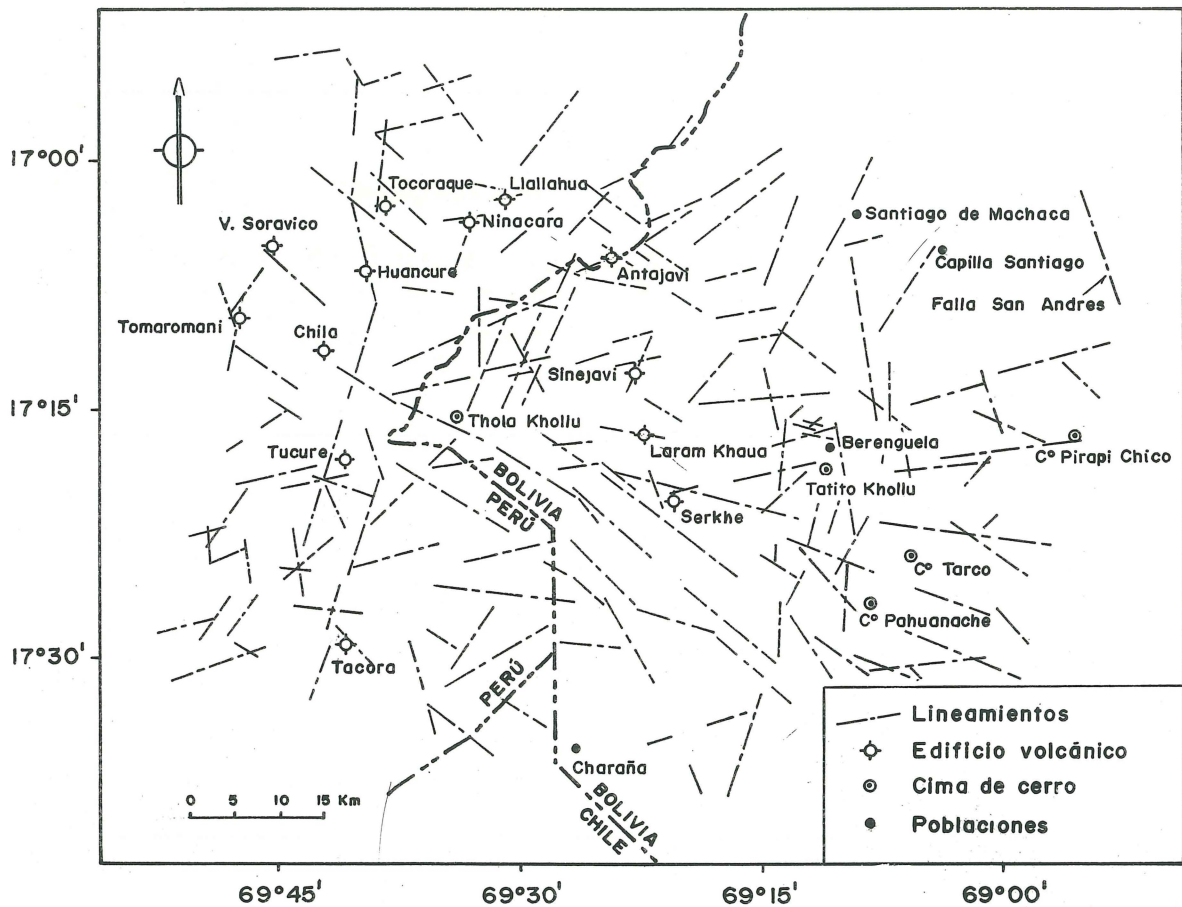


Figura 3.— Mapa mostrando los lineamientos principales en la región de Berenguela. Interpretación de la imagen TM 002/072

En primer lugar se ha realizado el análisis de los plegamientos regionales, pues se considera que estas estructuras se han formado como consecuencia de la actividad de dos de los pulsos tectónicos más intensos que afectaron la región. La orientación de los ejes de pliegue (Fig. 1) permitirán determinar aproximadamente la orientación de las direcciones principales de compresión ( $\sigma_1$ ) y de extensión ( $\sigma_3$ ). La orientación E-W a  $70^\circ$ W de los ejes de pliegue de la primera generación permite asumir que las direcciones principales de deformación del pulso tectónico responsable de su formación, habrían actuado de la siguiente forma:  $\sigma_1 = N10^\circ$ E y  $\sigma_3 = N80^\circ$ W, aproximadamente. La orientación de los ejes de pliegue N-S a  $10^\circ$ W de la segunda generación, permite asumir que las direcciones principales de deformación, durante la actividad tectónica, habrían actuado de la siguiente manera:  $\sigma_1 = N80^\circ$ E y  $\sigma_3 = N10^\circ$ W, aproximadamente.

Por otra parte se ha realizado el análisis geométrico y dinámico del sistema de fallas que afectan a las Formaciones Berenguela y Mauri, en base a un mapeo geológico-estructural a semidetalle del área de estudio (Fig. 3). El diseño anastomazado y la complejidad del sistema de fallas, sumado al carácter "en-échelon" de algunas estructuras y otras características intrínsecas de los planos de fallas constituyen el reflejo, en superficie, de una falla de desgarre profunda. Las otras características incluyen los elevados ángulos de buzamiento de los planos de falla, y la disposición oblicua, subvertical y subhorizontal de diferentes generaciones de estrías.

Se ha comparado las relaciones geométricas del sistema de fallas de Berenguela y estructuras asociadas, con los modelos mecánicos denominados "cizalla pura" y "cizalla simple" (Fig. 5), por Sylvester (1988). De los dos modelos, el denominado cizalla simple, parece explicar en mejor forma las relaciones geométricas y dinámicas del sistema de fallas y estructuras asociadas que se han desarrollado en el área de estudio. Este modelo, la disposición de los ejes de pliegue, y la orientación y el movimiento relativo de algunos juegos de fallas sugieren que la falla de desgarre tendría un rumbo aproximado de  $N40^\circ$ W. Durante el pulso tectónico pre-Formación Mauri, la falla de desgarre habría tenido un movimiento relativo de tipo dextral.

Durante el pulso post Formación Mauri y pre Sercke (Fig. 6), se habría producido la reactivación

de la falla de desgarre con un movimiento relativo sinistral. Durante este pulso se formó una serie de pliegues homoclinales "en-échelon", que afectan principalmente al tope de la Formación Berenguela y que tipifican las manifestaciones superficiales de las fallas de desgarre profundas. Las relaciones dinámicas que el modelo determina en ambos casos, coinciden con las obtenidas mediante el análisis de los plegamientos regionales.

Finalmente, se ha realizado el análisis estadístico computarizado de los datos de campo obtenidos en los diferentes juegos de fallas que afloran en el área de estudio. El análisis consistió en la agrupación sistemática de los datos de campo en familias, en base a sus equivalencias dinámicas, proceso tras el cual se han determinado dos claras y significativas tendencias (Fig. 7). Una tendencia de compresión  $N80^\circ$ E, posiblemente relacionada al pulso de deformación de edad Miocena superior (Quechua III, Fig. 6) y una segunda tendencia de extensión N-S, posiblemente relacionada a una fase tectónica del Plio-Pleistoceno (Lavenu, 1986).

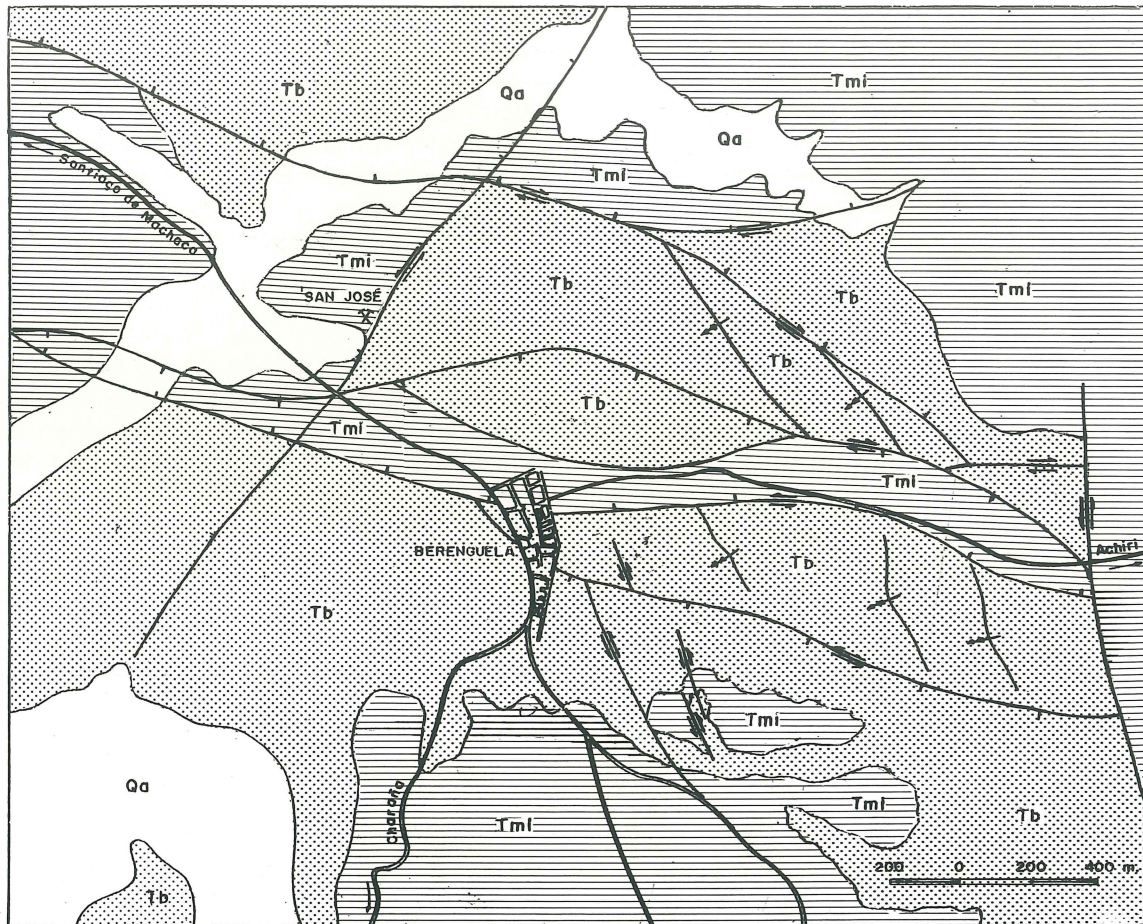
## **CRONOLOGIA DE LOS PERIODOS TECTONICOS Y SEDIMENTARIOS**

La secuencia cenozoica aflorante en el dominio occidental de la región de Berenguela, al igual que su equivalente estratigráfico en el dominio oriental del Altiplano norte central, fueron depositadas en una cuenca de antepaís continental. Esta cuenca fue desarrollada como consecuencia de un frente orogénico ubicado al oeste del territorio boliviano durante el Eoceno temprano (Sempere, 1990). A partir de entonces se suceden una serie de ciclos sedimentarios y pulsos tectónicos (Fig. 6), que en conjunto conforman la historia geológica del área de estudio y del Altiplano norte central.

### **Ciclo Eoceno-Oligoceno inferior (53-27 Ma)**

En base a las relaciones crono-estratigráficas determinadas en el área de estudio, se concluye que la Formación Berenguela fue depositada durante el ciclo Eoceno-Oligoceno inferior. Su equivalencia estratigráfica en el dominio oriental, ha sido más o menos establecida mediante la perforación de un pozo exploratorio en las





LEYENDA

<table border="1" style="border-collapse: collapse; width: 100px;"> <tr><td style="text-align: center;">Qa</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">TmI</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">Tb</td></tr> </table>	Qa	TmI	Tb	<p>Depósitos aluviales ( Cuaternario )</p> <p>Miembro inferior de la Fm. Mauri ( Mioceno inferior )</p> <p>Formación Berenguela ( Oligoceno )</p>	<p> Fallas normales con movimiento relativo</p> <p> Pliegues homoclinales</p> <p> Contacto litológico</p> <p> Camino</p>
Qa					
TmI					
Tb					

Figura 4.— Mapa estructural del distrito de Berenguela.

cercanías de la población de San Andrés de Machaca (Fig. 1) al noreste del pueblo de Berenguela. El análisis de los testigos de este pozo determinó la presencia de 80 m. de sedimentos de la Formación Berenguela, los mismos que suprayacen concordantemente a los sedimentos de la Formación Tiahuanacu, cuyo tope ha sido datado en 29.6 Ma (Swanson et al., 1987).

El ciclo sedimentario, en ambos dominios, fue interrumpido por una fase tectónica durante el Oligoceno superior. Como resultado de esta fase tectónica fue formada parcialmente la Cordillera Oriental y se produjo el aislamiento de la cuenca altiplánica entre la Cordillera Oriental y el Arco magmático de la Cordillera Occidental (Sempere, 1990). También, determinó el fallamiento y el moderado plegamiento de los sedimentos de la

Formación Berenguela. La edad de este evento, es anterior a un nivel de lava del Miembro inferior de la Formación Mauri, datado en 25 Ma (Everden et al., 1977)) y posterior a los 29.6 Ma (edad del tope de la Formación Tiahuanacu), que permiten correlacionarlo tentativamente a la fase Quechua-I (Lavenu, 1986) o fase Aymara (Fig. 6, Sébrier et al., 1988).

### **Ciclo Oligoceno superior-Mioceno inferior (27-18 Ma)**

El ciclo Oligoceno superior-Mioceno Superior sucede a la fase tectónica oligocena. En la región de Berenguela, se deposita la secuencia areno-pelítica del Miembro inferior de la Formación Mauri, en discordancia angular sobre la Formación Berenguela. Durante este ciclo las condiciones de sedimentación, más o menos estables, fueron mantenidas hasta alrededor de los 18 Ma, momento en el que se inicia un importante periodo de solevantamiento y acortamiento tectónico. Esta fase tectónica se manifiesta por una discordancia erosiva entre los miembros inferior y superior de la Formación Mauri (Fig. 6), y en el cambio radical de las condiciones de sedimentación y fuentes de aporte, caracterizadas por una rápida sedimentación y su alternancia con periodos volcánicos explosivos. Un nivel de tobas de flujo que suprayace en discordancia erosiva sobre el Miembro inferior de la Formación Mauri, ha sido datado en 18.1 Ma (Capítulo IV-A, Tabla 1), mientras que un nivel similar cerca del tope del Miembro superior de esta formación ha sido datado en 10.5 Ma (Everden et al., 1977).

La historia geológica en el dominio oriental durante este mismo periodo fue bastante diferente. Posteriormente a la fase tectónica del Oligoceno se establece un prolongado aunque discontinuo periodo de acortamiento tectónico que se reflejaría en una serie de discordancias angulares intraformacionales en las formaciones conglomerádicas del Grupo Coniri (Martinez y Seguret, 1990). Esta fase tectónica habría culminado hacia los 18 Ma, dado que un nivel de toba retrabajada del tope de los Conglomerados Coniri, fue datada en 18.4 Ma (Swanson et al., 1987). Un nivel similar de la base de la Formación Kollu Kollu, que suprayace en discordancia angular sobre los conglomerados Coniri, fue

datada en 16.6 Ma por Swanson et al., (1987). Las dataciones radiométricas y las relaciones geológicas, establecen que esta fase tectónica en el dominio oriental sería coetáneo a un pulso deformacional reconocido en el Altiplano peruano (Fig. 6, Bonhomme et al., 1985a). Su culminación coincidiría con el inicio del pulso tectónico instaurado en el dominio occidental.

### **Ciclo Mioceno inferior-Mioceno superior (18-8.5 Ma)**

Posteriormente al inicio del periodo de solevantamiento en el dominio occidental, durante el Mioceno inferior se deposita la secuencia volcanosedimentaria del Miembro superior de la Formación Mauri. Este miembro consiste de capas groseramente estratificadas de conglomerados y arena volcanogénica y tobácea que sugieren condiciones de sedimentación rápida y alternancia de pulsos volcánicos explosivos. Estas condiciones de sedimentación se mantienen hasta el Mioceno superior temprano. La culminación de este ciclo de sedimentación se estima que ocurrió hacia los 8.5 Ma, cuando empezó una fase tectónica de deformación que pliega a los sedimentos de las Formaciones Mauri y Berenguela. La edad de esta fase tectónica se basa en la edad radiométrica de un nivel tobáceo ubicado cerca del tope del Miembro superior de la Formación Mauri datado en 10.5 Ma (Everden et al., 1977). Además ocurre un importante evento tectónico en el dominio oriental presumiblemente coetáneo.

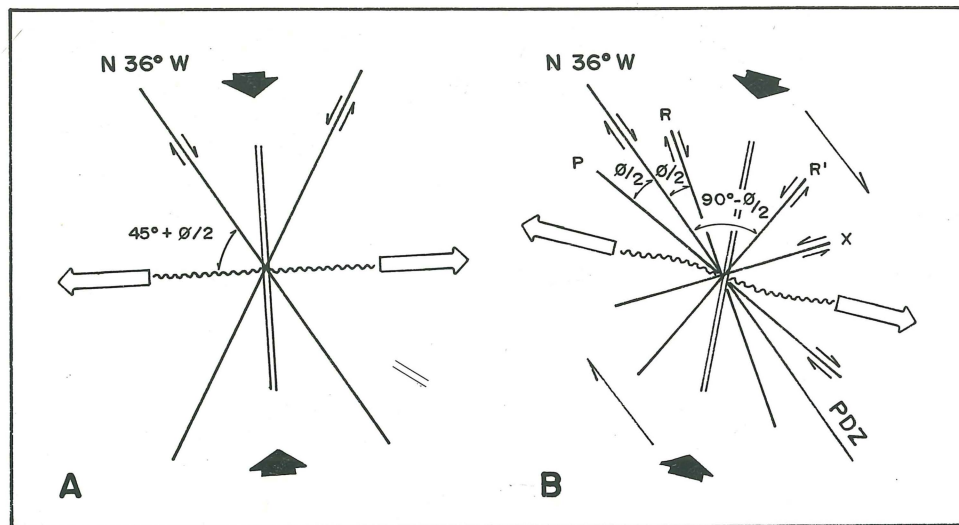
Los eventos geológicos en el dominio oriental durante este ciclo se suceden en forma algo diferente. Posteriormente al evento tectónico Quechua I (Fig. 6) se establece un ciclo sedimentario durante el cual se depositan los sedimentos de la Formación Kollu Kollu, ciclo que fue interrumpido por un nuevo pulso tectónico de deformación alrededor de los 15 Ma. Esta edad se basa en las edades de rocas volcánicas del tope de la Formación Kollu Kollu datada en 16.6 Ma, y de la base de la Formación Caquiaviri datada en 14.2 Ma (Swanson et al., 1987) que descansa en discordancia angular sobre la Formación Kollu Kollu. La edad estimada de este evento tectónico bien representado en el dominio oriental, permitiría correlacionarlo tentativamente con la fase Quechua II (Fig. 6); Lavenu, 1986. En la región de Berenguela, este evento no se habría manifestado o lo habría hecho muy sutilmente.

Posteriormente al evento tectónico, los conglomerados y areniscas conglomerádicas de la Formación Caquiaviri y las lutitas yesíferas y areniscas de la Formación Rosa Pata fueron depositadas en el dominio oriental. La presencia de tobas en estas formaciones indican etapas de actividad volcánica explosiva. Durante el ciclo de sedimentación de la Formación Caquiaviri se sucede una serie de pulsos tectónicos de deformación, determinando la presencia de discordancias angulares intraformacionales (Martínez y Seguret, 1990). El ciclo sedimentario de la Formación Rosa Pata fue interrumpido por un pulso tectónico de deformación hacia los 8.5 Ma. Esta edad se basa en la edad de la denominada Toba Ulloma, que forma parte de la Formación Rosa Pata, datada en 9.1 Ma (Everden et al., 1977),

y a la edad de 8.2 Ma (Everden et al., 1977), de la base de la Formación Umala que descansa en discordancia angular sobre la Formación Totora, que es equivalente estratigráfico de la Formación Rosa Pata (Everden et al., 1977). La edad estimada de este evento tectónico, asimilada para el evento que afectó al dominio occidental, permite correlacionarlo tentativamente con el pulso denominado Quechua III (Fig. 6; Lavenu, 1986).

### Ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior (8.5-3.5 Ma)

El ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior, que sucede al evento tectónico deformacional Quechua III, empezó con una actividad magmática



**Figura 5.**— Modelo de cizalla para una falla de desgarre de rumbo N36°W (Modificado de Aydin, 1984): (A) Modelo de cizalla pura ("Pure Shear", de Coulumb y Anderson, 1942, en Sylvester, 1988); (B) Modelo de cizalla simple ("Simple shear", de Riedel, 1929). Explicación: línea doble—orientación de fracturas de extensión; línea ondulada—orientación de los ejes de pliegue; P—fracturas sintéticas secundarias; R—fracturas sintéticas; R'—fracturas antitéticas; X—fracturas sintéticas rotadas; PDZ—zona de desplazamiento principal;  $\phi$ —ángulo de fricción interna; flecha negra—eje de compresión; flecha abierta—eje de extensión.

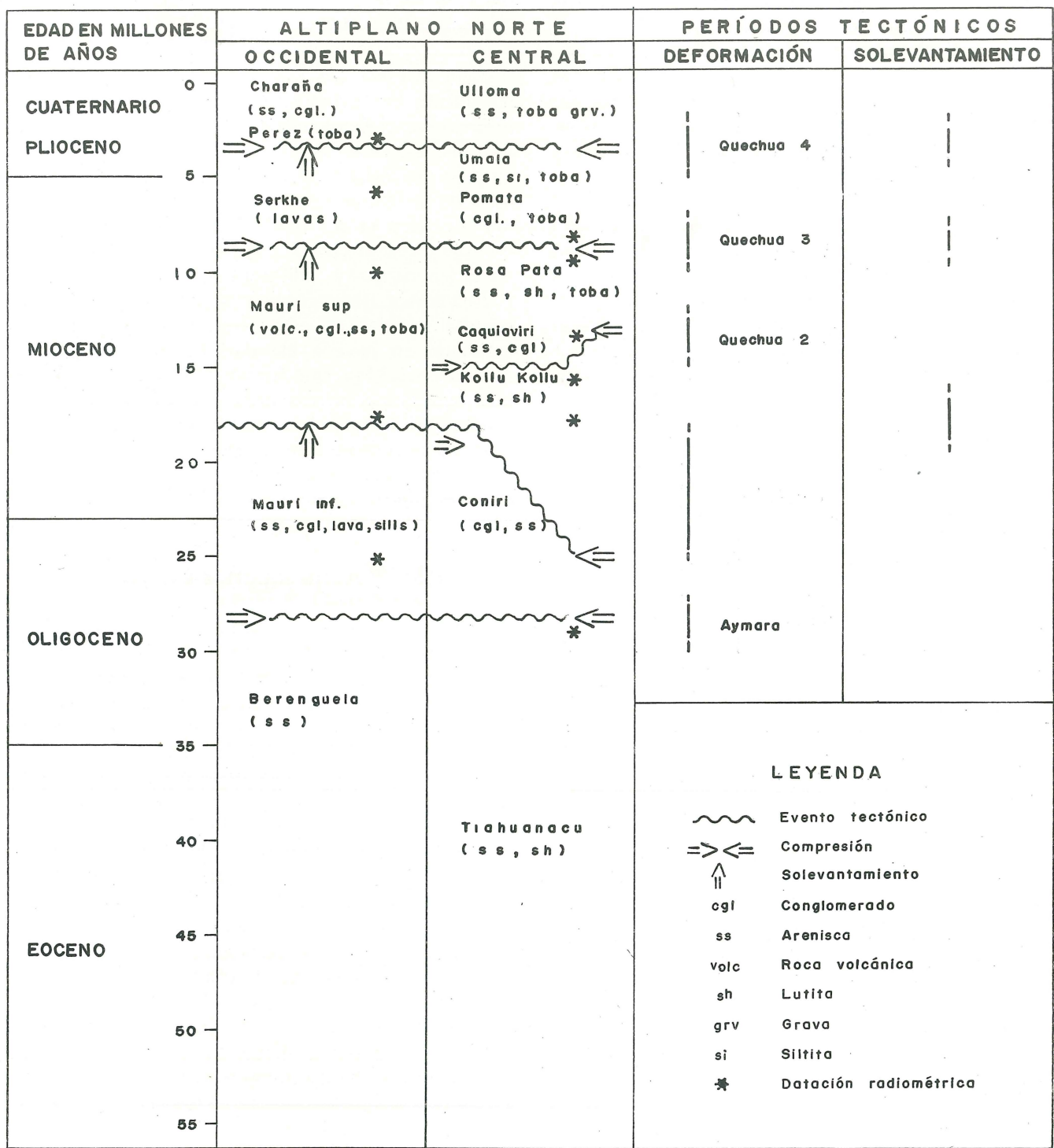


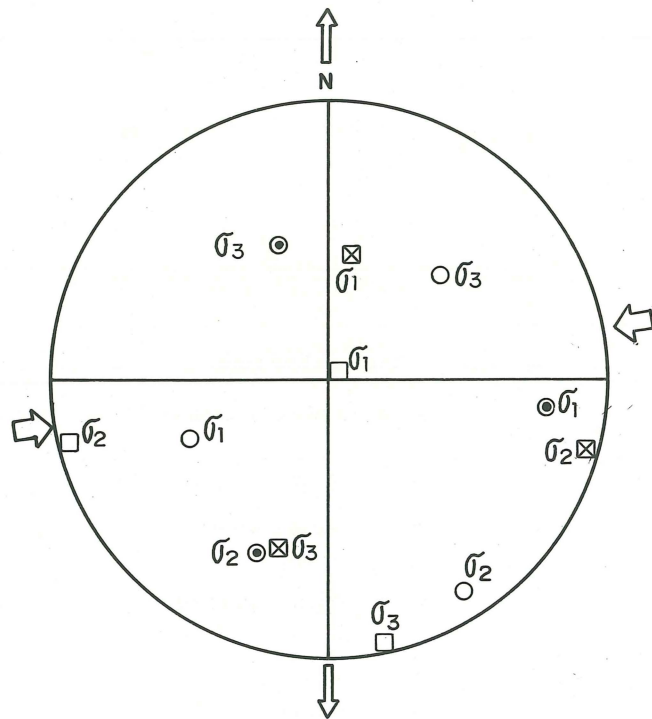
Figura 6.— Cuadro de correlación crono-estratigráfica de algunas formaciones cenozoicas del Altiplano norte de Bolivia. Según Sempere (1990), Martínez (1979), y Martínez y Seguret (1990).

intensa, particularmente en la región occidental del Atiplano. Fueron emplazados grandes complejos volcánicos como los estratovolcanes Serkhe y Huaricunca datados en 5.7 Ma (Everden et al., 1977; Capítulo IV-C, Tabla 1). Las lavas andesíticas y rocas volcanoclásticas del Volcán Serkhe, se depositan en discordancia angular y erosiva sobre diferentes niveles de las Formaciones Berenguela y Mauri.

