

VOLCANITAS EN EL RINCON Y HUERTAS VIEJAS, SIERRA DE ACONQUIJA, TUCUMÁN.

Osvaldo Edgar Gonzalez, Raúl Moyano Paz y Marta Godeas

RESUMEN

En los parajes El Rincón y Huertas Viejas, faldeo oriental de la sierra de Aconquija, provincia de Tucumán, y dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas, aflora una secuencia volcánica. La misma, que constituye la evidencia de procesos efusivos importantes en la sierra de Aconquija, se apoya en discordancia sobre el basamento metamórfico de edad precámbrica a cámbrica.

Las rocas que integran la secuencia volcánica se disponen en una faja norte-sur, algo desviada al noroeste. La litología está caracterizada por brechas volcánicas, con intercalaciones de escasos niveles de aglomerados volcánicos, tobos y coladas. Todas las rocas tienen composición fenoandesítica.

Al este del área en estudio, se observa la falla regional La Mota, que conforma la dislocación principal al este en el gran bloque de Aconquija.

A las volcanitas se les asigna tentativamente una edad miocena, y se pueden correlacionar con las brechas de la formación El Zarzo (Ruiz Huidobro, 1972).

ABSTRACT

At El Rincón and Huertas Viejas, eastern slope of Aconquija hill, Tucumán province, a volcanic sequence crops out. It's the evidence of important effusive processes in Aconquija hill, and overlies unconformably the metamorphic basement of Precambrian to Cambrian age.

The rocks that take part of the volcanic sequence are placed in a northsouth belt, a little deflected to northwest. Lithology comprises volcanic breccias, with some volcanic agglomerates, tuff and flows, all of them of fenoandesitic composition.

At east of the area La Mota regional fault is observed; it's the principal dislocation at east of Aconquija block.

It's supposed that these volcanic rocks are of Miocene age, and they can be correlated with El Zarzo Formation breccias (Ruiz Huidobro, 1972).

INTRODUCCION

Una importante secuencia volcánica aflora en los parajes de El Rincón y Huertas Viejas, ubicados en el faldeo oriental de la sierra de Aconquija, directamente al oeste del cerro Ñuñorco Grande.

El motivo de esta investigación es dar a conocer la extensión, características e importancia regional de estas rocas. Este escrito constituye un adelanto sintetizado de partes de los avances sobre el tema.

El presente estudio forma parte del Proyecto 104 del CIUNT. (Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Tucumán) que financió parte del trabajo, y es de-

nominado "Las rocas volcánicas de la sierra de Aconquija".

Desde la ciudad de San Miguel de Tucumán se puede acceder con vehículos a El Rincón, utilizando la ruta nacional N° 38 hasta la localidad de Acheral, y de allí a la ruta provincial N° 307 hasta La Angostura; desde esta última localidad se llega a El Rincón por un camino consolidado que pasa por El Mollar (figura 1). El total a recorrer desde San Miguel de Tucumán es de 120 km. La zona tiene alturas de 1.770 m s.n.m. en el puesto de Rosa Gómez y 2.200 m s.n.m. en El Rincón.

Se debe destacar que esta zona presenta una abundante cobertura de tipo selvático en la parte meridional mientras que al norte del filo



Figura 1: Mapa de ubicación.

Abra del Monte existe una cubierta de sedimentos inconsolidados cuaternarios en la parte baja y abundante loess que enmascara ciertos aspectos geológicos del área.

Los autores desean agradecer la colaboración recibida del CIUNT y la Dirección Nacional de Minería y Geología (Centro de Exploración Noroeste Argentino).

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

El antecedente más antiguo es una cita sobre una brecha volcánica en el campo de Las Carreras mencionado por González Bonorino (1951: 34), que probablemente corresponda a algún afloramiento del extremo norte del área de estudio. Posteriormente Porto y Danieli (1984), mencionan brechas en la quebrada del Portugués que podrían pertenecer a los afloramientos meridionales.

Se puede considerar a estas volcanitas como un hallazgo tanto por la extensión de los afloramientos como por su importancia regional.

Finalmente, cabe mencionar que el primer autor (González O.) reconoció estos afloramientos en el año 1971, durante la prospección geológica y geoquímica de la región para el Plan NOA I Geológico-Minero de la entonces Dirección Nacional de Geología y Minería.

GEOLOGIA DEL AREA

El área pertenece al ámbito de las Sierras Pampeanas y está constituida por rocas meta-

mórficas y graníticas que conforman la unidad fundamental. Este basamento fue cubierto parcialmente, en este sector, por rocas volcánicas que han sufrido los movimientos tectónicos del levantamiento andino. Posteriormente se han depositado importantes acumulaciones de loess y sedimentos inconsolidados del Cuaternario.

El basamento metamórfico aflora al oeste de El Rincón, en las partes bajas del denominado "Cerro de Muñoz" y su continuación hacia el sur. Está constituido por esquistos bandedos con la asociación cuarzo-biotita-moscovita-feldespato, de color gris, con abundantes venillas de cuarzo o cuarzo-feldespato en diversas direcciones y con escasa compactación en algunos casos. En el extremo sur de la Loma Pelada (noreste de la figura 2) también afloran los mismos esquistos con algunos pegmatoides que los intruyen.

El basamento granítico está al este del filo Abra del Monte y corresponde a las partes bajas del cerro Ñuñorco Grande. Se trata de un granito biotítico de color gris claro, de grano grueso a porfiroide, con motas negras de biotitas de hasta 5 mm (granito de dos micas: Saavedra Alonso *et al.*, 1984); en algunos casos los granos de cuarzo y feldespato alcanzan tamaños de 0,5 a 1 cm.

La edad asignada a las metamorfitas es Precámbrico a Cámbrico medio, mientras que para los granitos se obtuvieron edades ordovícicas en el cerro Ñuñorco Grande con 456 Ma (Toselli y Rossi de Toselli, 1984).

Las volcanitas afloran en forma casi continua desde algo al norte del arroyo Las Mesadas hasta el puesto de Rosa Gómez. Están constituidas por una secuencia de brechas volcánicas con escasos niveles de aglomerados del mismo origen y menor proporción de coladas y tobas de composición fenoandesítica. La edad estimada para estas rocas es miocena.

La estructura de este sector de la Sierra de Aconquija se ajusta a las ideas enunciadas por González Bonorino para su modelo A (1950: 86) de las Sierras Pampeanas con dos fallas inversas paralelas, una de mayor rechazo que la otra, resulta así un perfil asimétrico de la sierra con un flanco abrupto al oeste y otro más

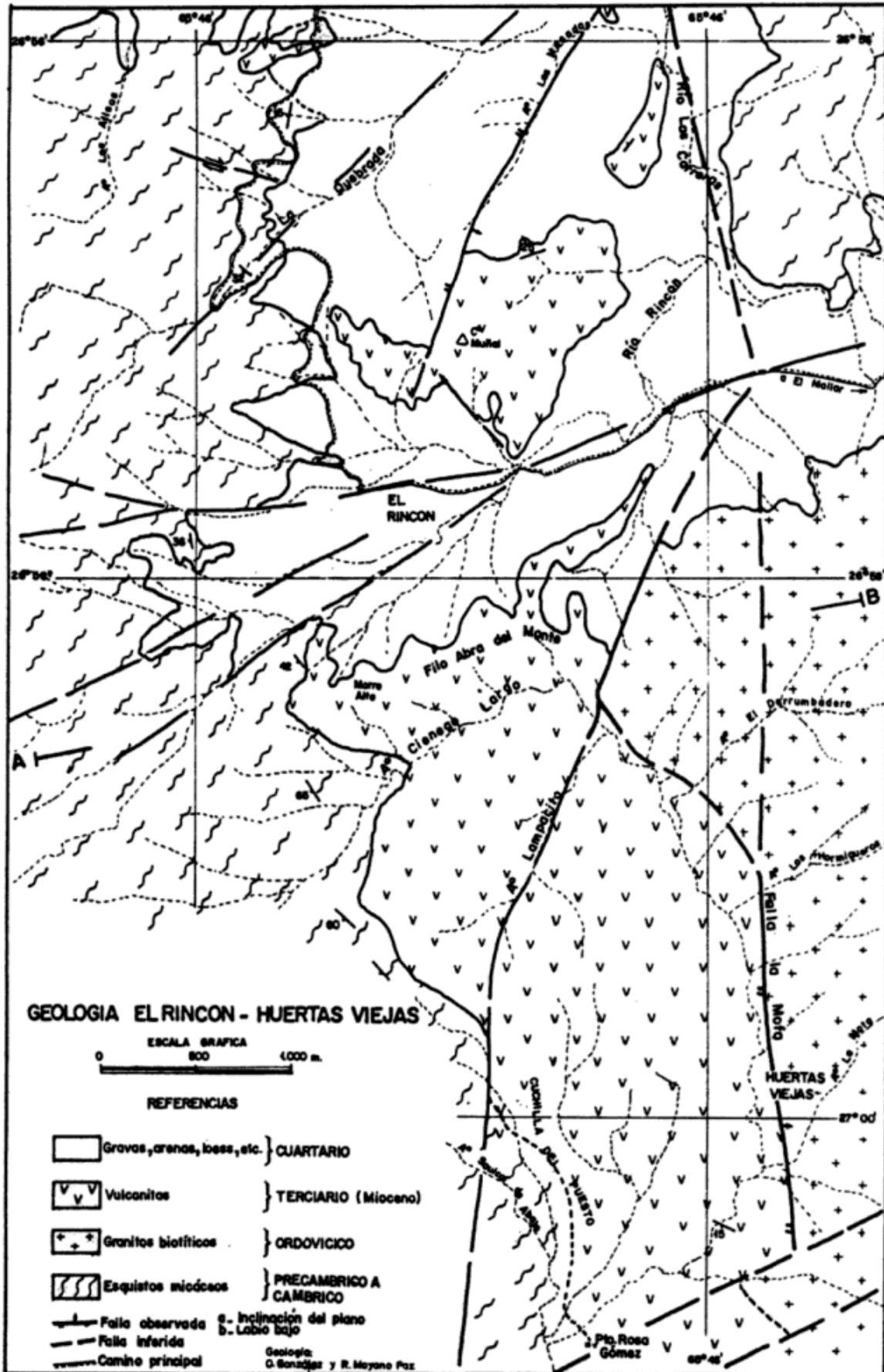


Figura 2: Geología del área.

suave al este. En el área de estudio observamos la falla La Mota, que conforma la dislocación principal del este en el gran bloque de Aconquija. Todas estas son observaciones a escala regional. Además se reconoce la antigua peneplanicie sobre la que se depositaron las volcanitas, que actualmente inclina al este con valores de 25 a 35° (figura 3).

También se identifica una serie de fracturas menores que afectan al área y poseen rumbos nornoreste-sursuroeste, noreste-suroeste, estenoreste-oestesuroeste y noroeste-sureste.

Todos estos elementos evidencian el carácter compresivo de la tectónica de bloques para la sierra de Aconquija.

LAS VOLCANITAS

Las volcanitas de El Rincón-Huertas Viejas ocupan una superficie de 15 km², y se disponen en una faja alargada con sentido norte-sur, levemente desviada al cuadrante noroeste y ubicada al oeste de la falla regional La Mota. La faja se halla en las partes bajas de la morfología general de los cordones montañosos orientados meridionalmente, aunque también conforma algunas lomadas de escasa altura.

Litología

Estas rocas se caracterizan principalmente por abundantes brechas volcánicas de composición fenoandesítica en todos los afloramientos. También existen algunos niveles de aglomerados (datos > 256 mm de diámetro) volcánicos en las partes media y superior de la columna. Además se han observado escasas coladas fenoandesíticas en diferentes lugares de la secuencia y se registran bancos tobáceos en la sección superior. Cabe mencionar que esta secuencia volcánica generalmente carece de estratificación o bien es muy grosera.

Las brechas volcánicas tienen colores que varían entre gris rosado, gris castaño, gris pardusco y pardo. En general, el aspecto de las brechas es macizo, aunque en ocasiones la matriz es tobácea, de poca consistencia y áspera al tacto. Los tamaños de los clastos oscilan por lo común entre 10 y 20 cm, aunque también alcanzan con frecuencia tamaños de 3 a 5 cm; ocasio-

nalmente pueden existir algunos clastos mayores de 30 cm (5 % del total). Los clastos de las brechas son subangulosos a subredondeados, y muestran colores contrastantes en general con los de la matriz: blanco, gris-verdoso claro, gris oscuro, violáceo, castaño rojizo, gris claro y castaño oscuro. Poseen composición fenoandesítica; se observan fenocristales de plagioclasa y/o anfíbol y/o clinopiroxeno y/o biotita, pudiendo los fenocristales alcanzar tamaños de hasta 5 mm de longitud. Los minerales mencionados están inmersos en una pasta hialopilitica, en la que aparecen microlitos de plagioclasa y cristales pequeños de minerales máficos, en una base vítrea de índice de refracción menor que el del bálsamo; es frecuente en la pasta la presencia de cristobalita. En las brechas hay también clastos monominerales, que provienen de los litoclastos. La matriz de las brechas está compuesta por polvo de vidrio, en general desvitrificado a un material criptocristalino de índices de refracción mayores que el del bálsamo. Algunas brechas tienen matriz vitroclástica, con trizas, vitroclastos irregulares y fragmentos pumíceos, constituidos por vidrio de índice de refracción menor que el del bálsamo. Ocasionalmente aparecen brechas cementadas sólo por limonitas.

Una excepción a la composición fenoandesítica se observa en el arroyo Los Hormigueros, donde existen clastos de 2 a 15 cm de basalto en una brecha gruesa que corresponde a la sección superior de la secuencia.

Los aglomerados volcánicos son escasos y de reducido espesor, con bloques de fenoandesitas hasta 1,30 m de diámetro; en general muestran color gris claro y pobre definición de niveles.

Se menciona en especial la existencia de una colada de fenoandesita anfibólica en la parte basal de la secuencia en el filo Abra del Monte; en otras secciones al sur de la misma se observan brechas para esta parte de la columna.

Estas fenoandesitas anfibólicas son de color gris blanquecino, macizas y compactas, de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol (hornblenda) de hasta 6 mm en la mayor dimensión. La pasta se compone de microlitos de plagioclasa y escasa hornblenda inmersos en una base de vidrio desvitrificado.

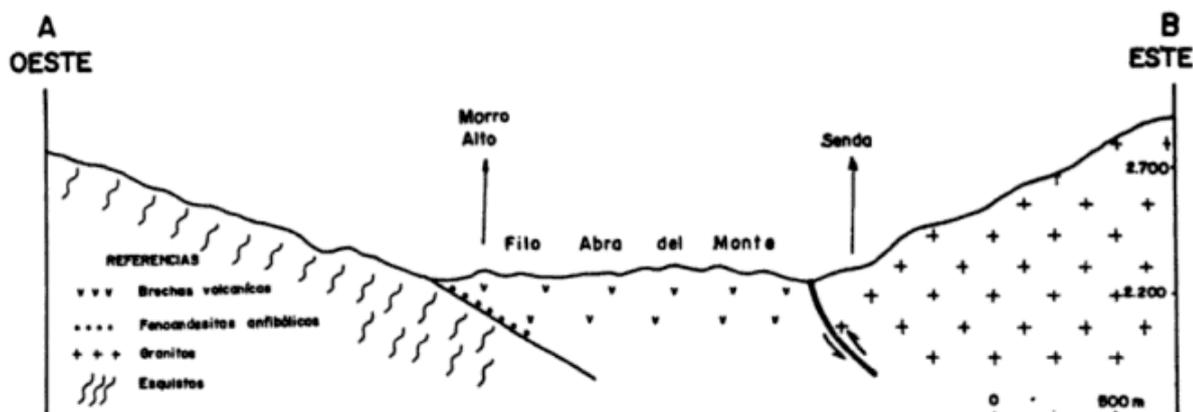


Figura 3: Perfil esquemático del Filo Abra del Monte (26°58')

También se observaron otras coladas fenoesdíticas, en diferentes niveles de la secuencia volcánica, siempre de escaso desarrollo y entre niveles bien caracterizados de brecha.

