

GEOLOGIA Y MAGMATISMO DE ARCO DESDE EL OLIGOCENO SUPERIOR AL RECIENTE EN LA SERRANIA DE LAS MINAS

EDDY BALDELLON P. ¹, MICHEL FORNARI ², FELIX ESPINOZA R. ¹ & PIERRE SOLER ²

¹ Servicio Geológico de Bolivia, Proyecto 1 - Casilla Postal 2729, La Paz-Bolivia

² ORSTOM, 213 Rue La Fayette, 75480 París Cedex 10 - France

INTRODUCCION

En el margen occidental del Río Quetena y Grande de Lipez afloran estructuras, que presentan una compleja historia estructural y sedimentaria, donde se identifican rocas paleozoicas de ambiente marino (turbiditas), y otras rocas correspondientes al Mesozoico de ambiente transicional marino continental (formaciones Chaunaca, Toro Toro y El Molino). El Cenozoico presenta rocas de ambiente continental (formaciones Santa Lucía, Cayara, Potoco y San Vicente), y el inicio de el magmatismo está relacionado un margen convergente activo (Formaciones Suri Pujio, Quehua inferior o San Vicente Superior) en el límite Oligoceno Mioceno, a partir del cual la actividad magmática, aunque con lapsos, fue frecuente hasta el reciente (unidades volcanogénicas entre 12 y 3 Ma) y emplazamiento de cuerpos monogenéticos recientes.

MARCO GEOLOGICO

En el área de estudio se reconocen al menos cuatro ciclos de evolución geológica limitados por eventos orogénicos y tectónicos; vamos a detallar sucintamente la evolución geológica en base a los afloramientos existentes en el SW boliviano y la revisión bibliográfica sobre todo de trabajos realizados en el Norte de Chile y Argentina .

La historia geológica del área en su principio pertenece a la evolución del Gondwana del cual forma el margen sur oriental; la evolución de este margen es todavía objeto de discusiones más que todo en relación si fue un margen de cizalla con desplazamientos de bloques o de convergencia directa. Los ciclos estarían representados por:

CAMBRICO ORDOVICICO (Ciclo Tacsariano)

Al momento de la deposición del Paleozoico inferior existe un basamento de rocas metamórficas de edad Precámbrica. Este basamento es conocido como el Macizo de Arequipa, de donde se extiende hasta el norte de Chile (Belén, Antofalla) donde los esquistos Belén presentan edades Rb/Sr de 1000 Ma, Sm/Nd 1460 Ma, Damm *et al.*, 1986 para ciertos autores (Litherland *et al.*, 1985) forman una extensión del escudo brasilero mientras que para otros (Damm *et al.*, 1986) forma un "terrane" exótico pegado al margen en el Paleozoico (Ramos *et al.*, 1984).

Durante el Cambro-Ordovícico se forma una cuenca de extensión marina en el SW Boliviano y NW de Argentina, esta fosa es lugar de deposición de una espesa (5000 m) serie de sedimentos clásticos de tipo turbiditas; en el norte de Argentina incluyen rocas volcánicas tholeíticas (Coira *et al.*, 1982) la cuales interpretan como el inicio de una distensión oceánica.

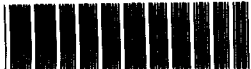
En los afloramientos asignados al Ordovícico inferior a medio en el SW de Bolivia (Serranía de las Minas, San Cristóbal-Corregidores, en la parte occidental de la región, Quetena o Peña Barrosa al SE, Pululus en la parte central y San Vicente en la parte oriental, además de una pequeña escama al NW de Alota) corresponden a depósitos clásticos, grauvacas, con una fuerte deformación y esquistocidad; con un espesor promediado de ca 1500 m.

Las areniscas cuarzo-líticas con matriz fina hematítica presentan estratificación cruzada, estratificación gradada y limolitas cuarzo-micáceas que presentan laminación convoluta, además de clorita autógena; ambas litologías predominantes presentan lentes de carbonatos muy silíceos, también existen capas de diamictitas de 2 a 3 m. Estas secuencias fueron depositadas, en un ambiente turbidítico con influencia de plataforma.

En la región del Río Marquina camino de San Pablo a Tupiza, Brigadas de Trabajo del Proyecto 1 Geología Regional (GEOBOL), han encontrado graptolites, el posterior estudio paleontológico más la asociación de facies probablemente permitan definir su verdadera posición estratigráfica.

Más al Oeste, en Chile existen intrusivos calco alcalinos: granitoides en Sierra de Almeida y Cordón de Lila 502 a 425 Ma (Rápela, 1992, Mpodosis *et al.*, 1983) estos granitoides son asociados al funcionamiento de la subducción de la placa Protopacífica por debajo del "terrane" de Arequipa Belén Antofalla, (Damm *et al.*, 1986).

A fines del Ordovícico, los depósitos Cámro-Ordovícicos son plegados y levantados, pero una cuenca estrecha marina limitada al E por el Alto Puneño (Davidson *et al.*, 1981 en Macksaev *op. cit.*), y el macizo de Arequipa al W se mantiene.



Este periodo compresivo es asignado a la deformación Oclóyica (Turner & Méndez, 1979) que corresponde al último evento del Ciclo Tacariano.

ORDOVICICO SUPERIOR DEVONICO SUPERIOR (Ciclo Cordillerano)

La sedimentación se limita a una estrecha faja que afloran solo en el Occidente. (Culpina, San Cristóbal, Corregidores y Uyuni); se inicia con la deposición de la Fm Cancañiri (Asghilliano-Llandoverillano) que corresponde a diamictitas marinas con cantos de granitos verdes gneísicos (Torrico, 1966), derivados probablemente del Macizo de Arequipa y hacia el tope limolitas micáceas, estas limolitas antes fueron asignadas a la Fm. Huanuni. (espesor de unos 900 m).

Por encima son suprayacidas por la Fm. Llallagua (ca. 290 m) con areniscas y limolitas de carácter turbidítico en ambiente de plataforma que pasa concordantemente a la Fm. Uncía (ca. 300 m), constituidas por pelitas de plataforma distal que pasa transicionalmente a la Fm. Catavi (ca. 200 m) con intercalación de areniscas y lutitas depositadas en ambiente de plataforma proximal.

El Devónico basal esta representado por la Fm. Vila Vila (ca. 200 m) correspondiente a un ambiente muy cercano a la costa; en territorio chileno, el Devónico esta completo, mientras que en el territorio boliviano el Devónico medio y superior fue erosionado. Estos sedimentos corresponden a una facies turbidítica proximal en una cuenca marina terrigena muy superficial que es controlada por el Alto Puneño y el Macizo de Arequipa.

Un periodo de compresión en el Carbonífero temprano (evento tectónico Chánico de Turner & Méndez, 1979 o Eohercínico de Dalmayrac *et al.*, 1978) se manifiesta en la región, traducida en sollevamiento de esta cuenca y conforma una zona de relieve positivo que permanece durante un largo periodo (hasta el Cretácico superior).

CARBONIFERO SUPERIOR TRIASICO INFERIOR (Ciclo Sub-Andino)

En este dominio del SW de Bolivia, depósitos del Carbonífero inferior no afloran, debido a que este sector funciona como una área levantada y han sido erodados. En Chile se registra una actividad magmática en la cordillera de la costa, consistente en basaltos alcalinos con *pillows*. Breitkreuz *et al.* (1994) afirman que estas rocas volcánicas estaban formadas en un marco de *rifting* continental (cuenca de margen ensiálico) de edad carbonífera temprana.

Posterior a esta fase tectónica que cratonizara este segmento del SW de Bolivia, en el sector Norte de Chile se desarrollara un arco magmático calco-alcalino representado por riolitas, dacitas y andesíticas basálticas, asociadas a un sincrónico emplazamiento de plutones calco alcalinos en la cordillera de Domeyko y en menor proporción plutonismo en la costa de Chile. Este evento magmático

ya se enmarca en el cuadro de margen activo con la subducción de la corteza oceánica bajo el borde de el supercontinente Gondwana. (Arco Magmático del Gondwana, Ramos 1994).