En el dominio oriental, durante este mismo periodo, se establece un ciclo sedimentario durante el cual se depositan las secuencias conglomerádicas de la Formación Pomata y fluvio-lacustres de la Formación Umala. Ambas formaciones tienen abundantes niveles tobáceos que indican esporádicos pulsos volcánicos

explosivos. Uno de estos niveles de toba en la base de Formación Umala fue datada en 8.2 Ma (Everden et al., 1977).

Un evento tectónico deformacional que se manifiesta en forma similar en ambos dominios, interrumpe el ciclo sedimentario hacia los 3.5 Ma. La edad de este evento en el dominio occidental ha sido estimada en base a la edad de los flujos de toba de la Formación Perez, datadas entre 2.2 y 3 Ma (Everden et al., 1977). Estas tobas suprayacen en suave discordancia angular y erosiva sobre las lavas Serkhe y diferentes niveles de las Formaciones Berenguela y Mauri. En el dominio oriental la edad de este evento tectónico ha sido estimada en base a la edad de la Toba Chijini, datada en 2.8 Ma, que forma parte de la secuencia que suprayace en discordancia angular sobre la Formación Umala. La edad estimada de 3.5 Ma para este evento tectónico permite correlacionarlo tentativamente con el pulso Quechua IV (Fig. 6, Lavenu, 1986).



**Figura 7.**— Diagramas de red de Wulf mostrando las direcciones principales de deformación en el distrito de Berenguela basadas en las orientaciones de los cuatro sistemas de fallas mostrados en la figura 3. (1)  $\odot$ , N70°E 70°N; (2)  $\circ$ , N70°W 64°N; (3)  $\boxtimes$ , N15°W 71°S; (4)  $\square$ , N90°E 73°N. Los sistemas (1) y (2) indican un eje de extensión N-S.

### Ciclo Plioceno superior-Cuaternario

El ciclo Plioceno superior-Cuaternario sucede al evento Quechua IV con un cambio notable en las condiciones climáticas y de sedimentación en toda la región Altiplánica. En la región de Berenguela el ciclo se inicia con la ocurrencia de un importante pulso volcánico explosivo que dió origen a los extensos afloramientos de las tobas de flujo de la Formación Perez. Posteriormente se establecen condiciones climáticas tales que determinaron el depósito de los sedimentos lacustres de la Formación Charaña que suprayacen en discontinuidad sobre la Formación Perez. Durante este ciclo los sedimentos lacustres a fluvio-lacustres de la Formación Ulloma (Fig. 6) fueron depositados en el Altiplano norte central. Capas tobíferas, interestratificadas en esta formación, indican varios pulsos de actividad volcánica explosiva. Durante el Pleistoceno se habría producido un pulso tectónico de extensión en todo el Altiplano (Lavenu, 1986).

### CONCLUSIONES

EL análisis estructural de la región de Berenguela ha permitido arribar a las siguientes conclusiones:

(1) La orientación de las dos generaciones de pliegues (Fig. 1) y sus relaciones geocronológicas indican dos importantes pulsos tectónicos de deformación, uno de edad Oligocena superior y el otro de edad Miocena superior temprana. Durante estos pulsos las direcciones principales de deformación habrían actuado, aproximadamente; de la siguiente manera:  $\sigma_1 = N80^\circ W$  y  $\sigma_3 = N10^\circ E$ , y  $\sigma_1 = N80^\circ E$  y  $\sigma_3 = N10^\circ W$ , respectivamente.

(2) El análisis de los sistemas de fallas en la región de Berenguela (Fig. 3), ha permitido determinar su asociación genética con una falla de desgarre profunda, mediante el modelo denominado "cizalla simple". Esta estructura tendría un rumbo de  $N40^\circ W$  aproximadamente; durante el Oligoceno habría tenido un movimiento relativo dextral mientras que durante el Mioceno superior habría reactivado con un movimiento sinistral.

(3) El análisis computarizado de los rumbos de fallas y otras estructuras indican dos claras tendencias tectónicas, una de deformación o compresión  $N80^\circ E$ , posiblemente relacionada al pulso de deformación mioceno, y la otra de extensión N-S, posiblemente relacionada a un tectonismo de extensión establecido durante el Plio-Pleistoceno (Lavenu, 1986).

(4) La determinación de las relaciones crono-estratigráficas de las formaciones cenozoicas que ocurren en el área de estudio, han permitido realizar un cuadro tentativo de correlaciones tectono-estratigráficas (Fig. 6). Este cuadro indica las relaciones de las formaciones cenozoicas y pulsos tectónicos que ocurrieron en los dominios occidental y oriental del Altiplano, estableciendo además una correlación tentativa de esos pulsos con las denominadas Fases Tectónicas más conocidas y regionalmente difundidas.

## REFERENCIAS CITADAS

- Aydin, A., and Page, B. M., 1984, Diverse Pliocene-Quaternary tectonics in a transform environment, San Francisco Bay Region, California: Geological Society of America Bull., v. 95, p. 1303-1317.
- Bonhomme, M. G., Audebaud, E., y Vivier, G., 1985a, K-Ar of Hercynian and Neogene rocks along an east west cross section in southern Peru: Comunicaciones, v. 35, p. 27-30.
- Everden, J.F.; Kriz, S.J., y Cherroni, C., 1977, Potassium-argon ages of some Bolivian rocks: Economic Geology, v. 72, p. 1042-1061.
- Lavenu, A., 1986, Etude neotectonique de l'Altiplano et de la Cordilliere Orientale des Andes Bolivienes: Tesis de doctorado inédita Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 434 p.
- Martinez, C., 1979, Estructure et evolution de la Chaîne Hercynienne et de la Chaîne Andine dans le nord de la Cordilliere des Andes de Bolivia: Trabajos y documentos de ORSTOM, Informe 119, 352 p.
- Martinez, C., y Seguret, M., 1990, Les bassins Tertiaires de l'Altiplano sont-ils des bassins intrachaine?: I International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, p. 277-280.
- Riedel, W., 1929, Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen: Zentral blatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie, Abhandlung B., p. 354-368.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., y Soulas, J. P., 1988, Tectonics and uplift in Central Andes (Perú, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present: Geodynamique v. 3, p. 85-106.
- Sempere, T., 1990, Cuadros estratigráficos de Bolivia, propuestas nuevas: Institut Français de Rescherche Scientifique pour le Développement en Coopération, ORSTOM en Bolivie, Mission de la Paz, Informe 8-087 inédito, 26 p.
- Swanson, K. E., Noble, D. C., McKee, E. H., Sempere, T., Martinez, C., Niccolle, C., y Cirbian, M., 1987, Major revisions in the age of rock units and tectonic events in the northern Altiplano basin of Bolivia [Abs.]: Geological Society of America Bull., v. 83, p. 456.
- Sylvester, A., 1988, Strike-slip faults: Geological Society of America Bull., v. 100, p. 1066-1703.

## **C.— EVALUACION DEL POTENCIAL MINERO DE LOS CENTROS VOLCANICOS DEL MIOCENO SUPERIOR DE LA REGION DE BERENGUELA**

por Oscar Flores B., Néstor Jiménez Ch., y José Luis Lizeca B.  
Servicio Geológico de Bolivia

---

### **INTRODUCCION**

El magmatismo del Mioceno superior de la región de Berenguela ha formado una faja volcánica de 40 km de largo y casi 20 km de ancho con dirección noroeste, paralela al rumbo de las estructuras regionales. En los volcanes que conforman esta faja no se conoce ningún depósito metalífero, aunque existen varios prospectos que fueron someramente investigados por empresas privadas.

Si bien los pequeños depósitos argentíferos y de metales base de la región de Berenguela, explotados intermitentemente desde la colonia, están alojados en rocas sedimentarias e intrusivos del Oligoceno y del Mioceno inferior y medio, era importante evaluar el potencial de las formaciones volcánicas más jóvenes. Con este objetivo, se ha realizado el levantamiento del mapa geológico de estos volcanes (Fig. 1) y el reconocimiento de las zonas de alteración hidrotermal asociadas.

### **LOS VOLCANES**

La faja volcánica del Mioceno superior está compuesta por tres edificios volcánicos (Fig. 1)

cuyas alturas máximas pueden superar los 5,000 m. En el extremo norte de esta faja se encuentra el Volcán Antajavi, por cuya cumbre pasa el límite fronterizo entre Bolivia y Perú. En la zona central se encuentra el Complejo Huaricunca-Laramkahua, y al sur el Volcán Serkhe. Las rocas que conforman estos volcanes se depositaron discordantemente sobre los depósitos volcano-sedimentarios más antiguos previamente afectados por una actividad tectónica de deformación que tuvo lugar alrededor de los 8.5 Ma (Capítulo IV-B).

#### **El Volcán Antajavi**

El Volcán Antajavi está conformado por lavas andesíticas y dacíticas porfídicas y lahares, de gran espesor y extensión, depositados discordantemente sobre la Formación Mauri. En la secuencia de lavas, que sobrepasa los 500 m, de espesor se pueden notar cambios composicionales graduales desde andesitas augíticas en la parte inferior a dacitas hornbléndicas en la parte superior. Este es el Volcán más antiguo de los tres mencionados y también el más desmantelado. Este volcán ha sido datado en 7 Ma (Capítulo IV-A).

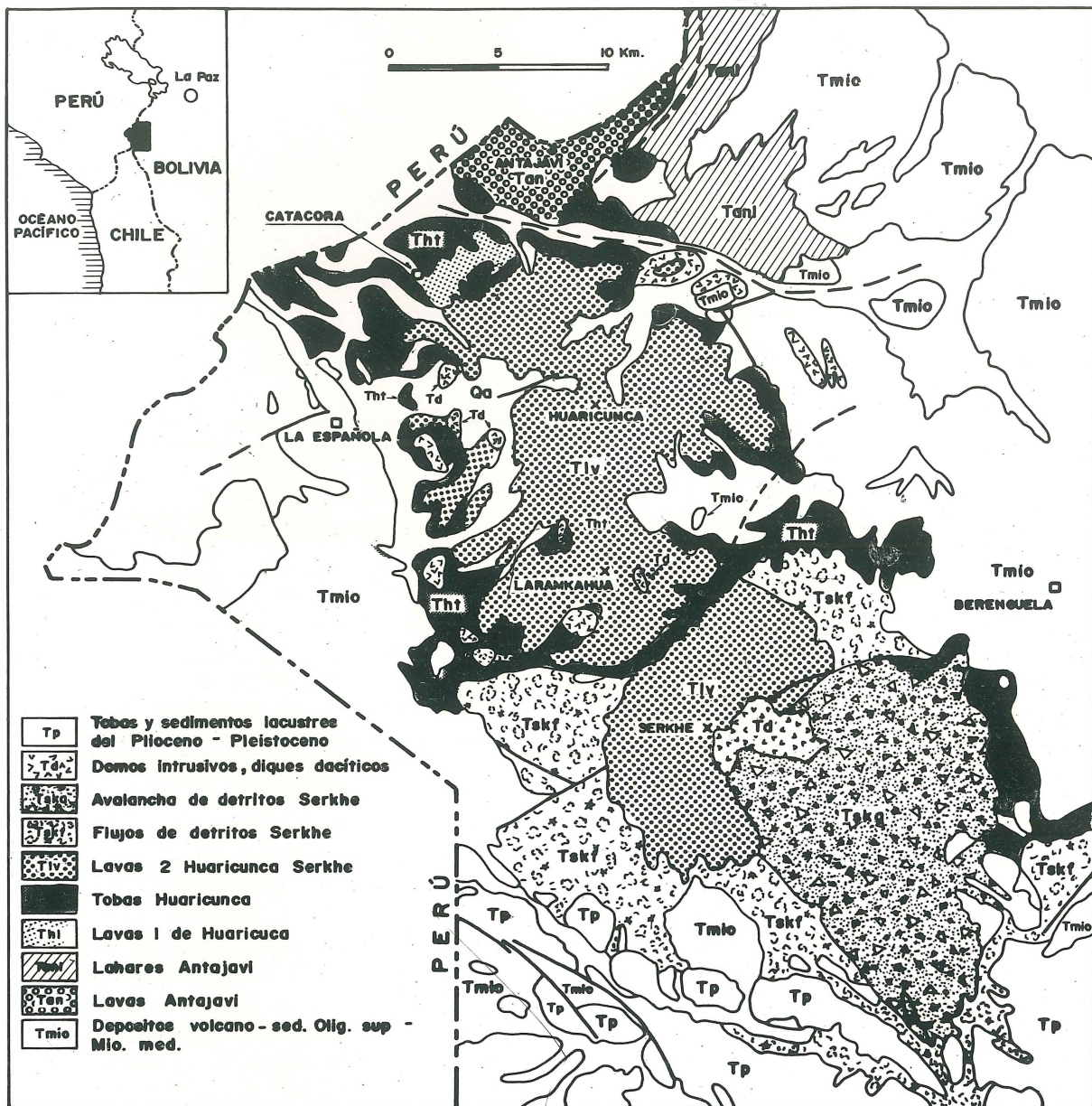


Figura 1.— Faja volcánica del Mioceno superior de la región de Berenguela



## El Complejo Huaricunca-Laramkahua.

El Complejo Huaricunca-Laramkahua, relacionado con los centros eruptivos de los cerros Huaricunca y Laramkahua, es el edificio volcánico de mayor extensión areal y altura de la región. Es también el que tuvo la evolución más complicada pudiéndose reconocer cuatro etapas eruptivas diferentes. En la primera etapa, fueron eruptadas lavas de composición dacítica, que característicamente muestran un conspicuo bandeamiento de flujo y fuerte meteorización. Estas lavas fluyeron desde un centro eruptivo ubicado en la parte norte del complejo que luego fue sepultado por los depósitos volcánicos posteriores. Un pequeño afloramiento de estas lavas se encuentra cerca al pueblo de Catacora (Fig. 1) subyaciendo a tobas correspondientes a una segunda etapa eruptiva. Grandes cristales de hornblenda y plagioclasa le dan a estas lavas un aspecto porfídico, característica que las diferencia de las lavas que hicieron erupción en una etapa posterior.

En la segunda etapa, una actividad explosiva en el centro de erupción Huaricunca dió origen a espesos depósitos de tobas de flujo no soldadas de composición riolítica. Estas tobas son de color blanco a rosado claro, masivas, y ricas en pómez y litoclastos, pero pobres en cristales. Sus mayores espesores se encuentran en la base del edificio volcánico donde sobrepasan los 200 m. Afloramientos de menor potencia se encuentran hacia el sudeste, por debajo de los depósitos del volcán Serkhe. Estas rocas son muy parecidas a las tobas de la parte superior de la Formación Mauri con las que se confunden fácilmente. Sin embargo, tienen un mayor contenido de fragmentos de obsidiana y una posición horizontal que contrasta con la disposición débilmente plegada de las tobas de la Formación Mauri. Localmente, se encuentran depósitos de oleadas piroclásticas basales de unos 15m de espesor sobreyaciendo a areniscas tobáceas de grano grueso. La relación genética entre estas tobas y las lavas es incierta.

La tercera etapa de evolución de este complejo volcánico se caracterizó por la erupción de lavas de composición dacítica hornbléndica y biotítica, masivas y de gran espesor. Estos flujos lávicos desarrollaron una gruesa brecha basal. Cada derrame puede alcanzar los 20 m de espesor y, en algunos casos, fluyeron por una longitud de casi 5 km. Estas lavas fueron emitidas desde ambos

centros de erupción, es decir desde los cerros Huaricunca y Laramkahua. Con excepción de las coladas de lava del cerro Laramkahua, donde el empuje de una intrusión parece haberlas basculado, en ningún lugar se ha visto a estas lavas con inclinaciones mayores a los cinco grados. El apilamiento de estos flujos casi horizontales le da al complejo un perfil de volcán en escudo. Una muestra obtenida de un nivel de lava de la cumbre del cerro Huaricunca dió una edad de 5.7 Ma (Capítulo IV-A).

La última fase de actividad magmática estuvo dominada por la intrusión y extrusión de domos dacíticos de diverso tamaño que se localizaron en el flanco oeste del Complejo. Estos cuerpos, al atravesar las tobas no soldadas de la base, las transformaron en vidrio volcánico oscuro y denso en una franja de medio metro de ancho. En otros lugares, los gases que se desprendían de estos domos e intrusivos provocaron una alteración fumarólica en las tobas que invadían.

## El Volcán Serkhe

Al sur del Complejo Huaricunca se encuentra el Volcán Serkhe, un volcán relativamente pequeño y de forma típicamente cónica. Su formación fue precedida por la erupción de una toba dacítica de 3 m de espesor interestratificada en areniscas tobáceas. Las lavas que se derramaron encima, formando el cono, son dacitas porfídicas con hornblenda muy parecidas a las del Complejo Huaricunca. Salvo la exposición ocasional de algunas brechas, la secuencia de lavas es bastante monótona. La ocurrencia de un gran cráter y de un depósito de avalancha de detritos dispuesto en forma de abanico en el flanco orientado del edificio volcánico, indican que este cono fue destruido parcialmente por una gran explosión volcánica. Una muestra de la avalancha de detritos fue datada en 5.7 Ma por Lavenu et al., (1989).

La última fase de actividad magmática del Volcán Serkhe está representada por la extrusión de un complejo de domos, también de composición dacítica, emplazados en la parte central del edificio parcialmente destruido. Estos domos han atravesado el depósito de avalancha de detritos, y en su ascenso, asimilaron bloques de grandes dimensiones de la formación Abaroa que subyace en profundidad.

## LAS AREAS DE ALTERACION HIDROTHERMAL

### Imágenes de satélite Thematic Mapper (TM)

Para la selección de blancos de exploración se prepararon dos imágenes TM, realizadas por computador, a escala 1:250,000 del segundo cuadrante de la imagen del Landsat TM P002/R072. En una imagen se combinaron las bandas 5,4,1 y en la otra los cocientes 5/7, 3/1, 4/3. Algunos detalles del procesamiento de estas imágenes fueron dados a conocer por Jiménez et al., (1991) y Re Kuhl y Eiswerth (1991). La imagen procesada con las bandas 5,4,1 ha permitido realzar las áreas con minerales de arcilla y otros que tienen como componente Al-OH. Además, esta combinación de bandas tiene la cualidad de proporcionar importante información litológica.

La imagen de razones 5/7, 3/1, 4/3 tiene como objetivo discriminar con mayor realce las áreas de alteración hidrotermal. Con esta combinación resaltan en color amarillo todas las áreas que contienen minerales de alteración hidrotermal tales como la alunita, illita y caolín, mientras que en tonalidades de verde aparecen las áreas donde predominan los hidróxidos de hierro. La vegetación altiplánica, muy abundante en la zona, aparece en color magenta.

Cinco áreas de alteración de diverso tamaño fueron identificadas por este medio en la faja volcánica del Mioceno superior (Fig. 2). Dos de ellas en el Volcán Antajavi, y las otras tres ubicadas respectivamente en la cumbre del Volcán Huaricunca, en el centro eruptivo Laramkahua y en el Volcán Serkhe. Todas ellas presentan un color amarillo verdoso que indica la presencia de arcillas e hidróxidos de hierro. Este color es algo diferente del amarillo brillante del prospecto La Española (ver capítulo IV-D) en el que la alteración sericitica, argilitizada por meteorización, es la más extendida.

Estas cinco áreas fueron revisadas en el terreno para evaluar su potencial minero. Pese a que gran parte de ellas eran de propiedad de diferentes empresas mineras desde tiempo antes de iniciar la investigación, la información previa era inexistente.

## Prospectos del Volcán Antajavi

### Prospecto El Norteño

El prospecto El Norteño se encuentra en la parte superior de los cerros Antajavi y Amani Sirca (Fig. 2), abarcando un área extensa en la que las rocas dacíticas fueron alteradas hidrotermalmente con formación de caolinita e hidróxidos de hierro. Una capa de coluvio, con abundante limonita, recubre parcialmente las rocas alteradas, cabe hacer notar la ocurrencia de vetas de cuarzo, cuyo espesor varía de pocos centímetros hasta casi 4 m. Por otra parte, existen rodados de brechas cuya matriz, impregnada de limonita y jarosita, envuelve clastos de roca silicificada y caolinizada.

Las escasas muestras geoquímicas de roca recolectadas en este prospecto han dado valores muy bajos de oro y plata (0.01 ppm Au y 0.5 ppm Ag). No obstante, es recomendable la prosecución de trabajos de exploración, especialmente para evaluar el potencial de las áreas cubiertas por coluvio.

### Prospecto Aguas Claras

Una zona de alteración hidrotermal, denominada Prospecto Aguas Claras, se encuentra en las laderas de los valles de dos ríos que han disectado el flanco oriental del Volcán Antajavi (Fig. 2). Su extensión es reducida, apareciendo en las imágenes TM como una pequeña mancha amarilla. Este prospecto está poco explorado.

Las rocas que fueron alteradas a sílice opalina en un amplio sector son lavas dacíticas biotíticas y lahares interestratificados. El corte hecho por el río revela que este tipo de alteración tiene forma de costra por debajo de la cual las rocas están cloritizadas en una zona relativamente extensa. En medio de la zona cloritizada se encuentra una serie de estrechas fracturas, algunas de las cuales presentan un halo central con cuarzo y piritita, que pasa a un halo de cuarzo-alunita, que a su vez pasa a un halo de cuarzo-caolinita. Aunque las muestras geoquímicas de roca analizadas no detectaron concentraciones de metales preciosos, por las características observadas en el terreno, esta zona de alteración debería ser estudiada con mayor detalle.

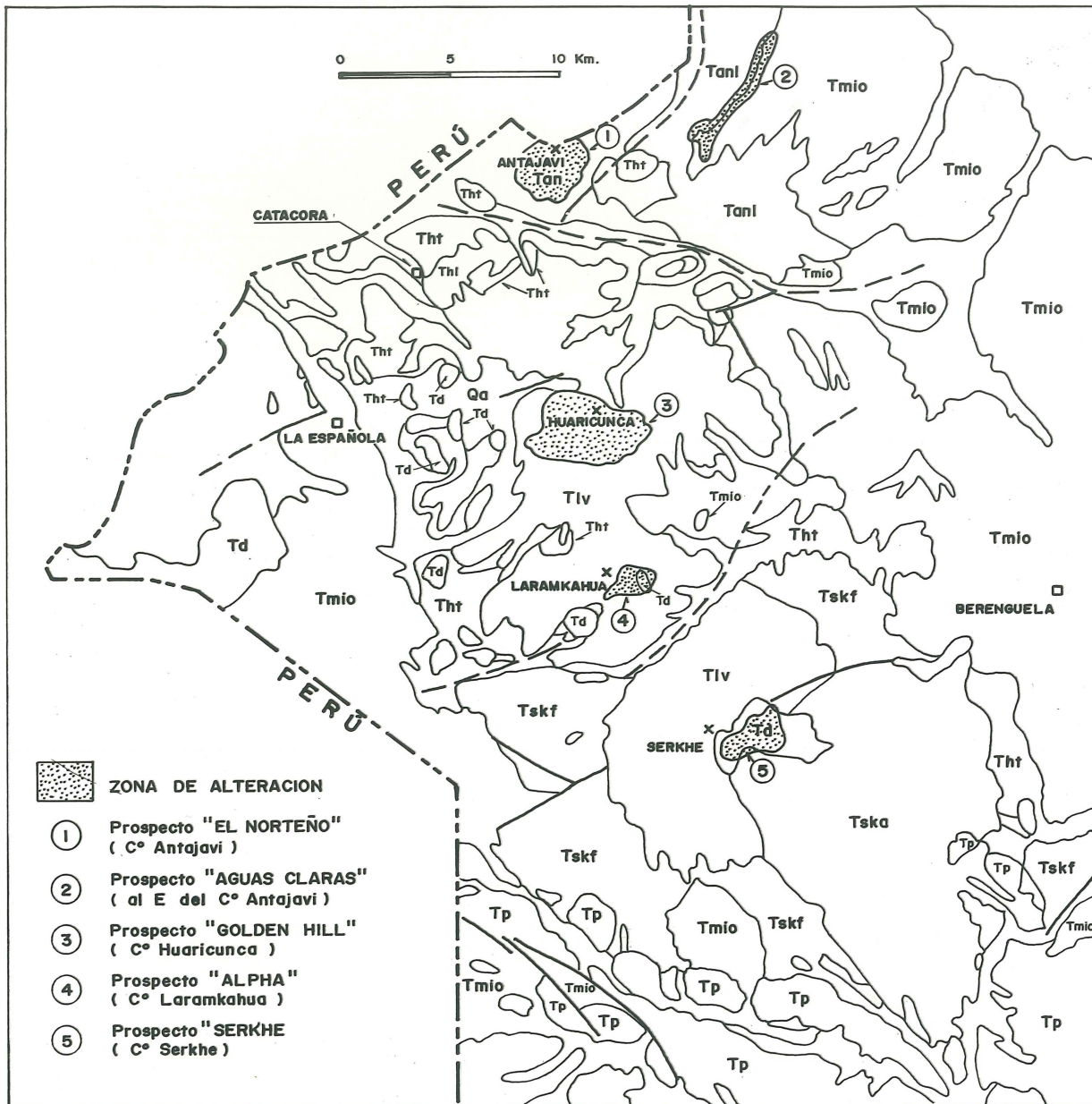


Figura 2.— Zonas de alteración hidrotermal asociadas con los centros volcánicos del Mioceno superior de la región de Berenguela.