Además, existen niveles tobáceos intercalados en la columna volcánica del arroyo Ciénaga Largo y cerro Muñal con 30 y 40 cm de espesor, respectivamente.

Se destaca una columna volcanoclástica, de escaso espesor, considerada como perteneciente a este ciclo volcánico, que se observó en el km 15 del camino principal a partir de Tañ del Valle.

La secuencia volcánica descripta se apoya en discordancia sobre el basamento metamórfico como se observa en el filo Abra del Monte, mientras que no se reconoce su límite superior a causa de la estructura regional que produjo la fracturación en bloques.

Correlación y edad

Estas volcanitas se pueden correlacionar con las brechas andesíticas de la Formación El Zarzo de Ruiz Huidobro (1972) y posiblemente sean contemporáneas del Complejo Volcánico Farallón Negro.

A las volcanitas se asigna tentativamente una edad miocena, a pesar que aún no se cuenta con evidencias geológicas ni dataciones radiométricas.

CONSIDERACIONES FINALES

Las volcanitas de El Rincón-Huertas Viejas son brechas volcánicas que ocupan una superficie restringida a causa de la estructura, pero evidencian el desarrollo de importantes procesos efusivos para el sector norte de la sierra de Aconquija.

Nuevas investigaciones, ya iniciadas en la región, podrían indicar otras áreas ocupadas por estas rocas y establecer su real dimensión regional.

Finalmente, cabe mencionar que en área no se ha detectado alteración hidrotermal ni procesos metalogénicos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- GONZALEZ, O., 1971. *Informe preliminar del mosaico 20-d1, provincias de Catamarca y Tucumán*. Plan NOA Geológico Minero (inéd.), Tucumán.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, V (3): 81-110, Buenos Aires.
- _____, 1951. *Descripción geológica de la Hoja 12e, Aconquija, Catamarca-Tucumán*. *Dir. Nac. Min., Bol.* 75, Buenos Aires.
- PORTO, J. y C. DANIELI, 1984. *Límites cuencales de los Grupos Santa María y Aconquija (Neoterciario) en la provincia de Tucumán*. *IXº Congr. Geol. Arg.*, I: 437-448, Buenos Aires.

- RUIZ HUIDOBRO, O.**, 1972. *Descripción geológica de la Hoja 11e, Santa María, Catamarca y Tucumán*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 134, Buenos Aires.
- SAAVEDRA ALONSO, J., A. TOSELLI y J. ROSSI DE TOSELLI**, 1984. *Aspectos geológicos y geoquímicos del granito peraluminico de Loma Pelada, Tafi del Valle, Tucumán*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (1-2): 12-27, Buenos Aires.
- TOSELLI, A. y J. ROSSI DE TOSELLI**, 1984. *Metamorfismo de las Cumbres Calchaquies: II. Petrología del basamento esquistoso entre La Angostura y Tafi del Valle*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (3-4): 262-275, Buenos Aires.

OSVALDO EDGAR GONZALEZ

Dirección Nacional de Geología y Minería
Universidad Nacional de Tucumán
Facultad de Ciencias Naturales
Miguel Lillo 205 - 2º piso
4000 S. M. de Tucumán

RAUL MOYANO PAZ

Universidad Nacional de Tucumán
Facultad de Ciencias Naturales
Miguel Lillo 205
4000 S. M. de Tucumán

MARTA GODEAS

Dirección Nacional de Minería y Geología
Santa Fe 1548
1600 Buenos Aires

URANIO EN RELACION A IGNIMBRITAS CENOZOICAS DE LA COMARCA CORANZULI-RAMALLO, PUNA ARGENTINA

S. A. Gorustovich, A. Vullien, B. Aniel y R. Bustos

RESUMEN

En la comarca de Coranzulí-Ramallo (Puna argentina) se diferencian dos ciclos volcánicos, el primero representado por tobas e ignimbritas intercaladas en una secuencia sedimentaria (Formación Morro Grande), y el segundo ciclo caracterizado por la Ignimbrita Coranzulí e Ignimbrita Granada. Las ignimbritas son de composición riodacítica y tienen un contenido de 6 ppm de U. Se dan a conocer resultados de análisis de elementos mayores y trazas. Las anomalías por uranio se habrían originado por removilización del uranio contenido (17-60 ppm) en tobas intercaladas en sedimentos terciarios (Formación Arituzar).

ABSTRACT

In the Coranzulí-Ramallo area (Argentina Puna), the Morro Grande Formation, the Coranzulí Ignimbrite and the Granada one may be differentiated. These ignimbrites present a rhyodacitic composition and U contents of 6 ppm. The results of chemical analyses of major elements and traces are also presented. The uranium anomalies located may have originated from the remobilization of the uranium contained (17-60 ppm) in the tuffs intercalated in the Tertiary sediments (Arituzar Formation)

INTRODUCCION

Se dan a conocer los resultados alcanzados en el estudio de las ignimbritas cenozoicas de la comarca de Coranzulí-Ramallo en la Puna Argentina, en un intento de explicar las anomalías e indicios de uranio localizados en el área.

Se estableció un convenio de cooperación mutua entre la Comisión Nacional de Energía Atómica (C.N.E.A.) de la República Argentina y el Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium (CREGU) de Francia.

RESEÑA GEOLOGICA

Las ignimbritas en estudio, pertenecen a la cadena transversal de volcanitas cenozoicas implantada a lo largo del lineamiento de López, el cual también habría controlado los depósitos terciarios de las cuencas de Uyuni y de Olaroz (Salfiti *et al.*, 1984) (figura 1, recuadro).

En el área en consideración, el basamento preignimbrítico está representado por sedimentos marinos del Ordovícico inferior pertenecientes a la Formación Acoite (Turner, 1972), intruidos por la Faja Eruptiva de la Puna (Méndez *et al.*, 1973) la que tuvo su climax durante la fase Oclóyica. En discordancia angular se apoya el Grupo Salta (Cretácico-Eógeno) representado en la base, por la parte alta del Subgrupo Pírgua, prosigue la Formación Yacoraite y la sedimentación culmina con el Subgrupo Santa Bárbara (Marquillas *et al.*, 1986).

El ciclo sedimentario postfase Incaica está representado por la Formación Arituzar (Gorustovich, 1988) con la cual se inicia la colmatación de las cubetas irregulares implantadas en el pilar de López. En la base presenta potentes capas de conglomerados gruesos, en parte brechosos. Hacia arriba sigue una alternancia de areniscas y conglomerados grises a rojos. En otros tramos de la cuenca se presentan fangoli-

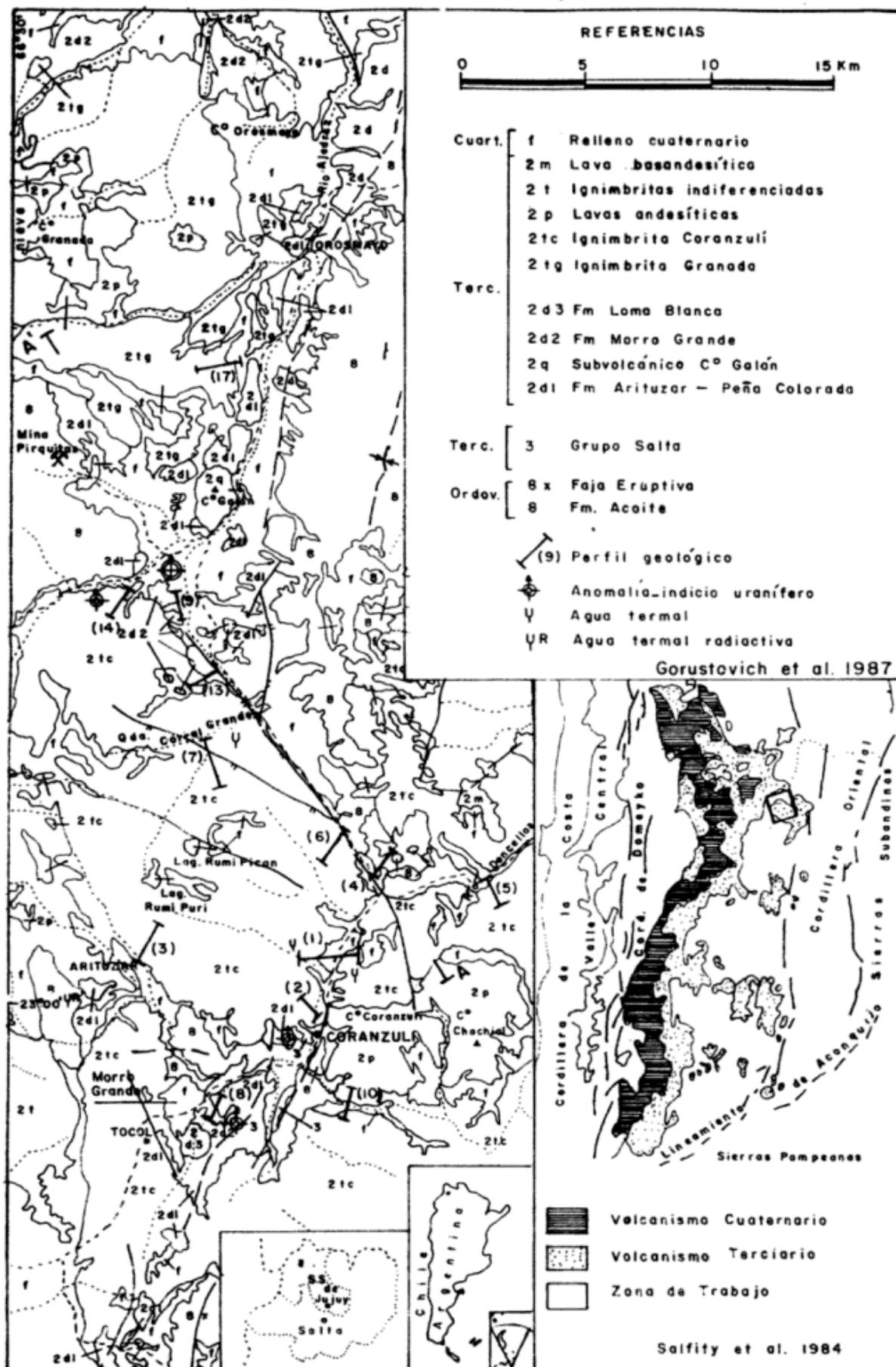


Figura 1: Mapa de ubicación y geología.

tas y areniscas rojas decoloradas, entre las que se intercalan areniscas entrecruzadas, pardo grisáceas y rosadas, areniscas limosas en parte calcáreas y niveles de pelitas grises con restos vegetales y carbonatos de cobre. También se intercalan bancos de tobas. En estos niveles se localizaron anomalías radimétricas. La Formación Arituzar sería equiparable a la Formación Peña Colorada (Bellman y Chomnales, 1960) de la cuenca de Uyuni y a la Formación Pozuelos del Grupo Pastos Grandes (Turner, 1961) de la cuenca de Olaroz.

En relación a la fase Quechua inicial la Formación Arituzar es intruida por el domo del cerro Galán (Pirquitas). Este cuerpo subvolcánico está constituido por un pórfido riolítico.

La Formación Morro Grande (Gorustovich, 1987) representa la secuencia clástica cuspidal, depositada entre las fases Quechua inicial y Quechua principal. Está integrada por una alternancia de areniscas y conglomerados, con importante participación de tobas e ignimbritas. Según la comarca de estudio varía el volumen, porcentaje y tipo de rocas piroclásticas. En principio, el sector Coranzulí (figura 1), sería el área de mayor actividad volcánica, con 390 m de espesor de ignimbritas (perfil 8). Hacia el norte, en el sector de Ramallo, se intercalan tres o cuatro niveles de ignimbritas de 3 a 5 m de potencia y en el techo otro potente manto de ignimbrita (perfil 19), y más al norte, en el sector de Tiomayo, se presentan bancos de areniscas tobáceas, pumicitas y algunos niveles de tobas, que caracterizan a la Formación Tiomayo definida por Seggiaro y Aniel (en este simposio). Es decir, con una participación de elementos piroclásticos más distales del centro de emisión.

La Formación Morro Grande se correlaciona con las Formaciones Trinchera y Pastos Chicos (Schwab, 1973), con la Formación Sijes (Turner, 1961), y con las Formaciones Doncellas, Alto Laguna y VicuñaHuasi (Coira, 1979), de la comarca de Rachaite.

De la localidad de Coranzulí, 14 km al sur (figura 1), se presenta una pequeña cuenca de depósitos clásticos, piroclásticos y de boratos (Formación Loma Blanca) que sobreyace a las ignimbritas de la Formación Morro Grande y unidades anteriores. Alonso (1986), interpreta

a esta unidad como equivalente a la Formación Sijes, y da a conocer una datación sobre toba de 6,9 Ma. Por lo tanto se admite que la Formación Loma Blanca representa la sección cuspidal de la Formación Morro Grande.

Entre las fases Quechua principal y Diaguita (2 Ma), se desarrolla el volcanismo más importante de la Puna - Formación Riolítica de Zeil (1963), correspondiente a nuestra zona a la Ignimbrita Granada e Ignimbrita Coranzulí.

En los centros de emisión de Coranzulí y Granada se conocen escasas volcanitas postfase Diaguita, caracterizadas por su composición más básica (andesitas y basaltos).

GEOLOGIA DE LAS IGNIMBRITAS

En el área del presente estudio, existen dos ciclos piroclásticos postincaicos bien definidos: el primero de ellos está intercalado en la secuencia clástica (Formación Morro Grande) y el segundo ciclo, esencialmente ignimbrítico está relacionado a los centros efusivos (calderas?) de Granada y Coranzulí (Seggiaro y Aniel, en este simposio).

Las ignimbritas que caracterizan a la Formación Morro Grande en la localidad tipo (perfil 8, figuras 1 y 2), se presentan como dos potentes mantos que tienen 250 m el inferior y 140 m el superior, entre los que se intercala una camada de conglomerados ("surge"?), de 30 m de potencia. El manto inferior está integrado en la base por ignimbritas gris claro, de grano muy grueso, con abundantes litoclastos ordovícicos y en menor proporción volcanitas y sedimentitas terciarias. Compuesta por cuarzo hialino y rosado, biotita de láminas hexagonales y feldespatos. Son de composición riolítica biotítica (M. 60). Los valores radimétricos alcanzan los 180 c/s.

Hacia la parte superior se presentan ignimbritas de color blanco grisáceo con oquedades de erosión, con vitroclastos blanquecinos, poca biotita y predominancia del cuarzo hialino sobre el rosado. Disminuyen los líticos ordovícicos y aumentan los de composición volcánica (M. 59). Los valores radimétricos no superan las 200 c/s. Continúan hacia arriba ignimbritas blanquecinas poco consolidadas, limonitizadas, que presentan vitroclastos con

inclusiones de cuarzo y líticos (C. 58). La composición de la roca es dacítica biotítica. La radimetría es de 170 c/s.

En el manto superior aumenta la proporción de vitroclastos y las ignimbritas presentan un aspecto más masivo y estructura columnar. Son de color blanco grisáceo, con fragmentos pumíceos, escasos litoclastos de sedimentos terciarios y abundantes vitroclastos (C. 56), con 180 c/s; la composición es dacítica biotítica. Por encima prosiguen ignimbritas gris blanquecinas con estructura columnar bien definida, con abundantes fragmentos pumíceos de distribución errática, abundante biotita, cuarzo hialino y escasos líticos ordovícicos (C. 55). La radimetría es de 150 c/s. La composición de la roca es riodacítica biotítica. En la sección del techo de este manto columnar las ignimbritas tienen una mayor granulometría, con cuarzo rosado predominante en su base, los vitroclastos son elongados y desaparecen los litoclastos (C. 54). Los valores radimétricos alcanzan las 130 c/s.