TRIASICO INFERIOR AL PRESENTE (Ciclo Andino)

Durante el periodo comprendido entre el Triásico inferior y Cretácico inferior esta parte del Sud Oeste de Bolivia siguió constituyendo una zona levantada sometida a erosión, aunque hacia el W, en el Norte de Chile, durante el Triásico tardío, se establece una cuenca de sedimentación terrestre desde la costa hasta la cordillera de Domeyko.

Un evento distensivo, intercalado con periodos de sedimentación marina; está asociado a fallamiento de bloques y actividad ígnea sincrónica de la distensión, aunque poco marcado en el norte de Chile y corresponde al evento tectónico Atacameño (Macksaev, 1990).

A partir del Jurásico temprano la depresión intermedia y la cordillera de Domeyko fueron inundados por el mar, se instala una cuenca marino-carbonatada, con la cesación de toda actividad ígnea en este sector. En el Cretácico tardío se produce un cambio a una serie continental de capas rojas y se registra una intensa actividad volcánica y plutónica en la costa.

Se nota un desplazamiento hacia el W, de casi 100 a 150 km del arco magmático. Este magmatismo de carácter calco alcalino es relacionado a un marco de margen activo continental, que representaría un arco magmático relacionado a subducción de la corteza oceánica bajo el continente Sud Americano (Coira *et al.*, 1982).

El desarrollo de una foliación en las rocas del Jurásico y Cretácico inferior, se debe a una deformación de cizalla y el desarrollo de un sistema de fallas transcurrentes a lo largo de la Cordillera de la Costa. Este sistema que es el denominado sistema de Falla Atacama Siniestral, desarrolla una importante cuenca alargada.

Su mecanismo de formación ha sido asociado a un periodo de convergencia oblicua de la placa oceánica dirigida al SE durante el Jurásico tardío y Cretácico temprano (Naranjo, 1986, Herve *et al.*, 1987, Scheuber *et al.*, 1994).

Durante el Cretácico tardío, un importante cambio paleogeográfico toma lugar en este segmento andino, el magmatismo activo que persistió durante el Jurásico y Cretácico temprano en la Cordillera de la Costa, cesa a los casi 100 Ma.

Un evento tectónico al Cretácico tardío (Fase tectónica Peruana de Steinmann, 1929), produce el plegamiento y levantamiento de las preexistentes unidades estratigráficas, especialmente los depósitos jurásicos y cretácicos inferiores, sobre el cual se depositara el Cretácico Superior en discordancia angular. (Macksaev *op. cit.*)

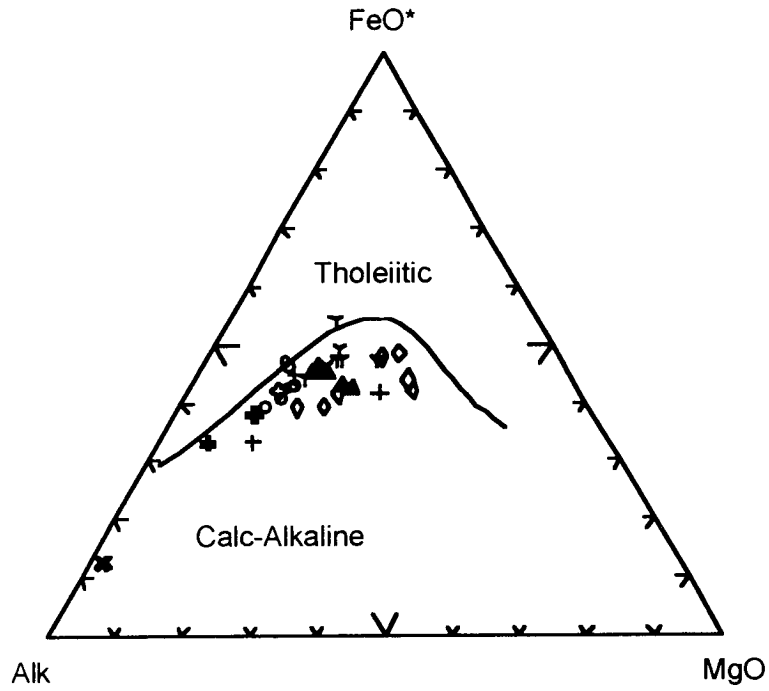


Fig. 1.- Diagrama AFM, donde la mayoría de las lavas de Serranía de las minas cae en el campo calco alcalino

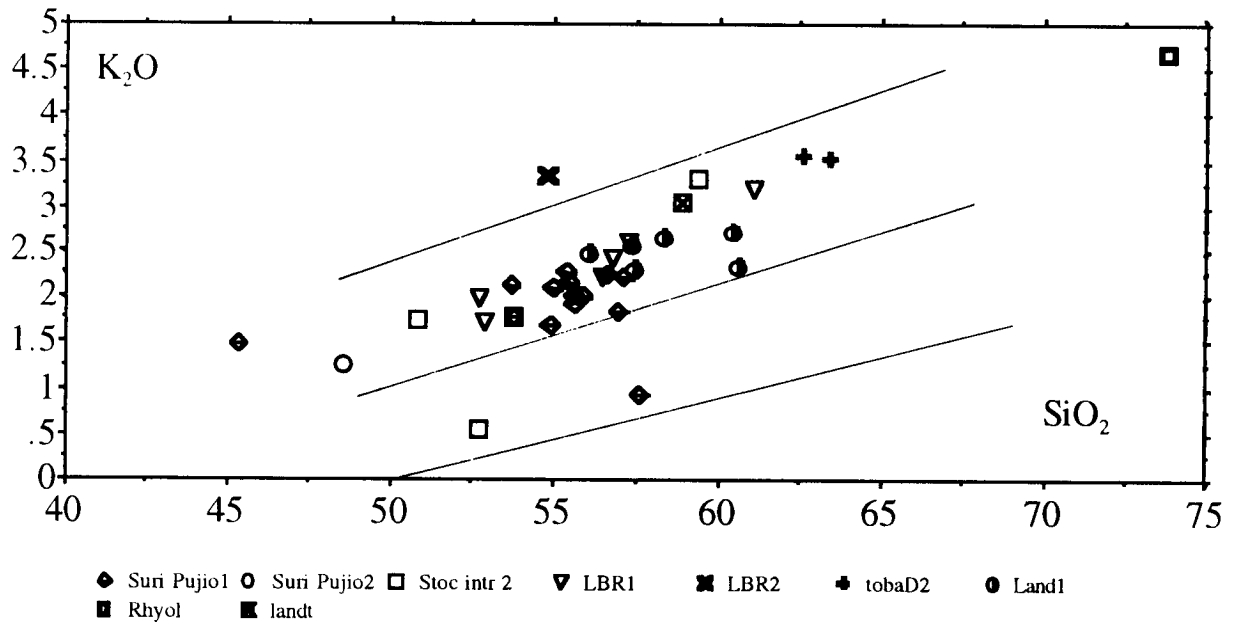


Fig. 2.- Diagrama SiO₂ vs K₂O. Las líneas de campo son de Gill 1981.

Esta deformación compresiva en el norte de Chile es sincrónica de cambios a un aumento de la velocidad de extensión entre África y Sud América en casi 100 Ma. (Larson & Pitman, 1972), y un contemporáneo cambio en el polo de rotación de Sud América (Dalziel *et al.*, 1987), con el consiguiente aumento de la velocidad de convergencia e incrementando el esfuerzo compresivo en un alto ángulo al margen continental occidental de Sud América en el Cretácico tardío.