## Prospectos del Complejo Huaricunca-Laramkahua

### Prospecto Golden Hill

El prospecto Golden Hill (Fig. 2) es el de mayor extensión de los revisados en esta investigación. Situado en la parte superior del Volcán Huaricunca, abarca un área aproximada de 10 km<sup>2</sup> fuertemente disectada por la erosión glacial. Una zona de alteración silícica en forma de costra, tal como en el prospecto Aguas Claras, ha afectado a las coladas de lava y sus brechas basales. Por encima, una capa de coluvio impregnada con hidróxidos de hierro y arcillas recubre en gran parte la roca silicificada y las laderas empinadas de los valles. La muestra datada en 5.7 Ma (ver capítulo IV-A) proviene de una colada de lava sin alterar sobrepuesta a esta zona alterada. Por debajo de la zona silicificada la roca parece estar sericitizada aunque los afloramientos son escasos. En uno de los valles se encontraron dos vetas de cuarzo de 4 m de espesor con pirita diseminada.

Los análisis geoquímicos de sedimentos de río dieron valores hasta de 0.3 ppm de oro y 56 ppm de plata. Las muestras de roca silicificada tienen contenidos de 0.01 ppm de oro y 0.4 de plata.

### Prospecto Alpha

El prospecto Alpha se halla en el centro eruptivo Laramkahua, caracterizándose por presentar una amplia zona de alteración fillica, con la asociación cuarzo-sericita-pirita, que ha afectado a las lavas dacíticas de este centro eruptivo y a un cuerpo intrusivo que aflora en el extremo este de la zona alterada. En los sectores fuertemente oxidados la arcilla y los minerales de hierro como la jarosita, limonita, y goethita toman el lugar de la sericita y pirita. Una alteración clorítica de forma irregular afectó a las rocas adyacentes pero fue atravesada por intrusivos más jóvenes no alterados. Los análisis de las muestras geoquímicas de roca no han detectado contenidos de metales preciosos.

### Prospecto del Volcán Serkhe

El prospecto del Volcán Serkhe (Fig. 2) está constituido por una extensa área de alteración

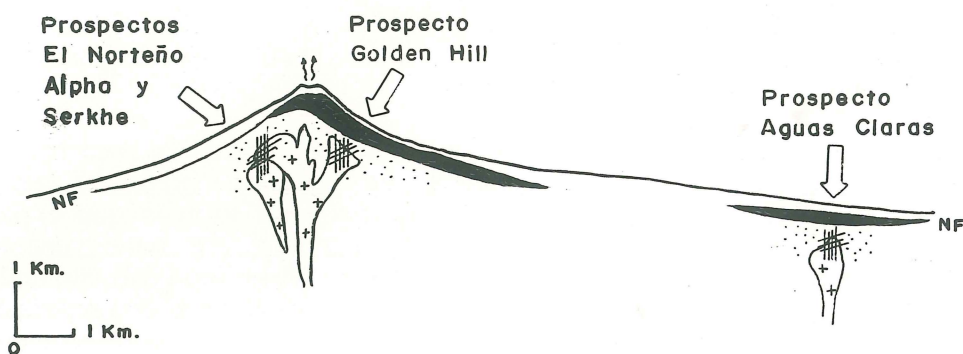
hidrotermal desarrollada en el complejo de domos del núcleo del volcán. Una estrecha zona silicificada pasa gradualmente a zonas irregulares de alteración sericítica débil, que en lugares, han sido intensamente caolinizadas. Un halo externo de alteración clorítica se ha extendido lo suficiente como para afectar la mayor parte del complejo de domos, en tanto que las lavas de las paredes interiores del cono semidestruido están impregnadas por hidróxidos de hierro.

Los análisis geoquímicos de roca no revelan contenidos de metales preciosos en este prospecto. Un pequeño socavón que exploró la zona silicificada no parece haber encontrado minerales metálicos en profundidad. Sin embargo, la mayor parte del área alterada está sepultada por una gruesa capa de detritos, siendo recomendable una exploración de estos sectores cubiertos.

## EVALUACION DEL POTENCIAL MINERO

Por las características de los prospectos anteriormente descritos es evidente que los sistemas hidrotermales existentes en esta faja volcánica están poco erodados y, por lo tanto, expuestos sólo en su parte superior. Dos de ellos, los prospectos Golden Hill y Aguas Claras, exhiben rasgos de haber estado sometidos a flujo lateral, tal como lo prevé el modelo de terrenos volcánicos andesíticos de Henley (1985). Los otros tres, relacionados a intrusivos, domos, y lavas, parecen representar zonas algo más profundas del sistema donde se encuentran los estrechos conductos alimentadores de la silicificación superior.

Un modelo genético elaborado en base a los rasgos descritos en estos prospectos está esquematizado en la figura 3. En este modelo, las capas de alteración silícica de los prospectos Golden Hill y Aguas Claras se habrían formado en el nivel freático debido a la combinación de fluidos hidrotermales ascendentes y agua meteórica. Por debajo, vetas de cuarzo en medio de roca sericitizada y cloritizada podrían ser las prolongaciones superiores de cuerpos mineralizados residiendo en profundidad. Por lo tanto, pese a que los análisis geoquímicos de las muestras recolectadas en los prospectos estudiados no han encontrado contenidos apreciables de metales preciosos, las características



REFERENCIAS






	Silicificación	NF	Nivel freático
	Sericitización y cloritización		Zona potencialmente mineralizada
	Intrusivos		Solfataras

Figura 3.— Modelo genético de los depósitos epitermales de la faja volcánica del Mioceno superior de Berenguela en base al modelo general de Henley (1985).

geológicas observadas alientan trabajos de exploración en profundidad.

Aplicada a la Investigación Geológica", Agosto de 1991, La Paz, Bolivia.

REFERENCIAS CITADAS

Henley, R. W., 1985, The framework of epithermal deposits, *in* Geology and geochemistry of epithermal systems, B. R. Berger and P. M. Bethke eds.: Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 1-24.

Jiménez, N., Lizca, J. L., Murillo, F., Sanjinés, O., Barrera, L., y Flores, O., 1991, Aplicación de métodos de percepción remota en el estudio geológico del área Berenguela-Charaña, Bolivia: Resúmenes del Seminario-Taller "Percepción Remota

Lavenu, A., Bonhomme, M. G., Vatin-Perignon, N., y De Pachetere, P., 1989, Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S and 18°S: Stratigraphy and K/Ar geochronology: Journal of South American Earth Sciences, v. 2, p. 35-47.

Re Kuhl, G., y Eiswerth, B., 1991. Exploración integral de minerales preciosos en Los Andes Centrales de Bolivia a través de imágenes satelitarias e información espectral: Actas del 6° Congreso Geológico Chileno, v. 2, Resúmenes expandidos, p. 298-301.

## **D.— GEOLOGIA DEL PROSPECTO LA ESPAÑOLA**

por Luis Barrera I., Orlando Sanjinés V., Fernando Murillo S.,  
Néstor Jiménez Ch., y José Lizeca B.  
**Servicio Geológico de Bolivia.**

Albert H. Hofstra, y Richard F. Hardyman  
**U.S. Geological Survey**

---

### **INTRODUCCION**

El Prospecto La Española se halla localizado en la Provincia José Manuel Pando del Departamento de La Paz (17°13' de latitud S-69°32' longitud W), aproximadamente a 30 km al nor-noroeste del punto fronterizo tripartito entre Bolivia, Chile, y Perú, y a unos 187 km al sudoeste de la ciudad de La Paz (Fig. 1). El prospecto, forma parte del arco magmático Neógeno-Cuaternario de los Andes occidentales de Bolivia. En este prospecto se encuentran las minas Santa Rosa y Kollota, explotadas por plata durante la colonia española. Actualmente la empresa EXPROMIN S.A. propietaria del prospecto se encuentra realizando estudios de exploración, en las extensas zonas de alteración hidrotermal y mineralización tipo stockwork, donde se encuentran valores anómalos de oro y plata.

La información sobre este depósito, es escasa, y se restringe a estudios llevados a cabo por EXPROMIN, y otros realizados por el Proyecto TDP-USGS-GEOBOL (Soria-Escalante y Terrazas, 1992), y el Proyecto BID-USGS-GEOBOL (Barrera-Iriondo, 1992). El presente trabajo incluye el mapa geológico a escala 1:50,000, mapeo a semidetalle a escala 1:10,000, y estudios de labo-

ratorio que incluyen determinaciones petrográficas, petrológicas, mineralógicas, geocronológicas, geotermométricas, geoquímicas de elementos traza, y análisis de Rayos X. Estos estudios han contribuido a la elaboración de un modelo genético del Prospecto La Española.

### **MARCO GEOLOGICO**

Las unidades litoestratigráficas que se desarrollaron en la región durante el Oligoceno superior - Mioceno medio, son el producto de períodos sucesivos de sedimentación continental alternados con períodos de actividad magmática. Las rocas más antiguas que afloran en el área, del prospecto conforman el denominado Miembro inferior de la Formación Abaroa, que es estratigráficamente equivalente al Miembro inferior de la Formación Mauri expuesto hacia el este en la región de Berenguela (Ver Capítulo IV-A, este informe). En su parte basal, este miembro está constituido por areniscas arcósicas intruidas por sills andesíticos. Suprayacen conglomerados volcanoclásticos, groseramente estratificados con clastos de rocas volcánicas andesíticas, lahares, constituidos por clastos de rocas andesíticas en

una matriz volcánoclastica, intercaladas con canales de brechas de flujo y lavas andesíticas. Estas últimas contienen fenocristales de piroxenos, plagioclasas, nódulos y vetillas de calcita. Esta secuencia está afectada por diques riolíticos, ricos en cuarzo y biotita, los cuales por su distribución espacial parecen ocupar zonas de fracturas radiales relacionadas al emplazamiento de los cuerpos intrusivos (Fig. 2). Dataciones radiométricas obtenidas de diferentes niveles del Miembro inferior de la Formación Abaroa indican un rango de edad entre los 13.5 a 20.8 Ma (Everden et al., 1977; Lavenu et al., 1989).

El Miembro superior de la Formación Abaroa (Fig. 2), yace en discordancia erosiva sobre el Miembro inferior, y se encuentra constituida por lahares con bloques de rocas dacíticas, desde 2 cm a 5 m de diámetro, en una matriz volcánoclastica. Este miembro es estratigráficamente equivalente al Miembro superior de la Formación Mauri (Ver Capítulo IV-A, este informe). En el área del prospecto La Española los lahares están intruidos por múltiples cuerpos subvolcánicos de composición dacítica y textura porfídica, agrupados bajo la denominación de Complejo Intrusivo Dacítico, considerado como parte de este miembro.

La sucesión de los distintos cuerpos subvolcánicos, ha sido establecida en base a criterios geológicos, como tipo de roca incluida en otra más joven, tipo de alteración que las afecta, contenido mineralógico, relación matriz - fenocristales, y presencia de cavidades miarolíticas con cuarzo drúsico. A partir de estos criterios se ha logrado definir al menos cinco generaciones de cuerpos intrusivos (Tid 1-4, Tid-II, Fig. 2), y 2 generaciones de tapones ("plugs") y diques dacíticos (Tid 5-6, Fig. 2). Sin embargo, en muchos casos estos criterios no han sido posibles de aplicar, impidiendo de esta forma establecer las relaciones espacio - tiempo entre algunos cuerpos.

Edades radiométricas K/Ar fueron determinadas para dos de los cuerpos subvolcánicos. Una muestra tomada en la parte noroeste del Cerro Jichu Cunca analizada en biotita da una edad de  $11.8 \pm 0.8$  Ma y otra en el Cerro Milluni, en hornblenda dió una edad de  $11.2 \pm 0.7$  Ma (Reedwood and Macintyre, 1989 en Soria-Escalante y Terrazas, 1992).

Los eventos tectónicos reconocidos en Perú y Bolivia (Sebrier et al., 1988), pertenecientes al

Ciclo Andino, han afectado a la Formación Abaroa. El primero de estos eventos corresponde a un sollevamiento, evidenciado por una importante ruptura del ciclo sedimentario del Miembro inferior de la Formación Abaroa, ocurrido alrededor de los 18 Ma (Ver Capítulo IV-A, este informe). Posteriormente, un segundo evento tectónico de deformación de mayor intensidad (Fase Quechua III) afectó al área de estudio provocando los plegamientos y fallamientos con rumbos noroeste y Este en las rocas de la Formación Abaroa. Este último evento tectónico también afectó al Complejo Intrusivo, provocando fallamientos de alto ángulo con rumbos Este y Norte.

## PETROLOGIA DE LAS ROCAS IGNEAS

Los sills y flujos de lava se hallan constituidos por fenocristales de plagioclasas (andesina-labradorita), piroxenos (augita), cuarzo como mineral accesorio, y piritita, hematita, circon, apatito, epidota, calcita. La matriz se halla constituida por vidrio volcánico (traquitoidea). Los diques de composición riolítica, están constituidos por fenocristales de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico, piroxeno (augita), la matriz se halla devitrificada a microcristalitos de plagioclasa.

Las rocas ígneas del Complejo Intrusivo son pórfidos dacíticos, constituidos por fenocristales de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina), hornblenda y biotita, con piroxeno como el mineral accesorio. La matriz se halla devitrificada a microcristalitos de plagioclasa, frecuentemente moteada por pseudomorfos de óxidos de hierro.

Los pórfidos andesíticos están constituidos por cuarzo, plagioclasa (andesina), hornblenda y biotita, con pseudomorfos de óxidos de hierro, piroxenos (augita), en una matriz devitrificada a microcristalitos de plagioclasa.

De acuerdo a los resultados de análisis químicos de roca total, las rocas del Miembro inferior de la Formación Abaroa en el diagrama Total alcalis vs. sílice (Zanettin, 1984, Fig. 3), se hallan ubicadas en el campo de andesitas basálticas, traquiandesitas, y tefrita basanita. En cambio se puede observar la variación en la composición de las rocas del Complejo Intrusivo (Fig. 3), donde se hallan ubicadas en el límite entre

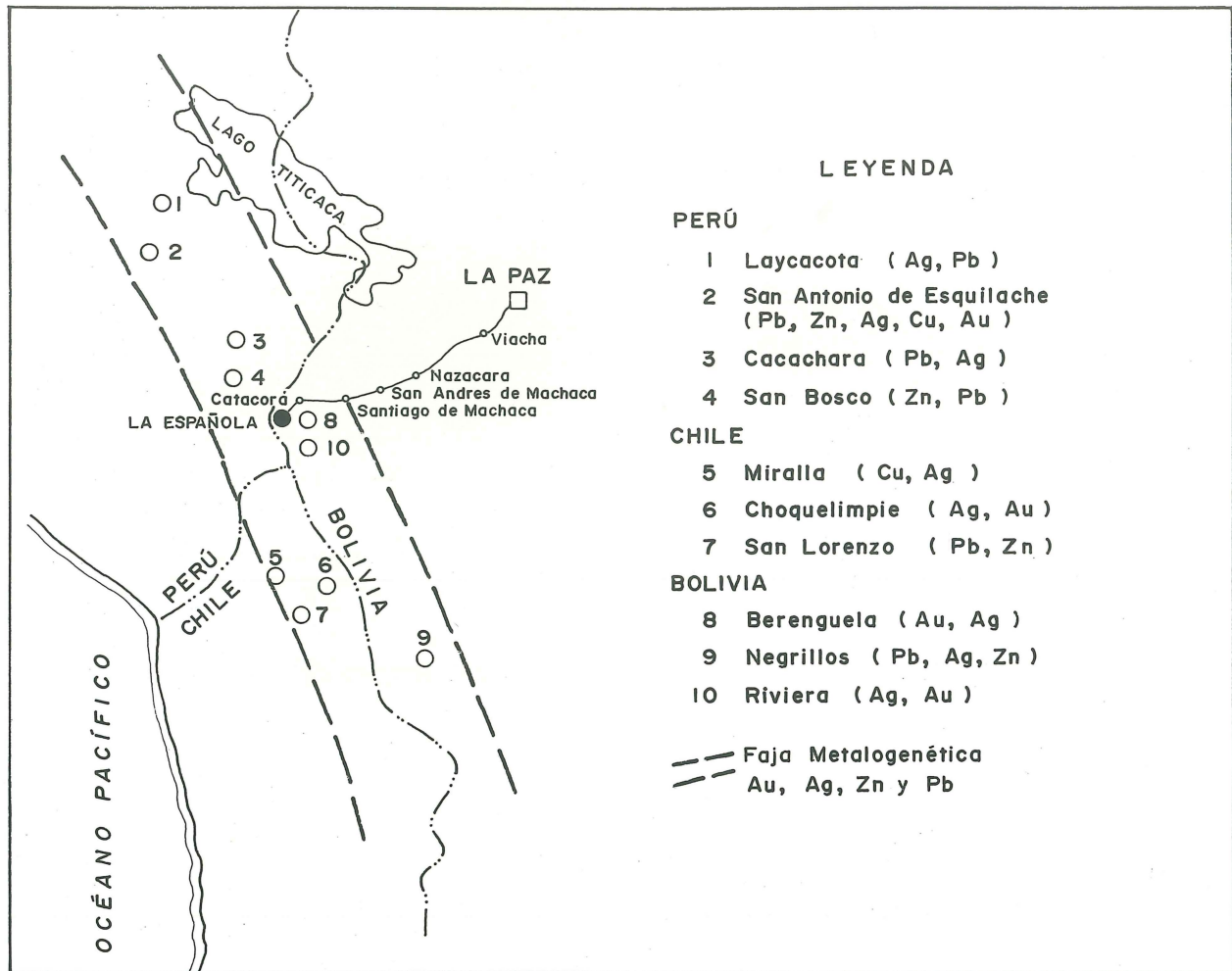


Figura 1.— Mapa de ubicación del prospecto La Española.

las traquiandesitas, traquidacitas, andesitas y dacitas. Estas rocas pertenecen a la serie calcoalcalina rica en potasio, característica de márgenes activos de subducción (Fig. 4), a diferencia de las rocas del Miembro inferior de la Formación Abaroa que pertenecen a la serie shoshonítica (Fig. 4).

La saturación en sílice del Complejo Intrusivo (59.4 a 65.2 % peso), se sustenta en los altos valores de cuarzo normativo (12.43 - 25.25 % volumen) y a los valores de Niggli  $Q^+$  positivos (12.49 - 38.57 % volumen). Las características peraluminosas se pone de manifiesto por los altos

valores de  $Al_2O_3$  (15.3 a 17.2 % peso), expresados en la presencia de corindón normativo (0.01-3.96 % volumen), hecho que lo diferencia de las lavas andesíticas (Formación Abaroa Miembro inferior), poco saturadas en sílice (43.3 a 52.4 % peso), por los valores de cuarzo normativo obtenidos (3.88 - 17.55 % volumen).

La geoquímica de óxidos mayoritarios, indican que el proceso principal en la evolución del magma que originó las rocas del área de estudio fue la cristalización fraccionada controlada por la plagioclasa, biotita, hornblenda y piroxeno.



## GEOLOGIA ECONOMICA

### Alteración hidrotermal

En el Prospecto La Española se observan varios tipos de alteración hidrotermal, algunas de las cuales presentan características de sistemas tipo pórfido rico en Au, y sistemas epitermales tipo sulfato-ácido y sericita-adularia.

### Alteración cuarzo-sericita-pirita (QSP)

Zonas de alteración cuarzo-sericita con abundante pirita (cuarzo-sericita-pirita), afecta a las rocas del Complejo Intrusivo Dacítico, en especial a los cerros San Gerónimo y Jichu Cunca (Fig. 5). Como producto de esta alteración, existe un reemplazamiento total de los fenocristales de minerales máficos y feldespatos potásico y parcial de las plagioclasas, a sericita. La alteración QSP se encuentra formando estrechos halos, desarrollados a lo largo de zonas de fractura, observados en las minas Santa Rosa, Kollota y las Vetas Tarutani (Fig. 5).

En el sector de la Mina Kollota, la alteración QSP se presenta desarrollando halos de 10 a 25 m, limitando lateralmente al halo de alteración de sílice vesicular ("vuggy silica") y cuarzo-alunita. De manera similar en la Mina Santa Rosa, este tipo de alteración se encuentra en estrechos halos en las salvandas de las estructuras, mientras que en las Vetas Tarutani, las estructuras se hallan asociadas lateralmente a halos de alteración QSP de 4 a 10 cm de ancho, la misma que pasa gradualmente a una alteración propilítica.

La asociación QSP, ha sido confirmada mediante difracción de Rayos X, que además permitió identificar la presencia de yeso, caolinita y feldespatos potásicos. La presencia de yeso es posiblemente producto de la hidratación de la anhidrita primaria. Además la existencia de restos de feldespatos potásicos y yeso es característico de altas temperaturas correspondiente a zonas potásicas de sistemas porfídicos (Rose y Burt, 1979).

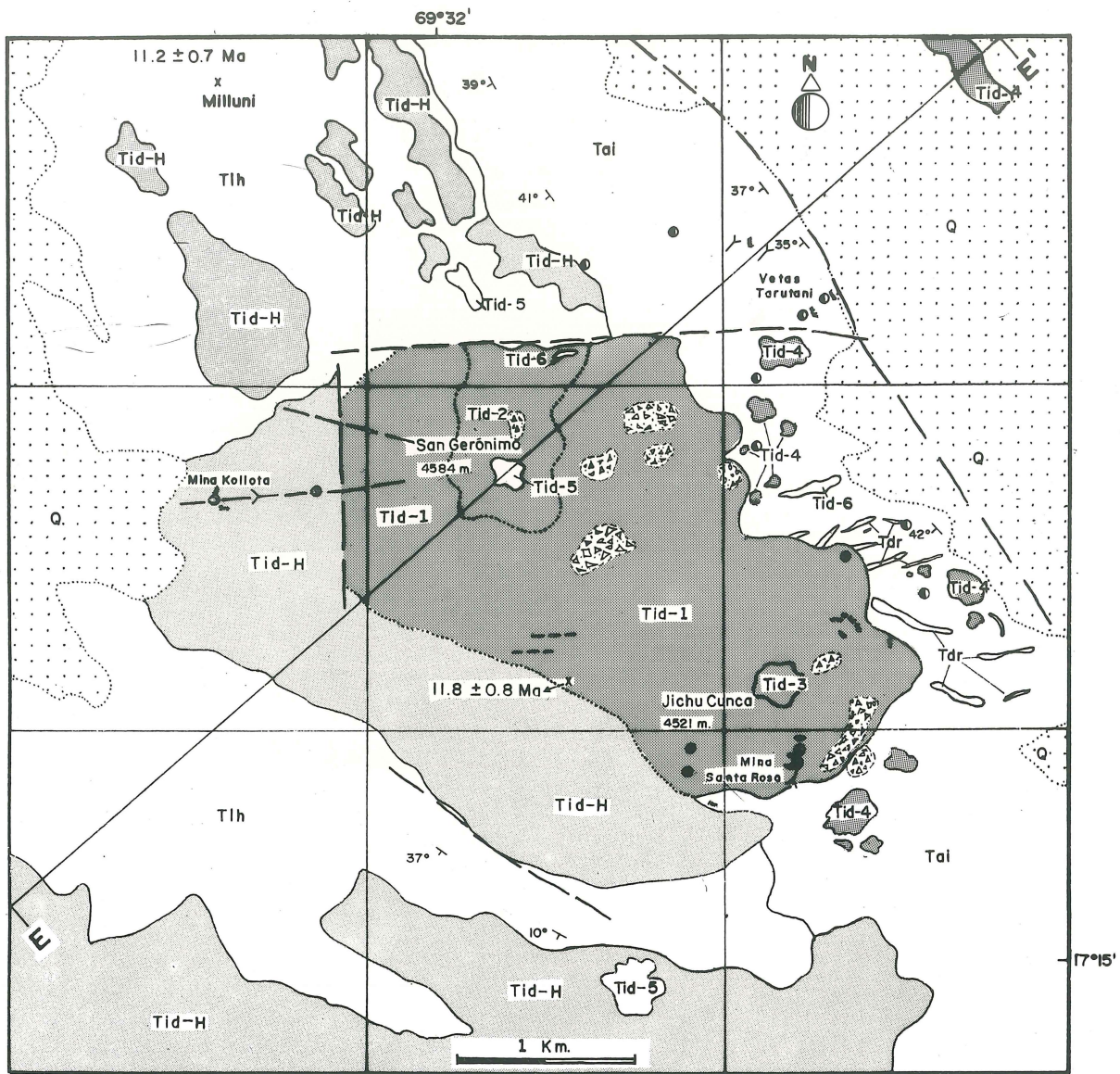
### Alteración sulfato-ácido

Varias zonas de alteración de tipo sulfato-ácido se encuentran presentes en el tope

del Cerro San Gerónimo (Fig. 5). Se han identificado dos tipos de alteración sulfato-ácido sobrepuesta a la alteración QSP. El primer tipo de alteración, de sílice vesicular ("vuggy silica"), consiste de sílice residual reemplazando en forma penetrativa a la matriz y a los minerales originales tras una intensa lixiviación de la roca original. El segundo, de cuarzo-alunita, esta caracterizado por una asociación mineralógica constituida por diminutos cristales de cuarzo, alunita y pirita.