En la Comarca de Ramallo, los niveles de ignimbritas del primer ciclo están bien aflorados en las quebradas de Agua Chica (Perfil 13) y Pabellón (figuras 1 y 2). Se observan, en las secciones inferiores del perfil 13, areniscas tobáceas, de coloración verdoso amarillenta, masivas, con intercalaciones de areniscas tobáceas rojas y blanquecinas que presentan granulometría gruesa a fina, buena selección y trizas con distribución irregular. Presentan algunos niveles con estratificación laminar preponderante y entrecruzamientos no muy marcados (M. 80). Corresponden a areniscas tobáceas cuarzo-lítico-feldespáticas.

En el perfil 9 (Ramallo), las ignimbritas tienen una composición variable, entre dacítica biotítica y riodacítica biotítica, de color blanquecino. Presentan litoclastos de porfiritas alteradas y pelitas ordovícicas. Hacia la parte basal se observan niveles de concreciones (ceniceros), posibles "pipes" que indicarían circulación de gases y un dique oxidado y silicificado anómalo con radimetría de hasta 1.500 c/s y un contenido de 367 ppm de U.

El segundo ciclo piroclástico está representado por la Ignimbrita Granada e Ignimbrita Coranzulí.

La Ignimbrita Granada se dispone sobre un basamento heterogéneo (Ordovícico y sedimentos clásticos y piroclásticos del Cenozoico). En el perfil 17 se apoyan sobre la Formación Morro Grande en aparente concordancia, pero regionalmente media una discordancia, cuya angularidad es variable según el grado del tectonismo que afectó a los sedimentos cenozoicos.

En el perfil 17, se diferencian dos pulsos: El basal caracterizado por cinco niveles de "surge", de composición dacítica biotítica, está integrado por ignimbritas gris verdosas, deleznable con litoclastos predominantes del Ordovícico y fragmentos pumíceos; se intercalan niveles blanquecinos de cenizas volcánicas de poco espesor. La radimetría promedio es de 140 c/s. Sobre los niveles de "surge" del primer pulso, se dispone un potente manto de ignimbritas columnares (segundo pulso) de composición dacítica biotítica con costras ferruginosas en los planos de fracturas y oquedades, con abundantes litoclastos volcánicos y de pumicitas, y una menor proporción de líticos ordovícicos. Los valores radimétricos no superan las 150 c/s.

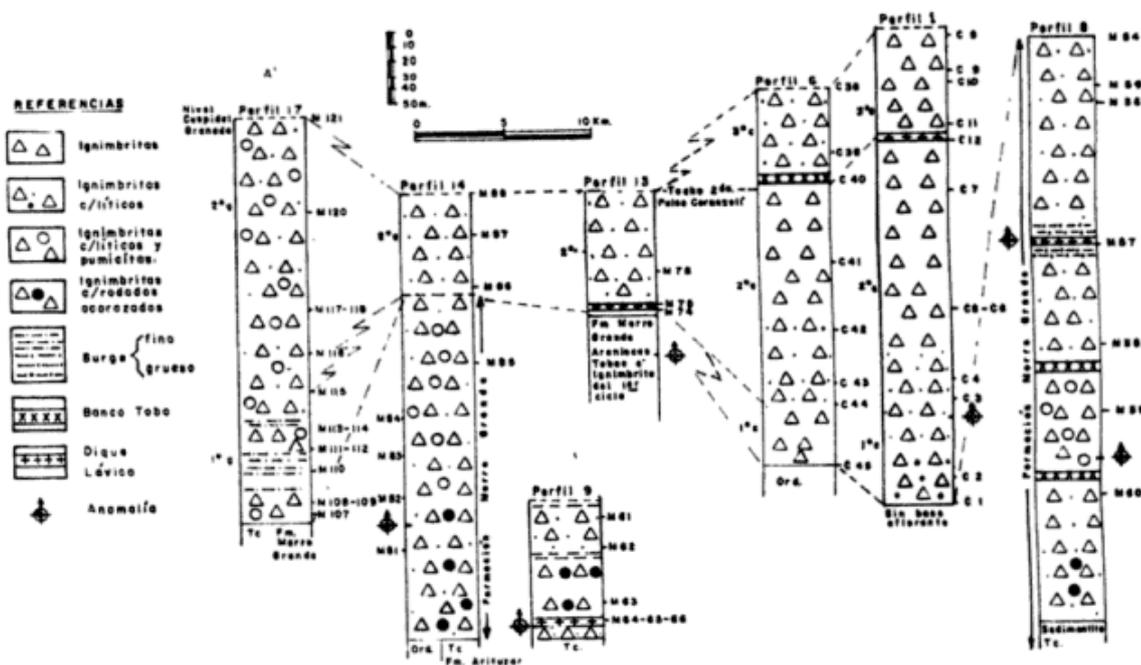
Las ignimbritas de la parte basal y media del perfil 14 (figuras 1 y 2) se correlacionarían con el perfil 9, es decir pertenecerían a la Formación Morro Grande. Mientras que la sección superior se correlaciona con el pulso 2 de la Ignimbrita Coranzulí y se corresponden con el segundo pulso de la Ignimbrita Granada.

La Ignimbrita Coranzulí, representa una unidad piroclástica bastante uniforme, responde a una composición dacítica a riodacítica.

Se han diferenciado tres pulsos (1, 2, 3). Los pulsos 1 y 3 tienen una distribución areal restringida y están presentes en las inmediaciones del cerro Coranzulí. Mientras que el pulso 2 cubre amplios sectores, se apoya en discordancia sobre sedimentos ordovícicos del Cretácico superior y secuencias volcánicas cenozoicas.

El perfil 1 es el más completo ya que están los tres pulsos, pero no se observa su base y el techo está limitado por una superficie de erosión.

El pulso 1 está constituido por ignimbritas de color gris claro, de composición riodacítica



Gorustovich et al 1987

Figura 2: Correlación esquemática ignimbritas centros Coranzulí-Granada. Corte A-A'.

biotítica, con núcleos de alteración ferruginosa y decoloraciones. Son masivas de formas redondeadas, con diaclasas anormales entre sí, en ocasiones rellenas por sílice microcristalina. En la parte basal, presentan abundantes líticos de granulometría gruesa de rocas ordovícicas y volcanitas. Hacia arriba disminuye el contenido de los líticos. Los granos de cuarzo son hialinos. La radimetría varía entre 110 y 150 c/s.

El pulso 2 está caracterizado por ignimbritas de composición riódacítica a dacítica biotítica. También disminuye el tamaño y el porcentaje de líticos. Los bancos son masivos más silicificados, de color gris castaño, con cuarzo hialino a rosado. Los vitroclastos son alargados con alineaciones y aspecto fluidal. En la parte superior la ignimbrita es gris clara con predominancia de cuarzo rosado. Los valores radimétricos varían entre 130-150 c/s.

El pulso 3 está conformado por ignimbritas dacíticas biotíticas de color gris oscuro a verdoso en la parte basal, masivas muy silicificadas, con cuarzo color caramelo. Disminuye el contenido de vitroclastos hacia arriba. Presentan disyunción en lajas horizontales. La radimetría promedio es de 120 c/s.

En los perfiles 5 y 10, se observan en la base, niveles de "surge" (oleadas piroclásticas) y también niveles de coignimbritas, con bloques

de volcanitas de hasta 0,6 m de diámetro, lo que indica la cercanía del centro de emisión, más o menos coincidente con el actual cerro Coranzulí (figura 1). En tanto, en los perfiles 4 y 6, la participación de niveles de coignimbritas es proporcionalmente menor, coincidente con la mayor distancia del centro de emisión. En ninguno de los restantes perfiles levantados, se localizaron niveles de coignimbritas.

El perfil de la figura 2 es un intento de correlación de los distintos pulsos de las Ignimbritas Granada y Coranzulí. Se observa un paleo-relieve bastante irregular, que de alguna manera, habría controlado la dispersión de los pulsos basales de estas ignimbritas.

GEOQUIMICA DE LAS IGNIMBRITAS

Formación Morro

Las ignimbritas de la Formación Morro Grande, en el perfil 9 muestran la mesostasis, totalmente ceolitizada y resulta difícil apreciar la naturaleza inicial de este volcanismo. Asimismo las rocas que no han sido alteradas por las fuentes termales no presentan una diferenciación marcada en sus composiciones químicas (cuadro I). Estas rocas tienen una composición intermedia entre dacita y riódacita

(figura 4), del mismo modo que las rocas del perfil 8 de Morro Grande. La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ varía entre 3,72 y 4,06, los tenores en CaO y MgO están comprendidos entre 2,66-2,85 y 1,23-1,42 respectivamente. Al contrario, los tenores en álcalis son de mayor amplitud y bastante elevados, la suma de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ varía entre 6,7 y 9,2 %. A base de estos tenores en álcalis, estas rocas se encuentran en el dominio de las rocas alcalinas y bastante próximos a las ignimbritas del perfil (figura 3).

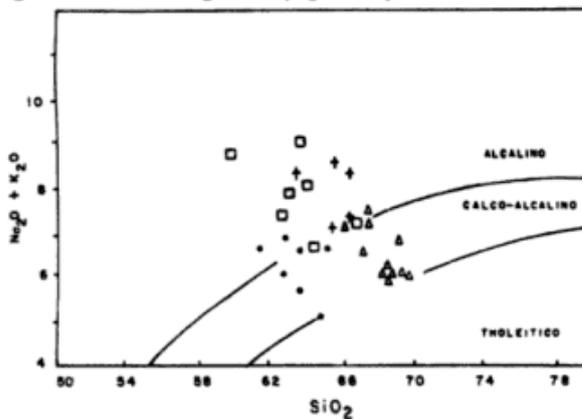


Figura 3: Evolución de las composiciones de las muestras de los perfiles 1 (▲), 8 (+), 9 (●), 17 (◐) en el diagrama SiO_2 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$).

Las rocas próximas a las fisuras (UL. 85,5 y M.66) tienen una relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ más elevadas, pero la mayor parte de estos elementos están lixiviados. Estas tendencias son aún más acentuadas en las muestras de los "diques mineralizados" (JL 85,4 y M 64), que además pueden tener la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ superior o inferior a la unidad. Pero todas las variaciones de los tenores en K se hacen correlativamente a las del Rb. Este conjunto volcánico igualmente está caracterizado por tenores en Ba y Sr poco variables.

Los tenores iniciales en U y Th son muy homogéneos y del orden de 6 y 15 ppm respectivamente (figura 5). La distribución del uranio en la roca determinado por las trazas de fisión es la siguiente: muy fuertes concentraciones de trazas a nivel de los minerales accesorios del tipo circón, monacita y también apatita; concentración más débil en relación con los xenolitos y también con zonas ricas en óxidos de hierro y numerosas trazas no reagrupadas, por lo que su distribución es heterogénea en la mesostasis ceolitizada. Esta concentración co-

rresponde a un tenor del orden de 4 ppm. A nivel de las Tierras Raras, los tenores son muy homogéneos en toda la serie y no aparece ninguna evolución (cuadro II).

Ignimbrita Granada: Los análisis de elementos mayores y trazas de la Ignimbrita Granada (perfil 17), están dados en el cuadro III. Se presentan los análisis de las unidades de "surge" (M. 110, M. 111, M. 133), de las pomez (M. 109, M. 118) extraídas de la roca y de los diferentes niveles de la pila volcánica (M. 108, M. 112, M. 114, M. 115, M. 116, M. 117, M. 119, M. 121). Asimismo de muestras de roca que constituyen el Cerro Granada (M. 122 y 123). Este conjunto volcánico de Granada corresponde a rocas de composición riódacítica rica en biotitas (figura 4) con una evolución hacia un material menos diferenciado. Las composiciones químicas de los niveles de "surge" presentan una importante variación de un nivel a otro. El primer y último "surge" que son de un reducido espesor, tienen composiciones que reflejan a las de las rocas vecinas. Al contrario, el nivel más potente está caracterizado por una relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 5,1; esta relación evoluciona de la base de la pila hacia el techo entre 4,12 y 3,73. Dada la abundancia de los niveles de "surge" en la base de la pila, la fluctuación de los elementos tienen forma de sierra, mientras que en los niveles superiores, la evolución es más regular. Este es el caso, por ejemplo, de la suma de los alcalinos que varía entre 5,71 y 6,97 para los niveles de ignimbritas vitroclásticas y columnares (M. 115 a M 119), en conjunto.

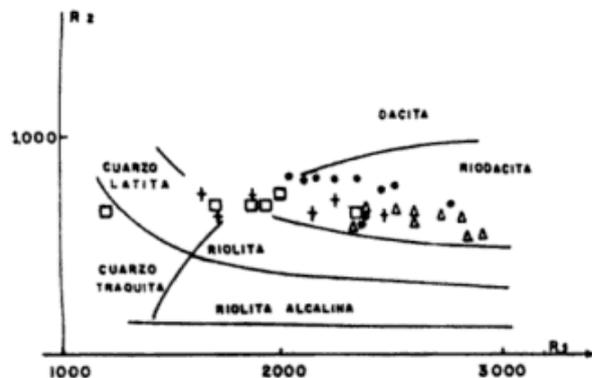


Figura 4: Evolución de diferentes ciclos de las muestras de la Ignimbrita Ccranzulí (perfil 1, ▲), Ignimbrita Granada (perfil 17, ●), Formación Morro Grande (perfil 8, +) y (perfil 9, ◐), en el diagrama R_1 - R_2 De La Roche et al., 1981.

Estas rocas no son ricas en sílice (SiO_2), están comprendidas entre 61,31 % y 66,72 %, con tenores en alcalinos que varían entre el 5 % y 7 % de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, con una relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ siempre superior a 1. De esta manera, las muestras de la serie de Granada evolucionan entre los dominios de las rocas ricas en aluminio y las rocas alcalinas (figura 3). Las muestras del cerro Granada pertenecen al límite entre estos dos dominios. Los elementos pumíceos no difieren del conjunto de las muestras.

A base de los elementos trazas se encuentran diferencias entre el piso y la parte superior, de la pila. Las variaciones de los tenores en Ba, Sr y Rb en los niveles de "surge" de la base son importantes en relación a la ignimbrita, aunque el "surge" del fin de la evolución parece ser parte integrante de los niveles volcánicos subyacentes.

La relación Th/U de todas las muestras (pómez comprendidos) es próximo a 3 (figura 5). Los tenores en Th son bastantes variables van de 11 a 15,25 ppm y ellos son aún más elevados en las coladas de lavas (M. 122 y M. 123) del cerro Granada (una veintena de ppm.). Los tenores en U son bajos, del orden de 6 ppm.

Todos los análisis de Tierras Raras son presentados en el cuadro IV. El conjunto de "surges" no es muy diferente con respecto al de las rocas volcánicas. Reflejan la misma desviación.

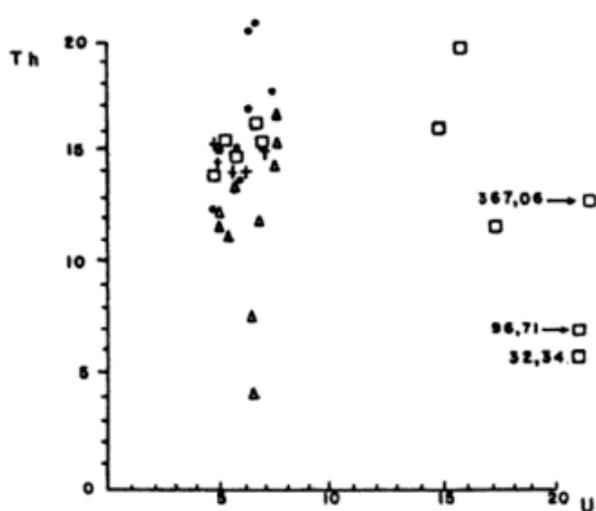


Figura 5: Variaciones de tenores en U y Th; (■) perfil 9; (□) perfil 8; (●) perfil 17; (▲) perfil 1.