El levantamiento de la costa y depresión intermedia, se considera paralelo al desarrollo de una cuenca de retro-arco extensional que toma lugar dentro de NW Argentino y Norte Chileno y en el SW de Bolivia del Maastrichtiano a Paleoceno inferior. Esto corresponde a la deposición del Grupo Puca Superior en SW de Bolivia, del Grupo Salta en NW de Argentina, (Marquillas & Salfiti, 1988) y del Grupo Purilactis Fm. Tonel) en el Norte de Chile. Está acompañado de volcanismo básico alcalino de contexto distensivo entre 78 a 76 Ma (Reyes *et al.*, 1976 en Scheuber *et al.*, 1994). En el sector SW de Bolivia el Ciclo Andino está representado a partir del Cretácico Superior hasta el reciente.

Las Fm. Aroifilla y Fm. Chaunaca (ca. 260 m) son los depósitos mesozoicos más antiguos aflorantes en la zona, corresponden a areniscas, capas delgadas de caliza y limolitas yesíferas de color rojo, de ambiente continental-*tidal*, sobre la cual suprayacera la Fm. Toro Toro de unos 50 m de ambiente eólico; la transgresión marina de El Molino (ca. 300 m) que cubrirá todo este sector del SW, de facies de plataforma y pasara en forma transicional a la Fm. Santa Lucía y a la vez también el paso transicional a las areniscas entrecruzadas de la Fm. Cayara definiendo para las formaciones cenozoicas basales un ambiente mareico.

Durante este período en el Norte de Chile el arco magmático migra unos 100 km al Este hasta ubicarse en la depresión intermedia, representado por vulcanismo calco-alcalino (basáltico a riolítico) y plutonismo relacionado a la subducción de la placa oceánica Farellón.

Durante el Eoceno tardío, una fase de compresión (fase Incaica, Steinmann, 1929) afecta a los depósitos del Cretácico y Paleógeno inferior, marcando el inicio del desarrollo de las cuencas continentales del Oligoceno inferior en el Altiplano, es así que en Soniquera las capas rojas asignadas al Oligoceno (del Carpio, 1972), Fm. Potoco de ca 2000 m de espesor presentan un conglomerado basal discordante sobre las formaciones Molino y Santa Lucía.

La actividad magmática en el Norte de Chile disminuye fuertemente, y solo está representada por stocks subvolcánicos, de composición granodiorítica, a lo largo de la cordillera de Domeyko.

El evento tectónico Incaico parece corresponder con un cambio global de disposición de las placas que ocurre primariamente durante el Eoceno medio y tardío (Rona & Richardson, 1978, Cande, *et al.* en Macksaev *op. cit.*).

Reconstrucciones de la geometría de las placas a nivel global basados en datos paleomagnéticos del piso oceánico muestran que durante el Eoceno tardío - Oligoceno una dorsal oceánica NW - SE extensiva, funcionó entre la placa Farellón y la placa Pacífica (Mammerickx *et al.*, 1980 en Macksaev *op. cit.*).

Esta disposición produce consecuentemente una subducción dirigida al NE de la Placa Farellón bajo el borde Occidental de Sud América, es decir oblicua con el límite de la placa continental sudamericana (Pilger 1983, 1984), con una velocidad máxima de convergencia de 12 cm/año, entre ca 42 a 36 Ma (Cande, 1982).

Este marco de convergencia oblicua favorece el desarrollo de fallas transcurrentes asociadas a la fosa, formadas a lo largo del arco magmático durante este período de velóz convergencia oblicua (sistema de la Falla de Domeyko dextral) y arco calco alcalino asociado; representado por coladas de lavas andesíticas y pequeños stocks granodioríticos.

Durante el Oligoceno inferior a superior en el SW de Bolivia se desarrollaran eventos compresivos EW y fallamientos, evidenciado en el levantamiento del zócalo Paleozoico, sobre la cuenca paleogena, registrados en el desarrollo de facies conglomerádicas en la Fm. San Vicente (ca. 800 m), probablemente una convergencia oblicua parecida a la desarrollada a los 42 y 36 Ma. se repite entre los 25 y 19 Ma, asociado a fallas transcurrentes y el desarrollo de magmatismo calco alcalino, entre Serranía de Las Minas y el SE del Salar de Uyuni (lavas asignadas a la Fm. Suri Pujio ca 2000 m, Baldellón (1995) y los subvolcánicos que intruyen a la Fm. Potoco) y también el volcanismo Rondal 24 y 22 Ma (Kussmaul, 1975).

Esos datos permiten dar la edad de este evento tectónico registrado en el SW de Bolivia entre los 26 Ma y 19 Ma; correspondientes a la Fase Pehuenche (Irigoyen, 1979 en Avila Salinas, 1991), o Aymara de Sébrier *et al.*, (1982). También esta fase tectónica está acompañada de un desplazamiento tierra adentro del arco magmático calco alcalino.

Inmediatamente después, la antigua placa Farellón se fragmenta en las placas de Cocos y Nazca (Mammerickx *et al.*, *op. cit.*), el consiguiente cambio da a la placa de Nazca una dirección de convergencia EW y la subducción de la placa oceánica con una velocidad máxima de 12 cm/año, y la migración del frente magmático al W en la correspondiente Zona volcánica Central (CVZ de Thorpe, 1984) entre ca 17 Ma. y 12 Ma hasta el reciente.

Posterior a esta etapa de deformación, en la zona de estudio, se produce una extensa sedimentación volcano-sedimentaria distal, de origen S-SE, que alcanza ca 1000 m de espesor, intercalada con ignimbritas en el Altiplano Sud occidental, que corresponde a la Fm. Quehua Inferior (Del Carpio, 1972).

Esta unidad presenta edades entre 19 Ma y 15 Ma. o quizás hasta 11 Ma. Conglomerados fluviales, flujos de barro y depósitos lacustres con alta influencia volcánica, intercalados con eventos

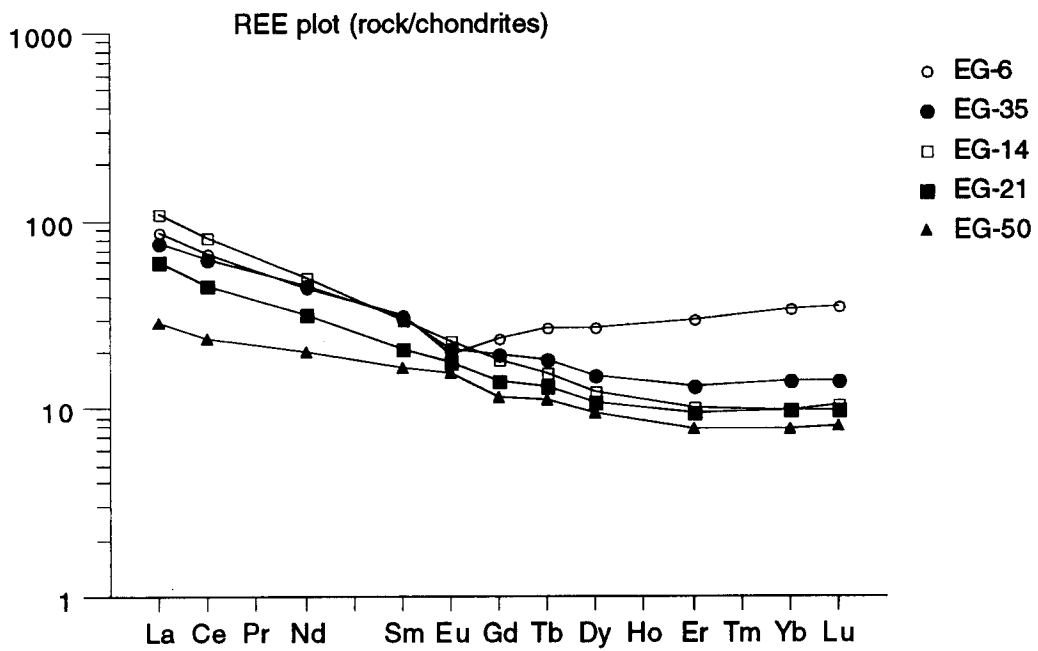


Fig. 3.- "Spiderdiagram" de Nakamura 1974, correspondiente a las lavas de diferente edad de Serranía de las Minas.