En el sector oeste del Cerro San Gerónimo, se observan dos zonas afectadas por alteración sulfato-ácido. La zona de mayor importancia económica, se encuentra en la Mina Kollota (Fig. 5), donde la alteración ha afectado intensamente a las rocas dacíticas del Complejo Intrusivo, a lo largo de una zona de fracturación de rumbo general Este, con desarrollo de un halo de 2 a 4 m, de ancho. La segunda zona, ubicada en la cumbre y la ladera occidental del Cerro San Gerónimo, consiste de alteración de sílice vesicular ("vuggy silica"), que pasa abruptamente hacia alteración QSP. Ocasionalmente se observa un cambio gradual hacia una alteración de cuarzo-alunita. Determinaciones por difracción de Rayos X en muestras obtenidas tanto en la Mina Kollota como en la cumbre del Cerro San Gerónimo, indican la presencia de caolinita y pirofilita. Esta última sugiere temperaturas mayores a los 280°C (White y Hedenquist, 1990). Finalmente en la Mina de Santa Rosa, ubicada en el sector sud del Cerro Jichu Cunca, se observa una intensa alteración sulfato-ácido, caracterizada por silicificación a lo largo de fracturas de rumbo N45°E, y una brecha hidrotermal con fragmentos de rocas afectadas por alteración de sílice vesicular ("vuggy silica").

En síntesis, las características geológicas, la morfología de las zonas alteradas, y los productos de alteración, que incluyen la presencia de sílice vesicular ("vuggy silica"), cuarzo-alunita, caolinita y pirofilita, son diagnósticos de sistemas epitermales del tipo sulfato-ácido. Además la ausencia de sílice opalina y cuarzo calcedónico, que se encuentra habitualmente en la parte superior de los sistemas tipo sulfato-ácido, implica que el sistema fue afectado por una significativa erosión, observándose actualmente sólo la zona de cuarzo-alunita, ubicada a una relativa profundidad en el sistema tipo sulfato-ácido (Rye et al., 1991).



LEYENDA

	Q	Cuaternario: morrenas, abanicos aluviales, eólicos, aluviales		—	Contacto	
TERCIARIO	Abroa superior	Tid-5	Intrusivos dacíticos	Tid-6	Diques dacíticos, textura porfídica	
		Tid-H	Intrusivos dacíticos		37°λ	Rumbo y buzamiento de capas
		Tid-4	Intrusivos dacíticos		---	Falla aproximada o inferida
		Tih	Lahares con clastos dacíticos en matriz volcanoclástica		⊗	Brecha de intrusión
	Abroa inferior	Tdr	Diques riolíticos	●	Pique	
	Tai	Areniscas volcánicas o rojizas grano medio, sills andesíticas, conglomerados, lahares andesíticos, lavas y brechas andesíticas	—>	Socavón		
			x 11.8 ± 0.8 Ma		Datación radiométrica	

Figura 2.— Mapa geológico del prospecto La Española

## Alteración propilítica

La alteración, propilítica se encuentra formando un amplio y bien desarrollado halo que bordea y limita a la alteración cuarzo-sericita-pirita, en los márgenes del Complejo Intrusivo del Miembro superior de la Formación Abaroa, y en las rocas de la Formación Abaroa Miembro inferior (Fig. 5). La asociación mineralógica de este tipo de alteración se halla caracterizada por la presencia de clorita-calcita-pirita-cuarzo-epidota. La clorita, calcita, y epidota se formaron por la alteración de los minerales máficos y plagioclasa de las rocas ígneas. Esta alteración se considera como débil, y su origen se debe principalmente al efecto de circulación de aguas meteóricas durante los procesos de alteración hidrotermal.

## Descripción de los depósitos

La explotación minera del prospecto La Española data de la época de la colonia española, observándose diversas labores mineras como las minas Santa Rosa y Kollota. La mineralización está asociada a estructuras tipo stockwork, vetas y diseminación pertenecientes a sistemas porfídicos y epitermales de tipo sulfato-ácido y adularia-sericita.

## Depósitos tipo stockwork

Durante los trabajos de prospección realizados por EXPROMIN S.A., se identificaron cuatro zonas con mineralización tipo stockwork, a las que se sumó una quinta, definida durante la presente investigación. Dos de estas zonas se encuentran en la ladera noreste del Cerro San Gerónimo y las tres restantes en las laderas noreste, este y oeste del Cerro Jichu Cunca, (Fig. 5), y todas ellas contienen interesantes concentraciones de oro. Estas zonas pueden ser divididas en dos grupos, el primero de los cuales está constituido por vetillas de cuarzo con pirita diseminada, mientras que el segundo consiste únicamente de vetillas de cuarzo (ladera noreste del Cerro Jichu Cunca). Los espesores y la dirección de las vetillas son variables. Las concentraciones de oro en las estructuras parecen estar controladas por la cantidad de cuarzo introducido; es decir, que las vetillas más anchas contienen mayores concentraciones de oro. Además, muestreos de drenajes realizados por

EXPROMIN, confirmaron la presencia de partículas de oro detrítico de hasta 3 mm, de longitud al pie de la ladera noreste del Cerro San Gerónimo. Esta ocurrencia sugiere que el oro en las zonas de stockwork es de grano grueso.

Análisis geoquímicos de muestras de roca y suelo en las zonas ubicadas en la ladera noreste del Cerro San Gerónimo, y en la ladera este del Cerro Jichu Cunca, determinaron valores de oro entre 50 y 1,700 ppb, siendo comunes los valores entre 200 y 700 ppb. Los valores de oro se correlacionan con la concentración de 0.5 a 20 ppm Ag, 0.16 % Cu, 146.8 ppm As y 30 ppm Sb.

El marco geológico, la mineralogía, y las características geoquímicas definidas en estas zonas, son muy similares a las descritas por Vila y Sillitoe (1991), para los sistemas de tipo pórfido ricos en oro de la región de Maricunga, Chile.

## Mina Kollota

La Mina Kollota, que está ubicada en la parte este del Cerro San Gerónimo, está desarrollada a lo largo de una zona de fracturas con rumbo Este-Oeste (Fig. 5). Muestras de sílice vesicular ("vuggy silica"), no oxidadas, frecuentemente contienen cristales de pirita de hasta 1 mm de tamaño en forma diseminada, y ocasionalmente cristales de baritina de hasta 2 cm de tamaño, relleno de espacios abiertos. En muestras tomadas de los desmontes se observan restos de vetillas rellenas por baritina y enargita. Análisis geoquímicos realizados por EXPROMIN S.A. determinaron concentraciones de oro de hasta 2 ppm.

Tanto por las características geológicas como por la asociación mineralógica, se distinguen dos etapas paragenéticas: una temprana representada por la alteración sulfato-ácido y la otra tardía de cuarzo - pirita  $\pm$  baritina  $\pm$  enargita  $\pm$  oro, permitiendo clasificar al depósito como del tipo sulfato-ácido o de sistemas de alta sulfuración (Heald et al., 1987; Hedenquist, 1987).

## Mina Santa Rosa

Esta Mina se halla ubicada en la parte sur del Cerro Jichu Cunca (Fig. 5), donde se observan labores mineras de la época de la colonia española. Los trabajos están desarrollados a lo

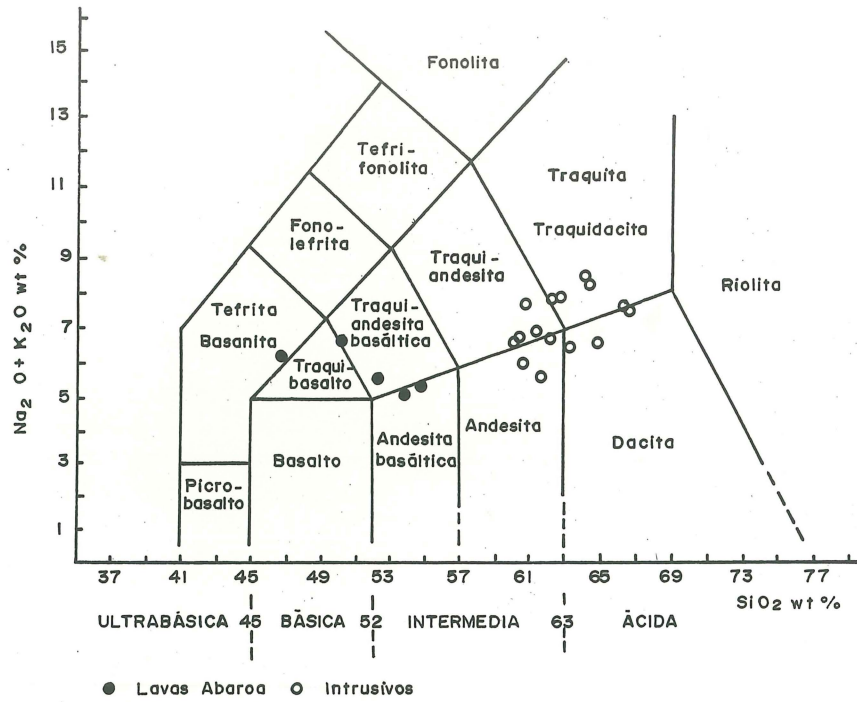


Figura 3.-- Diagrama del total de álcalis vs. sílice (TAS), Según Zenettin (1984).

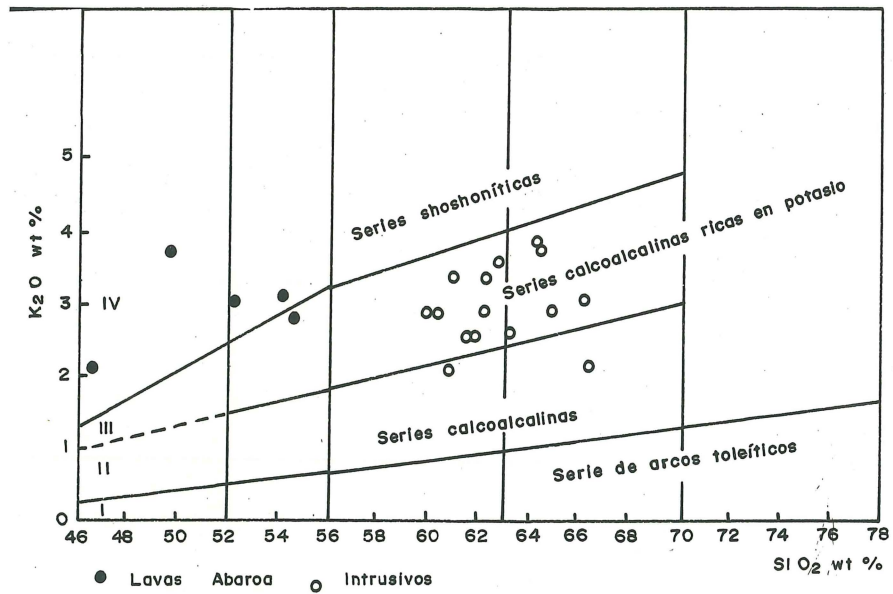


Figura 4.— Diagrama de series magmáticas, Según Peccerillo y Taylor (1976).

largo de fracturas donde se observan zonas silicificadas con diseminación de pirita. Estas estructuras tienen un rumbo aproximado N45°E, y están ubicadas en la zona de alteración de cuarzo-sericita-pirita (QSP). La silicificación consiste de cuarzo calcedónico que localmente rellena espacios remanentes en brechas afectadas anteriormente a la alteración QSP, por lo tanto, los eventos de mineralización y silicificación de la Mina Santa Rosa, parecen ser más jóvenes que la alteración cuarzo-sericita-pirita (QSP). En muestras tomadas de los desmontes se observan brechas que contienen fragmentos de sílice vesicular ("vuggy silica"), cementados por granos finos, terrozos de cuarzo y pirita, y vetillas de esfalerita ± galena ± con presencia de cristales (<2 mm) de sulfosales gris oscuras de Pb-Ag-Sb, en una ganga de cuarzo, pirita y baritina.

Análisis geoquímicos multielementales de las muestras obtenidas de los desmontes de la Mina Santa Rosa, determinaron concentraciones de hasta 1.02 ppm Au y 25.6 ppm Ag.

La mineralización de la Mina Santa Rosa presenta características muy similares a la mineralización epitermal de tipo sulfato-ácido descrita en la Mina Kollota. Las diferencias más notables son el incremento en la silicificación, mineralización de metales base y la escasa presencia de alunita y caolinita en la Mina Santa Rosa. Es de notar que la intensa silicificación, abundante diseminación de pirita y presencia de cristales de baritina, son características importantes de sistemas epitermales del tipo sulfato-ácido, (Hofstra et al., en prensa).

## Vetas Tarutani

Estas vetas se hallan ubicadas en el flanco noreste del Cerro San Gerónimo (Fig. 5). Están emplazadas en las andesitas del Miembro inferior de la Formación Abaroa. Consisten de calcopirita, galena y esfalerita en una ganga de cuarzo y pirita. Los cristales de los sulfuros son de tamaños menores a los 5 mm, mientras que los cristales de cuarzo varían entre 1 y 3 cm.

Análisis geoquímicos multielementales, realizados en muestras obtenidas de estas vetas, indican concentraciones de hasta 0.06 ppm Au, 30.4 ppm Ag, y 1.3 % Cu. Si bien no se detectó la presencia de adularia en estas vetas, el tipo de alteración y mineralización presenta características

muy similares al tipo adularia-sericita, comúnmente desarrolladas en los márgenes de sistemas porfídicos (Margolis et al., 1991).

## Edad de la alteración/mineralización.

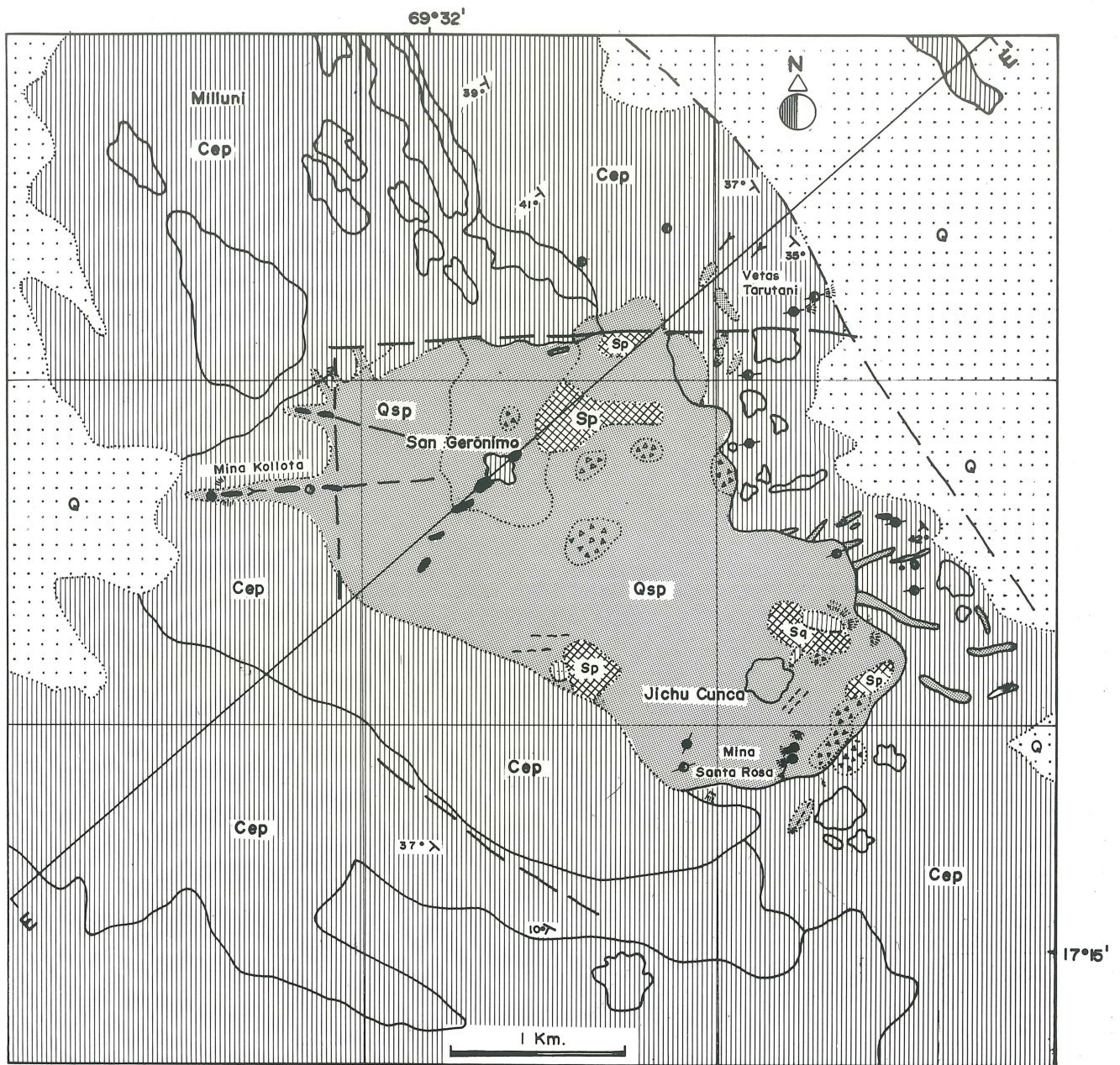
Estudios geocronológicos realizados en el prospecto La Española, muestran que la edad de la alteración/mineralización es de  $10.2 \pm 0.3$  Ma. Esta edad fue obtenida en una muestra de alunita de la cumbre del Cerro San Gerónimo. En consecuencia, los eventos de alteración y mineralización de La Española son sucesivos a la actividad intrusiva, existiendo un intervalo de aproximadamente 1 Ma entre la actividad ígnea y el episodio de alteración y mineralización.

## Geotermometría

El método geotermométrico utilizado en el presente estudio fue el estudio de inclusiones fluidas en fenocristales de cuarzo, componente primario de las rocas ígneas que posteriormente fueron alteradas por procesos hidrotermales, y en cristales de baritina. Las muestras objeto del presente estudio fueron recolectadas de las diferentes zonas de alteración que ocurren en los cerros San Gerónimo y Jichu Cunca, y de una veta de baritina en la Mina Kollota.

Las inclusiones fluidas estudiadas, en general, corresponden al tipo genético denominado, inclusiones fluidas secundarias. En general, las inclusiones fluidas son de formas irregulares, sus dimensiones varían entre 30 y 90 micrones, y en algunos casos se encuentran afectadas por el fenómeno de estrangulamiento. Por otra parte estas inclusiones fluidas pueden ser agrupadas en inclusiones fluidas de dos fases (líquido-vapor) e inclusiones fluidas de tres fases (líquido-vapor-sólido). La fase líquida estaría constituida por agua incluyendo soluciones salinas, la fase vapor por vapor de agua, mientras que los minerales descendientes o fase sólida la constituirían cristales de halita.

Las medidas geotermométricas realizadas en 85 muestras dieron los siguientes resultados. En las inclusiones fluidas secundarias en cristales de baritina (Mina Kollota) se obtuvieron temperaturas de homogeneización en el rango de 303°C a 144°C. En las inclusiones fluidas secundarias en los fenocristales de cuarzo, de la Mina Santa Rosa se



LEYENDA

	Quaternario: morreas, abanicos aluviales, eólico, aluvial		Rumbo y buzamiento de capas		Socavón
	Alteración ( Cuarzo - Sericita - Pirita )		Contacto cubierto, inferido		Pique
	Stockwork de Pirita ( Au - Ag )		Contacto		Desmontes
	Alteración Sulfato ácido		Falla inferida		
	Stockwork de Cuarzo ( Au - Ag )		Brecha de intrusión		
	Alteración propilítica				

Figura 5.— Mapa de las zonas de alteración hidrotermal en el área del prospecto La Española.

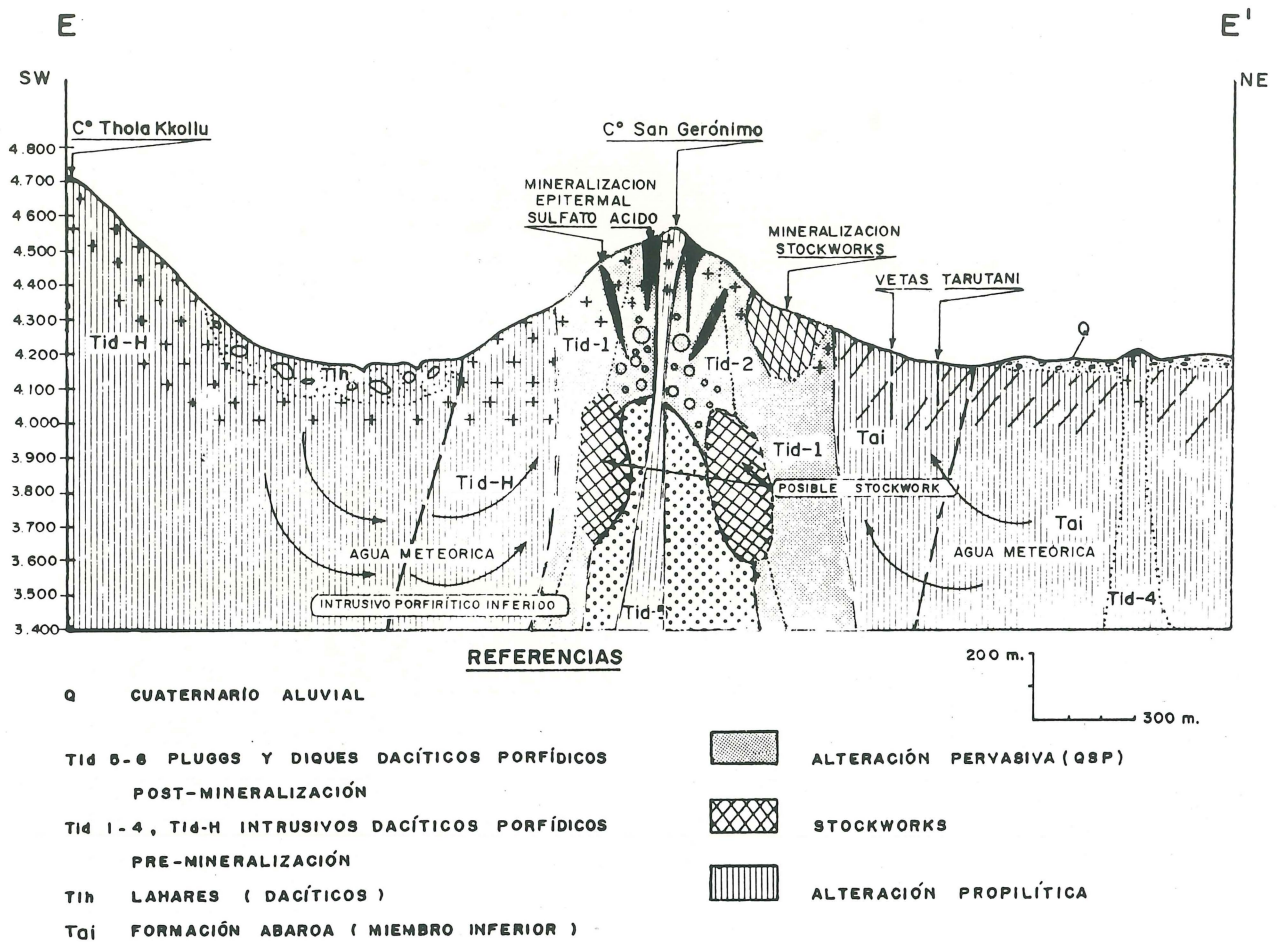


Figura 6.— Modelo genético del prospecto La Española.

determinaron temperaturas de homogeneización que varían en el rango de 225° a 215°C, con un promedio de 218°C. En las inclusiones fluidas secundarias en fenocristales de cuarzo de muestras de roca afectada por procesos de alteración hidrotermal de la zona de Vetas Tarutani se obtuvieron temperaturas de homogeneización que fluctúan entre los 315°C y 215°C. En las inclusiones fluidas en fenocristales de cuarzo, componente

primario de las rocas afectadas por procesos de alteración hidrotermal en las zonas de stockwork del flanco este del Cerro San Gerónimo se determinaron temperaturas de homogeneización que fluctúan entre los 443°C a 249°C. Mediciones en inclusiones fluidas similares en muestras del stockwork del Cerro Jichu Cunca determinaron temperaturas de homogeneización entre los 550°C a 330°C.