Los espectros de Tierras Raras del vitrófiro del cerro Granada se diferencian de los de la pila volcánica por una anomalía en Eu más marcada (0,78 contra un valor próximo a la unidad en las rocas vitroclásticas), también por una suma de las Tierras Raras un poco más elevadas (del orden de 200 en lugar de 175) la que se traduce en un enriquecimiento en Tierras Raras livianas, puesto que la relación La/Yb tiene una media de 19 para el vitrófiro, en tanto evoluciona de 11,5 a 19,84 en los niveles ignimbríticos.

Ignimbrita Coranzulí: Los análisis químicos de los elementos mayores y trazas de la Ignimbrita Coranzulí (perfil 1) están agrupados en el cuadro 5. Los tres pulsos (1, 2 y 3) de esta pila volcánica son de naturaleza riodacítica y presentan una evolución dentro de este dominio (figura 4). Al contrario no hay variaciones dentro de un mismo pulso. La evolución se traduce por: 1) la variación de la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ que es de 4,94 para el primer pulso y 4,3 para el tercero; 2) las medias de los tenores en K_2O son, de la base hacia el techo de la pila, de 3,91 %, 4 % y 4,4 %. Mientras que el Na_2O es igual en los dos primeros pulsos (2,12 %), y un poco más elevado en el último (2,8 %). Estas modificaciones corresponden a una mayor proporción de mesostasis, y de de esta manera de feldespato alcalino hacia el techo de la pila; 3) los tenores medios en CaO son de 2,44 %, 2,51 % y 2,41 %. Estas variaciones son muy bajas a pesar de la disminución importante del porcentaje de las plagioclasas y se explican por la aparición concomitante de plagioclasas más cálcicas. La muestra del filón presente en el tercer pulso (M. 154) tiene las mismas características químicas que las rocas intruidas, por lo cual él pertenece a la parte final de la evolución de este pulso.

Estas variaciones testimonian, una evolución hacia un material a la vez menos rico en sílice, un poco menos alcalino y un poco más potásico. Evolución que es idéntica a aquella observada para las muestras del tercer ciclo volcánico de la región (Seggiaro y Aniel, 1987) y para la serie de Granada. Esta ligera disminución de los tenores en sílice de las rocas totales se traduce igualmente por una evolución de las composiciones de las biotitas (aumento

del MgO y del TiO₂ y disminución del FeO total y del MnO). Las ignimbritas estudiadas están caracterizadas por un aumento del grado de oxidación, la relación Fe₂O₃/FeO + Fe₂O₃, es de 0,45 para el primer pulso, de 0,61 para el segundo y de 0,93 para el tercero.

Los tenores de los elementos trazas son dados en el cuadro V. Los tres pulsos están caracterizados por una distribución heterogénea de los elementos, tales como Ba, Sr, V, Li. Las dispersiones son importantes, sobre todo para los dos últimos pulsos. De la base al techo de la serie el Rb tiene una correlación positiva con el K. Las variaciones de los tenores en Zr no son muy importantes si no tenemos en cuenta la muestra C9, cuyo tenor es netamente más bajo. Los tenores de Nb siguen el mismo comportamiento y esto está ligado a una concentración menor de circón. Los tenores en Th son bastante fluctuantes en toda la serie (figura 5) más particularmente en el segundo pulso donde ellos varían de 4,2 a 13,7 ppm. Los tenores en U son muy homogéneos en el tercer pulso y ligeramente más elevados en relación a los otros dos pulsos, ellos varían entre 5 y 7,7 ppm. Sólo una muestra de la base del primer pulso tiene un tenor en U de alrededor de 200 ppm. Este tenor muy elevado en U va acompañado de tenores en Pb (64 ppm), As (126 ppm) y Mo (1,8 ppm) (cuadro V), más elevados que todas las otras muestras de la serie. La radioactividad medida es de 1000 c/s. Estos aumentos muy locales de tales elementos están en relación con la proximidad de una fuente termal activa, que tiene una temperatura de una veintena de grados.

El conjunto de las Tierras Raras y otros parámetros son presentados en el cuadro VI. Del primer a tercer pulso se delinea una evolución con un aumento de las Tierras Raras (una medida de 155,85 a la base, 160,20 para la segunda unidad y 191,33 para el techo) y se marca una anomalía negativa en Eu (0,97, 0,90 y 0,83 respectivamente). La relación La/Yb es casi constante (24,8; 22,06 y 29,59 de media). La suma de las Tierras Raras de la muestra del filón, que intruye el último pulso, tiene un valor también elevado como la roca de caja. El se distingue por una relación La/Yb más baja (14,5) que se traduce por un aumento de las Tierras Raras pesadas.

MINERALIZACION DE URANIO

En el área de estudio se localizaron varias anomalías radimétricas alojadas en distintas unidades litoestratigráficas, las que han sido reunidas en cuatro grupos principales: los indicios del grupo I se alojan en sedimentos cretácico-cenozoicos, aflorantes al oeste y sudoeste de la población de Coranzulí (figura 1). Responden a alzas radimétricas puntuales, asociadas a materia orgánica y carbonatos de cobre, en areniscas finas y limolitas grises. Las anomalías generalmente no superan las 100 c/s; en un solo lugar se registró hasta 5000 c/s. También se localizaron anomalías en bancos de tobas, que tienen un contenido de 17 a 60 ppm de U. Por removilización de las mismas se originan las mineralizaciones de los grupos II, III y IV.

Los indicios y anomalías del grupo II responden a una mineralización localizada en el flanco sudoriental del domo riolítico del cerro Galán (figura 1). En un área de 300 m de longitud por 100 m de ancho, se observa autunita finamente diseminada y/o concentrada en diaclasas, con un promedio de 80 ppm de U₃O₈. Dentro de este sector se encuentran concentraciones puntuales de hasta 0,1 % de U₃O₈.

La mineralización del grupo III está alojada en las ignimbritas de la Formación Morro Grande. En el perfil tipo (Nº 8) de esta Formación, se localizó en el manto inferior de ignimbritas, un sector anómalo relacionado a venillas y oxidaciones de hierro, con valores de 400 a 1.500 c/s y un registro puntual de hasta 5000 c/s con autunita. También en ese perfil se registró otra anomalía en el manto superior de ignimbrita, en relación a una veta de óxido de hierro de unos 100 m de longitud (saltuarios) y espesores de hasta 0,30 m, pero que en general no supera los 0,05 m. Los valores radimétricos oscilan entre 300 y 400 c/s; puntualmente se registró hasta 1500 c/s, con tenores de U₃O₈ de hasta 100 ppm. No se observa mineral de uranio a simple vista.

En el perfil 9 e inmediatamente al oeste del perfil 14 (figura 1) las anomalías radimétricas están emplazadas en la parte basal del manto superior de ignimbritas de la Formación Morro Grande. La anomalía denominada Ramallo responde a las mismas características del perfil 8.

Cuadro I: Elementos mayores y trazas de los perfiles 8 y 9 - Formación Morro Grande.

| n° | JL85.8 | JL85.7 | JL85.6 | JL85.5 | JL85.4 | M6.4 | M6.6 | M6.5 | M6.3 | M6.2 | M6.1 | M6.0 | M5.9 | M5.8 | M5.7 | M5.6 | M5.5 | M5.4 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 63,88 | 63,05 | 63,56 | 73,76 | 60,66 | 71,84 | 63,95 | 62,48 | 64,29 | 59,85 | 62,53 | 66,42 | 65,90 | 63,62 | 20,76 | 63,51 | 65,52 | 66,58 |
| Al ₂ O ₃ | 16,43 | 16,21 | 17,09 | 17,09 | 10,87 | 10,64 | 11,20 | 12,88 | 16,29 | 15,75 | 15,99 | 14,32 | 15,08 | 15,60 | 3,54 | 15,89 | 15,37 | 15,48 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,20 | 3,90 | 3,16 | 1,72 | 17,12 | 5,82 | 7,04 | 3,49 | 3,49 | 6,15 | 3,60 | 3,33 | 3,47 | 4,23 | 50,17 | 4,30 | 3,72 | 3,35 |
| MnO | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,30 | 0,08 | 0,11 | 0,04 | 0,04 | 0,12 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 5,38 | 0,05 | 0,05 | 0,03 |
| MgO | 1,23 | 1,42 | 1,30 | 0,20 | 0,47 | 0,69 | 1,13 | 1,40 | 1,23 | 1,34 | 1,32 | 1,26 | 1,01 | 1,18 | 0,55 | 1,59 | 1,29 | 1,16 |
| CaO | 2,85 | 2,78 | 2,68 | 1,71 | 1,86 | 0,30 | 1,28 | 2,73 | 2,66 | 2,78 | 3,31 | 2,72 | 2,90 | 2,35 | 0,50 | 3,30 | 3,03 | 2,92 |
| Na ₂ O | 3,25 | 3,32 | 2,75 | 2,08 | 2,06 | 1,42 | 2,91 | 3,28 | 2,20 | 4,63 | 2,70 | 3,64 | 4,66 | 2,25 | 5,14 | 4,29 | 2,89 | 4,28 |
| K ₂ O | 4,79 | 4,54 | 6,27 | 2,08 | 1,88 | 3,17 | 3,35 | 4,10 | 4,50 | 4,11 | 4,74 | 3,75 | 3,91 | 3,54 | 0,55 | 4,02 | 4,14 | 3,94 |
| TiO ₂ | 0,76 | 0,84 | 0,93 | 0,74 | 0,32 | 0,58 | 0,60 | 0,83 | 0,75 | 0,68 | 0,69 | 0,48 | 0,57 | 0,86 | 0,25 | 0,79 | 0,77 | 0,66 |
| P ₂ O ₅ | 0,24 | 0,25 | 0,25 | 0,05 | 0,07 | 0,13 | 0,17 | 0,26 | 0,24 | 0,21 | 0,26 | 0,19 | 0,22 | 0,24 | 0,23 | 0,79 | 0,23 | 0,28 |
| P.F. | 3,78 | 3,90 | 2,3 | 1,37 | 4,28 | 4,21 | 5,60 | 5,03 | 4,39 | 5,01 | 3,69 | 2,43 | 2,72 | 4,72 | 12,42 | 2,22 | 1,63 | 1,58 |
| TOTAL | 100,45 | 100,25 | 100,32 | 94,71 | 99,66 | 99,44 | 99,02 | 99,98 | 99,54 | 99,95 | 98,88 | 98,80 | 100,50 | 98,72 | 99,47 | 100,22 | 98,64 | 100,25 |
| CO ₂ | nd | nd | nd | nd | nd | 0,13 | 0,21 | 0,31 | 0,08 | 0,20 | 0,08 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,30 | 0,08 | 0,08 | 0,06 |
| FeO | 1,72 | 1,73 | 1,73 | 0,23 | 0,02 | 0,17 | 0,73 | 0,19 | 1,70 | 1,68 | 1,86 | 0,82 | 1,27 | 0,83 | 0,00 | 1,07 | 2,07 | 1,67 |
| Ba | 679 | 634 | 658 | 315 | 335 | 272 | 424 | 691 | 630 | 635 | 714 | 530 | 960 | 706 | 171 | 676 | 522 | 531 |
| Sr | 417 | 423 | 390 | 252 | 286 | 102 | 219 | 432 | 388 | 408 | 521 | 402 | 423 | 570 | 251 | 486 | 414 | 391 |
| Rb | 262 | 263 | 331 | 81 | 72 | 169 | 198 | 238 | 264 | 228 | 259 | 183 | 202 | 179 | 32 | 192 | 220 | 184 |
| V | 95 | 103 | 99 | 45 | 112 | 96 | 112 | 86 | 89 | 103 | 113 | 90 | 85 | 103 | 194 | 102 | 80 | 95 |
| Li | 25 | 29 | 34 | 112 | 43 | 160 | 118 | 38 | 29 | 42 | 39 | 28 | 26 | 34 | 12 | 26 | 61 | 68 |
| Mi | 4,05 | 4,05 | 3 | 5 | 5 | 29 | 8 | 3,1 | 2 | 2,6 | 0,5 | 3 | 3 | 4 | 120 | 2,8 | 3 | 2,5 |
| As | 6 | 6 | 4 | 30 | 18 | 325 | 28 | 14 | 9 | 10 | 5,5 | 18 | 17 | 22 | 55 | 14 | 21 | 20 |
| Pb | 25 | 21 | 35 | 9 | 140 | 30 | 50 | 90 | 30 | 30 | 59 | 36 | 31 | 30 | 30 | 30 | 33 | 30 |
| Zr | 16,74 | 147,21 | 160,65 | 110,08 | 112,18 | 147,59 | 142,67 | 170,94 | 149,53 | 143,03 | 163,32 | 146,92 | 153,14 | 175,40 | 128,91 | 188,48 | 145,29 | 154,02 |
| Nb | 15,69 | 16,25 | 18,08 | 6,68 | 8,26 | 18,48 | 16,03 | 20,14 | 17,25 | 17,94 | 18,15 | 17,94 | 20,90 | 23,41 | 10,03 | 22,16 | 19,06 | 18,66 |
| U | 5,66 | 5,43 | 14,62 | 32,34 | 96,71 | 367,06 | 17,39 | 15,78 | 6,68 | 7,03 | 5,18 | 6,24 | 6,93 | 4,68 | 616,99 | 4,90 | 7,70 | 5,43 |
| Th | 14,74 | 15,53 | 16,45 | 6,4 | 7,35 | 12,93 | 11,57 | 19,91 | 16,41 | 15,67 | 15,07 | 14,17 | 15,05 | 15,53 | 7,99 | 14,51 | 14,73 | 14,26 |

Cuadro II: Tierras raras normalizadas a las condritas de los perfiles 9 y 8 - Formación Morro Grande.