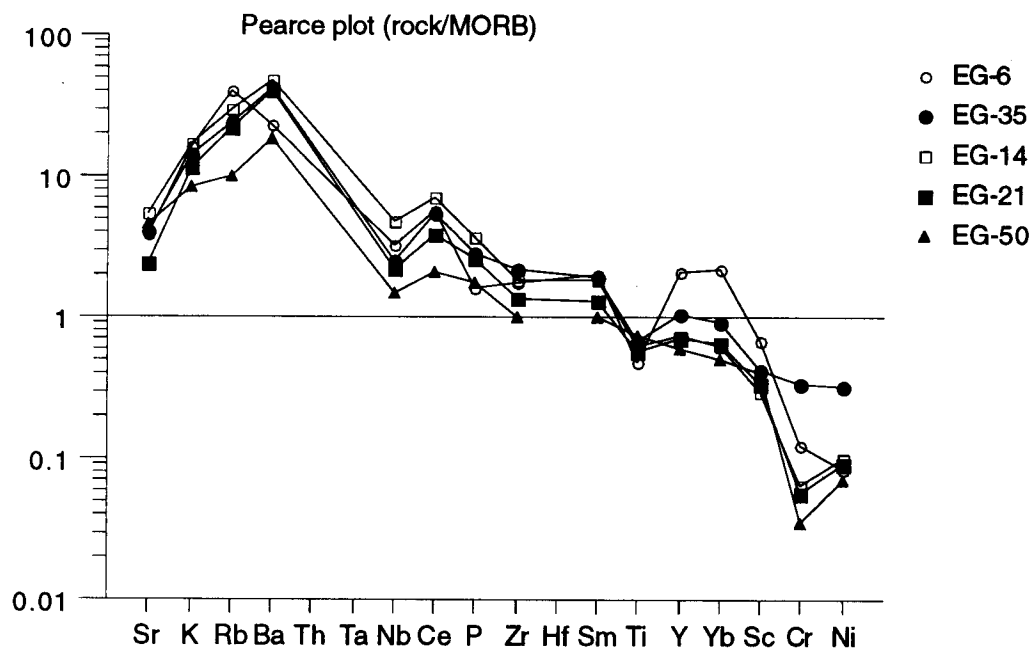


Fig. 4.- "Spiderdiagram" de Pearce 1983, correspondiente a lavas de diferente edad de Serranía de las Minas.

piroclásticos, serán sometidos a plegamiento alrededor de los 17 Ma (Fase Quechua 1, Steinmann, 1929).

Durante el Mioceno superior la actividad ígnea es muy importante, en el sector de estudio se emplazan intrusivos subvolcánicos dacíticos, a los ca. 8 a 6 Ma. (Richter *et al.*, 1991, Luddington *et al.*, 1991); los más importantes son: San Cristóbal, Todos Santos y unos cuerpos pequeños al NE de Soniquera, la actividad Piroclástica Alota entre ca. 10 a 5 Ma Baker & Francis, 1978) (ca 100 m), relacionada a la Zona volcánica Central y la actividad piroclástica Pliocena ca ~3 Ma.

En la zona de estudio, se registró una actividad ígnea reciente, efusiva básica, en el extremo meridional del lineamiento Corregidores-Khenayani (Baby *et al.*, 1990) representada por pequeños cuerpos con sus edificios volcánicos bien preservados; son de pequeña dimensión y de carácter básico-andesítico; se emplazan relacionado a fallas de desgarres longitudinales y transversales.

Existe desarrollo de período transtensional reciente, asociado a fisuras cuyas trazas reflejan rombos en los depósitos recientes y fallas normales muy actuales; estas fallas normales que afectan suelos cuaternarios son origen de actividad sísmica muy superficial que también a provocado estructuras de colapsos (sismicitas) en sedimentos lacustres cuaternarios.

En conclusión este marco evolutivo, que se inició desde un zócalo Pre-Cámbrico cubierto por la secuencia Cambro Ordovícica, evolucionó hasta la actualidad y conformó el presente marco geológico de esta parte del SW de Bolivia .

MAGMATISMO: PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA

Elementos mayores y traza fueron analizados usando el espectrómetro Jobin Yvon JY70, del Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques; Spectrochimie-Service de Analyses des Roches du CNRS, Vandoeuvre 54501-France.

A base de una fusión de la muestra con LiBO3 y disolución ácida con HNO3, esta solución es analizada mediante ICP. (Plasma inductivamente acoplado), del cual ICP-Emisión para elementos mayores y traza (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, P.F. y Sc) y por ICP MS (espectrómetro de masa) para los restantes elementos menores y las tierras raras (Ba, Be, Co, Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Zn, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu, Y, Th); el control de calidad en base a Geostandar Internacionales.

Las rocas generalmente son clasificadas de acuerdo al % de sílice, tomando la clasificación de Gill (1981), las rocas de Serranía de las Minas son clasificadas de la siguiente manera: basaltos < a 53 % de SiO2, andesitas basálticas entre 53 y 57 % de SiO2.

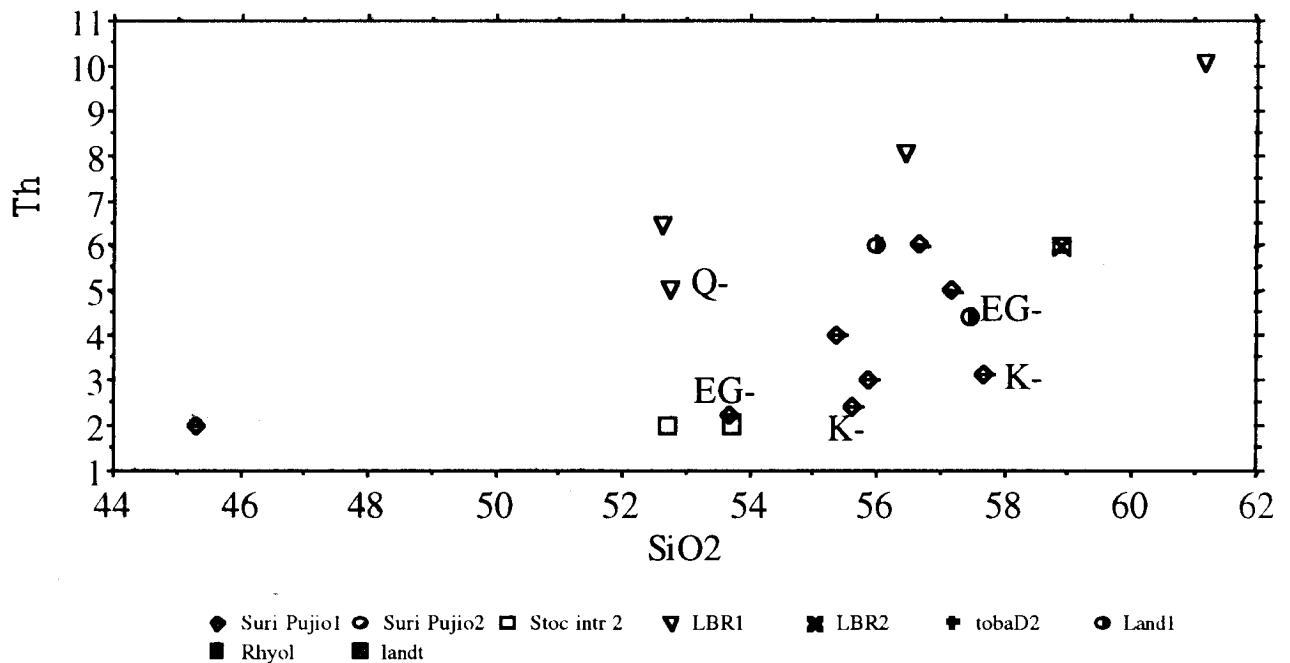


Fig. 5.- Diagrama de SiO2 vs Th. En este diagrama solo se consideran las muestras EG-31, K2, K3, para las lavas de suri Pujio; EG-90, para las lavas posteriores a 19 Ma. Y Q-1 para las lavas recientes; el Th aumenta cuando la roca es más joven o reciente, probablemente relacionado al aumento del espesor de la corteza.

andesitas entre 57 y 63 % SiO₂, dacitas entre 63 y 70 % SiO₂ y riolitas > a 70.