## MODELO GENETICO DEL PROSPECTO LA ESPAÑOLA

El modelo genético del Prospecto La Española se esquematiza en la figura 6. La evolución del depósito se inicia con una intensa actividad magmática, que dio lugar al emplazamiento de cuerpos intrusivos. Posteriormente, por efecto de fluidos hidrotermales circulantes, se produjo una alteración potásica acompañada de mineralización de pirita - calcopirita - oro, debido a la disminución de los fluidos magmáticos y mezcla con aguas meteóricas se produjo la alteración penetrativa de cuarzo-sericita-pirita, como un segundo evento. Las diferentes zonas con mineralización tipo stockwork se formaron a consecuencia de los diversos eventos de intrusión, en brechas de borde que acompañaron a las intrusiones del complejo dacítico.

El tercer evento es de alteración tipo sulfato-ácido desarrollada en la parte superior del sistema hidrotermal, dando lugar a alteraciones de sílice vesicular y cuarzo alunita. Este evento produjo una mineralización de enargita  $\pm$  oro  $\pm$  plata  $\pm$  sulfuros de metales base, en una ganga de cuarzo, pirita y baritina en vetas de las minas Kollota y Santa Rosa.

Por otra parte, en base al modelo sulfato-ácido magmático (Rye et al., 1991), es posible inferir la presencia de una intrusión no expuesta en profundidad, que debería ser la fuente de origen de las soluciones magmáticas, las mismas que fueron responsables de las alteraciones y mineralización del sistema sulfato-ácido observado en superficie. Asociado a este cuerpo intrusivo puede existir en profundidad mineralización de tipo stockwork, similar a la observada en superficie (Fig. 6), probabilidad muy alentadora para el potencial de mineralización en el prospecto.

El Complejo Intrusivo Dacítico del Miembro superior de la Formación Abaroa, controló la circulación de agua meteórica que produjo la alteración propilítica extensamente difundida. Estos fluidos se localizaron a lo largo de fallas de alto ángulo, produciendo la alteración y mineralización tipo adularia-sericita, como en el caso de las Vetas Tarutani (Fig. 6). En este caso la predominancia de metales base y la ausencia de adularia, sugieren que la mezcla de fluidos fue el proceso predominante.

Posteriormente al enfriamiento de las intrusiones subvolcánicas (Miembro superior de la Formación Abaroa) y al colapso del sistema hidrotermal, se produjo un período de intrusión durante el cual se emplazaron numerosos taponos ("plugs") y diques dacíticos en la roca previamente alterada y mineralizada. Estas pequeñas intrusiones no desarrollaron sistemas hidrotermales o mineralización evidente.

En síntesis, los resultados de las investigaciones de campo y laboratorio indican que La Española representa la sobreposición de mineralización de un sistema epitermal tipo **sulfato-ácido** sobre otro temprano que corresponde a un sistema tipo **pórfido rico en oro**, con desarrollo de vetas tipo **adularia-sericita** en la periferie.

## REFERENCIAS CITADAS

- Barrera, L., 1992, Estudio geológico mineralógico del prospecto "La Española" de la cordillera Occidental. Provincia José Manuel Pando - Departamento La Paz. Universidad Mayor de San Andrés, tesis de grado, inédito, 170 p.
- Everden, J.F., Kriz, S.J., and Cherroni, M.C., 1977, Potassium-argon ages of some Bolivian rocks: *Economic Geology*, v. 72, p. 1042-1061.
- Heald, P.W., Foley, N.K., and Hayba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits acid-sulphate and adularia-sericite types: *Economic Geology*, v. 82, p. 1-26.
- Hedenquist, J.W., 1987, Mineralization associated with volcanic related hydrothermal systems. Transactions of the Fourth Circum-Pacific energy and mineral resources conference, August 17-22, 1986, Singapore, M.K. Horn, ed: Circum-Pacific Energy and Mineral Resources, p. 513-524.
- Hofstra, A., Hardyman, R., Barrera, L., and Sanjines, O., en prensa, Gold and silver in acid-sulfate alteration and quartz-sericite-pyrite stockwork, La Española Prospect,



- northwestern Altiplano, Bolivia: Economic Geology.
- Lavenu, A., Bonhomme, M.G., Vatin-Perignon, N., and de Pachtere, P., 1989, Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S and 18°W: stratigraphy and K/Ar geochronology: *Journal of Latin American Earth Science*, v.2, p. 35-47.
- Margolis, J., Reed, M.H., and Albino, G.V., 1991, A process oriented classification of epithermal systems: Magmatic volatile-rich versus volatile - poor fluid paths. Geological Society of America. Abstracts with programs, v.23, No 5, p. A230.
- Peccerrillo, A., and Taylor, S.R., 1976, calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Redwood, S.D., and Macintyre, R.M., 1989, K-Ar dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia: *Economic Geology*, v. 84, p. 618-630.
- Rose, A.W., and Burt, D.M., 1979, Hydrothermal Alteration, in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: H.L. Barnes, ed: John Wiley and Sons, New York. p. 173-235.
- Rye, R.O., Bethke, P.M., and Wasserman, M.D., 1991, The stable isotope geochemistry of acid-sulfate alteration and vein forming alunite: U.S. Geological Survey Open File Report 91-257, 58 p.
- Sebrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., and Soulas, P., 1988, Tectonics and uplift in central Andes (Peru, Bolivia y Northern Chile) from Eocene to present: *Geodynamique*, v. 3, p. 793-802.
- Soria, E., and Terrazas, R., 1992, La Española Prospect: en U.S. Geological Survey y Servicio Geológico de Bolivia 1992, *Geology and Mineral Resources of the Altiplano and cordillera Occidental, Bolivia*, with a section on Application of Economic Evaluations to Deposits Models by Donald I. Bleiwas and Robert G. Christiansen, U. S. Bureau of Mines: U.S. Geological Survey Bulletin 1975, p. 365.
- Vila, T., and Sillitoe, R.H., 1991, Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile: *Economic Geology*, v.86, p. 1238-1260.
- White, N.C., and Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization, variations and their causes, and guidelines for exploration: *Journal of geochemical exploration*, v.36. p. 445-474.
- Zanettin, B. 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks: *Episodes*, v. 7, p. 19-20.

## **E.— ESTUDIO GEOLOGICO DEL PROSPECTO DOS AMIGOS, DISTRITO DE BERENGUELA**

por José Luis Lizeca B.  
Servicio Geológico de Bolivia

---

### **INTRODUCCION**

La antigua mina argentífera Pacocahua fue explotada intensamente alrededor de los años 1550 y en forma discontinua en la época republicana hasta los años 30 del presente siglo, época en que cambió su nombre a mina Dos Amigos. Este yacimiento está ubicado 7 km al SW del pueblo de Berenguela, en el flanco sud del Cerro Pacocahua cuya cima alcanza una altitud de 4,280 m. Posiblemente debido a su pequeño tamaño, este depósito no ha sido objeto de muchas investigaciones. Se conoce sólo el trabajo de Schneider-Scherbina (1962) quien ha realizado un estudio completo del distrito de Berenguela dedicando un capítulo a la mina Dos Amigos.

### **MARCO GEOLOGICO**

El cerro Pacocahua está formado por una serie de intrusivos y domos riolíticos emplazados en las areniscas continentales de la Formación Berenguela, la que se constituye en la unidad más antigua del sector. La Formación Berenguela presenta su mayor afloramiento en la parte sur del área estudiada (Fig. 1). En este lugar esta formación está constituida por areniscas cuarzosas

masivas de color rojo ocre y de grano medio a grueso que parecen corresponder a la parte superior o tope de la formación. Por debajo es posible observar areniscas de grano fino a medio a veces intercaladas con delgados lentes de conglomerados finos. La estratificación no es muy notoria, pero hay bancos hasta de 1 metro de espesor que muestran cierta estratificación laminar.

Está estimado que la Formación Berenguela tiene una edad oligocena (Capítulo IV-A del presente informe) y ha sido correlacionada con las areniscas rojizas de la Formación Tiahuanacu datadas en 29 Ma (Swanson et al., 1987; Sempere et al., 1990). Las rocas riolíticas que cortan las areniscas de la Formación Berenguela en el Cerro Pacocahua incluyen tres cuerpos posiblemente coetáneos emplazados durante el Mioceno medio a superior (Fig. 2). Estas intrusiones están en parte cubiertas por material coluvial y no se observan sus dimensiones actuales, sin embargo, se diferencian por sus contenidos de feldespatos y minerales máficos. Uno de los cuerpos en el extremo suroeste del área estudiada se caracteriza por el bajo contenido de feldespatos y biotitas. Otro cuerpo, expuesto en la parte noreste del área tiene un notorio incremento de feldespatos y biotitas. El tercer cuerpo expuesto cerca de la terminación W de la veta Dos Amigos (Fig. 1), se caracteriza por el aumento de la cantidad y tamaño de las biotitas, las que se presentan en cristales hasta de 5 mm de

diámetro. Además hay otras intrusiones riolíticas en el área estudiada, incluyendo diques y el domo riolítico que se ve en la Figura 2.

A lo largo de la veta Dos Amigos, vertientes antiguas han depositado un sinter calcáreo que ha formado terrazas aisladas de travertina (Fig. 1) que alcanzaron por lo menos 10 m de espesor. En la actualidad vertientes similares aún se manifiestan a lo largo del río Pacocahua de donde emanan aguas de baja temperatura muy ricas en carbonatos dando origen a nuevas terrazas aisladas de travertina.

## GEOLOGIA ECONOMICA

### Estructuras, vetas, y mineralogía

La veta Dos Amigos (Fig. 1), estructura principal del área, es una falla mineralizada que tiene un rumbo N 70° W y un buzamiento de 75° SW. Un dique riolítico emplazado a lo largo de esta falla forma una pared escarpada de aproximadamente 10 m de alto. En esta pared se pueden ver estrías de falla que indican que la misma ha estado sucesivamente activa, sufriendo movimientos relativos dextrales post-mineralización. Una brecha hidrotermal y tectónica se ha desarrollado a lo largo del plano de falla que se expone en la zona mineralizada. La extensión de la veta no sobrepasa los 400 m de longitud y no se observan en el terreno rasgos de una prolongación. Sin embargo, observaciones en imágenes de satélite sugieren la existencia de un lineamiento de mayores dimensiones que no aparece en la superficie.

Otras estructuras que ocurren profusamente tanto en la roca ígnea como en las areniscas son fracturas de cizalla conjugadas cuyo rumbo son N 65°W a N 75° W y buzamientos generalmente entre 60° y 75° SW. Estas estructuras, si bien presentan halos lixiviados, en su totalidad son estériles.

La veta Dos Amigos, consiste de una brecha mineralizada de 10 a 30 cm de ancho. Las características de esta brecha serán descritas más adelante en este informe. Sílice, principalmente calcedónica y opalina, rellena las cavidades de la brecha y en partes rellena finas fracturas formando vetillas en la roca encajonante cerca de la veta. Los

principales minerales metálicos observados en la veta son galena, esfalerita, calcopirita, tetraedrita/tennantita y arsenopirita; Schneider-Scherbina (1962), reporta también la presencia de pearsita. La ganga consiste de cuarzo baritina, rejalgar, siderita, y calcita. La oxidación ha dado origen a la formación de hematita, jarosita y otros óxidos de hierro, además de covelina y malaquita a partir de los sulfuros primarios de Cu. La esfalerita está generalmente asociada a la calcopirita en diferentes sectores. Por otra parte, se ha desarrollado en la matriz silíceo de la veta un fino vetilleo de cuarzo que rellena fracturas con escasa galena. La pirita y la calcopirita se encuentran finamente diseminadas en los clastos de roca riolítica y en la matriz de la brecha. Finalmente, la covelina se encuentra reemplazando a la calcopirita. El principal mineral de ganga es la calcedonia y ópalo que forma la matriz de la brecha hidrotermal, mientras que la baritina, también relativamente abundante, se encuentra relleno de fisuras y cavidades, y en partes forma cristales tabulares muy notorios. De igual manera, el rejalgar aparece en gránulos relleno de cavidades de la brecha y en fracturas de la roca encajonante donde ha dejado manchas de color rojo anaranjado.

### Alteración hidrotermal

Una zona de alteración hidrotermal está estrechamente relacionada a la veta Dos Amigos. Análisis petrográficos y de difracción de rayos X han permitido distinguir una zonación horizontal de la alteración hidrotermal. A partir de la veta, donde hay una zona central de alteración silíceo, pasa a una alteración argílica y luego a una amplia aureola de alteración cuarzo-sericita, y finalmente a una zona externa de alteración propilítica. Un estrecho halo de alteración argílica que no sobrepasa los 50 cm de ancho, ha afectado las paredes de la veta. En esta zona se han identificado caolín, sericita y pirita finamente diseminada.

Una zona más amplia de alteración cuarzo-sericita, se ha desarrollado a continuación de la zona de argilización. Esta zona, que puede alcanzar los 20 m de ancho, ha afectado tanto a la matriz de las intrusiones riolíticas como a los fenocristales de feldespatos y biotitas, los que fueron totalmente reemplazados por cuarzo o sericita. Posteriormente, esta misma zona fue invadida por finas vetillas de cuarzo que aparecen sobrepuestas a la alteración cuarzo-sericita.

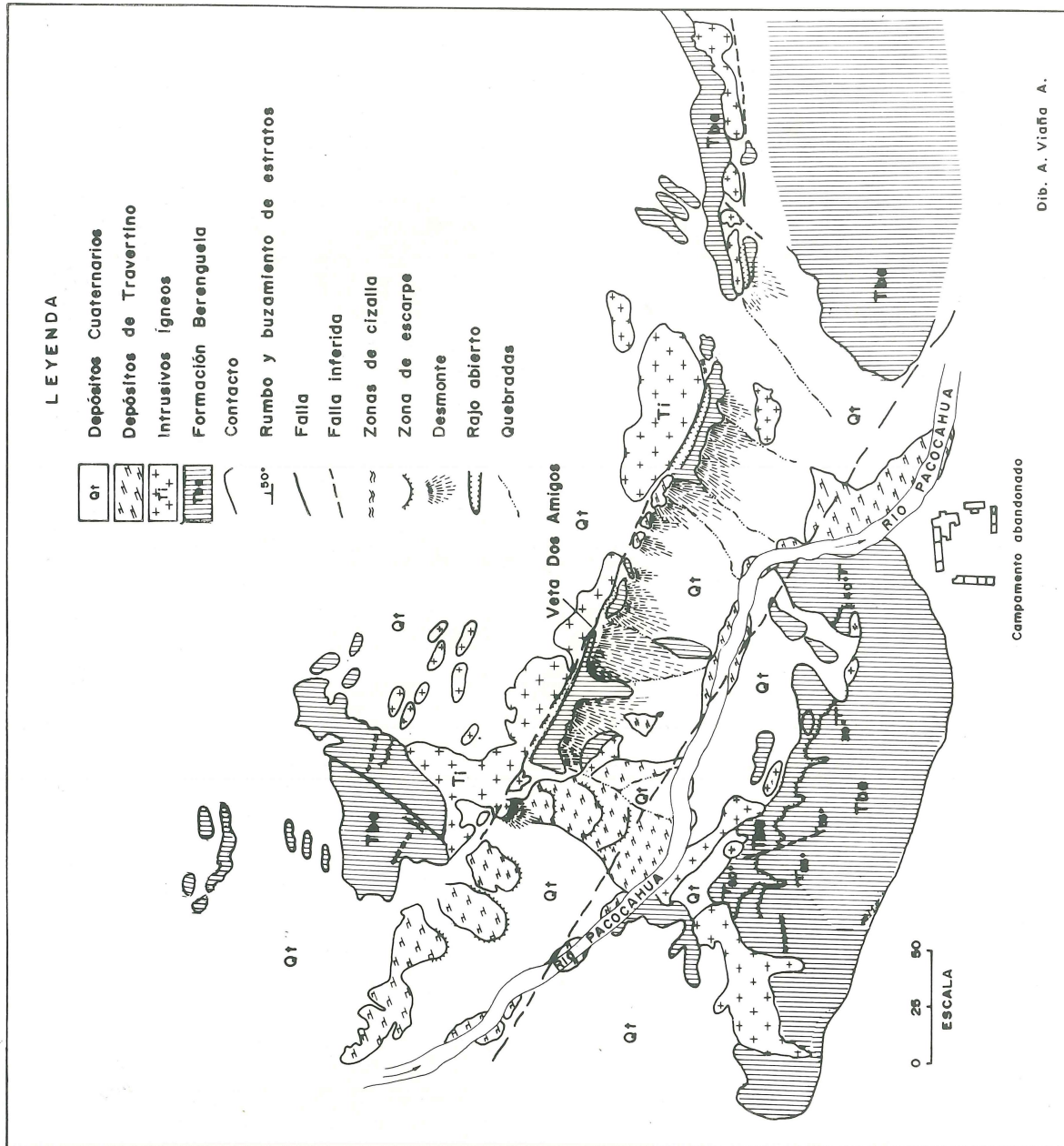


Figura 1.— Mapa geológico del área del prospecto Dos Amigos.

La zona de alteración propilítica, que forma un halo externo en torno a las anteriores zonas alteradas, se caracteriza por la presencia de pennina, formados a partir de la biotita, acompañada de algo de sericita y carbonatos.

### **Brecha en la veta**

La brecha que se encuentra rellenando la falla en toda su extensión y, que forma la veta Dos Amigos, incluye a una brecha de falla y una brecha hidrotermal formada por explosiones freáticas. El espesor de ésta no sobrepasa los 30 cm de ancho y se ha formado al menos en tres etapas sucesivas con una notoria variación en la matriz silíceas y el tamaño de los clastos que la conforman. En la primera etapa fue formada una brecha monolítica de clastos de roca riolítica envueltos por una matriz silicea blanquesina de cuarzo calcedónico. Los clastos han adquirido formas angulares a subredondeadas con tamaños que alcanzan hasta los 10 cm de diámetro, aunque en muchos casos han sido triturados dejando fragmentos menores a 1 cm. La presencia de algunas estructuras de flujo dejan entrever la movilidad de las soluciones a través de los conductos donde se ha formado esta brecha. Una segunda etapa de brechamiento se caracteriza por estar constituida de una matriz silíceas de color gris que envuelve clastos que alcanzan hasta los 6 cm de diámetro. Estos clastos que también son angulares, provienen de la roca encajonante y de la brecha anterior.

Finalmente, como una última fase, se ha formado otra brecha caracterizada por tener escasos clastos de tamaños reducidos de las brechas anteriores y sílice formando una matriz oscura de cuarzo opalino. Esta sílice oscura presenta cavidades donde ha precipitado con preferencia los minerales de la veta; la misma sílice también ha sido depositada en delgadas fracturas de la roca encajonante.

### **Geoquímica**

Muestras de astillas (chip samples), recolectadas en cortes transversales de aproximadamente 3 metros de ancho a través de la veta Dos Amigos y roca encajonante, confirman que la mineralización más importante se encuentra confinada a la brecha. La roca encajonante ha sido escasamente mineralizada y solamente algo de mineral ha precipitado en un fino vetilleo que se

ha formado cerca de la veta. Todas las muestras obtenidas en la brecha mineralizada tienen valores anómalos de plata, plomo, zinc, arsénico y mercurio. El Pb y el Zn se presentan con valores relativamente altos, alcanzando hasta 2,800 y 1,300 ppm respectivamente, al igual que el As que tiene valores que llegan a 3,380 ppm. Por otra parte, el Cd disminuye notoriamente en relación a las vetas alojadas en las areniscas de Berenguela, y el valor más alto alcanza apenas a 19 ppm. El Hg es otro elemento escaso con valores anómalos de 4 ppm. La plata es el metal precioso más importante que se ha encontrado en este depósito y que justifica los trabajos realizados en la mina Dos Amigos, los valores allí encontrados oscilan entre 47.2 a más de 100 ppm, mientras que el oro, apenas alcanza a 0.025 ppm. Otras muestras que se tomaron en zonas de fracturas adyacentes a la veta han dado valores bajos que denotan una ausencia de mineralización en la roca encajonante.

Muestras geoquímicas de las capas de travertina depositadas por la reciente actividad de manantiales a lo largo de la veta Dos Amigos revelaron que tienen valores anómalos de zinc y arsénico, con valores que alcanzan a 2,400 ppm para el Zn y 3,000 ppm para el As. Otros metales que ocurren en las travertinas del prospecto Dos Amigos muestran solamente valores de background.

### **Isótopos de plomo**

Isótopos de plomo analizados en galena y roca riolítica alterada del prospecto Dos Amigos indican que un basamento cristalino Proterozoico predomina en el origen del plomo de la veta (Tosdal et al., 1992). En suma, la composición de los isótopos de plomo de la veta Dos Amigos es distinta de aquellas vetas de Pb, Ag, Zn, y Cd que se encuentran cortando las areniscas de las Formaciones Berenguela. Esta diferencia composicional es interpretada por Tosdal et al., (1992) para indicar que el origen o la combinación de orígenes del plomo en los dos tipos de vetas son distintas. El plomo alojado en la veta de la roca riolítica, está claramente relacionado a las intrusiones riolíticas huespedes, y puede no haber derivado de las areniscas (Tosdal, 1992, comunicación escrita). Mientras que el plomo de las vetas hospedadas en las areniscas, es interpretado como el reflejo de un origen de mezclas, con la existencia de componentes detríticos clásticos en las areniscas de la Formación

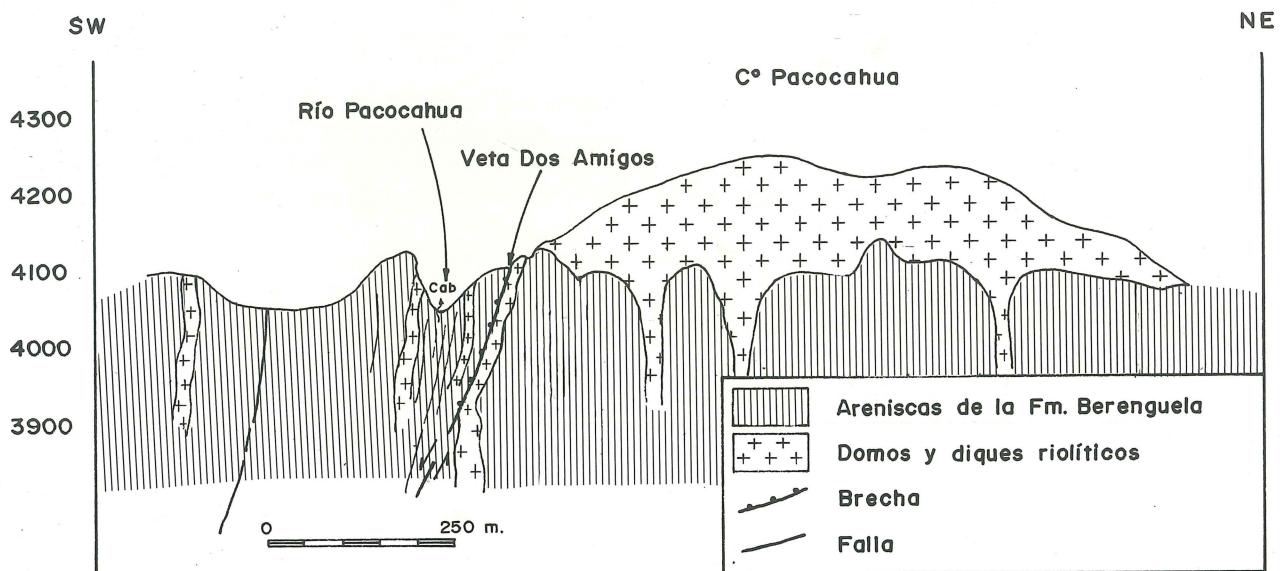


Figura 2.— Corte esquemático del Cerro Pacocahua.

Berenguela y de la existencia del basamento Proterozoico, el cual presumiblemente se encuentra a una relativa escasa profundidad debajo de la Formación Berenguela (Tosdal et al., 1992; Capítulo IV-A, este informe).

## CONCLUSIONES

El depósito de la mina Dos Amigos consiste de una veta simple y angosta de aproximadamente 400 m de longitud que se ha formado a lo largo de una falla que corta un complejo de intrusiones riolíticas del Mioceno superior en las areniscas

oligocenas de la Formación Berenguela. La veta consiste principalmente de una brecha hidrotermal de 10 a 30 cm de ancho en la cual metales base portadores de plata junto a minerales de ganga fueron depositados como relleno de cavidades de brecha. Los principales minerales que allí se encuentran son la galena, esfalerita, calcopirita, y tetraedrita/tennantita que es el portador principal de plata. La ganga consiste principalmente de cuarzo calcedónico. También están presentes pequeñas cantidades de covelina, barita, calcita, siderita, rejalgar, opalo, y pirita. Los análisis geoquímicos de material de la veta también muestran valores anómalos para mercurio, pero mineral de mercurio no fue observado.