| n° | JL85.8 | JL85.7 | JL85.6 | JL85.5 | JL85.4 | M6.4 | M6.6 | M6.5 | M6.3 | M6.2 | M6.1 | M6.0 | M5.9 | M5.8 | M5.7 | M5.6 | M5.5 | M5.4 |
|--------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| La | 137,84 | 133,34 | 140,09 | 62,19 | 59,13 | 72,53 | 104,16 | 147,56 | 126,38 | 126,50 | 139,56 | 131,06 | 130,84 | 152,09 | 39,66 | 133,59 | 123,75 | 128,66 |
| Ce | 89,97 | 86,64 | 90,20 | 41,40 | 40,40 | 53,79 | 73,30 | 103,59 | 85,94 | 87,91 | 87,88 | 91,78 | 86,12 | 98,73 | 23,99 | 89,87 | 84,15 | 85,94 |
| Nb | 60,42 | 58,67 | 60,95 | 29,95 | 26,05 | 35,95 | 48,65 | 65,77 | 54,18 | 57,17 | 62,73 | 56,98 | 55,08 | 63,55 | 17,98 | 58,13 | 56,90 | 57,80 |
| Sm | 33,05 | 32,00 | 33,30 | 17,65 | 15,30 | 24,65 | 30,90 | 39,10 | 32,10 | 33,25 | 34,40 | 35,00 | 34,40 | 37,95 | 12,70 | 33,20 | 32,95 | 32,70 |
| Eu | 18,77 | 18,08 | 18,49 | 14,66 | 13,56 | 16,71 | 20,55 | 24,66 | 18,36 | 20,27 | 22,47 | 19,73 | 23,56 | 24,79 | 6,30 | 20,96 | 17,40 | 16,85 |
| Gd | 15,45 | 14,77 | 15,68 | 8,27 | 7,39 | 12,55 | 14,71 | 16,77 | 14,84 | 14,35 | 17,45 | 16,13 | 15,58 | 16,52 | 6,94 | 15,68 | 14,42 | 14,42 |
| Dy | 11,03 | 10,77 | 10,68 | 6,16 | 7,42 | 11,42 | 12,23 | 11,10 | 9,68 | 10,13 | 10,57 | 13,29 | 12,77 | 12,48 | 7,19 | 10,29 | 9,94 | 10,26 |
| Er | 7,14 | 6,76 | 6,86 | 4,81 | 5,90 | 9,48 | 9,52 | 7,29 | 6,62 | 6,57 | 7,14 | 10,19 | 9,57 | 9,05 | 7,10 | 7,10 | 6,52 | 6,76 |
| Yb | 7,21 | 7,05 | 6,79 | 5,42 | 6,74 | 11,79 | 11,63 | 8,05 | 7,32 | 7,37 | 7,16 | 12,37 | 11,63 | 10,58 | 9,16 | 7,84 | 7,21 | 7,32 |
| Lu | 6,13 | 6,45 | 6,45 | 6,45 | 6,13 | 11,29 | 10,32 | 7,42 | 6,45 | 6,45 | 6,45 | 10,32 | 10,80 | 8,39 | 12,90 | 6,45 | 4,84 | 6,77 |
| Y | nd | 13,48 | 12,91 | 12,41 | 10,88 | 9,28 | 8,64 | 9,26 |
| ΣREE | 184,18 | 177,91 | 185,30 | 88,09 | 83,88 | 113,50 | 159,98 | 205,60 | 172,21 | 176,12 | 185,27 | 184,77 | 177,79 | 202,17 | 57,04 | 181,51 | 168,04 | 175,07 |
| Eu/Eu ₁ | 0,85 | 0,85 | 0,83 | 1,25 | 1,33 | 1,02 | 1,00 | 0,95 | 0,86 | 0,91 | 0,98 | 0,85 | 1,03 | 0,98 | 0,74 | 0,95 | 0,79 | 0,77 |
| La/Yb | 19,12 | 18,91 | 20,63 | 11,47 | 8,78 | 6,15 | 8,95 | 18,32 | 17,55 | 17,17 | 19,50 | 10,60 | 11,25 | 14,38 | 4,33 | 17,04 | 17,16 | 17,59 |

Cuadro III: Elementos mayores y trazas del perfil 17 - Ignimbrita Granada.

| n° | M10.8 | M10.9 | M11.0 | M11.1 | M11.2 | M11.3 | M11.4 | M11.5 | M11.6 | M11.7 | M12.0 | M11.9 | M12.1 | M12.2 | M12.3 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 64,89 | 64,68 | 66,21 | 65,32 | 63,73 | 71,66 | 62,33 | 63,62 | 62,72 | 63,59 | 61,31 | 62,80 | 59,75 | 65,12 | 66,72 |
| Al ₂ O ₃ | 15,75 | 15,56 | 17,02 | 16,75 | 17,03 | 14,06 | 16,73 | 15,59 | 16,57 | 15,66 | 16,86 | 16,83 | 17,49 | 15,19 | 15,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,32 | 3,56 | 2,86 | 3,73 | 4,23 | 2,61 | 4,49 | 4,16 | 4,63 | 3,84 | 4,63 | 4,35 | 5,00 | 3,23 | 3,45 |
| MnO | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,05 |
| MgO | 1,74 | 1,59 | 0,67 | 1,41 | 1,39 | 0,89 | 1,34 | 1,58 | 1,77 | 1,85 | 1,69 | 1,74 | 1,73 | 1,32 | 1,16 |
| CaO | 2,71 | 3,12 | 3,59 | 3,23 | 3,66 | 2,28 | 3,92 | 3,69 | 3,62 | 3,31 | 3,44 | 3,50 | 3,67 | 2,59 | 2,24 |
| Na ₂ O | 1,89 | 2,17 | 2,64 | 2,61 | 2,63 | 2,06 | 2,99 | 2,12 | 2,28 | 2,05 | 2,32 | 2,49 | 2,37 | 2,41 | 2,60 |
| K ₂ O | 3,15 | 4,16 | 2,72 | 4,25 | 3,95 | 3,39 | 3,89 | 3,59 | 3,75 | 3,75 | 4,35 | 4,38 | 4,46 | 4,33 | 4,66 |
| TiO ₂ | 0,78 | 0,76 | 0,60 | 0,74 | 0,78 | 0,53 | 0,80 | 0,75 | 0,85 | 0,69 | 0,95 | 0,86 | 1,00 | 0,68 | 0,58 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,18 | 0,04 | 0,19 | 0,21 | 0,25 | 0,18 | 0,23 | 0,22 | 0,25 | 0,25 | 0,23 | 0,26 | 0,22 | 0,20 |
| P.F. | 4,62 | 4,27 | 3,27 | 1,66 | 1,81 | 2,33 | 3,43 | 5,01 | 3,18 | 4,20 | 3,18 | 2,90 | 3,19 | 3,44 | 2,79 |
| TOTAL | 100,06 | 100,10 | 99,65 | 99,94 | 99,47 | 100,09 | 100,17 | 100,40 | 99,66 | 98,92 | 99,03 | 100,13 | 98,97 | 98,57 | 99,66 |
| CO ₂ | 0,09 | 0,26 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,42 | 0,08 | 0,06 | 0,09 | 0,08 | 0,06 | 0,05 | 0,21 | 2,29 |
| FeO | 1,94 | 2,41 | 1,67 | 2,66 | 2,77 | 1,41 | 1,73 | 1,71 | 2,62 | 1,72 | 2,86 | 1,32 | 3,14 | 1,77 | 0,80 |
| Be | 515 | 639 | 502 | 561 | 552 | 421 | 527 | 541 | 672 | 566 | 620 | 623 | 650 | 540 | 497 |
| Sr | 263 | 317 | 361 | 562 | 554 | 399 | 476 | 573 | 395 | 297 | 377 | 374 | 380 | 307 | 285 |
| Rb | 181 | 243 | 136 | 238 | 223 | 154 | 235 | 197 | 213 | 221 | 228 | 236 | 233 | 252 | 271 |
| V | 116 | 139 | 89 | 109 | 119 | 90 | 115 | 118 | 130 | 106 | 142 | 126 | 151 | 97 | 91 |
| Zr | 169,80 | 159,96 | 132,90 | 166,87 | 166,65 | 128,02 | 352,89 | 171,99 | 176,74 | 153,51 | 192,29 | 177 | 191,36 | 167,66 | 174,90 |
| Nb | 17,91 | 18,91 | 16,83 | 23,28 | 18,67 | 19,03 | 22,82 | 21,11 | 24,54 | 15,58 | 26,16 | 17,90 | 18,05 | 17,46 | 16,69 |
| U | 6,81 | 5,78 | 4,63 | 5,99 | 4,95 | 4,76 | 4,93 | 4,82 | 5,46 | 6,39 | 4,86 | 5,33 | 4,97 | 6,42 | 6,85 |
| Th | 15,03 | | | | | | | | | | | | | | |

Cuadro IV: Tierras raras normalizadas a las condritas, del perfil 17 - Ignimbrita Granada.

| n° | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| % | M108 | M109 | M110 | M111 | M112 | M113 | M114 | M115 | M116 | M117 | M120 | M119 | M121 | M122 | M123 |
| La | 116,59 | 117,06 | 93,66 | 128,06 | 106,91 | 92,69 | 124,84 | 119,81 | 149,16 | 112,38 | 126,34 | 122,50 | 115,41 | 133,63 | 141,88 |
| Ce | 83,87 | 84,41 | 67,56 | 98,38 | 77,28 | 65,95 | 88,38 | 89,01 | 109,83 | 78,09 | 88,66 | 85,12 | 82,88 | 96,27 | 101,83 |
| Nb | 57,37 | 57,50 | 46,97 | 63,22 | 53,12 | 46,78 | 57,37 | 65,10 | 68,63 | 52,62 | 60,60 | 56,38 | 54,93 | 62,48 | 65,73 |
| Sm | 35,70 | 35,40 | 28,80 | 38,30 | 32,55 | 30,95 | 36,30 | 42,10 | 42,20 | 32,65 | 36,65 | 35,70 | 33,85 | 37,60 | 40,85 |
| Eu | 22,19 | 22,19 | 23,56 | 21,23 | 20,82 | 18,08 | 25,89 | 24,11 | 24,25 | 19,59 | 25,34 | 24,79 | 23,15 | 19,73 | 21,37 |
| Gd | 16,55 | 15,45 | 13,16 | 17,52 | 14,32 | 15,23 | 16,29 | 18,55 | 17,61 | 17,45 | 15,26 | 16,26 | 15,32 | 15,84 | 17,35 |
| Dy | 12,42 | 10,84 | 9,48 | 11,90 | 10,23 | 12,35 | 10,97 | 11,26 | 11,48 | 9,84 | 9,68 | 10,48 | 9,19 | 9,68 | 10,65 |
| Er | 9,10 | 7,14 | 6,38 | 7,62 | 6,43 | 9,10 | 7,38 | 7,00 | 7,33 | 6,67 | 5,95 | 6,95 | 5,81 | 6,19 | 7,10 |
| Yb | 10,16 | 7,47 | 7,32 | 8,11 | 7,11 | 10,58 | 7,95 | 7,26 | 8,16 | 7,32 | 6,37 | 7,42 | 5,74 | 6,63 | 7,68 |
| Lu | 8,39 | 6,13 | 6,13 | 7,10 | 6,48 | 9,35 | 7,10 | 5,16 | 7,42 | 6,16 | 5,16 | 7,10 | 5,16 | 4,84 | 5,81 |
| Y | 11,59 | 9,64 | 8,77 | 10,68 | 9,20 | 12,71 | 10,15 | 9,75 | 10,72 | 9,19 | 8,70 | 10,22 | 7,97 | 8,50 | 9,55 |
| ZREE | 172,41 | 171,27 | 139,08 | 193,08 | 157,23 | 139,99 | 178,33 | 183,50 | 214,70 | 170,03 | 179,85 | 173,37 | 166,33 | 190,32 | 204,10 |
| Eu/Er ₂ | 0,93 | 0,94 | 1,23 | 0,83 | 0,96 | 0,98 | 1,07 | 0,86 | 0,86 | 0,91 | 1,04 | 1,04 | 1,03 | 0,79 | 0,78 |
| La/Yb | 11,48 | 15,66 | 12,80 | 15,80 | 15,05 | 8,76 | 15,71 | 16,50 | 18,28 | 16,23 | 19,84 | 16,51 | 20,12 | 20,15 | 18,46 |

Cuadro V: Elementos mayores y trazas del perfil 1 - Ignimbrita Coranzuli.

| n° | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| % | C1 | C2 | C3 | C4 | C5 | C6 | C14 | C7 | C13 | C11 | C10 | C9 | C8 | M154 |
| SiO ₂ | 68,43 | 69,42 | 69,26 | 71,51 | 70,09 | 67,04 | 68,27 | 69,11 | 68,36 | 67,31 | 65,94 | 66,60 | 67,35 | 66,01 |
| Al ₂ O ₃ | 14,13 | 13,92 | 14,01 | 13,98 | 13,71 | 14,70 | 14,27 | 14,56 | 14,61 | 15,64 | 15,31 | 15,71 | 15,47 | 15,04 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,12 | 2,88 | 2,71 | 2,83 | 2,62 | 3,41 | 3,12 | 3,47 | 3,22 | 3,27 | 3,64 | 3,72 | 3,48 | 3,45 |
| MnO | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,02 |
| MgO | 1,09 | 1,01 | 0,93 | 0,96 | 1,09 | 1,28 | 0,76 | 0,99 | 0,93 | 1,13 | 0,59 | 0,72 | 0,41 | 0,85 |
| CaO | 2,68 | 2,71 | 1,95 | 1,74 | 2,19 | 2,79 | 3,01 | 2,80 | 2,54 | 2,68 | 2,40 | 2,45 | 2,13 | 2,58 |
| H ₂ O | 2,18 | 2,15 | 2,04 | 2,00 | 1,08 | 2,53 | 2,29 | 2,75 | 2,08 | 2,85 | 2,69 | 2,73 | 2,95 | 2,73 |
| K ₂ O | 3,82 | 3,90 | 4,03 | 4,09 | 4,09 | 4,04 | 3,82 | 3,91 | 4,08 | 4,31 | 4,33 | 4,34 | 4,52 | 4,34 |
| TiO ₂ | 0,59 | 0,51 | 0,57 | 0,57 | 0,57 | 0,69 | 0,59 | 0,68 | 0,68 | 0,17 | 0,64 | 0,66 | 0,64 | 0,68 |
| P ₂ O ₅ | 0,28 | 0,23 | 0,22 | 0,21 | 0,27 | 0,25 | 0,21 | 0,25 | 0,20 | 0,05 | 0,22 | 0,24 | 0,22 | 0,30 |
| P. F. | 2,84 | 2,38 | 2,94 | 2,57 | 2,84 | 2,48 | 3,67 | 1,43 | 3,62 | 2,93 | 3,54 | 3,05 | 2,53 | 2,67 |
| TOTAL | 99,20 | 99,16 | 98,69 | 100,49 | 98,58 | 99,25 | 100,05 | 99,97 | 100,31 | 100,35 | 99,54 | 100,27 | 99,74 | 98,62 |
| CO ₂ | 0,32 | 0,48 | 0,06 | 0,22 | 0,19 | 0,18 | 0,25 | 0,07 | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,14 | 0,12 | 0,03 |
| FeO | 1,61 | 1,48 | 1,61 | 1,41 | 1,77 | 1,59 | 0,96 | 1,38 | 1,00 | 0,94 | 0,25 | 0,15 | 0,35 | 0,16 |
| Be | 570 | 561 | 596 | 582 | 588 | 519 | 492 | 490 | 509 | 566 | 562 | 588 | 583 | 486 |
| Sr | 331 | 343 | 372 | 361 | 307 | 376 | 346 | 369 | 319 | 400 | 355 | 365 | 339 | 449 |
| Rb | 198 | 180 | 194 | 199 | 192 | 491 | 183 | 201 | 199 | 227 | 229 | 234 | 249 | 234 |
| V | 75 | 66 | 78 | 71 | 86 | 101 | 79 | 89 | 75 | 104 | 71 | 75 | 77 | 118 |
| Li | 29 | 47 | 48 | 49 | 33 | 49 | 64 | 67 | 58 | 35 | 39 | 38 | 68 | ad |
| Mo | 1,8 | 0,7 | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 | 0,7 | < 0,5 | 0,5 | 2 | ad |
| As | 126 | 7,8 | 2,2 | 4,4 | 6 | 4 | 4,5 | 6 | 3,5 | 14 | 5,5 | 4,8 | 10 | ad |
| Pb | 64 | 31 | 27 | 26 | 26 | 28 | 28 | 25 | 29 | 34 | 32 | 37 | 33 | ad |
| Zr | 154,87 | 141,02 | 146,65 | 143,50 | 143,50 | 156,18 | 141,79 | 135,68 | 146,35 | 162,20 | 163,10 | 102,60 | 154,88 | 151,96 |
| Nb | 18,55 | 16,92 | 15,58 | 17,64 | 45,78 | 19,56 | 18,83 | 17,80 | 15,73 | 18,30 | 49,22 | 2,93 | 49,03 | 19,71 |
| U | 197,74 | 7,04 | 5,58 | 5,02 | 5,18 | 6,72 | 5,83 | 6,75 | 5,13 | 7,71 | 7,73 | 7,73 | 7,69 | 158,19 |
| Th | 16,24 | 12,06 | 11,34 | 42,66 | 11,89 | 4,22 | 13,66 | 7,75 | 12,41 | 15,45 | 17,47 | 16,81 | 14,58 | 14,67 |