El magmatismo predominante es calco-alkalino, compuesto por andesitas básicas con alto K, relacionado a un margen convergente y a procesos de subducción con bajos contenidos de Nb entre 6.22 a 12.3, altos contenidos de La entre 19.03 a 29.26, con anomalías > 63, los contenidos de Yb 1.1 a 3.1, con anomalías en los cuerpos volcánicos cuaternarios (Salle Loma 1 y 2) que son de ~ 7.4.

Con el diagrama AFM de Irvine & Baragar, 1971 (Fig. 1), las rocas de Serranía de las Minas muestran un agrupamiento, el cual cae en el campo calco-alkalino, a su vez no muestran incremento en hierro, el diagrama SiO₂ vs K₂O (Fig. 2) y las líneas de división de campo son de Gill, 1981, se observa que la mayoría de las rocas de Serranía de Las Minas caen en el campo de Andesitas Básicas y Andesitas con alto K.

De la comparación de los modelos en los diagramas de REE de Nakamura, 1974, (Fig. 3). Las lavas derivan de una lertzolita con granate, los cuerpos Salle Loma 1 y 2 de una Lertzolita con espínela y el domo riolítico de la Juvina anatexis cortical.

La mayoría de las lavas son de carácter metaluminoso. Se han identificado cuatro eventos magmáticos importantes.

El evento Suri Pujio en el límite Oligoceno Mioceno; coladas de lava, con fábrica porfírica, texturas intergranulares y microcristalinas, en las coladas basales la mineralogía controlada por: hiperstena, augita (2 a 3 mm) y existe escaso olivino idingsitizado (< a 1mm), en las coladas superiores horblenda, augita, hiperstena (2 a 5 mm) y escasa biotita. Las plagioclasas llegan hasta los 5 mm (An 50 y 42).

Andesitas básicas 53.66 a 57.69 de SiO₂; los incompatibles, Th (2.25 a 3.1) y Rb (30 a 73) incrementan con SiO₂, los compatibles Fe₂O₃t, TiO₂, V y Sc decrecen con el incremento de SiO₂. Los demás óxidos y elementos no muestran tendencias definidas, son independientes de la variación de Sílice.

Fe₂O₃t/ CaO > a 1, el TiO₂ varía de 1.34 a 0.66, las relaciones de elementos incompatibles Ba/La, entre 28.4 y 41.76, Nb/Y entre (0.25 y 0.65), estos valores comparándolos con los de Chiar Kollu 25.2 ± 0.9 WR (Kennan *et al.*, 1995), ejemplo típico de magma alcalino (Thorpe, 1984, Soler, 1993), TiO₂ (2.25), Ba/La 10.23, Nb/Y 1.99, muestran las diferencias que existe entre las lavas de la Fm. Suri Pujio con Chiar Kollu. Además las relaciones de La/Yb (32.97) muestran una pendiente mucho mayor en Chiar Kollu, que en las calco alcalinas (7.27 a 14.14). Las relaciones de Nb (50) son altas en Chiar Kollu, en Suri Pujio (6.4 a 12.3) son bajas.

La diferenciación relacionada principalmente a la cristalización fraccionada, controlada por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno,

plagioclasa y anfíbol; en las coladas superiores donde existe anfíbol a partir de 56.7 de Sílice, las texturas de tamiz en las plagioclasas con bordes de crecimiento de plagioclasa cálcica, indican que la mezcla de magmas es importante en la diferenciación; también la asimilación es importante, por el enriquecimiento en incompatibles que se observa en el diagrama MORB de Pearce, 1983.

Los cuerpos hipoabisales que intruyen a la Formación Potoco, son dioritas, con texturas holocristalinas inequigranular, la mineralogía básica consta de augita en las rocas básicas, corroídas y parcialmente remplazadas por plagioclasa básica An 54, la ortosa y el cuarzo son de carácter intersticial, no existe vidrio; se puede observar albitización de las plagioclasas; además la existencia de calcita, epidota, pistacita, y esfena, además de opacos como pirta, lo cual indica que estas rocas han sufrido alteración propilítica, reflejado en sus altos contenidos en Na₂O (4.13 a 6.91) en relación al CaO (3.12 a 5.09), sus rangos de sílice varían de 50.80 a 59.37. Los incompatibles, el Th (2) y Rb 43 a 68 incrementa con el aumento de SiO₂, los compatibles el Fe₂O₃, CaO, Ni, Sc, decrecen con el incremento de SiO₂, TiO₂ (0.53 a 1.35), las relaciones de incompatibles Ba/La ~40, Nb/Y (0.26 a 0.51).

El sill de Khonas microgabro olivínico, constituido por olivinos, titanogaugitas, augitas, menas de Fe, plagioclasa básica An 60; existe biotita intersticial, este sill básico con 48.50 de SiO₂, tiene una tendencia alcalina es transicional.

TiO₂ (1.09) Fe₂O₃/CaO < 1, Ba/La (37.87), Nb/Y 0.29. La/Yb (5.56) y Nb (5.1), presenta los contenidos más bajos de La (9.56) e Y (18).

- Otro evento Quehua inferior está caracterizado por andesitas con alto K (ca. ~ 20 a 19 Ma), que se presenta en coladas, diques y domos aislados. (56.00 a 60.48 de SiO₂), coladas de lava, domos, diques y tobas (58.9 de SiO₂), las lavas son porfíricas con texturas microcristalinas, mineralogicamente constituidos por anfíbol, augita, y biotita, algunos presentan en fase magmática tardía en las vesículas cristobalita, también existe escaso cuarzo xenomorfo.

Los elementos incompatibles, Th (4.4), Rb (59 a 81) incrementan con el SiO₂, los compatibles TiO₂, Fe₂O₃t, CaO, V y Sc disminuyen con el aumento de SiO₂. El TiO₂ varía de (0.93 a 0.61), Ba/La (26.96 a 29.25), Nb/Y (0.41 a 0.73). La /Yb 11.31 a 18.8, el Nb de 11 a 17; presenta el contenido promedio más alto de La ~ 33.

- El tercer evento (ca. 11 Ma al reciente); está representado por rocas piroclásticas del Mioceno-Plioceno, Tobas de flujo de ceniza cristalinas con escasos líticos, texturas cristaloclasticas, de carácter andesítico y dacítico (62.72 a 63.53 de SiO₂) con alto K, unidades del Sur de Alota y del sector de Todos Santos; cristaloclastos de plagioclasa, anfíbol, biotita, con escaso piroxeno y cuarzo, los líticos generalmente son volcánicos.

Sus contenidos de incompatibles son los más altos Rb (129 a 214), más altos contenidos de K₂O (3.5 a 3.53), los contenidos más bajos en los compatibles CaO, MgO, Fe₂O₃t. El TiO₂ es de (~0.71%), las relaciones de incompatibles Ba/La (~17), Nb/Y (~54); el La/Yb (~17) y el Nb (~10.7).