La veta de la mina Dos Amigos fue explotada inicialmente a mediados de los años 1500, y subsecuentemente fue trabajada de forma esporádica por plata, plomo, zinc y cobre hasta mediados de los años de 1930. La explotación se realizó a rajo abierto y la profundización de los trabajos probablemente fue impedida por la emanación de gases tóxicos como el CO<sub>2</sub>, muy común en el distrito minero de Berenguela. La cantidad de mineral extraído es desconocida pero a juzgar por el volumen de desmontes, estos no fueron de gran envergadura. Sin embargo, considerando que el promedio de la veta es menos de 30 cm de ancho, sus contenidos de metal tienen que haber sido relativamente altos. La mineralización evidentemente fué confinada a la veta Dos Amigos, la cual se constituye en una falla o estructura de veta aislada en esta área, y si bien puede mantener sus valores a profundidad, es poco probable que pueda constituirse en un depósito de interés. Esto mismo ocurre con otros antiguos depósitos del distrito de Berenguela.

#### REFERENCIAS CITADAS

Tosdal, R.M., Robin M.B., et.al., 1992, Lead isotopic compositions as tracers in ore deposits in

the central Andes of Peru, Bolivia, and Chile, en Seminario Taller de "Procesos Formadores de Metales Preciosos": Servicio Nacional de Geología y Minería, (Chile), p. 29-36.

Sempere, T., Herail, G., Oller, J., and Bonhomme, M. G., 1990, Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia: *Geology*, v. 18 p. 946-949.

Schneider-Scherbina, A., 1962, Los yacimientos polimetálicos de Berenguela: La Paz, Informe No. 39 de la Misión Geológica Alemana en Bolivia, 163 p.

Stacey, J.S., and Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.

Swanson, K. E., Noble, D. C., McKee, E. H., Sempere, T., Martinez, C., and Cirbian, M., 1987, Major revisions in the age of rocks units and tectonic events in the northern Altiplano basin of Bolivia: *Geological Society of América Abstracts with Programs*, v. 19, p. 456.

## **F.— GEOLOGIA DEL PROSPECTO TATITO KKOLLU, DISTRITO DE BERENGUELA**

por José Luis Lizeca B. y Fernando Murillo S.  
Servicio Geológico de Bolivia

### **INTRODUCCION**

El Prospecto Tatito Kkollu se encuentra ubicado en la parte superior del cerro del mismo nombre (Fig. 1), localizado a 2 Km al sud de la población de Berenguela. Los estudios realizados en este prospecto revelaron características mineralógicas, texturales, y estructurales algo diferentes a aquellas que caracterizan las vetas polimetálicas de Berenguela, sugiriendo que la mineralización del mencionado prospecto tuvo su origen en una fuente distinta respecto de estas vetas polimetálicas.

### **MARCO GEOLOGICO**

El zócalo sedimentario, sobre el cual se suceden las diferentes unidades litológicas que conforman el Cerro Tatito Kkollu, se encuentra constituido por las areniscas arcósicas, rojizo rosáceas, de la Formación Berenguela (Figs. 1 y 2). En discordancia angular, sobre la Formación Berenguela, suprayace una secuencia areno-pelítica de color violácea, con entrecruzamiento, que corresponde al Miembro inferior de la Formación Mauri. Esta secuencia localmente fue intruida por una serie de pequeños stocks andesíticos a veces autobrechados.

Suprayaciendo a estas formaciones sedimentarias, se encuentra una secuencia volcansedimentaria que corresponde al Miembro superior de la Formación Mauri, cuya mejor exposición se encuentra en el flanco este del cerro. La base de esta secuencia es un nivel conglomerádico de 10 m de espesor, que tiene clastos y rodados de andesitas, dacitas, y areniscas violáceas y rojizas en una matriz arenosa. Suprayace a este conglomerado una unidad de unos 35 m de espesor de tobas de flujo riolíticas, blanquecinas, poco soldadas, moderadamente compactada y pumícea, rica en líticos y pobre en cristales. En contacto transicional suprayace una secuencia de unos 350 m de espesor, constituida por niveles de material tobáceo retrabajado, sedimentos volcánoclasticos, y brechas epiclasticas hacia el tope. Posteriormente a estas tobas fueron emplazados pequeños stocks y diques riolíticos caracterizados por presentar un marcado bandeamiento de flujo.

La actividad tectónica, que ha afectado la región de Berenguela, se encuentra relacionada a importantes pulsos que se sucedieron durante el Neógeno (Lavenue, 1986). La primera deformación ocurre durante el Oligoceno y se manifiesta plegando y fallando los sedimentos de la Formación Berenguela. Posteriormente al depósito de los sedimentos del Miembro inferior de la Formación Mauri, se inicia un periodo tectónico de solevamiento que acompaña el depósito del Miembro superior de esta misma Formación. Esta misma fase



tectónica reactivó el sistema de fallas pre-existentes, formando un nuevo sistema de fallas orientadas principalmente con una dirección N 80° E, que afectan parte del Miembro superior de la Formación Mauri. Las mismas fallas posteriormente fueron el principal control para el emplazamiento de las vetas polimetálicas de Berenguela.

Durante el Mioceno superior se establece la actividad de un segundo pulso tectónico de deformación que se manifiesta por el plegamiento de los sedimentos tanto de la Formación Mauri como de la Formación Berenguela. También las fallas pre-existentes fueron reactivadas, y se formaron nuevos grupos de fallas y fracturas, que en el Cerro Tatito Kkollu se disponen con direcciones predominantes entre N 5°W y N 20°E. Este grupo de fallas y fracturas se constituyó el principal control para la mineralización del prospecto Tatito Kkollu.

## **GEOLOGIA ECONOMICA**

### **Características de las vetas**

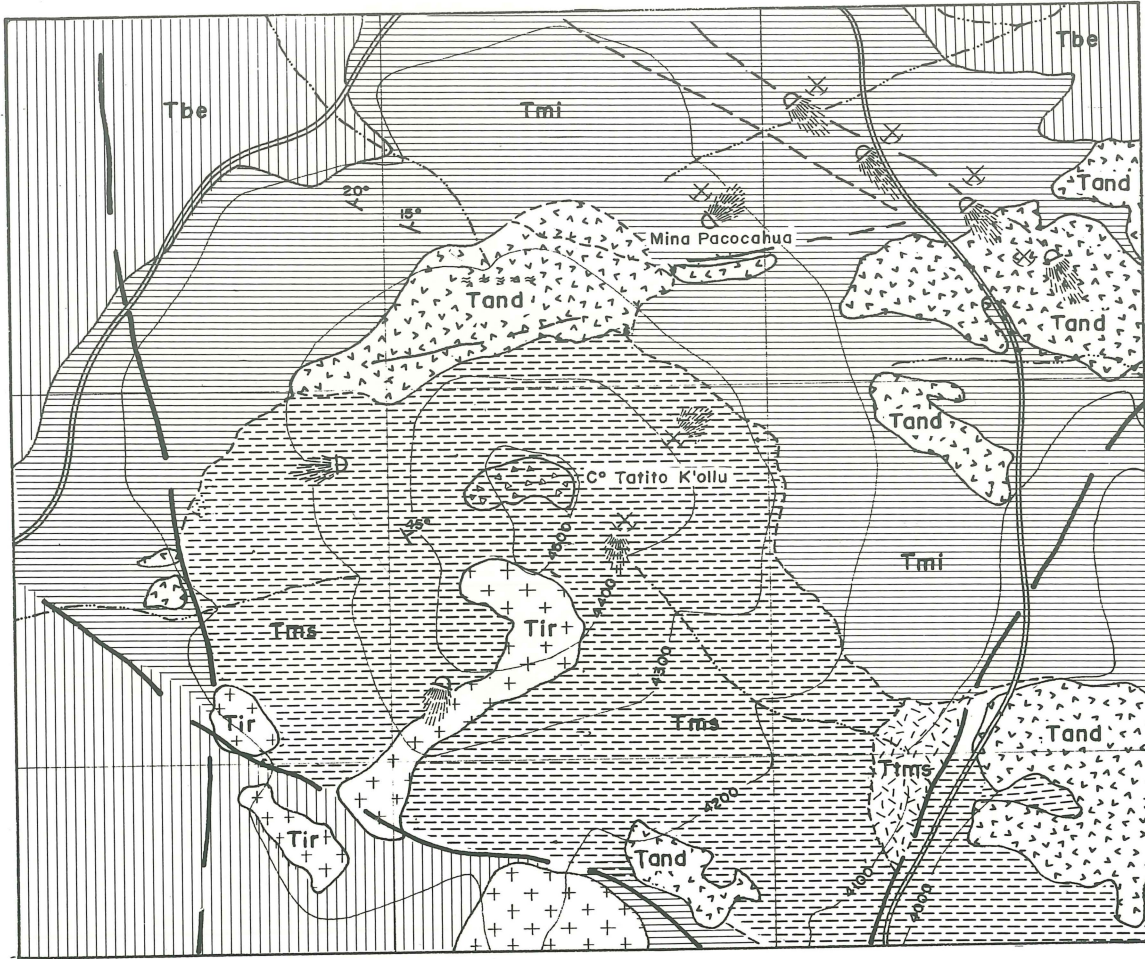
Las vetas en el cerro Tatito Kkollu fueron controladas por dos juegos de fracturas principales, una de dirección N 80°E y otra perpendicular, de dirección N, ambas con buzamientos verticales a sub-verticales. A excepción de la antigua mina Manco Kapac (Fig. 1), ubicada en la falda norte del cerro, todas las estructuras mineralizadas que se encuentran en la parte media y alta son por lo general fracturas en zonas de cizalla de mediana extensión. Este control estructural, junto al litológico, ha dado origen a dos sistemas de vetas que tienen características propias. Un sistema de vetas preferentemente alojadas en intrusiones andesíticas del Mauri inferior y otro en rocas volcanoclásticas del Mauri superior. Las vetas alojadas en las rocas del Mauri inferior son polimetálicas pobres en metales preciosos, y caracterizadas por la presencia del mineral de cadmio, grenockita. En cambio, las vetas alojadas en las rocas superiores de esta formación, están caracterizadas por la presencia de oro y plata, sulfuros de metales base, y ausencia de grenockita.

La veta polimetálica principal se encuentra en la mina Manco Kapac (Fig. 1). Esta veta se encuentra rellenando una falla de rumbo N 85°E.

Los principales minerales presentes en esta veta son la blenda y la galena; grenockita y tetrahedrita/tenantita ocurren en menores cantidades en delgadas vetillas y bolsoneras que alcanzaron hasta 30 cm de ancho (Schneider-Scherbina, 1962). Vetas similares ocurren también en rocas sedimentarias de la Formación Berenguela.

Las vetas que ocurren en el prospecto Tatito Kkollu están mayormente en rocas volcano-sedimentarias del Miembro superior de la Formación Mauri, en el frente norte y en el sector sudoeste de la parte alta del Cerro Tatito Kkollu. En el frente norte, existe una zona de fracturas subverticales con rumbos entre N 5°W y N 60°W que cortan a las areniscas tobáceas y a la brecha epiclástica. A lo largo de estas fracturas se encuentran brechas mineralizadas acompañadas de un fino vetilleo restringido a sus paredes laterales. Los principales minerales son cuarzo, baritina, y escasa pirita; además de minerales de metales básicos como la esfalerita, galena, y tetrahedrita/tennantita argentífera. Es muy común también encontrar en este sector vetas de calcita conteniendo galena y esfalerita en forma bandeada y ocasionalmente rellenando cavidades en forma de drusas. En este sector ocurre una zona de fracturas con alto contenido de plata.

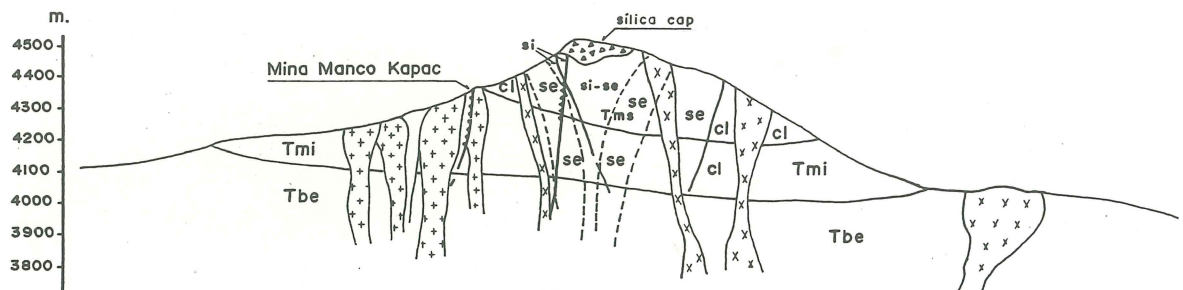
En el sector sudoeste del Cerro Tatito Kkollu se presenta una zona de oxidación envolviendo otra zona de fracturas mineralizadas en rocas volcano-sedimentarias. El rumbo general de estas fracturas es N 20°E con un buzamiento de 70°W. Brechas asociadas a estas fracturas están mineralizadas, pero en escasas vetillas siendo observables solamente en sectores adyacentes a las fracturas principales. Sin embargo, la diseminación de sulfuros como la pirita en la roca encajonante posiblemente asociada a metales preciosos como el oro, habría determinado la formación de una zona geoquímicamente anómala en este metal. Los minerales en este sector son galena, esfalerita, y muy escasa tetrahedrita/tennantita las mismas que se presentan en drusas y rellenando cavidades en la brecha. También se pueden advertir ciertas vetillas que contienen minerales metálicos y que proliferan en la roca encajonante en las inmediaciones de las fracturas. Los minerales de ganga, relativamente abundantes, son el cuarzo, baritina, pirita, y arsenopirita finamente diseminada. El rejalgar tiene escasa presencia. La limonita y la jarosita son óxidos abundantes que se encuentran como relleno de fracturas y como cemento de las brechas.



LEYENDA

	Intrusiones y diques riolíticos		Contacto		Veta
	Brecha epiclástica en la Fm. Mauri superior		Contacto Inferido		Zona de cizalla
	Fm. Mauri (Miembro superior)		Fallas inferidas		Mina o prospecto
	Intrusiones Andesíticas de la Fm. Mauri inferior		Rumbo y buzamiento de estratos		Desmontes
	Fm. Mauri (Miembro inferior)		Camino carretero		Quebradas
	Tobas de la Fm. Mauri inferior				
	Fm. Berenguela				

Figura 1.— Mapa geológico del área del Cerro Tatito K'ollu.



**LEYENDA**

	Intrusiones y diques riolíticos		Falla inferida
	Brecha epiclástica		Brecha
	Formación Mauri superior		silicificación
	Intrusivos dacíticos - andesíticos		sericitización
	Formación Mauri inferior		cloritización
	Formación Berenguela		Límite de alteración

Figura 2.- Corte geológico esquemático del cerro Tatito Kkollu.

Análisis geoquímicos fueron hechos en muestras de astillas (chip samples) obtenidas transversalmente a las principales vetas y en áreas afectadas por alteración hidrotermal. Los resultados de los análisis; han dividido a este prospecto en dos zonas: una con valores anómalos de plata y otra con valores anómalos de oro. La zona de plata contiene más o menos 100 ppm Ag, 2% Zn, y 0.2-0.4 Pb y Cu, respectivamente, 1.5 ppm Hg, y 104 ppm As. Otros elementos como el oro y el cadmio han dado valores extremadamente bajos (0.1 ppm y 40 ppm, respectivamente). Las muestras de la zona de oro tienen valores que oscilan entre 0.5 ppm y 2 ppm de Au, mientras que la plata, apenas alcanza a los 20 ppm. Por otra

parte, metales bases como el Pb y Zn sólo tienen un débil enriquecimiento en ciertos cuerpos de la brecha y en algunas estructuras menores, al igual que el Cd, Hg y As.

**Alteración hidrotermal**

Las alteraciones hidrotermales que han sido diferenciadas según el predominio de los minerales existentes son la silicificación, argilización intermedia, sericitización, y propilitización. Su distribución, tanto vertical como horizontal, ha sido controlada por fracturas y diaclasas que ocurren en diversos sectores del

Cerro Tatitu Kkollu (Fig. 2). Se ha desarrollado en la cima del cerro una zona silicificada o "silica cap" que afectó a la brecha epiclástica de la parte norte del Cerro Tatitu Kkollu (Fig. 2). Por debajo de éste "silica cap", la silicificación se localiza a lo largo de fracturas con brechas, formando halos hasta de 20 m de ancho. La intensidad de la silicificación disminuye gradualmente a medida que se aleja de las estructuras. Una zona de argilización intermedia se ha desarrollado por debajo del "capping" silíceo (Fig. 2) que se encuentra limitando lateralmente las estructuras mineralizadas o a las brechas que se encuentran en la parte alta del prospecto. Los principales minerales de alteración detectados mediante rayos X son la caolinita y la illita.

En el sector norte del prospecto Tatitu Kkollu se encuentra una alteración tipo cuarzo-sericita que se ha desarrollado a lo largo de las estructuras mineralizadas y brechas limitando, lateralmente las zonas de argilización intermedia. La alteración cuarzo-sericita ha afectado fuertemente a la roca encajonante, ocasionando localmente un completo reemplazamiento por cuarzo y sericita. Hacia el SW del prospecto, la sericitización es moderada y está subordinada a otros tipos de alteración como la argílica. Sin embargo, en las zonas donde existen estructuras mineralizadas o brechas, por lo general, aumenta la intensidad de sericitización desarrollando halos poco extensos.

La alteración propilitica tuvo un desarrollo poco intenso, a pesar de que se encuentra conformando halos de mayor amplitud que las precedentes. Esta alteración se presenta en la parte media y baja del prospecto se caracteriza por el parcial reemplazamiento de piroxenos y biotitas por clorita y/o calcita.

## SUMARIO

Dos tipos de vetas epitermales están presentes en el Cerro Tatitu Kkollu: (1) las vetas del

prospecto Tatitu Kkollu, en la cima del cerro, que son vetas polimetálicas de metales base con valores anómalos de Au y Ag pero pobre en Cd, y (2) las vetas en la mina Manco Kapac, en el flanco norte del cerro, que son vetas polimetálicas de metales base ricas en Cd pero carecen de valores significativos de Au y Ag. Además, algunos sectores del prospecto Tatitu Kkollu muestran valores elevados de Au pero valores bajos de Ag (flanco sud-oeste) y otros valores elevados de plata pero bajos de Au (frente norte).

Las vetas ricas en Cd, las cuales se encuentran ampliamente difundidas en el distrito, son más antiguas que las vetas que muestran valores anómalos de Au y Ag que ocurren en la parte superior del Cerro Tatitu Kkollu, alojadas en las rocas volcanoclásticas del Miembro superior de la Formación Mauri. Los principales minerales de metales base en ambos tipos de vetas son galena y esfalerita; grenockita es el único mineral de cadmio que ha sido identificado. La tetrahedrita/tennantita es el principal mineral portador de plata. No han sido identificados minerales de Au. Análisis geoquímicos de algunas muestras de vetas muestran valores anómalos de Hg. Debido a las significativas diferencias en los contenidos metálicos de los dos tipos de vetas y sus edades diferentes, es muy probable que la fuente de ambos depósitos sea distinta.

## REFERENCIAS CITADAS

- Lavenu, A., 1986, Etude Neotectonique de L'altiplano et de la Cordillere Orientale des Andes Bolivienes: These Pour obtenir La titre de DOCTEUR Es-Sciences. Universite de Paris-sud. Centre de Orsay. 433 p.
- Schneider-Scherbina, A., 1962, Los yacimientos polimetálicos de Berenguela: La Paz, informe No. 39 de la Misión Geológica Alemana en Bolivia, 163 p.

## **G.— MARCO GEOLOGICO DEL DISTRITO MINERO DE LAURANI**

por Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., Fernando Murillo S.,  
Orlando Sanjinés V., Luis Barrera I., Oscar Flores B.  
Servicio Geológico de Bolivia

---

### **INTRODUCCION**

La Mina Laurani (Fig. 1) situada a unos 127 km al sudeste de la ciudad de La Paz, es el único depósito con vetas epitermales del tipo sulfato ácido que fueron explotadas en Bolivia. Conocido desde tiempos coloniales, en la primera época de la mina se extrajeron de sus zonas oxidadas menas de oro y plata con leyes bastante altas. Posteriormente, y de manera discontinua, se explotaron las zonas de sulfuros por minerales de cobre, plomo y zinc que también contenían importantes concentraciones de metales preciosos.

Pese a la larga historia de la mina y a la proximidad a los centros de actividad económica y cultural más importantes del país, este distrito no fue estudiado sino en forma esporádica y generalmente sólo con el objeto de evaluar sus reservas. Trabajos de investigación que describan sus características y permitan la comprensión de la génesis de la mineralización fueron escasos y generalmente compendiados en informes internos de las empresas que explotaron la mina. Schneider-Scherbina (1961) y Ahlfeld y Schneider-Scherbina (1964) son los que en forma más detallada describieron la mineralogía y determinaron la paragénesis de las vetas. Un esbozo del ambiente geológico del depósito también fue hecho por estos autores. Navarro

(1986) efectuó un mapeo regional preliminar de la serranía que hospeda la mina y aportó los primeros datos de inclusiones fluidas de la mena. McBride (1977) y Redwood y Macintyre (1989) fecharon la roca intrusiva que aloja la mineralización empleando el método K-Ar. Las edades obtenidas para esta roca por ambas investigaciones son muy parecidas (alrededor de 8 Ma).

En el presente trabajo se reinterpreta toda la información existente en base a nuevos datos de campo y de laboratorio. Un énfasis especial ha sido puesto en el mapeo tanto de las zonas de alteración hidrotermal como de las rocas volcánicas que conforman la serranía. Pese a que en anteriores trabajos se denominó a este conjunto de colinas como "macizo volcánico" (ver por ejemplo Redwood y Macintyre, 1989) rocas sedimentarias de distintas edades predominan en éste. Por esta razón, en el presente trabajo se empleará el nombre de Complejo de Laurani para hacer referencia a este conjunto.

### **MARCO GEOLOGICO**

El complejo de Laurani (Fig. 1) está compuesto por rocas paleozoicas marinas, sedimentitas

continentales del Paleógeno y Neógeno, y rocas volcánicas e intrusivas neógenas. Este conjunto heterogéneo forma una aislada serranía de 15 km de largo por 11 km de ancho que en planta tiene forma ovalada con su eje mayor orientado hacia el noroeste, paralelo al rumbo general de las estructuras en esta parte de los Andes. Su cumbre más alta (Cerro Capaja) alcanza los 4,362 m, sobresaliendo unos 500 metros sobre el nivel general del Altiplano que en este lugar tiene una altitud promedio de 3,800 m. La desigual erosión que han sufrido las rocas de este complejo ha dado origen a una topografía muy abrupta y variable.

## Estratigrafía

### Unidades paleozoicas

Las rocas más antiguas que se encuentran en el complejo son rocas sedimentarias de edad silúrica (Paleozoico) que se encuentran restringidas a la parte nororiental donde afloran en forma esporádica y limitada (Fig. 1). Una importante falla inversa pone en contacto a estas rocas con unidades sedimentarias más jóvenes. Navarro (1986) distinguió tres formaciones paleozoicas, Llallagua, Uncía y Catavi.

La Formación Llallagua está constituida por cuarcitas masivas, de grano fino, y de color café claro, con intercalaciones locales de algunas capas de limolitas y lutitas. Las cuarcitas rara vez exhiben estratificación, presentándose en el terreno en afloramientos de rocas fuertemente diaclasadas que forman pequeñas elevaciones topográficas debido a su mayor resistencia a la erosión. Sus exposiciones están limitadas a lo largo de la falla inversa que ha hecho cabalgar a estas rocas sobre las terciarias. El espesor medible de esta formación es de alrededor de 60 m.

Por encima de la Formación Llallagua se encuentra la Formación Uncía, que esta compuesta por lutitas micáceas finamente estratificadas con algunas intercalaciones locales de bancos de areniscas de 50 a 5 cm de espesor. Debido a su escasa resistencia a la erosión los afloramientos de esta unidad forman relieves bajos con poca pendiente. Sin embargo, su mayor espesor, que Navarro (1986) estimó en 200 m, ocasiona que sus exposiciones sean algo más extensas que aquellas de la formación Llallagua.

La Formación Catavi está expuesta mucho más restringidamente que las dos anteriores formaciones. Los únicos afloramientos inequívocos de esta unidad son los que se encuentran al noreste del complejo, muy próximos a la población de Sica Sica (Fig. 1). Sin embargo, algunos rodados que se encuentran al este del cerro Yaca Silla sugieren que esta formación subyace a la gruesa cubierta cuaternaria de ese lugar. La Formación Catavi está compuesta por areniscas muy micáceas de color verde a café claro dispuestas en bancos de 10 a 60 cm de espesor. Una buena estratificación, en ciertos lugares entrecruzada, es un rasgo distintivo de esta formación. El contacto inferior con la Formación Uncía no está expuesto.

### Unidades terciarias sedimentarias

En el presente estudio se replantea completamente la estratigrafía del Terciario reconociéndose dos unidades sedimentarias. La más antigua se denomina Formación Chuquichambi y la más joven Formación Kollpana. La Formación Chuquichambi (Fig. 1) está compuesta por arcillas poco consolidadas y deleznable de apariencia masiva y por areniscas de grano fino, algo arcillosas, y generalmente lenticulares. Todas ellas son de color rojo a marrón. En el único estudio regional disponible, efectuado por Navarro (1986), se había diferenciado otra unidad, denominada Huayllamarca, por encima de esta formación. Su litología fue descrita como areniscas y lutitas. Pero sobre el terreno se comprueba que todo el conjunto es mayoritariamente arcilloso con intercalaciones poco frecuentes de areniscas en todos los niveles. Por lo tanto, no se justifica esa división.