Cuadro VI: Tierras raras normalizadas a las condritas, perfil 1, Ignimbrita Coranzuli.

| n° | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| % | C1 | C2 | C3 | C4 | C5 | C6 | C14 | C7 | C13 | C11 | C10 | C9 | C8 | M154 |
| La | 128,59 | 113,66 | 449,97 | 119,03 | 110,69 | 136,91 | 139,94 | 127,69 | 129,59 | 459,09 | 149,19 | 150,75 | 149,22 | 147,91 |
| Ce | 75,82 | 67,40 | 85,04 | 73,81 | 66,21 | 81,90 | 83,55 | 75,46 | 79,89 | 95,71 | 92,77 | 91,54 | 88,09 | 100,60 |
| Nb | 49,70 | 44,40 | 53,90 | 46,18 | 46,53 | 55,10 | 58,67 | 53,05 | 55,10 | 66,00 | 63,07 | 59,88 | 59,53 | 62,67 |
| Sm | 26,15 | 21,60 | 25,45 | 22,60 | 23,50 | 27,00 | 30,85 | 27,80 | 30,40 | 34,75 | 33,60 | 30,55 | 30,25 | 37,10 |
| Eu | 16,03 | 15,07 | 15,89 | 13,97 | 15,48 | 15,07 | 48,77 | 15,89 | 18,49 | 20,27 | 19,18 | 16,71 | 16,03 | 21,92 |
| Gd | 14,10 | 11,32 | 13,10 | 10,26 | 11,48 | 12,65 | 15,61 | 14,06 | 14,81 | 16,42 | 17,23 | 15,10 | 15,00 | 15,39 |
| Dy | 9,42 | 7,71 | 8,03 | 6,71 | 7,45 | 9,23 | 9,74 | 9,74 | 9,26 | 11,13 | 11,00 | 9,94 | 10,26 | 11,68 |
| Er | 6,19 | 5,00 | 4,95 | 4,38 | 4,95 | 5,90 | 6,33 | 6,67 | 6,71 | 7,19 | 7,19 | 6,81 | 6,52 | 8,29 |
| Yb | 6,05 | 4,84 | 5,05 | 4,32 | 5,16 | 6,21 | 6,32 | 6,68 | 6,47 | 7,16 | 7,11 | 6,53 | 6,21 | 10,21 |
| Lu | 5,81 | 3,58 | 4,84 | 4,82 | 7,74 | 7,74 | 6,13 | 6,45 | 5,16 | 5,81 | 3,87 | 5,16 | 5,81 | 8,39 |
| ZREE | 158,58 | 139,77 | 175,22 | 447,66 | 139,54 | 169,80 | 176,64 | 160,59 | 167,32 | 200,50 | 192,63 | 188,14 | 184,05 | 200,84 |
| Eu/Er ₂ | 0,92 | 1,08 | 0,94 | 0,93 | 0,99 | 0,84 | 0,91 | 0,86 | 0,84 | 0,88 | 0,86 | 0,82 | 0,79 | 0,89 |
| La/Yb | 21,25 | 23,47 | 29,68 | 27,58 | 21,46 | 22,04 | 22,16 | 19,10 | 20,02 | 22,23 | 21,00 | 23,10 | 24,03 | 14,49 |

Las anomalías correspondientes al grupo IV, están alojadas en el pulso basal de la ignimbrita Coranzulí, en íntima relación a oxidaciones de hierro. En las inmediaciones del perfil 1 (figura 1), se localizaron leves alzas radiométricas de 400 c/s y 1000 c/s, de carácter puntual (200 ppm de U).

Cabe mencionar la actividad actual de las fuentes de aguas termales o frías, ubicadas a lo largo de fracturas de orientación noroeste-sudeste (figura 1). Algunas de estas fuentes son radiactivas como: la de Arituzar (figura 1) sobre la falla F2, con valores de hasta 10.000 c/s y un contenido de uranio de 50 ppm y un alto tenor en radio y boro (se explota esporádicamente borax) y la de Pozo Verde sobre la falla F1 (figura 1) que da lugar a costras calcáreas y de sulfato con valores de hasta 5.000 c/s y un tenor de 150 ppm de U_3O_8 . Otras fuentes, como las de las aguas termales de Coranzulí (figura 1), o como las de aguas frías del sector de Ramallo, no son radiactivas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALONSO, R. N., 1966. *Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina*. Univ. Nac. Salta, Fac. Cienc. Nat., Tesis Doct. (inéd.).
- BELLMANN, R. N. y R. CHOMNALES, 1960. *Estudio hidrogeológico del Valle del Puesto Grande y sus posibilidades económicas*. Acta Geol. Lilloan., 3: 59-84, San Miguel de Tucumán.
- COIRA, B., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, provincia de Jujuy*. Serv. Geol. Nac., Bol., 170, Buenos Aires.
- DE LA ROCHE, H., J. LETERRIER, P. GRANDCLAUDE y M. MARCHAL, 1980. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 Diagram and*

major element analyses-its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., (29): 183-210, Amsterdam.

- GORUSTOVICH, S. A., 1988. *Metalogénesis del uranio en el noroeste de la República Argentina*. Univ. Nac. de Salta, Tesis Doct., (en prep.) (inéd.).
- MARQUILLAS, R. A., R. N. ALONSO, S. A. GORUSTOVICH y J. A. SALFITTY, 1986. *El Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) en la Puna argentina*. IVº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., PICG. Proy. 242 Cret. Amér. Lat., IIº Simp., (en prensa).
- MENDEZ, V., A. NAVARINI, D. PLAZA y U. VIERA, 1973. *Faja Eruptiva de la Puna oriental*. Vº Congr. Geol. Arg., 4: 89-100, Buenos Aires.
- SALFITTY, J. A., S. A. GORUSTOVICH, M. C. MOYA y R. AMENGUAL, 1984. *Marco Tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 539-554, S. C. de Bariloche.
- SEGGIARO, R. y B. ANIEL, 1987. *Los ciclos volcánicos cenozoicos del sector noroeste de la Puna Jujeña*. Xº Congr. Geol. Arg., Simp. Intern., Volcanismo Andino, San Miguel de Tucumán.
- SCWAB, K., 1973. *Die Stratigraphie in der Umgebund des Salar de Cauchari (NW Argentinien)*. Geotect. Forsch. Stuttgart, 43 (1-2): 1-168.
- TURNER, J. C. M., 1961. *Estratigrafía del Nevado de Cachil y sector al oeste (Salta)*. Acta Geol. Lilloan., 3: 191-226, San Miguel de Tucumán.
- _____, 1972. *Puna*. En: A. F. Leanza (Dir. y Ed.). *Gel. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc.*, 91-116, Córdoba.
- ZIL, W., 1963. *Die Verbreitung des junges Vulkanismus in der Hochkordillere Nordcheles*. Geol. Rundschavi, 53: 731-757.

S. A. GORUSTOVICH

Comisión Nacional de Energía Atómica
Universidad Nacional de Salta
C.C. 19 - 4.400 Salta, República Argentina

A. VULLIEN

R. BUSTOS

Comisión Nacional de Energía Atómica

B. ANIEL

Centre de Recherches sur la Géologie de L'Uranium
B.P. 23 - 54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, Francia

THE DIAMANTE CALDERA AND MAIPO CALDERA COMPLEX IN THE SOUTHERN ANDES OF ARGENTINA AND CHILE (24°10' SOUTH)

Robert Harrington

RESUMEN

La caldera del Diamante y el Complejo del Volcán Maipo está localizada en los 24°10' de L.S. en la Cordillera de los Andes, en el límite entre Argentina y Chile. Erupciones de escasa a moderada soldadura, de tobas riolíticas de cenizas del Diamante, resultaron del colapso de una caldera de 17 a 14 km de diámetro. La fuente cercana de la facies de ceniza ocurre en las áreas este y sur de la caldera Argentina. Afloramientos más distales de cenizas están presentes en ambos valles centrales de Chile y a lo largo de ríos sobre el flanco de los Andes de Argentina.

La actividad volcánica Post-Caldera ha sido dominada por la erupción de andesitas con piroxeno y hornblenda que formaron los 5200 m del volcán Maipo. El volcán está completo en la porción oeste de la caldera y cubre su pared oeste. Otras actividades post-caldera incluyen erupciones de pequeños domos vítreos, ricos en hornblenda, dispuestos en las zonas de fracturas anulares y otros intrusivos más silíceos. La actividad volcánica pre-caldera incluye lavas andesíticas que ahora rodean la caldera por sus tres lados, con la erupción de un significativo volumen de lavas riolíticas por el norte y el sur de la caldera. La ciclicidad de la actividad magmática máfica y riolítica hace que este área sea un lugar excelente para el estudio del origen y evolución de los magmas en secciones del arco volcánico andino. Mas aún, la presencia de un volcanismo silíceo con alteración hidrotermal, localizado con actividad actual, con rocas huésped altamente fracturadas, hacen que este área presente un potencial económico de mineralización, especialmente para los llamados paleo-primaveras calientes o depósitos epitermales.

ABSTRACT

The Diamante Caldera and Maipo Volcano Complex (DCMVC) is located at 24°10' South Latitude in the high Andes, on the border between Argentina and Chile. Eruption of the non-to-moderately welded, rhyolitic Diamante Ashflow Tuff, resulted in the collapse of a ovoid caldera 17 by 14 km in diameter. Near source outflow facies of the tuff occur on the east and south sides of the caldera in Argentina. More distal outflow outcrops in both the central valley of Chile and along rivers on the flanks of the Andes in Argentina. Post-caldera volcanic activity has been dominated by the eruption of the pyroxene and hornblende bearing andesites that have formed the 5200 m Maipo volcano. The volcano has filled the western portion of the caldera and covers its western topographic wall. Other post-caldera activity includes eruption of a small, vitric, hornblende rich dome along the ring fracture zone and other, more silicic intrusives. Pre-caldera volcanic activity included andesitic lavas which now ring the caldera on three sides and the eruption of significant amounts of rhyolite lavas both north and south of the caldera. The cyclic mafic and rhyolitic magmatic activity make the DCMVC a candidate location for the study of the origin and evolution of magmas in this section of the Andean Volcanic Arc. In addition, the presence of a localized, long lived heat source, silicic volcanism, hydrothermal alteration and highly fractured potential host rocks make this area a potential target for economic mineralization, especially for so-called, paleo-hot springs or epithermal deposits.

INTRODUCTION

Along the linear magmatic arc that stretches 4000 km atop the Andean cordillera, the length of most of western South America, Quaternary

volcanism has been largely restricted to four distinct zones. Each of the northern three zones has active strata-cone volcanism and is underlain by a segment of the Nazca plate with a subduction angle of 20°-30°. The southernmost

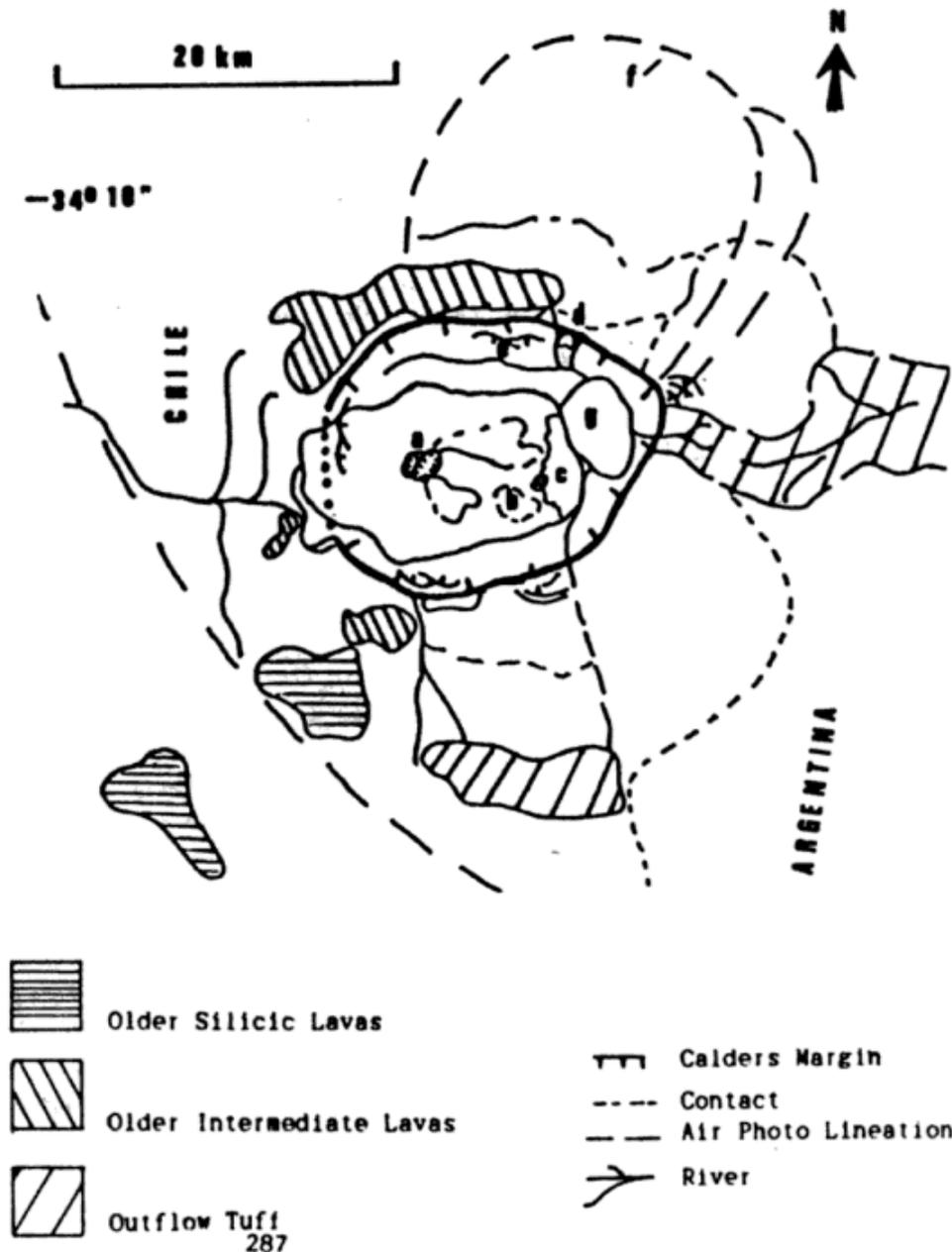


Figure 1: Location and Simplified Geology of the Diamante Caldera and Maipo Caldera Complex. a: Maipo Vn., b: mudflow, c: young flows, d: ring-dome, e: ring-fractures, f: fault, g: Laguna Diamante.

volcanic zone is underlain by the Antarctic plate. Where subduction of the downgoing Nazca plate is significantly less than 20° there is a break in the Quaternary volcanism. (Barazangi and Isacks, 1976; Chun *et al.*, 1976; Herron, 1981; Bevis and Isacks, 1984).

The Northern Volcanic Zone (NVZ) extends from 5°N to 2°S and has a Benioff Zone beneath it that dips 25°-30° east. In this section ignimbrites and basalts predominate. The Central Volcanic Zone (CVZ) lies between 16°

and 28°S with the Benioff zone inclined 20°-30°. The CVZ is characterized by dacite lavas and large rhyodacite ignimbrite deposits. (Pichler and Ziel, 1972). The Southern Volcanic Zone (SVZ), which extends continuously from 33° to 46°S overlies a Benioff Zone with a dip of approximately 20° (Stauder, 1973; Barazangi and Isacks, 1976; Bevis and Isacks, 1984). The SVZ is usually divided into a northern section (33°-36°S) and a southern section (36°-46°S).