Un domo riolítico (73.86% de SiO₂), de probable edad similar es el cerro La Juvina, porfírico con pasta vítrea, con cuarzo, sanidina, biotita y plagioclasa An 20 a 15. Presenta el bajo contenido de compatibles TiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO, MgO, V, Sc, Co, Ni, Eu, alto contenido de Be 3.63, las relaciones de Ba/La (10.97) bajas, Nb/Y 0.52, los bajos contenidos de La (19.33) y alto contenido de Yb 3.81, se traduce en una relación de La/Yb (5.07) baja.

- Finalmente el magmatismo reciente, está representado por basaltos y andesitas básicas con alto K, porfíricos texturas traquitoideas y microcristalinas y mineralogía básica de acuerdo al tipo de los cuerpos monogenéticos: fenocristales de olivino, augitas y plagioclasas en la pasta en las lavas del sector de Pillina (52.67% a 57.35% de SiO₂), fenocristales de anfíbol opacítico y augita en el sector de Agua de Castilla (54.78% de SiO₂) fenocristales de hiperstena y augita en el sector de Salle Loma (56.5% a 61.2% de SiO₂).

Los elementos incompatibles Th (6.43), estas lavas, presentan relaciones similares en sus componentes compatibles e incompatibles, a excepción de la Lava de Agua de Castilla con contenidos muy altos en Sr (1121), Ba (1398), Rb (103), La (63.7), Ce (126.5) Sm (8.58), Nd (53.63), el contenido de TiO₂ es de (1.07%) la relación de K₂O/Na₂O > 1.

Las figuras muestran una comparación entre los distintos tipos de roca, de ahí se puede concluir, que según el MORB de Pearce 1983 (Fig. 4), tienen influencia de subducción y que según el modelado de REE de Nakamura, la lava correspondiente a EG-6 es derivada de una leuzolita con espinela, y las demás rocas son derivadas de una leuzolita con granate residual.

El Torio (Fig. 5), en las muestras de EG-31, K2, K3, EG-90 y Q1: las lavas Suri Pujio, EG-31, SiO₂ 53.73 -Th 2.25, K2 SiO₂ 55.66 - Th 2.4, K3 SiO₂ 57.69 - Th 3.1; el Torio es compatible con el incremento de sílice, tiene una buena correlación, pero también el Torio incrementa probablemente con el aumento en espesor de la corteza, la lava miocena, EG-90, 57.44 de SiO₂ el Th 4.4, es mayor, en comparación con las lavas oligo-miocenas y para el Cuaternario, lo es aun más con Q1 que para SiO₂ 52.67, el Th aumenta a 6.4.

CONCLUSIONES

Las rocas de la zona de Serranía de las Minas son en su mayoría Andesita Básicas con Alto Potasio, de carácter calcoalcalino, evidenciado en la presencia Modal de Ortopiroxeno (Hipersteno), y sustentado en sus bajos contenidos de Nb entre 5.1 y 21.8.

a) El evento Suri Pujio, consistente en una espesa sucesión de coladas de lava, intercaladas con flujos de detrito. Son andesitas básicas con alto K.

- Los hipoabisales que intruyen a la Formación Potoco, son sincrónicos al evento efusivo; varían de dioritas básicas a ácidas con alto K, presentan enriquecimiento anómalo en Na.

- El sill de Khonas, es el único evento con tendencia alcalina, inmediatamente posterior al magmatismo calcoalcalino, es incluido dentro del primer evento.

b) El evento magmático Quehua inferior, representado por las lavas de Cerro Gordo, Julaca y diques son de carácter andesítico; además de domos andesíticos y dacíticos.

c) Los flujos piroclásticos de la Fm. Quemez y/o Alota y las ignimbritas pliocenas, son de carácter andesítico y dacítico.

d) Las lavas monogénicas cuaternarias que son andesitas básicas, corresponden al último evento.

El proceso de diferenciación está regido por la asimilación y cristalización fraccionada:

- La asimilación se refleja en altos contenidos de elementos incompatibles, Rb, K, Sr, Th, Nb.

- La cristalización fraccionada, es regida por Olivino, Plagioclasa, Ortopiroxeno y Clinopiroxeno.

- A su vez, los modelos realizados en base a los "spiderdiagram" muestran un comportamiento similar al descrito por Pearce, 1983, para lavas básicas de arcos volcánicos anómalos, enriquecidos, desde el Sr hasta el Sm, los cuales estarían asociados a la subducción de una dorsal oceánica con edad cero. (Saunders *et al.*, 1991, Pearce, 1983) magmatismo calcoalcalino, o también asociado a magmatismo de trasarco alcalino asociado a condiciones de transtensión según Pearce *op. cit.*; es así que todos los modelos de las lavas de andesitas básicas, andesíticas y los intrusivos desarrollan un comportamiento similar, a su vez presentan una anomalía negativa en Ta y Nb, según Saunders *op. cit.* acorde con lavas relacionadas con procesos de subducción.

Las lavas son predominantemente andesitas básicas con alto K. Los fluidos derivados del manto debido a procesos de asimilación muestran enriquecimientos en elementos incompatibles, lo cual se observa en el incremento de Th, relacionado al engrosamiento de la corteza debido a los diferentes procesos de acortamientos sufridos por la corteza continental como indican varios autores (Isacks, 1988; Roeder, 1986 y Baby, 1991).

*.- San Vicente S.S., se refiere a los conglomerados de roca paleozoica que se depositan al tope de la Fm. Potoco.

MEMORIAS DEL XII CONGRESO GEOLOGICO DE BOLIVIA - TARIJA, BOLIVIA

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Zr	Ba	Sr	Rb	V	Co	Ni
EG-26	53,66	1,34	16,26	10,9	,19	2,88	7,2	3,3	2,11	,37	1,54	204	782	484	58	293	23,4	10,2
EG-31	53,73	,95	15,76	9,46	,16	4,6	8,2	3,14	1,76	,95	1,68	148	582	433	39	237	34	25,8
EG-69	54,9	,87	17,71	8,86	,16	3,39	7	3,74	1,68	,32	1,1	146	551	499	30	166	18	10,5
EG-37	54,98	,96	16,33	9,35	,2	3,18	6,62	3,34	2,09	,32	2,48	171	657	491	49	206	22,9	29,6
EG-35	55,42	1	16,2	7,56	,14	3,71	7,71	3,23	2,15	,34	2,23	194	848	492	48	209	20,8	28,9
EG-59	55,65	,93	17,15	7,48	,13	3,52	7,23	3,4	2,02	,2	1,53	128	833	559	47	183	17,6	16,3
K-2	55,66	,94	17,99	8,37	,2	2,99	6,67	3,81	1,93	,41	,72	185	776	575	45	128	20,3	7,4
EG-42	57,01	,73	18,49	7,47	,18	2,56	6,64	3,53	1,83	,42	,98	249	1222	596	70	93	10,2	12
K-3	57,69	,66	18,54	6,65	,15	2,2	6,52	4,42	,92	,4	1,53	200	916	610	51	74	9	7,9
EG-50	48,5	1,09	19,81	9,33	,14	4,56	9,66	3,32	1,25	,21	1,89	91	362	548	20	238	21,7	6,2
EG-21	50,8	,86	18,42	9,66	,17	4,03	5,09	5,37	1,74	,31	3,21	123	794	289	43	170	20,2	8,1
EG-62	59,37	,53	17,49	5,21	,12	1,96	3,37	4,13	3,32	,3	3,87	245	1042	384	68	55	6,8	3,8
EG-14	57,35	,93	17,1	7,99	,14	1,86	6,48	3,72	2,55	,44	1,08	168	976	660	60	140	14,9	9,1
EG-90	57,44	,75	15,54	6,61	,13	2,16	6,48	3,46	2,31	,35	2,39	205	1246	574	60	98	24,7	7,6
EG-70	58,34	,82	16,85	6,97	,11	2,25	5,89	3,61	2,64	,28	1,91	163	958	608	81	168	12,9	18,9
EG-41	60,42	,64	17,22	5,81	,14	1,76	5,19	4,07	2,34	,29	1,6	220	883	477	59	71	7,2	5,1
EG-76	60,48	,61	17,22	6,24	,13	2	5,21	3,49	2,71	,31	1,29	259	915	568	70	77	9	7,2
EG-44	62,72	,71	16,57	5,32	,05	1,54	4,22	2,87	3,53	,16	2,09	156	514	287	129	107	10,3	14
EG-47	63,53	,72	16,98	4,07	0	,82	4,31	3,12	3,5	,16	2,47	152	510	299	141	103	7,4	10,9
Q-1	52,67	1,18	16,57	9,38	,12	6,09	7,9	2,74	1,97	,32	,74	181	756	510	53	241	34,7	67,7
EG-48	54,78	1,07	15,98	7,05	,1	3,47	7,05	2,99	3,32	,42	3,28	226	1398	1121	103	161	18,3	22,8
EG-6	56,82	,73	18,42	8,35	,15	4,11	5,78	1,74	2,4	,19	1,08	161	462	471	82	240	9	7,6
EG-77	57,35	1,19	16,41	7,77	,1	3,78	6,07	3,46	2,58	,32	,61	202	926	532	73	216	18,5	34,6
EG-49	73,86	,09	13,25	1,29	,05	,18	,82	3,19	4,64	,03	2,44	68	212	69	214	7	,7	2,7
Ta13	44,34	2,25	13,96	11,49	,17	9,03	12,13	3,27	1,2	,72	1,04	172	607	885	24	266	44	121