Se denomina Formación Kollpana a un conjunto sedimentario compuesto por flujos de barro y conglomerados fluviales que afloran extensamente en la parte noroeste del complejo y en la parte sudeste del área mapeada (Fig. 1). Esta formación fue descrita originalmente por sus afloramientos en la región de Caracollo, unos 50 km al sudeste del área de estudio (Lizca, 1989). En esta región, la formación está bien expuesta y presenta excelentes cortes que permiten determinar sus relaciones con las unidades infra y suprayacente. Los clastos de la Formación Kollpana son cuarcitas paleozoicas con formas variables entre subangulares y subredondeadas.

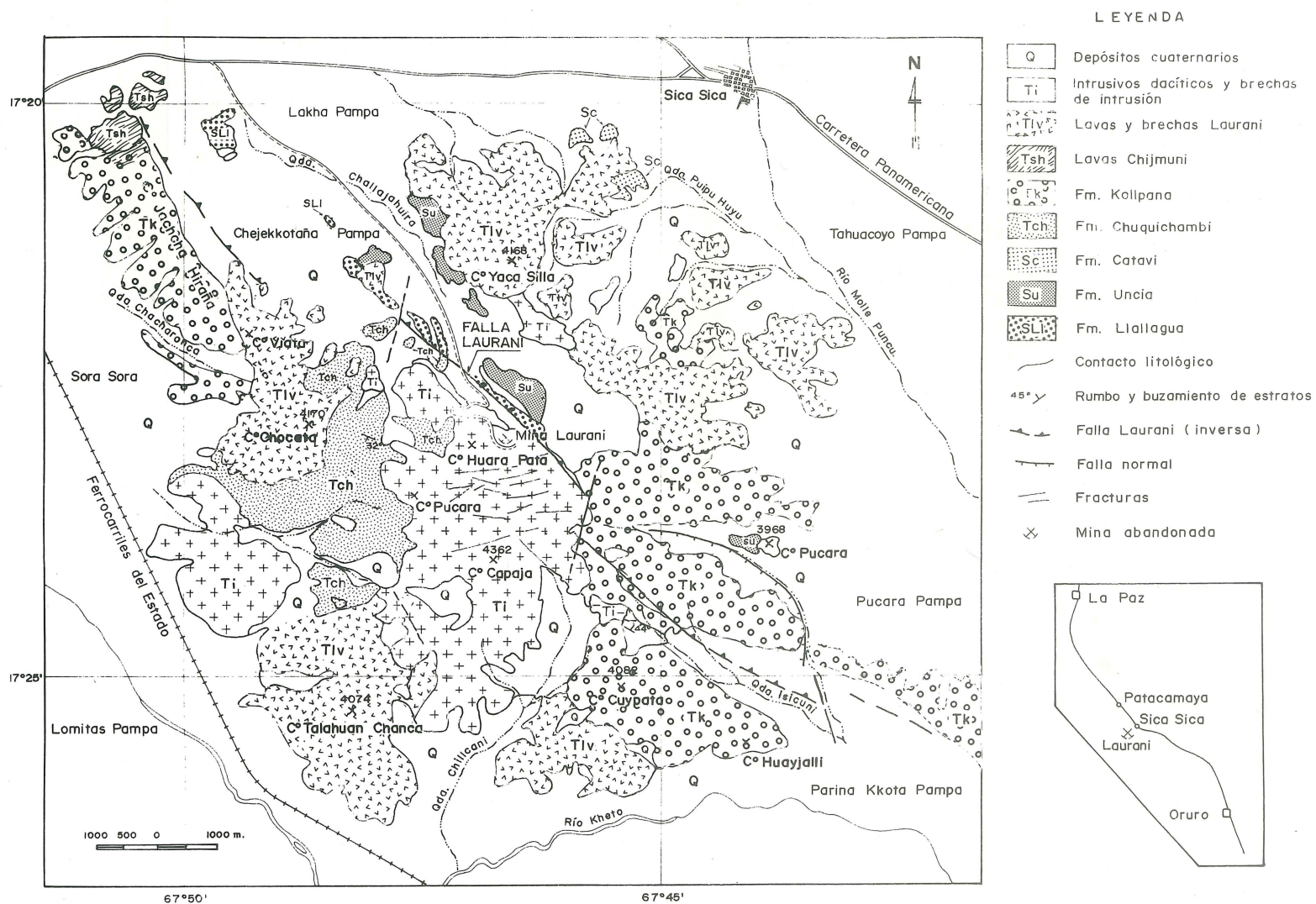


Figura 1.— Mapa geológico de la región de Laurani.

Sus diámetros pueden alcanzar los 50 cm. Muchos de ellos están fracturados o deformados por esfuerzos tectónicos posteriores a la depositación de la formación. Una parte de la formación fue depositado como flujos de barro, y tiene una abundante matriz arcillo-limosa de color rojo-naranja. Otra parte consiste de conglomerados fluviales con escasa matriz de carácter areno-arcilloso.

Lizeca (1989), que interpretó la Formación Kollpana expuesta en la región de Caracollo, señala que es el producto de la erosión de las rocas paleozoicas a lo largo de la falla inversa que las hace cabalgar sobre sedimentos terciarios. En el área de estudio, Navarro (1986) las confundió con morrenas.

### **Rocas ígneas**

Las rocas ígneas de Laurani pertenecen a una faja formada por pequeños centros volcánicos e intrusivos que se encuentran en el borde oriental del Altiplano, unos 100 km más al interior del continente que la cadena volcánica principal situada en la frontera con Chile y Perú. La edad de las rocas de esta cadena varía de Miocena media a Pliocena, y sus composiciones son generalmente intermedias, dacitas y andesitas, aunque existen también riolitas. En Laurani, las rocas ígneas son de composición andesítica, dacítica, y riodacítica. Se han reconocido tres unidades en base a la composición, textura y al modo de emplazamiento: (1) lavas andesíticas Chijmuni, (2) lavas y brechas autoclásticas dacíticas a riodacíticas, y (3) intrusivos de dacita y riodacita. Las dos primeras unidades fueron denominadas como lavas Chijmuni y lavas y brechas Laurani, respectivamente.

#### **Lavas andesíticas Chijmuni.**

Pequeños afloramientos de las lavas oscuras andesíticas Chijmuni se encuentran en el extremo noroeste del complejo de Laurani (Fig. 1), conformando colinas de poca elevación. Restos en forma de rodados de otros afloramientos han sido encontrados un poco más al sur, sobre el Cerro Jachcha Hiraña. Las lavas tienen pequeños y muy escasos fenocristales de piroxeno y anfíboles en una matriz afanítica. Todas ellas están fuertemente fracturadas y se encuentran discordantemente

emplazadas por encima de rocas paleozoicas y los sedimentos de la Formación Kollpana. Su espesor puede alcanzar los 50 m.

Redwood y Macintyre (1989) encontraron lavas similares en la región de Vila Vila-Caracollo donde por su composición química fueron denominadas shoshonitas. Su edad varía de 13 a 11 Ma según las dataciones de estos autores. La misión francesa ORSTOM dató una de las rocas del área de estudio de Laurani en 8.1 Ma (informe no publicado). Sin embargo, esta edad es considerada muy joven, probablemente producto de la influencia del emplazamiento de los cuerpos intrusivos de Laurani (G. Hérial, comunicación oral, 1992).

#### **Lavas dacíticas y riodacíticas Laurani.**

Lavas y brechas volcánicas de composición dacítica y riodacítica (Fig. 1) se encuentran al noreste, sudoeste y sur del complejo de Laurani, formando parte de algunos de los cerros más elevados del área. Sus afloramientos son relativamente extensos y por su disposición anular en torno a un núcleo constituido por un cuerpo intrusivo, han sido interpretados como el resto de un estrato-volcán muy desmantelado (Redwood y Macintyre, 1989). Las lavas son porfídicas, con grandes fenocristales de plagioclasa, sanidina, biotita, hornblenda y cuarzo incluidas en una pasta afanítica de color gris marrón. Un bandeamiento de flujo bien desarrollado es característico para la mayor parte de los afloramientos. Sin embargo, en el Cerro Viata al sur del Cerro Jachcha Hiraña, las lavas se presentan muy masivas. Las brechas volcánicas autoclásticas relacionadas a las lavas adquieren gran espesor en las exposiciones del noreste en tanto que en el lado occidental del complejo tienen una presencia muy subordinada. El espesor tanto de las lavas como de las brechas puede alcanzar los 200 m, y se encuentran claramente discordantes sobre todas las unidades sedimentarias ya descritas.

#### **Intrusivos de Laurani.**

Intrusivos dacíticos y riodacíticos se han emplazado en el núcleo del complejo de Laurani conformando un gran cuerpo que abarca unos 12 km<sup>2</sup> (Fig. 1). Intrusivos más pequeños en forma de diques y stocks se encuentran en el lado noreste, principalmente a lo largo de la falla inversa que



pone en contacto a rocas paleozoicas y terciarias. Todas las intrusiones son porfídicas con fenocristales de plagioclasa, sanidina, biotita, cuarzo, y en menor proporción, hornblenda. Los cristales cuadráticos de sanidina son espectaculares por su tamaño que en algunos casos alcanza los 6 cm por lado. Las rocas son generalmente masivas, aunque existen algunas con bandeamiento de flujo que son difíciles de diferenciar de las lavas.

De una manera general, se pueden reconocer dos etapas de intrusión, una pre-mineralización y otra post-mineralización. Los intrusivos pre-mineralización están generalmente alterados por la acción de soluciones hidrotermales y se presentan como cuerpos de roca masiva de gran volumen, a veces envueltos por un grueso carapacho de brecha. Los intrusivos post-mineralización son de pequeño tamaño, con forma de stocks o de diques, y a menudo con un bandeamiento de flujo muy conspicuo. No se advierten diferencias petrográficas entre las intrusiones de ambas etapas.

### **Petrografía.**

En el microscopio las lavas andesíticas exhiben una matriz microlítica constituida de pequeños cristales de plagioclasa (andesina) orientadas. En medio de ella se encuentran fenocristales de plagioclasa, augita, y hornblenda. Xenocristales de cuarzo, que se presentan como drusas visibles a simple vista, se han encontrado en una muestra de estas rocas. Por su parte, las lavas e intrusivos dacíticos tienen mineralogía similar entre ellos. Fenocristales de plagioclasa (oligoclasa), cuarzo, biotita, hornblenda y sanidina se encuentran en diversas proporciones en estas rocas. Una pasta microcristalina caracteriza a los intrusivos en tanto que en las lavas esta pasta es vítrea.

### **Geoquímica de roca total**

Las rocas ígneas de Laurani tienen composiciones intermedias, con contenidos de SiO<sub>2</sub> que varían de 57 a 67 %. Debido al elevado contenido de álcalis, en el diagrama TAS, plotean

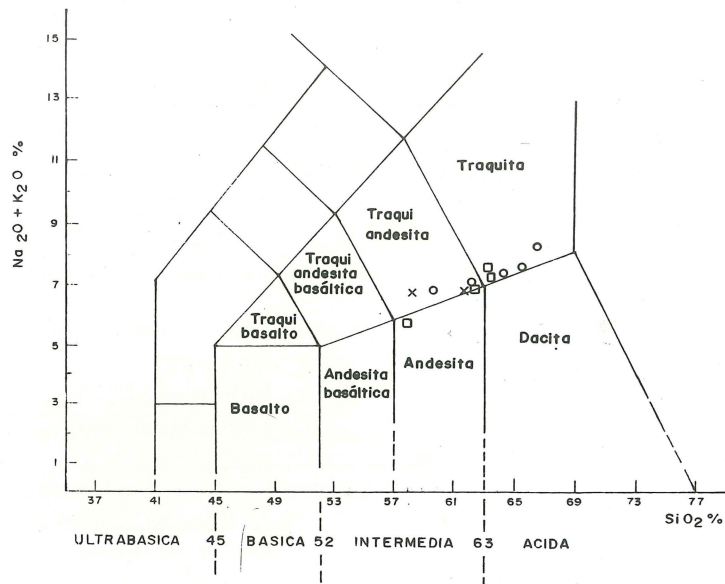
en los campos de traquiandesitas y traquitas (Fig. 2). Aunque la relación K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O es usualmente próxima a 1 en el diagrama de K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> (Fig. 3), la mayoría de las muestras de este complejo permanecen en el sector de la serie calcoalcalina rica en potasio, incluyendo las lavas Chijmuni (Fig. 3). El Ba se encuentra usualmente en cantidades de 1,200 a 1,700 ppm, pero en muestras con algún grado de alteración puede alcanzar los 3,000 ppm. Los contenidos de Sr varían entre 400 y 1,100 ppm, con tendencia a disminuir a medida que el SiO<sub>2</sub> aumenta. El Rb exhibe la tendencia contraria, incrementando desde 77 ppm a 130 ppm junto con el aumento de SiO<sub>2</sub>. Ambos comportamientos sugieren que el principal proceso de diferenciación en estas rocas es la precipitación de plagioclasa.

### **Geología estructural**

El distrito de Laurani está limitado hacia la parte oriental por una mega-estructura conocida con el nombre de falla Coniri que se prolonga a lo largo del borde oriental altiplánico. Esta falla ha generado una zona tectónica que, según Martínez y Tomasi (1978), estuvo activa desde el Oligoceno hasta el Plioceno. Los sucesivos movimientos de esta falla han originado fallas longitudinales paralelas. Una de esas estructuras es la falla Laurani (Fig. 1) que disecta el complejo Laurani con un rumbo aproximado N 130° e inclinación de 70°-60° NE. Esta falla es de carácter inverso y ha hecho cabalgar sedimentos paleozoicos sobre terciarios con una vergencia occidental. Los efectos colaterales de su permanente reactivación se observan en la parte central y al noroeste y sudeste del complejo de Laurani. En la parte central ocasionó la formación de una red de fracturas y diaclasas transversales en los intrusivos dacíticos allí expuestos. Mientras que hacia los extremos noroeste y sudeste, esta falla ha deformado los conglomerados de la Formación Kollpana, creando una discordancia progresiva cubierta por abundantes clastos fracturados y/o punzonados.

### **CONCLUSIONES**

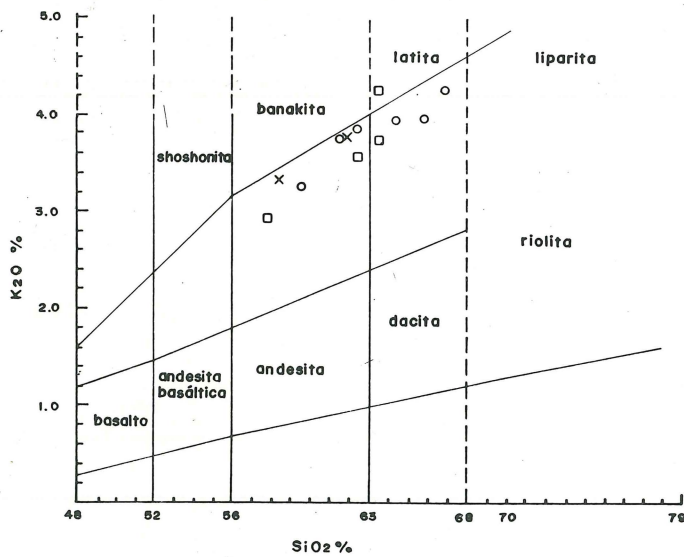
La actual configuración geológica del área de Laurani es una consecuencia de la actividad



REFERENCIAS

- x Lavas Chijmuni
- o Lavas Laurani
- Intrusivos

Figura 2.— Diagrama total álcalis vs. sílice (TAS). Según Sabine (1989).



REFERENCIAS

- x Lavas Chijmuni
- o Lavas Laurani
- Intrusivos

Figura 3.— Diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ . Según Peccerrillo y Taylor (1976).

tectónica y magmática a lo largo de la falla del mismo nombre. Esta falla, que se generó probablemente en el oligoceno superior, hizo cabalgar las rocas paleozoicas sobre las de edad terciaria dando origen a los depósitos sedimentarios sintectónicos de la Formación Kollpana. Durante el mioceno medio y superior esta estructura sirvió de conducto para el ascenso y emplazamiento de cuerpos magmáticos que, en algunos casos, fueron mineralizados posteriormente. La composición petrográfica y química de las rocas ígneas de Laurani es similar a la de las rocas del Mioceno medio a superior del área de Berenguela descritos en la parte A de este informe. Este hecho sugiere procesos parecidos en la generación y ascenso de los magmas hasta niveles corticales superiores.

### REFERENCIAS CITADAS

- Ahlfeld, F., y Schneider-Scherbina, A., 1964, Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia: Departamento Nacional de Geología, Boletín No. 5 (Especial), 381 p.
- Lizeca, J.L., 1989, Geodinámica y distribución de oro aluvial en una cuenca altiplánica, región de Caracollo Soledad, Departamento de Oruro: Tesis de Grado inédita, Universidad Mayor de San Andrés, 86 p.
- Martinez, C., y Tomasi, P., 1978, Carte structurale des Andes septentrionales de Bolivie a 1/1,000,000: Notice Explicative No. 77. ORSTOM-GEOBOL
- McBride, S., 1977, A K-Ar study of the Cordillera Real, Bolivia, and its regional setting: Unpublished Ph. D. Thesis, Kingston, Canada, Queen's Univ., 230 p.
- Navarro, G., 1986, Génesis del stock de San Gerónimo y tipos de alteración hidrotermal: Tesis de Grado inédita, Universidad Mayor de San Andrés, 53 p.
- Peccerillo, A., y Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contrib. Mineral. Petrol, v. 58, p. 63-81.
- Redwood, S.D. y Macintyre, R.M., 1989, K-Ar dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia: Economic Geology, v. 84, p. 618-630.
- Sabine, P.A., 1989, Setting standards in Petrology, The Commission on Systematics in Petrology: Episodes, v. 12, p. 84-86.
- Schneider-Scherbina, A., 1961. El Yacimiento argentífero de cobre de Laurani-Sica Sica, Bolivia: Informe de la Misión Geológica Alemana en Bolivia, inédito, 54 p.

## **H.— GEOLOGIA, ALTERACION, Y MINERALIZACION DEL DEPOSITO MINERAL TIPO SULFATO-ACIDO DE LAURANI, ALTIPLANO NORTE DE BOLIVIA**

por Fernando Murillo S., Orlando Sanjinés V., Luis Barrera I.,  
Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., y Oscar Flores B.,  
**Servicio Geológico de Bolivia**

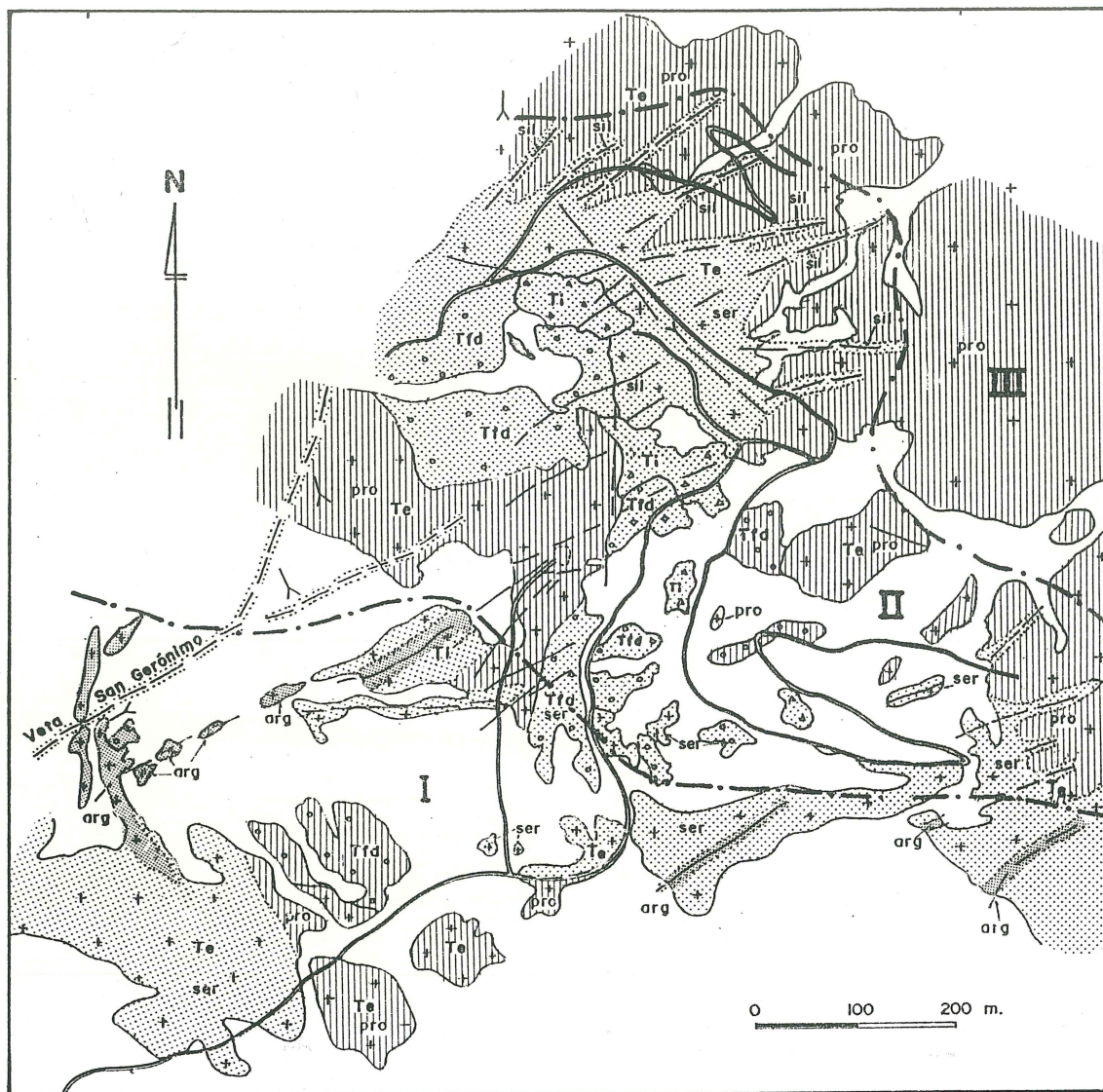
Albert H. Hoffstra, Richard M. Hardyman y Thomas J. Nash  
**U.S. Geological Survey**

### **INTRODUCCION**

El yacimiento de Laurani, conocido desde la época de la colonia, consiste de una serie de vetas, stockworks, y diseminaciones emplazadas en rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad terciaria (Fig. 1). La mineralización de Cu-Ag-Au del yacimiento se encuentra asociada a una alteración argílica avanzada. Las vetas inicialmente fueron explotadas por plata y oro de la zona de oxidación, las mismas que se desarrollaron en más de 300 rajos abiertos, piques de más de 50 m de profundidad, y alrededor de 4,000 m de labores subterráneas entre corridas y recortes. Posteriormente se iniciaron laboreos de reconocimiento, con un socavón de 180 m de longitud denominado San Carlos (Fig. 2), labores que permitieron atravesar la roca volcánica hasta alcanzar el contacto con la lutita. En el año 1932 se fundó la Compañía Minera Laurani de Bolivia, S.A., que realizó trabajos de rehabilitación de labores antiguas y la preparación de un clavo de 200 m de longitud sobre la veta San Jerónimo (Fig. 2). Estas labores permitieron la explotación de unas 15,000 toneladas de mineral bruto. En 1938 fueron

adquiridas la totalidad de las acciones por José Soria Fernández, actual propietario del depósito, constituyéndose la "Corporación Minera Laramcota". A partir de entonces se explotaron algunas de las zonas más ricas con abundantes vetillas mineralizadas entre los socavones Intermedio y San Carlos (Fig. 2). Por medio de la selección manual de la mena los concentrados alcanzaron contenidos de 20%-25% Cu, 1,500-2,000 g/t Ag, y hasta 20 g/t Au. La producción durante años fluctuó entre las 60 y 80 toneladas métricas mensuales, manteniéndose más o menos constante hasta su total paralización en el año 1970, debido a una drástica caída en las cotizaciones del cobre en el mercado mundial.

En la década de los años 80 se han realizado trabajos de exploración y prospección para evaluar el potencial del yacimiento. Entre estos se destaca el trabajo realizado por la empresa MINTEC, que efectuó un muestreo geoquímico sistemático a lo largo de canaletas sobre un total de 1,800 m en superficie, 385 m en subsuelo y desmontes, muestreo que fue complementado por un programa de perforación de 23 pozos y un total de 2,035 m perforados. Estos trabajos permitieron estimar reservas del orden de 2.3 millones de



LEYENDA

	Cuaternario
	Flujo de detritos
	Intrusiones y extrusiones dacíticas

	Contacto litológico
	Socavón
	Camino
	Límite de alteraciones
	Local
	General
	Fallas y fracturas mineralizadas

TIPO DE ALTERACIÓN

	Argilítica avanzada
	Sericítica
	Propilítica
	Silicificación

Figura 1.— Mapa geológico del depósito de Laurani, mostrando los tipos y zonificación de alteración hidrotermal: (I) Zona interna, caracterizada por la alteración argilítica avanzada; (II) zona intermedia, caracterizada por el predominio de la sericitización; (III) Zona externa, caracterizada por el predominio de la propilítización.

toneladas, con un promedio de 2.41 g/t Au y 169 g/t Ag, en vetas polimetálicas de 1 - 4 m de espesor. Actualmente (1993) la empresa RTZ - COMSUR, está realizando un trabajo de detalle geológico, geoquímico, y nuevos sondeos.