The divisions in the SVZ are made in part on the basis of distinct chemistries and phenocryst mineralogies of lavas in each section. The lavas of the northern SVZ are more hornblende, and to a lesser extent biotite-rich than those in the southern section of the SVZ where high Al-basalts with olivine as the stable mafic phase, predominate. It is important to note, however, that recently Hildreth and Moorbath (Hildreth and Moorbath, 1988 in press) have found hornblende and biotite to be absent in several centers of the northern SVZ. Their data indicates that the segment is more typically characterized by two-pyroxene and olivine-clinopyroxene andesites. Nevertheless, three of the four northernmost centers in the SVZ do contain hornblende as a stable phase: at Tupungato (33°22') in dacites; at San Jose-Marmolejo (33°45') in the higher SiO₂ andesites (Lopez-Escobar *et al.*, 1985); and in the andesites of the Maipo Volcano (34°10'S). Recently it has also been recognized that in the segment 33° to 36°S, silicic volcanism is more prominent than previously thought. (Hildreth *et al.*, 1984; Frey *et al.*, 1984; Stern *et al.*, 1984a; Lopez Escobar, 1984; Stern *et al.*, 1984b; Harrington *et al.*, 1984).

REVIEW OF PREVIOUS AND ONGOING RESEARCH IN THE NORTHERN SVZ (33°-37°)

The section of the Andean Arc between 33° and 37°S has been the focus of several research programs investigating the origin of magmas. Frey *et al.* (1984) first concentrated on the Laguna de Maule volcanic complex at 34° S. That system consists of lavas that range from 0.3 Ma basalts to post-glacial rhyolites. The system was chosen for study because it lies near the key transitional zone between the predominant hornblende andesitic volcanoes to the north and the more basaltic to basaltic andesite dominated volcanoes south of 37°. On the basis of Nd, Sr, and O isotopic values, trace element concentrations, and textural relationships of the crystalline phases, the investigators concluded that there had been no significant crustal component involved in the generation of the rhyolites. Their evidence included: 1) A 5-to 6-fold increase in the incompatible elements Rb,

Cs, and Th from the basaltic andesites to the rhyolites; 2) The crystallization sequence feldspar-ol-pyx-amph-mg-ap; and 3) an extremely limited range of isotopic values across a broad SiO₂ spectrum. The primary mechanisms evoked were crystallization and/or partial melting of a parent basalt magma. Their conclusions were based heavily on the isotopic data. The relatively narrow range of values observed for ¹⁴⁷Nd/¹⁴⁴Nd, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ¹⁸O/¹⁶O ratios between the most mafic and most silicic rocks in the system suggested to them that no significant contamination had taken place in the development of the most evolved end member. For example, on Nd-Sr diagrams the Laguna de Maule samples plot within the field of oceanic mantle array.

At the nearby Calabozos caldera (35°30' South), Grunder, (1985) reached a different conclusion. The Calabozos is a Pleistocene ring-structure caldera from which the rhyodacitic to dacitic Loma Seca ash-flow tuff was erupted. (Hildreth *et al.*, 1984). Post-caldera eruptions have included dacite and andesite lavas. On the basis of lower than expected ¹⁸O values in the tuffs, Grunder (1985) proposed an evolutionary scenario in which hydrothermally altered magma played a role in the formation of the more silicic rocks. In addition, she also reported that ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values did not reflect the crustal contamination that was evident from the ¹⁹O numbers and therefore concluded that there was a very small isotopic contrast between the Calabozos magmas and the crustal contaminate.

Stern *et al.* (1984) in their preliminary study on some of the rocks from the Diamante Caldera and Maipo Complex (DCMVC) suggested that formation of the Diamante Tuff involved bulk assimilation of highly evolved continental crust. This conclusion was based on the more radiogenic Sr, less radiogenic Nd values, and the high ¹⁸O value for the silicic rocks when compared to the more intermediate and basic compositions. A sample from the Diamante tuff plots within the field of tuffs from the Central Volcanic Zone with respect to Nd and Sr isotopic values. The same study also found that the intermediate and basaltic rocks from the Maipo Volcano do have higher ⁸⁷Sr/

^{86}Sr values and lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values than the rocks of the same bulk chemistry south of 37° . The ^{18}O values of rocks from both areas are similar, however. Therefore, the study suggested that contamination of the parent magmas in the northern part of the SVZ might be accomplished by processes other than bulk crustal assimilation.

Most recently, Hildreth and Moorbath (1988, in press) have concluded, on the basis of geochemical and isotopic data, complimented by geology at various volcanic centers along the segment between 33° and 37° that "... deep beneath each large magmatic center is a zone of melting, assimilation, storage, and homogenization (MASH), in the lower most crust or mantle-crust transition, where basaltic magmas that ascend from the mantle wedge become neutrally bouyant, induce local melting, assimilate and mix extensively, and either crystallize completely or fractionate to the degree necessary to re-establish bouyant ascent. Magmas ascending from such zones can range from evolved basalts through silicic andesites, but almost all will have aquired a base-level isotopic and trace-element signature characteristic of that particular MASH domain".

The same study reaccepts the importance of the upper crust, lower slab, or subducted sediments in the origin of the geochemical and isotopic variations seen in most of the magmas erupted between 33° and 37° .

DIAMANTE CALDERA AND MAIPO VOLCANO

The Diamante Caldera and Maipo Volcano Complex (DCMVC) occurs at $34^\circ 10' \text{S}$ at an altitude between 3300 m (the eastern caldera floor) and 5200 (the summit of the post-caldera Maipo strata volcano). The complex lies on the Andean crest, approximately 300 km from the Peru-Chile trench axis, and 90-110 km above the seismically active portion of the downgoing plate. (Barazangi and Isacks, 1976; Hanus and Vanek, 1978; Bevis and Isacks, 1984).

The DCMVC lies atop a complex, folded Mesozoic section that includes marine and continental sediments and metasediments interbedded with volcanoclastics and evaporites.

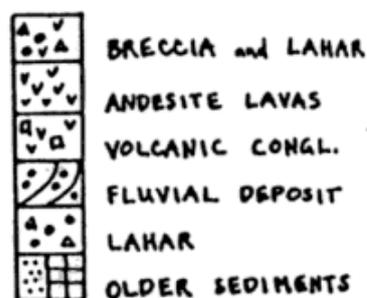
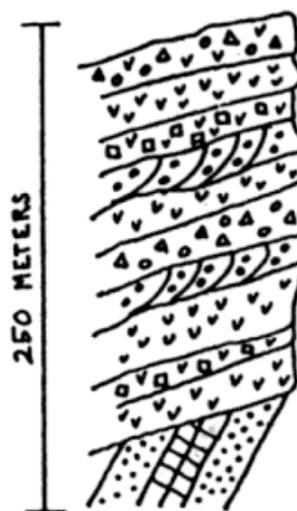


Figure 2: East topographic wall of the Diamante Caldera showing the sub-horizontal pre-caldera section.

The Mesozoic geology between 34° and $34^\circ 30'$, on the Chilean side, has been described by Charrier (1981). Pre-caldera geology on the Argentina side has been described by Yrigoyen (pers. com.). The Mesozoic section at this latitude has been intruded by a series of Tertiary plutons.

CALDERA FORMATION: ERUPTION OF THE DIAMANTE TUFF

The pyroclastic flow that emanated from, and that resulted in the formation of, the Diamante caldera has been discussed previously by Polanski (1962) and Stern *et al.* (1984). Polanski recognized that the distal out-flow sheets that occur along the Río Yaucha and Río Papagayos were volcanic in origin and suggested the caldera of the Laguna Diamante as their source. On the basis of geochemical, geochronological and preliminary geologic evidence, Stern *et al.* (1984) correlated the tuffs underlying Santiago and other locations in the

Table I: Whole rock chemistry of selected rocks from the Diamante caldera and Maipo volcano system. All analysis by XRF. A; Argentina, C; Chile.

| MAJOR ELEMENT CHEMISTRY | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|-------------|-----------|-------------|---------|-----------|
| | D. Tuff (A) | D. Tuff (C) | Maipo Vn. | Older lavas | Listado | Ring Dome |
| SiO ₂ | 75,8 | 75,9 | 60,2 | 60,5 | 76,2 | 68,7 |
| TiO ₂ | 0,15 | 0,18 | 1,1 | 1,2 | 0,3 | 0,56 |
| Al ₂ O ₃ | 13,3 | 13,1 | 16,9 | 16,8 | 12,8 | 14,7 |
| FeO | 0,7 | 0,9 | 1,1 | 5,9 | 0,3 | 3,3 |
| MgO | 0,2 | 0,1 | 3,0 | 2,8 | 0,9 | 2,1 |
| CaO | 0,45 | 0,43 | 5,8 | 5,9 | 0,50 | 2,7 |
| Na ₂ O | 4,3 | 4,2 | 3,6 | 4,1 | 4,7 | 3,9 |
| K ₂ O | 3,9 | 3,7 | 2,5 | 2,7 | 4,1 | 3,1 |
| LOI | - | 1,2 | - | -- | - | -- |
| TOTAL | 98,8 | 99,7 | 99,2 | 99,9 | 99,8 | 99,06 |

central valley, either those on the Argentina side and surmised that they were erupted from the same source, "a caldera within which the Maipo Volcano is located".

The ash flow erupted from the caldera previously mentioned by both Polanski and Stern is herein assigned the name Diamante Tuff, and the caldera that resulted from its eruption, the Diamante Caldera.

DIAMANTE TUFF

The Diamante Tuff is predominantly non-to moderately welded and phenocryst poor. For the most part, both the pumice and groundmass are vitric, although samples of moderately welded localities collected from the proximal outflow facies show some devitrification. In the same vicinity, near the headwaters of the Río Yaucha, the outflow tuff ponded to depths of > 700 m. Devitrified, cylindrical degassing columns are common in this area, and within these devitrification is ubiquitous. In general, however, devitrification is conspicuously absent, which suggests that the Diamante Tuff may have had a low deposition temperature.

One explanation for the paucity of welding may be that the eruption column had a large vertical component, sending material high into the atmosphere before the column collapsed and the pyroclastic material was deposited. The extended "air time" in such a scenario would provide time for the material to cool before

deposition. A high eruption column would also provide a mechanism by which large volumes of material could cross the formidable topographic barriers that exist between the Diamante Caldera and the ejecta's outcrop distribution in Chile and Argentina (figure 1).

The Diamante Tuff is lithic rich in its proximal facies and lithic poor at its farthest reaches. Lithic fragments constitute approximately 15% of the tuff (by volumen) in near-source outcrops. The composition of the lithics includes chemically intermediate intrusive and extrusive igneous rocks as well as metasediments and sandstones.

The thickness of the outflow on the Argentina side ranges from less than 100 m near the caldera rim to greater than 700 m three kilometers east of the caldera where the tuff ponded at a constriction in a narrow paleo-valley. In the central valley of Chile and in the foothills on the east side of the cordillera it is between 100 and 150 meters thick. The near source portion of the outflow contains rounded pumice lapilli up to .5 cm in diameter. The distal outflow contains pumice lapilli, also rounded, between 3 and 10 cm in diameter.

X-ray fluorescence, whole rock analysis gives silica values between 74% and 76% and total alkalis between 8.1% and 8.5% (table I). Preliminary data suggest that there is not a great deal of compositional variation within the tuff. The Diamante Tuff is a simple cooling unit, and there does not seem to be any evidence of

more than one eruption associated with formation of the caldera.

The phenocryst phases within the Diamante Tuff, in order of decreasing abundance, are plagioclase, sanidine, biotite and titanomagnetite. Zircon, occurring in minor amounts, was used by Stern *et al.* (1984) to obtain two fission track dates from the tuff at two localities in the central valley of Chile. The ages obtained by that group averaged $450,000 \pm 60,000$ years.

In addition to the Diamante Tuff, and genetically associated with it, are base-surge deposits that are preserved near source along the eastern edge of the caldera. These deposits display their high energy origin in their complete lack of sorting.

PRE-CALDERA GEOLOGY IN THE VICINITY OF THE DIAMANTE CALDERA

The pre-caldera stratigraphy, now well exposed in the near vertical topographic wall, consists of a complex association of intermediate to silicic intrusive and extrusive rocks, cut and displaced by gypsiferous bodies, including a high-grade gypsum body near the Cerro del Gorro, along the northern flank of the caldera (figure 1). The eastern topographic wall consists of a relatively non-deformed sequence of andesite lavas, ignimbrites, lahars, and concordant intrusives. The lower portion of this section has been cut by andesitic dikes and small dioritic intrusives. The outflow facies of the Diamante Tuff overlies this sequence, although erosion has resulted in a retreat of the tuff from the current edge of the wall. The southern topographic wall consists of intermediate lavas, intrusive rocks, sandstones, and metasediments. This predominantly intermediate sequence has been intruded by a large, pre-caldera, silicic intrusive and several smaller rhyolite dikes. The intrusive itself is extremely altered, its phenocryst mineralogy is identifiable only on the basis of relic morphology, with the exception of occasional plagioclase phenocrysts which are still recognizable. This intrusive has resulted in some minor contact metamorphism with surrounding andesitic lavas. Actinolite and epidote are the major metamorphic assemblages. Although extremely al-

tered itself, the intrusive does not appear to have had much hydrothermal alteration associated with it.

Most of the western topographic wall is currently buried by flows from the Maipo strata volcano. There are, however, older lavas and Jurassic (?) sediments exposed along the northwestern rim of the caldera.

Ringing the caldera and overlying the Mesozoic section are lavas of intermediate composition (figure 1). They are essentially horizontal, non-deformed flows of andesitic composition. These rocks are pyroxene and hornblende bearing with between 61.4 % and 60.2 % SiO_2 . The orientation of these lavas relative to the caldera, dipping slightly away from the center, indicates that they probably had a source near the present locus of activity.

These lavas are best preserved on the western and southern margins of the caldera (figure 1). At these two localities there are sections of older lavas between 100 m and 300 m thick. The sections consist of numerous individual flows of varying thickness (10 m to 70 m) and include flow foliated andesites, flow breccias, lahars, non-fluidized conglomerates and well cross-bedded fluvial deposits. On the western margin of the caldera, the flows of the Maipo volcano have ramped up against a section of these older lavas. These pre-caldera lavas also outcrop on the north side of the caldera but they are much thinner (20m to 50 m) than their western and southern counterparts.

PRE-CALDERA RHYOLITES

Figure 1 shows the location of two pre-caldera, silicic eruptive centers in the vicinity of the caldera. The Listado and Picos del Barroso are large, rhyolitic, eruptive centers. A third center, the Cerro Castillo, occurs just to the north of figure 1. The centers are characterized by a preponderance of thick lava flows with very minor associated dome building. The flows show well-developed flow foliation. This rather unusual eruptive style for high silica rocks may indicate a higher than normal eruptive temperature that may have reduced the viscosity of the lavas. Preliminary petrographic investigations have not shown an abundance of high-

temperature phenocryst phases, however. The lavas analyzed have between 76 % and 75 % silica. Phenocryst phases include quartz, sanidine, and occasional biotite. The Listado and Barroso centers are both highly altered. The groundmass and many of the phenocrysts have been destroyed. Minor pyrite is also associated with the Listado alteration, especially in the lower flows which are in contact with sandstones and metasediments. Samples are currently being prepared for dating.