Muestra	Sc	La	Ce	Eu	Tb	Sm	Yb	Nd	Gd	Dy	Er	Lu	Cr	Cu	Y	Zn	Be	Nb	Th
EG-26	20,7	25,48	54,72	1,78	,91	6,41	2,94	29,17	5,51	5,24	3,01	,45	28	30	31	113	,91	8,9	0
EG-31	20,2	19,3	40,7	1,4	,74	4,88	2,35	21,44	4,55	4,5	2,57	,42	86	28	26	98	,82	6,2	2,25
EG-69	14,6	19,4	41,24	1,45	,74	5,02	2,67	22,31	4,57	4,47	2,65	,46	22	18	26	95	1,32	6,4	0
EG-37	17,2	22,54	47,28	1,46	,79	5,56	2,81	25,1	4,92	4,81	2,83	,45	99	24	29	99	,91	7,3	0
EG-35	17,1	25,06	53,45	1,57	,87	6,31	3,08	28,13	5,36	5,16	2,96	,47	86	73	31	98	,57	8,05	0
EG-59	15,3	27,44	53,06	1,44	,64	4,85	1,94	24,93	4,21	3,69	2,05	,32	40	34	20	85	1,23	12	0
K-2	11,6	24,06	50,92	1,7	,72	5,57	2,41	27,64	4,6	4,05	2,3	,37	9	16	25	125	1,12	10	2,4
EG-42	9,8	29,26	61,45	1,94	,81	6,2	2,49	31,1	5,31	4,76	2,48	,43	32	11	26	117	2,48	12,3	0
K-3	9,3	28,27	57,59	1,89	,71	5,71	2,49	28,5	4,86	4,19	2,22	,37	7	15	25	89	1,41	10,2	3,1
EG-50	15,8	9,56	20,63	1,17	,54	3,32	1,72	12,7	3,18	3,24	1,74	,27	9	16	18	58	,87	5,1	0
EG-21	13,5	19,82	38,88	1,34	,62	4,27	2,17	19,87	3,81	3,71	2,11	,33	14	25	22	225	,99	7,7	0
EG-62	6,8	24,94	53,61	1,76	,72	5,76	2,36	28,13	4,55	4,04	2,18	,37	6	10	24	47	,99	12,3	0
EG-14	11,6	35,69	69,52	1,76	,73	5,99	2,13	31,55	5,04	4,23	2,3	,35	16	8	23	72	1,4	16,6	0
EG-90	10,6	33,21	67,02	1,83	,72	6,33	2,4	32,33	4,93	4,03	2,34	,37	3	9	24	89	1,35	9,4	4,4
EG-70	12,5	35,53	63,45	1,42	,61	5,11	1,89	27,5	4,23	3,63	1,92	,29	43	28	21	83	2,11	13,6	0
EG-41	8,6	30,19	60,23	1,64	,79	5,79	2,67	28,12	4,94	4,62	2,61	,44	8	7	27	103	,93	12,1	0
EG-76	9,3	34,27	67,02	1,6	,71	5,91	2,48	31,29	4,77	4,29	2,39	,4	17	12	26	90	2,21	10,7	0
EG-44	9,8	30,09	61,89	1,18	,61	5,18	1,56	25,85	4,13	3,46	1,66	,24	48	15	18	88	2,63	10,7	0
EG-47	9,3	30,99	59,03	1,21	,64	5,34	1,86	26,68	4,24	3,46	1,85	,28	47	60	21	806	3,47	10,8	0
Q-1	19,2	36,42	71,85	1,83	,84	6,65	2,36	33,47	5,83	5,07	2,54	,43	312	19	28	93	1	14,7	6,43
EG-48	14,8	63,7	126,5	2,2	,85	8,58	2,25	53,63	6,29	4,79	2,33	,34	89	15	25	100	2,47	21,8	0
EG-6	27,5	28,36	57,75	1,51	1,27	6,49	7,44	27,99	6,57	9,21	6,77	1,19	32	8	63	108	1,93	11,4	0
EG-77	13,3	38,99	79,23	1,78	,76	7,25	1,77	36,74	5,67	4,19	2,04	,28	116	14	22	147	1,18	12,9	0
EG-49	3,7	19,33	40,7	,5	,88	4,41	3,81	17,65	4,12	5,61	3,24	,58	5	1	36	38	3,63	18,7	0
Ta13	30,6	59,34	102,43	2,94	0	9,55	1,08	46,47	7,66	4,97	1,96	,3	404	101	25	101	1,7	50	0

Muestras analíticas: EG-26 a K3, lavas pertenecientes al evento Suri Pujio; EG-50, sill de Khonas; EG-21 y EG-62, hipoabisales que intruyen a la Fm. Potoco; EG-14 a EG-76, lavas del evento Mioceno - 19 Ma.; EG-44 y EG-47, tobos del evento Alota; Q-1 a EG-77, lavas pertenecientes a los cuerpos monogenéticos recientes; EG-49, riolita del Cerro La Juvina y Ta 13 Chiar Kollu (Soler *op. cit.*). Oxidos mayores (en%) y Elementos traza (en ppm.).

Análisis por ICP-MS (CNRS-CRPG, Vandoeuvre, France).