## MARCO GEOLOGICO

El yacimiento de Laurani se emplaza en un conjunto de rocas ígneas denominado Complejo Volcánico de Laurani (Capítulo IV-G, este informe), el mismo que emerge en forma aislada en el margen oriental del Altiplano. Este complejo se encuentra constituido por domos volcánicos, y cuerpos intrusivos subvolcánicos de composición dacítica, y flujos de lava andesítica. Los domos y cuerpos intrusivos se emplazaron durante pulsos magmáticos pre- y post-mineralización. Según algunos autores (Redwood y Macintyre, 1989), las rocas volcánicas del complejo, serían los remanentes de un antiguo edificio volcánico intensamente erodado, debido a que estos investigadores consideraban a las rocas volcánicas que conforman los domos como flujos de lava. Sin embargo criterios de campo, como se describe en el Capítulo IV-G, desvirtúan tal aseveración. El complejo se emplaza sobre un zócalo sedimentario conformado por una secuencia sedimentaria areno-pelítica de origen marino y de edad silúrica y red-beds de la Formación Chuquichambi de edad miocena (Capítulo IV-G, Fig. 1).

En el área que comprende el depósito de Laurani aflora un cuerpo ígneo de composición dacítica y textura porfirítica (Capítulo IV-G, Fig. 1). Esta roca ígnea consiste de fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda en una matriz afanítica a microcristalina. Así mismo el cuerpo ígneo presenta una zona interior que incluye fenocristales de sanidina de hasta 10 cm de tamaño, los mismos que van disminuyendo gradualmente hacia la periferie y partes superiores del cuerpo. Brechas de intrusión están presentes en varias partes del cuerpo.

Una secuencia volcano-sedimentaria constituida por flujos de detritos que alternan con niveles de areniscas arcóscas, aparentemente se encuentra suprayaciendo a la roca ígnea. Los flujos de detritos están constituidos por clastos subredondeados de cuarcitas y rocas dacíticas de hasta 30 cm de diámetro en una matriz detrítica

areno-arcillosa. Estos sedimentos se disponen en bancos gruesos y groseramente estratificados. Las areniscas arcóscas son de grano medio a fino e intercalan con esporádicos niveles lutíticos, dispuestos en bancos delgados y bien estratificados. La presencia de esta secuencia volcano-sedimentaria, que forma parte del complejo volcánico y que aparentemente suprayace a la roca ígnea, determina un ambiente muy superficial sugiriendo que el cuerpo ígneo representa la raíz de un domo volcánico cuya parte superior habría sido erosionada.

En el área de Laurani, ocurren tres juegos de fracturas mineralizadas que según su grado de desarrollo e importancia económica son N50°E-N70°E, N5°E-N20°E, y N60°W-N50°W (Fig. 2). El juego de fracturas N50°E-N70°E, que en general buzcan 70-80° NW, son las mejor desarrolladas. Su importancia radica en el hecho de que a lo largo de estas fracturas se han emplazado las principales vetas del depósito y son las de San Jerónimo, Santo Cristo, Nueva, Negra, y el conjunto de vetillas en el Sector de Carnavalito (Fig. 2). El segundo juego de fracturas, de rumbo N5°E-N20°E, en general buzcan subverticalmente al NE. Las estrías expuestas en los espejos de falla en algunas de estas fallas, muestran movimientos de tipo normal y laterales de tipo dextral. A lo largo de estas fracturas se han emplazado las vetas San Carlos, Paralela, y Toro (Fig. 2). Su importancia económica es secundaria en relación al primer juego. El tercer juego de fracturas, de rumbo N60°E-N50°E en general buza en forma subvertical al NE y las vetas muestran un menor desarrollo en relación a los dos primeros. A lo largo de estas fracturas se han desarrollado vetas de menor importancia económica, siendo la más representativa la denominada veta Agua Dulce (Fig. 2).

Los tres juegos de fracturas, guardan estrecha relación dinámica con el plano de cizallamiento regional denominado Falla Laurani (Fig. 2). La traza de esta falla atraviesa la parte central del complejo (Capítulo IV-G, Fig. 1), y ha sido definida como una falla de desgarre con un movimiento principal de tipo sinistral. Su rumbo general es de N45°W y buzamiento de 65° NE, y pone en contacto la dacita, que hospeda las vetas de Laurani, con los red-beds terciarios. Las relaciones dinámicas y geométricas entre la Falla Laurani y los juegos de fracturas mejor desarrollados sugieren que el sistema se formó como consecuencia de un fenómeno de cizalla simple, cuyo modelo

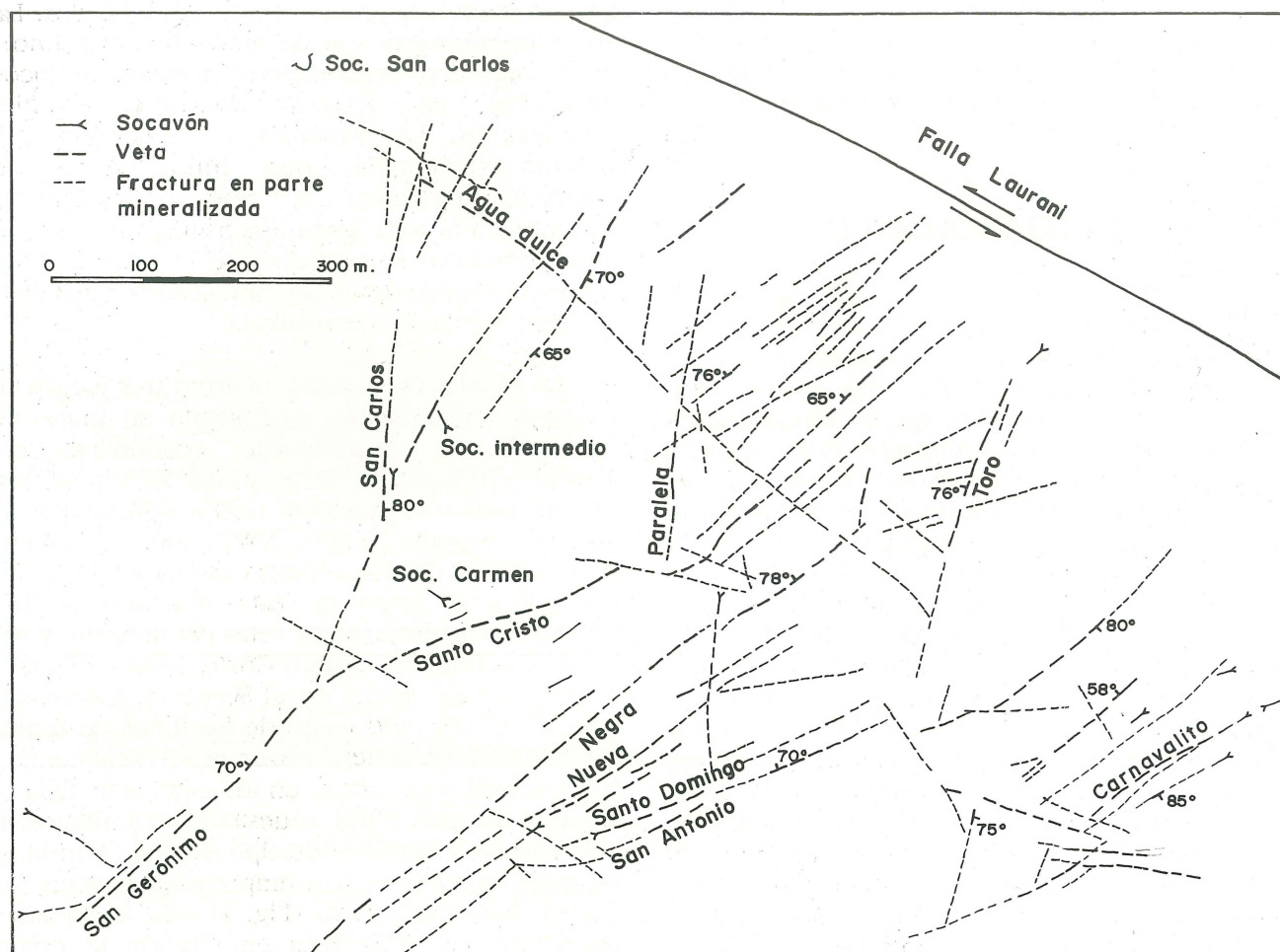


Figura 2.— Vetas y fracturas mineralizadas en el depósito de Laurani.

mecánico es ilustrado en la figura 5 del Capítulo IV-B. Según el modelo, las fracturas de rumbo N50°E-N70°E, casi corresponderían a fracturas de extensión, mientras que los juegos de rumbo N5°E-N20°E y N60°W-N50°W, corresponderían a fracturas secundarias antitéticas y sintéticas, respectivamente.

### Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal que ha afectado las rocas que hospedan la mineralización del depósito de Laurani, fue discutida por Redwood (1986), Cunningham et al., (1991) y Ludington y du Bray (1992). Quienes reconocieron un patrón de

alteración muy bien definido, consistente de una zona central o interior de vuggy-silica y cuarzo-alunita (argílica avanzada), que pasa a una alteración argílica intermedia muy restringida, luego a una zona de sericitización de mayor extensión, y finalmente a una zona propilitica hacia la periferie. En el presente estudio, en base a observaciones detalladas de campo y estudios de laboratorio se confirma la distribución areal de estas zonas de alteración (Fig.1) y la asociación mineralógica de las mismas. Para fines descriptivos se consideran dos tipos de zonación de alteración, una que corresponde a la que ocurre en las salvandas de las vetas (Fig. 1) y la segunda corresponde a una zonación generalizada del yacimiento (Fig. 1).

## Alteración argílica avanzada

La alteración argílica avanzada, que se encuentra en las zonas interior y central del yacimiento de Laurani (Fig. 1), se caracteriza por la presencia de alteración vuggy sílica y cuarzo-alunita. La alteración vuggy-silica se caracteriza por la destrucción o lixiviación de gran parte de los minerales componentes originales de la roca con excepción del cuarzo, y por el completo reemplazamiento de la matriz por sílice. La alteración cuarzo-alunita se caracteriza por la abundante distribución de la alunita rellenando las cavidades dejadas por los minerales originales lixiviados, y en menor porcentaje reemplazando parte de la matriz silicificada. La asociación mineralógica de este tipo de alteración se encuentra conformada por cuarzo y alunita principalmente, la pirita se presenta como diseminación de diminutos cristales.

La alteración argílica avanzada se encuentra muy bien difundida en el Sector de San Gerónimo (Fig. 1), ocupando la parte central de las vetas principales. Además, un relicto del "capping" de vuggy-silica y cuarzo-alunita corona la cima del Cerro Huara Pata (Capítulo IV-G, Fig. 1), a manera de cuerpos semicirculares a elipsoidales de diámetros entre 50 y 100 metros (Garzón, 1990). La zona dentro la cual se presenta la alteración argílica avanzada está alargada de E-W, ya que en ésta orientación alcanza una extensión que sobrepasa los 1,000 m, debido a que esta alteración todavía se encuentra en el flanco este del Cerro Pucara (Capítulo IV-G, Fig. 1). En sección transversal con orientación N-S su extensión no sobrepasa los 700 m.

## Alteración argílica intermedia

La zona de alteración argílica intermedia se encuentra limitando lateralmente la zona de alteración vuggy-silica y cuarzo-alunita, y donde esto no ocurre, ocupa las salvandas de las vetas. En esta zona de alteración, los minerales primarios de las rocas ígneas y volcánico-sedimentarias, a excepción del cuarzo, han sido completamente alterados a caolinita y otras arcillas. Este tipo de alteración tiene un desarrollo lateral muy reducido, que generalmente varía desde algunos centímetros hasta los dos o tres metros de extensión.

## Alteración sericítica

La alteración sericítica se encuentra limitando lateralmente la zona de argilización intermedia a lo largo de las vetas. En esta zona de alteración los minerales primarios de las rocas ígneas y volcánico-sedimentarias, a excepción del cuarzo, han sido completamente reemplazados por sericita y en mucho menor proporción por caolinita. La pirita está presente como cristales finamente diseminados. La alteración sericítica alcanza a cubrir áreas relativamente extensas debido a la presencia de stockworks. Este tipo de alteración parece predominar en los sectores donde las soluciones hidrotermales sufrieron un aumento del pH y un descenso de temperatura, como efectos de un mayor aporte de aguas meteóricas.

## Alteración propilítica

La alteración propilítica se encuentra limitando el halo de alteración sericítica a lo largo de las vetas, sobreponiéndose, junto a los otros tipos de alteración, a una débil alteración clorita-sericita de naturaleza deutérica. La alteración propilítica involucró la generación de clorita, calcita, sericita, y probablemente epidoto por la alteración de plagioclasa, biotita, y hornblenda primaria. Su extensión lateral no es posible de identificar, en razón a que en la periferie se confunde con la propilitización deutérica.

## GEOLOGIA ECONOMICA

Las vetas del depósito de Laurani se formaron principalmente por procesos de relleno de fisuras y reemplazamiento metasomático a lo largo de las fallas y fracturas. En general se han reconocido los siguientes tipos de depósitos (1) vetas en fallas normales, que en sectores se ramifican conformando estructuras tipo cola de caballo; (2) stockworks, principalmente en el sector de Carnavalito donde se han detectado los mejores tenores de oro y plata (comunicación verbal de Garzón, D.); y (3) diseminación en la roca encajonante, de escaso desarrollo en relación a los dos anteriores.



Schneider-Scherbina (1961) destaca los siguientes aspectos descriptivos de las principales vetas y zonas mineralizadas. Entre las vetas principales destaca la denominada veta San Jerónimo, cuya longitud es de 1,200 m con una potencia variable entre 0.8 a 10 m y un promedio de 3 m. En 1938 se abrieron 2 clavos paralelos, con una longitud aproximada de 200 m y un descuelgue de 33 m. Con leyes promedio de 2.95% Cu, 200 g/t Ag y 2.1 g/t Au para reservas de 63,500 toneladas de mineral positivo. Le sigue en importancia la veta Santo Cristo que se constituye en la continuación de la veta San Jerónimo. Esta veta tiene una longitud de casi 800 m, a lo largo de la cual la mineralización se presenta en forma de lentes de 50-60 cm de potencia. La reserva mineral de la veta, entre los niveles Intermedio y San Carlos, fue calculada en 23,000 t con una ley promedio de 4% Cu y 600 g/t Ag. El resto de las vetas, en general, han sido reconocidas en longitudes que varían entre los 100 a 150 m, con potencias que oscilan entre los 0.2 a 0.5 m y leyes promedio de 8% Cu y 500 g/t Ag. Excepcionalmente algunas de las vetas alcanzan potencias tan apreciables como de 4 m (veta Agua Dulce) o de tan solo 5 cm (veta San Antonio).

La mineralización tipo stockwork se encuentra desarrollada en el sector Toro-Carnavalito (Fig. 2), a manera de mallas anchas donde la frecuencia de las tres direcciones de fracturamiento principales son similares, aunque con ligera predominancia de las fracturas de rumbo NE. El relleno mineral de las fracturas raras veces sobrepasa los 10 cm. En promedio la mena tiene leyes de 3% Cu, 600 g/t Ag, y 2.6 g/t Au. Los minerales diseminados en la roca encajonante, que se encuentra asociada a las vetas relacionadas a la alteración argílica avanzada, consiste de sulfuros, principalmente pirita.

La fase de mineralización siguió a la fase de alteración hidrotermal, por lo tanto esta se encuentra relacionada a un segundo pulso hidrotermal. Los estudios y observaciones mineralógicas realizadas en los diferentes sectores del yacimiento, complementados por estudios mineralógicos realizados por Schneider-Scherbina (1961), determinan la presencia de más de veinte especies mineralógicas. Las relaciones paragenéticas indican tres fases de mineralización sucesivas que son las siguientes (Fig. 3): fase I—pirita-oro-casiterita; fase II— sulfosales de Cu-As-Ag, sulfuros de Pb y Zn, y oro nativo (?); y fase III—sulfosales de Cu-Sb-Pb-Ag y sulfuros de Cu, Pb, y Zn.

De todos los estudios realizados se define una notable zonación mineralógica en el yacimiento, cuyo centro correspondería al sector de la Veta San Jerónimo, a partir del cual se reconocen las siguientes zonas (Fig. 4): (I) zona interior con pirita aurífera, enargita, y bornita; (II) zona central con enargita, tetrahedrita, tenantita, y otros minerales de cobre; y (III) zona periférica con predominio de galena argentífera, sulfosales de Pb-Ag-Zn, y sulfuros de metales base. Entre los minerales de ganga comunes en las tres zonas se encuentran la baritina, cuarzo, pirita, marcasita, siderita, jarosita, y arcillas, con notable abundancia de alunita y baritina en la zona interior y de siderita y marcasita en la zona periférica.

Por todas las observaciones anotadas se define que Laurani es un depósito epitermal tipo sulfato-ácido, debido al ambiente volcánico subaéreo en el que se encuentra emplazado, y a su asociación con una notable alteración hidrotermal tipo argílica avanzada. Las zonaciones de la alteración y mineralógica son también características de este tipo de depósitos minerales (Petersen et al., 1977; Stoffregen, 1987).

## SUMARIO

Laurani es un depósito epitermal de Cu-Ag-Au tipo sulfato ácido, que consiste principalmente de vetas, y stockworks y diseminaciones en menor grado, emplazadas en un domo volcánico de composición dacítica datado en 8 Ma (Redwood y Macintyre, 1989), y flujos de detritos contemporáneos al domo. El sistema hidrotermal estuvo estructuralmente controlado por un sistema de fracturas genéticamente relacionado a la Falla Laurani. El juego de facturas a lo largo del cual los minerales hidrotermales fueron depositados preferentemente, tiene un rumbo de N50°E - N70°E. Otros juegos de fractura de rumbo N5°E - N20°E y N60°W - N50°W, tuvieron una importancia relativamente secundaria. Las vetas son del tipo relleno de fallas y fisuras. Las estructuras mayores pasan los 1,000 m de longitud y tienen valores promedio hasta de 3% Cu, 200 g/t Ag, y 2,1 g/t Au. Otro tipo de mineralización es de stockwork desarrollada en zonas de intenso fracturamiento, y por último diseminaciones de sulfuros en la roca encajonante.

Mineral	Temprana	Intermedia	Tardia
Cuarzo	[Horizontal bar]		
Pirita	[Horizontal bar]		
Cositerita	[Horizontal bar]		
Enargita		[Horizontal bar]	
Bornita		[Horizontal bar]	
Tetrahedrita		[Horizontal bar]	
Tennantita		[Horizontal bar]	
Esfalerita		[Horizontal bar]	
Galena		[Horizontal bar]	
Oro	[Horizontal bar]		
Calcopirita		[Horizontal bar]	
Sulfosales de Ag		[Horizontal bar]	
Marcasita			[Horizontal bar]
Covelita			[Horizontal bar]
Alunita			[Horizontal bar]
Baritina			[Horizontal bar]
Siderita			[Horizontal bar]
Clorita			[Horizontal bar]
Arcillas			[Horizontal bar]
Oxidos de Fe			[Horizontal bar]

Figura 3.— Secuencia paragenética de los minerales de las vetas en el depósito de Laurani. Modificado de Schneider-Scherbina (1961).

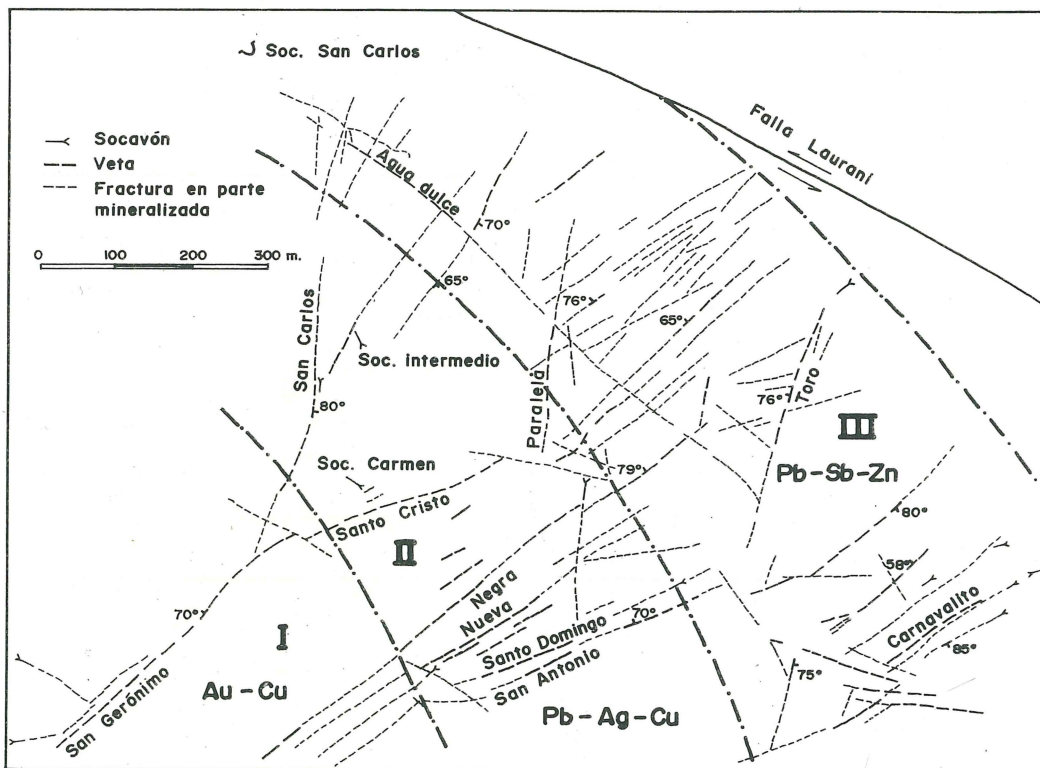


Figura 4.— Zonificación mineralógica en el depósito de Laurani: (I) Zona interna, caracterizada por Au y Cu; (II) Zona intermedia, caracterizada por Pb, Ag, y Cu; (III) Zona externa, caracterizada por Pb, Zn, y Sb.

La alteración hidrotermal a lo largo de las vetas, desarrolló una zonación lateral típica de sistemas sulfato-ácido y se caracteriza por una zona interior de alteración argílica avanzada (vuggy-silica y cuarzo-alunita), que gradaba bruscamente a una halo de argilización intermedia, luego a una zona de sericitización, y finalmente a una zona de propilitización hacia la periferie.

Estudios mineralógicos de las vetas determinaron tres fases de mineralización: fase I—pirita-oro-casiterita; fase II—sulfosales de Cu-As-Ag, sulfuros de Pb y Zn, y oro nativo (?); y fase III—sulfosales de Cu-Sb-Pb-Ag y sulfuros de Cu, Pb, y Zn. El depósito muestra la siguiente zonación mineralógica: (I) una zona interior con pirita aurífera, enargita, y bornita; (II) una zona central con enargita, tetrahedrita, tenantita, y otros minerales de cobre; y (III) una zona periférica con predominio de galena argentífera, sulfosales de Pb-Ag-Zn, y sulfuros de metales base.

#### REFERENCIAS CITADAS

- Cunningham, C. G., McNamee, J., Pinto, J., y Ericksen, G.E., 1991, A model of volcanic dome-hosted precious metal deposits in Bolivia: *Economic Geology*, v. 86, p. 415-421.
- Garzon, D., 1990, Laurani un yacimiento epitermal asociado al emplazamiento de un domo volcánico: *Sociedad Geológica de Bolivia, Boletín No. 25*, p. 25-37.
- Ludington, S., and du Bray, E. A., 1992, Laurani area in *Geology and mineral resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia*: U.S. Geological Survey Bull. 1975, p. 189-191.
- Petersen, U., Noble, D., Arenas, M., & Goodell P., 1977, *Geology of Julcani Mining District, Peru*: *Economic Geology*, v. 72, p. 931-949.

Redwood, S. D., and Macintyre, R. M., 1989, K-Ar dating of Miocene magmatism and related mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia: *Economic Geology*, v. 84, p. 618-630.

Schneider-Scherbina, A., 1961, El yacimiento argentífero de cobre de Laurani-Sica-Sica: *Misión Geológica Alemana en Bolivia, informe No. 14*, inédito 54 p.

Stoffregen, R., 1987, Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado: *Economic Geology*, v. 82, p. 1557-1591.

Sylvester, A., 1988, Strike-slip faults: *Geological Society of America Bull.*, v. 100, p. 1666-1703.

#### AGRADECIMIENTOS

El responsable y autores, funcionarios del Programa de Cooperación Técnica. ATN/SF-3427-RE, Proyecto 11, del SERVICIO GEOLOGICO DE BOLIVIA, dejan constancia de reconocimiento por su invaluable colaboración a los gestores del Programa Dr. George Ericksen y Charles G. Cunningham del USGS, Fernando Urquidi de la Embajada de los EE. UU., en La Paz; a los ejecutivos de GEOBOL, partícipes del Programa Daniel Howard Barrón y Marcelo Clauze Z.; a los financiadores del programa, el Banco Interamericano de Desarrollo y DIFEM/USAID 003; las empresas mineras y de exploración EXPROMIN, COMSUR, MINTEC y la Empresa Minera Subsidiaria de Potosí, COMIBOL, que permitieron el acceso a sus concesiones mineras, dependencias y compartieron experiencias.