REFERENCIAS

- AVILA-SALINAS, A., 1991. Eventos tectomagmáticos y orogénicos de Bolivia en el lapso: Proterozoico inferior al reciente. *Revista Técnica de YPFB*, 12 (1) : 27-56. Marzo 1991.
- BABY, P., TH. SEMPÈRE, J. OLLER, L. BARRIOS, G. HERAIL & MAROCCO, 1990. Un basin en compression di age oligo-miocene dans le sud de l'Altiplano bolivien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II : 341-347.
- BALDELLON, E. G., 1995. "Geología y etapas de deformación de la zona de Serranía de Las Minas". *Tesis de grado UMSA*, 160 pag.
- BAKER M. C. W. & FRANCIS, 1978. Upper cenozoic volcanism in the central Andes. ages y volumes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41: 175-187.
- BREITKREUZ & W. ZEIL, 1994. The late carboniferous to triassic volcanic belt in the northern Chile. Pags. 277-293 en *Tectonics of the Southern Central Andes* by Reutter K. J., E. Scheuber, P. J. Wigger. Structure and Evolution of an Active Margen Continental. Springer-Verlag, 1994.
- CANDE, S. C., E. M. HERRON & B. R. HALL, 1982. The early Cenozoic tectonic history of de Southeast Pacific: *Earth and Planetary Science Letters*: 57 : 63-74.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS & V. RAMOS, 1982. Tectonic and magmatic evolución of the Andes of northern Argentina y Chile. *Earth Sci. Rev.*, 18 : 303-332.
- DALMAYRAC, B., 1978. Géologie des Andes Péruviennes- Géologie de la Cordillère Orientale de la Région de Huanuco: Sur place dans une Transversale des Andes de Pérou (9° a 30° S). *Travaux et Documents de l'ORSTOM* 93 : 160.
- DALZIEL, I. W. D., B. C. STOREY, S. W. GARRET, A. M. GRUNOW, L. D. B. HERROD & R. J. PANKHURST, 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland, en *Continental Extensional Tectonics*: Coward, M.P., J.F. Dewey & P. L. Hancock. eds. Geol. Soc. of London, Esp. Pub. 28 : 433-441.
- DAMM, K. W., S. PICHOWIAK & W. TODT, 1986. Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen grungebirges in Nordchile. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A 66, I : 73-146.
- DEL CARPIO DIAZ EDILBERG, 1972. Estudio Geológico de la Región de Soniquera. *Tesis de Grado UMSA*, 145 pag.
- GILL J. B., 1981. *Orogenic andesites and Plate Tectonics*. Springer Verlag: Berlin : 390.
- HERVE, M., 1987. Movimiento sinistral en el Cretácico inferior de la zona de la falla de Atacama, Chile. *Rev. Geol. de Chile*, 31 : 37-42.
- IRVINE, T. N. & W. R. A. BARAGAR, 1971. *Canadian Journal Earth Sciences*, 8 : 523-548.
- ISACKS, B. L., 1988. Uplift of the central Andean plateau y bending of the Bolivian Orocline: *Journal of the Geophysical Research*, 93 : 3211-3231.
- KENNAN, L., S. LAMB & C. RUNDLE, 1995. K Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia.- *Journal of South American Earth Sciences*, 8 : 165-186.
- KUSSMAUL S., L. JORDAN & E. PLOSKONKA, 1975. Isotopics Ages of Tertiary volcanics rocks of SW Bolivia. *Geol. Hannover* : 111-117.
- LARSON, R. L. & W. C. PITMAN, III, 1972. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its applications: *Bull. G. S. A.*, 83 : 3645-3662.
- LITHERLAND, M., R. N. ANNELLS, D. P. EDABYSHIRE, C. J. N. FLETCHER, M. P. HAWKINS, B. A. KLINCK, W. I. MITCHELL, E. A. O'CONNOR, P. E. J. PITFIELD, G. POWER & B. C. WEBB, 1989. The Proterozoic of Eastern and its Relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research* 43 : 157-174.
- LUDINGTON S. & E. A. BRAY, 1975. Comunidad Todos Santos area. (in: U.S. Geological Survey & Servicio Geológico de Bolivia (eds). *Geology and Mineral Resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia*). U.S. Geol. Surv. Bull., 1975 : 164-166.
- MAKSAEV, V., 1990. Metallogeny, geological evolution and thermochronology of the Chilean andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits. *PHD. Thesis Dalhousie University Halifax Canadá* : 554.
- MARQUILLAS, R. & J. A. SALFITTY, 1988. Tectonic framework and correlations of the Cretaceous Eocene Salta group, Argentina. En Bahlburg H. Breitung C, Giese P (eds) *The southern Central Andes*, Lecture notes in Earth Sciences 17. Springer Berlin, Heidelberg, New York : 119-136.
- MPODOZIS, C., F. HERVE, J. DAVIDSON & S. RIVANO, 1983. Los Granitoides del Cerro de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del paleozoico inferior en los Andes del Norte de Chile. *Rev. Geol. Chile*, 18 : 3-14.
- NAKAMURA, N., 1974. Determination of Rb, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 : 757-775.
- NARANJO, J. A., A. PUIG & M. SUAREZ, 1986. A note on Lower Jurassic magmatism in the Coastal Cordillera of Atacama, Chile : *Geological Magazine*, 123 : 699-702.
- PEARCE, J. A., 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*: Thorpe R. S. : 526-548 John Wiley y Sons.
- RAMOS, V. A., 1984. Patagonia : Un continente a la deriva?. *IX Congr. Geol. Arg.*, Bariloche (Río Negro), 2 : 311-328.
- RAMOS, V. A., 1986. Principios de Geotectónica, Curso de Actualización, Sociedad Geológica de Bolivia, 1986 : 141.
- RAMOS, V. A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean Structure pp 249-261 en *Tectonics of the Southern Central Andes* by Reutter K. J., E. Scheuber, P. J. Wigger. Structure and Evolution of an Active Margen Continental. Springer-Verlag 1994.
- RAPELA, C. W., B. COIRA, A. TOSELLI, J. SAAVEDRA, 1992. El Magmatismo del paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. *Paleozoico Inferior de Latinoamérica* : 21-67.
- RICHTER D. H., W. E. BROOKS, S. LUDINGTON A. HINOJOSA-VELASCO, A. ESCOBAR-DIAZ, E. H. MCKEE & N. SHEN, 1975. San Cristobal district.- (in: U.S. Geological Survey & Servicio Geológico de Bolivia (eds). *Geology and Mineral Resources of Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia*) U.S. Geol. Surv. Bull., 1975 : 153-156.

- RICHTER D. H., W. E. BROOKS, N. SHEN, A. HINOJOSA-VELASCO & A. ESCOBAR-DIAZ, 1975.** Cerro Eskapa.- (in: U.S. Geological Survey & Servicio Geológico de Bolivia (eds). *Geology and Mineral Resources of Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia*) U.S. Geol. Surv. Bull., 1975 : 116-119.
- ROEDER, D. 1988.** Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia): *Tectonics*, 7 : 23-39.
- SAUNDERS A. D., NORRY M. J. & TARNEY J., 1991.** Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* (1991) 335 : 377-392.
- SCHEUBER E., BOGDANIC, A. JANSEN & K. J. REUTER, 1994.** Tectonic development of the North Chilean Andes in relation plate convergence and magmatism since the Jurassic : 121-153; en *Tectonics of the Southern Central Andes* by Reutter K. J., E. Scheuber, P. J. Wigger, Structure and Evolution of an Active Margen Continental. Springer-Verlag 1994.
- SEBRIER, M., A. LAVENU, M. FORNARI & J. P. SOULAS, 1988.** *Tectonic and uplift in the Central Andes* (Perou, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to Present. *Géodynamique*, 3 (1-2) : 85-106.
- SOLER P., G. CARLIER, M. G. BONHOME & M. FORNARI, 1993.** Field observations and K-Ar dating of the Cerro Chiar Kollu (Southern Altiplano, Bolivia) : *Second ISAG*. Oxford (UK) : 443-446.
- SOLER, P. & TH. SEMPÈRE, 1993.** Stratigraphie, géochimie et signification paléotectonique des roches volcaniques basiques mésozoïques des Andes boliviennes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II : 777-784.
- THORPE, R. S., 1984.** The Tectonic Setting of Active Andean Volcanism. En *Andean Magmatism. Chemical and isotopic constraints*. R. A. Harmon and B. A. Barreiro eds. : 4-8.
- TORRICO B. H., 1966.** Estudio Geológico de la región de San Cristóbal, *Tesis de Grado UMSA*, 89 pag.
- TURNER J. C. M. & V. MENDEZ, 1979.** Puna. II *Simp Geol. Argent.* 1 : pag 13-56.