POST-CALDERA ROCKS

The volumetrically most important post-caldera rocks are the lavas of the Maipo strata volcano (figure 1). These lavas are predominantly pyroxene and hornblende andesites. There are also smaller volumes of basalt and basaltic andesite erupted from a parasitic cone (Casimiro volcano) and rhyodacites from a dome on the northern flank of the volcano. Eruptions of the Maipo volcano have built an edifice that now rises to 5200 m. The cone is topped by two craters; an older one on the west side of the summit, which has been cut by a new eruptive edifice on the east. Several young flows on the south and east flanks of the cone emanate from this younger cauldron. The youngest flows, however, were erupted from a small parasitic cone on the eastern flanks of the Maipo, well below the summit craters. This smaller cone is 125 m high and has erupted hornblende rich andesites which have dammed the Río Diamante, creating the large lake by the same name that sits on the eastern floor of the caldera. Other activity associated with the Maipo volcano includes a recent thermal event on the southeastern flank of the main cone that resulted in the formation of a large mudflow.

Apparently, a rapid heating of the southeastern side of the volcano initiated rapid melting of a portion of one of the glaciers that encircle the upper reaches of the mountain. The high-energy flow that resulted cut a deep incision into the side of the volcano and deposited the resulting material, unsorted, a short distance away on the calder floor.

A volumetrically insignificant, but genetically important, post-caldera dome, 1 km in dia-

meter, outcrops along the ring-fracture zone on the northern periphery of the caldera. This ring dome is extremely hornblende rich and is rhyodacitic in composition. Hornblende and plagioclase are the primary phenocryst phases; the groundmass is glassy. Although too young to date by conventional radiometric methods, the morphology of this 150 m high dome suggests that it is post-glacial. If this is in fact the case, the volcanic system is still be considered active. There are other andesitic to rhyodacitic bodies that outcrop on or near the ring fracture zone, but none is as unequivocally associated with faulting, nor do any appear as young, as the rhyodacitic dome.

POTENTIAL ECONOMIC MINERALIZATION

The large volume of silicic volcanism, the presence of caldera-associated fracturing, cyclic volcanism within a restricted area, and a possibly shallow and long-lived heat source for the generation and circulation of hydrothermal solutions make the Diamante Caldera a candidate location for mineralization. The setting and geology favor late stage, small to moderate sized epithermal deposits. Higher grade vein and contact metamorphic deposits should also be considered targets given the amount of fracturing and abundance of pre-caldera carbonates.

The 1968 United Nations Development Program Mineral Survey of the Argentine Andean Cordillera (Plan Cordillera) recognized anomalous values of Cu and Mo in glacial till along the northern flanks of the caldera. Investigation of the northern topographic wall has shown that there are a number of small, chemically intermediate, dikes and other intrusives that cut the older pre-caldera carbonates and volcanics. It is likely that the high copper values are associated with these contacts. Of more current economic interest are the more evolved intrusives (rhyodacites and rhyolites) which ring the caldera. These are both potential hosts and heat sources for mineralization and hydrothermal fluids. Much of the caldera ring-fracture zone is covered by recent glacial debris. The previously mentioned evidence sug-

gests that this volcanic system is still active and a favorable environment for Au and Ag mineralization. Geophysical and geochemical exploration might prove to be an effective way to look for mineralized areas below the glacial material.

FUTURE WORK

The presence of at least two episodes of intermediate volcanic activity (i. e. the older, pre-caldera andesites and the post-caldera Maipo volcano) as well as the two main silicic events (the Listado, Picos Barrosos, and Cerro Castillo pre-caldera lavas, and the eruption of the Diamante Tuff) indicate that the DCMVZ and the immediately contiguous part of the arc have experienced episodic, compositionally cyclic volcanism. The andesite-rhyolite-andesite and mafic andesite sequence in a restricted section of the arc raises some interesting petrogenetic questions. What are the sources of the magmas and how have they evolved?

Previous and ongoing studies into the ultimate sources of the magmas being erupted along this section of the arc have relied heavily on geochemical, especially isotopic, analysis. The DCMVC offers the opportunity to apply isotopic and geochemical investigations within a well controlled geologic context. Future planned work involves determination of ^{18}O , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values for the broad range of lavas associated with this system. Ultimately it is hoped that comparison of the isotopic values, along with the trace element geochemistry and geologic mapping will prove to be a productive way to look into the processes by which magmas in the Andes form.

REFERENCES

- BARAZANGI, M. and B. ISACKS, 1976. *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America*. *Geology*, 4: 686-692.
- BEVIS, M. and B. ISACKS. *Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff Zones*. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 89, No B7, 6153-6170, Washington.
- CHARRIER, R., 1981. *Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° and 34°30' südlichen Breite und die tektonische, magmatische und palaeogeographische Entwicklung*. *Berliner Geowissenschaft. Abhandlung (A)*, 36: 1-270.
- CHUNN, D., B. ISACKS and M. BARAZANGI, 1976. *Tectonic features of western South America inferred from variations in travel times and attenuation of the seismic phases Sn and Lg*. *EOS*, 57: 334, Ottawa.
- FREY, F. A., D. C. GERLACH, R. HICKY, L. LOPEZ-ESCOBAR and F. MUNIZAGA-VILLAVICENCIO, 1984. *Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile*. *Contrib. Min. Petrol.*, 88: 133-149, Amsterdam.
- GRUNDER, A. L., 1985. *Oxygen Isotopic Evidence for Upper-Crustal Contamination of Magmas at the Calabozos Caldera Complex, Southern Andes*. PhD thesis, (unpublished), Stanford.
- HANUS, V. and J. VANEK, 1978. *Morphology of the Andean Wadati-Benioff Zone, andesitic Volcanism, and the Tectonic Features of the Nazca Plate*. *Tectonophysics*, 44: 65-77, Amsterdam.
- HARRINGTON, R. J., H. AMINI, C. R. STERN and R. CHARRIER, 1984. *The Maipo Strata-volcano/Caldera Complex in the Southern Andes of Central Chile*. *AGU, Abstracts*.
- HERRON, E. M., 1981. *Chile margin near 38°: Evidence for a genetic relationship between continental and marine geologic features of a case of curious coincidences*. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 154: 755-760.
- _____, A. GRUNDER and R. DRAKE, 1984. *The Loma Seca Tuff and Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95: 45-54, Boulder.
- _____, S. MOORBATH, 1988. *Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile*. *Contr. Mineralog. Petrol.*, (en prensa).
- LOPEZ-ESCOBAR, L., 1984. *Petrology and Chemistry of volcanic Rocks of the Southern Andes*. In: R.S. Harmon, B. A. Barreiro (eds.) *Andean Magmatism, Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva Publ. Co.
- PICHLER, H. and W. ZEIL, 1972. *The Cenozoic Rhyolite-Andesite Associations of the Chilean Andes*. *Bull. Volcanol.*, 35: 424-452.
- POLANSKI, J., 1962. *Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVII (3-4): 127-149.
- STERN, C. R., K. FUTA, K. MUEHLENBACHS, F. M. DOBBS, J. MUÑOZ, E. GODOY and R. CHARRIER, 1984a. *Sr, Nd, Pb and O Isotope Compositions of late cenozoic Volcanics, northernmost SVZ (33-34°S)*, in *Andean Magmatism, Chemical and Isotopic Constraints*. Harmon, R. S. and B. A. Barreiro (ed.), 96-105.
- STERN, C. R., H. AMINI, R. CHARRIER, E. GODOY, F. HERVE and J. VARELA, 1984b. *Petrochemistry and Age of Rhyolitic pyroclastic Fows which occur along the Drainage Valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina)*. *Rev. Geol. de Chile*, 23: 39-52.
- YRIGOYEN, M., 1987. (pers. com.).

ROBERT HARRINGTON

University of Colorado
Department of Geological Sciences
Boulder, Colorado USA 80309

GEOCHEMICAL EVIDENCE ON THE ORIGIN OF QUATERNARY BASALTIC ANDESITES OF THE PUNA, NORTHWESTERN ARGENTINA

William J. Knox, Jr., Suzanne Mahlburg Kay y Beatriz Coira

RESUMEN

Sobre la base de las relaciones y concentraciones de elementos trazas se han distinguido tres tipos generales de andesitas basálticas pliocuaternarias que afloran en la Puna del noroeste argentino. Estos son: 1) shoshonitas; 2) tipo Galan, caracterizadas por altas relaciones de HFSE relativas a otros elementos trazas; y 3) andesitas basálticas calcoalcalinas de alto tenor potásico. Las muestras más máficas de cada tipo tienen características geoquímicas primitivas y han experimentado una cristalización fraccionada reducida. Aunque alguna contaminación cortical ha ocurrido, la relación de elementos trazas incompatibles reflejan grados variables de fusión de una peridotita granatífera y diferencias en las características geoquímicas de la región de origen. Las diferencias entre la geoquímica de las andesitas basálticas cuaternarias y los basaltos preterciarios sugiere que el manto debajo de la Puna ha sido modificado por una adición variable de un componente de la placa subducida desde el Cretácico.

ABSTRACT

Three general types of Quaternary basaltic andesites, distinguished on the basis of trace element ratios and concentrations, occur in the Puna of northwestern Argentina. These are: 1) shoshonites; 2) Galan-type, characterized by high HFSE concentrations relative to other trace elements; and 3) high-K calc-alkaline basaltic andesites. The most mafic samples of each type have primitive geochemical characteristics and have experienced only limited fractional crystallization. Although some crustal contaminations has occurred, incompatible trace element ratios reflect variable degrees of melting of garnet peridotite and differences in source region geochemistry. Differences between the geochemistry of the Quaternary basaltic andesites and pre-Tertiary basalts suggest that the mantle beneath the Puna has been modified by variable addition of a component from the subducting slab since the Cretaceous.

INTRODUCTION

Quaternary basaltic andesites (51-54 % SiO₂) of the Puna of NW Argentina (figure 1) are among the most mafic volcanic rocks in the Andean Central Volcanic Zone (CVZ). Variations in their geochemistry are useful in understanding mantle evolution and diversity above the Andean type subduction zone in a region of thickened crust. Although the role of crustal contamination in formulating the chemistry of these basaltic andesites is not completely understood, their generally primitive geochemical characteristics suggest minimal fractional crystallization and their incompatible trace element ratios, at least in part, reflect

mantle compositions and processes. Spatial differences between the basaltic andesites are largely related to variable degrees of partial melting of garnet peridotite and to compositional differences in the mantle which may reflect their tectonic setting. Examination of the chemistry of pre-Tertiary basalts in the Puna suggests that the character of the mantle beneath the Puna has been modified since the Cretaceous.

Variations in the Puna basaltic andesites are also important in understanding the chemical diversity of more silicic magmatism in the Puna as their compositions provide a constraint on the nature of the mantle-derived component which mixes with crustally derived material to

generate the andesitic and dacitic lavas (e.g. Klerkx *et al.*, 1977; Hawkesworth *et al.*, 1982; Thorpe *et al.*, 1984). Some role for recycled crust in almost all Puna magmas is supported by isotopic data (Harmon *et al.*, 1984), major and trace element chemistry (Hörmann *et al.*, 1973; Thorpe *et al.*, 1984) and petrographic evidence.

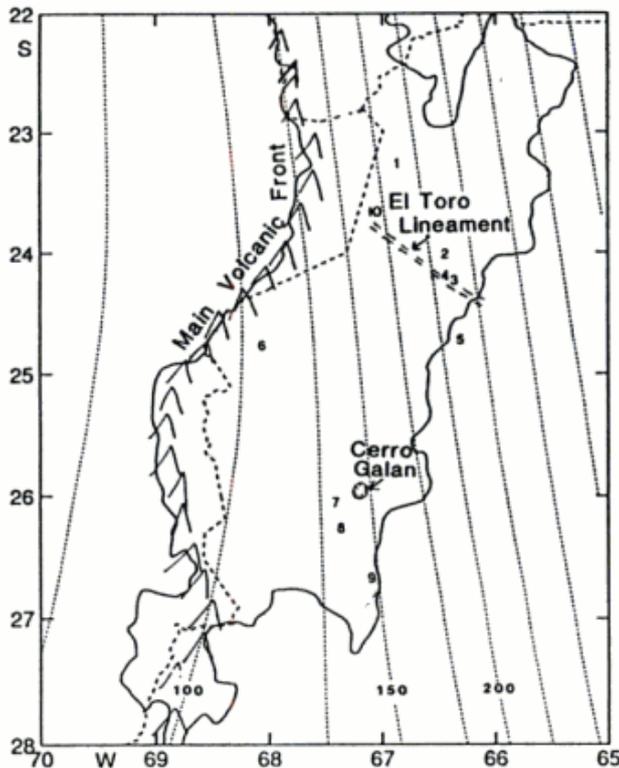


Figure 1: Map of the Central Volcanic Zone (CVZ) showing the borders of the Puna (within solid line) and the centers discussed in this paper: 1-Salar de Jama, 2-Tuzgle, 3-Negro de Corillos, 4-San Jerónimo, 5-La Poma, 6-Salar de Arizaro, 7-Antofagasta, 8-El Jote, 9-Pastoventura, 10-pre-Tertiary Huaitiquina dikes. Inverted Vs mark main volcanic front. Dashed lines are international borders. Contours to the Benioff zone at 50 km intervals are shown as dotted lines (T. Cahill and B. Isacks, personal communication).

TECTONIC SETTING OF THE PUNA BASALTIC ANDESITES

The Puna basaltic andesites contrast with the more voluminous mid-Tertiary to recent andesites and dacites that comprise the stratovolcanoes and ignimbrites of the CVZ (18°-27° S) (see Coira *et al.*, 1982, for a review of the magmatic evolution of the Puna). Modern volcanism occurs in the CVZ above the subducting Nazca plate which dips at an angle of about 30°. To the south and north of the CVZ, where the

subducting plate is nearly sub-horizontal, modern volcanism is absent (e.g., Bevis and Isacks, 1984). Along the main volcanic front, activity has been nearly continuous from the late Oligocene to the present. In the back-arc to the east, Tertiary andesitic to dacitic volcanic activity has been intermittent spatially and temporally and is largely concentrated along several E-W trending bands (Viramonte *et al.*, 1984).

Quaternary basaltic andesites (< 56 % SiO₂) in the back-arc occur as small monogenetic cones and lava flows that are principally concentrated in the southern Puna (south of 25° S) and along the El Toro lineament (figure 1) (Viramonte *et al.*, 1984; Fielding and Isacks, 1987). These basaltic andesites are often associated with young faults. The eruption of these basalts and a contemporaneous regional change in the orientation of faults along the eastern edge of the Puna (Allmendinger, 1986) suggest a change in regional tectonic style, which allowed the basalts to reach the surface. As changes in the tectonic environment may have affected the chemistry of the underlying mantle, caution is needed in using the Puna basaltic andesites strictly as an end-member in interpreting the origin of the mid-Tertiary Puna volcanic rocks.

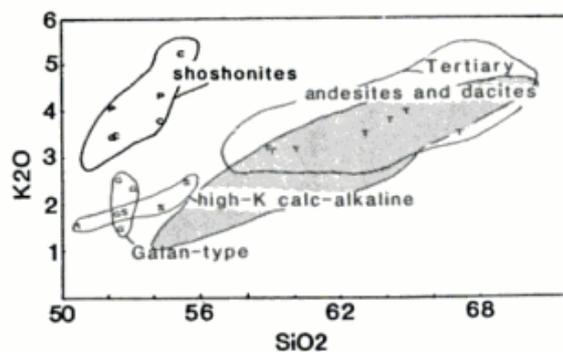


Figure 2: Plot of K₂O versus SiO₂ showing fields for the three types of Plio-Quaternary Puna basaltic andesites. Galan-type (G), including two points from Thorpe *et al.* (1984); high-K calc-alkaline type from Salar de Jama (S) and Pastoventura (R); shoshonitic type from Negro de Corillos (C) and La Poma (P). Also shown are andesites and dacites of Cerro Tuzgle (T), and the field for Tertiary andesites and dacites of the Puna (Knox, unpublished data). Stippled field shows range of calc-alkaline and high-K calc-alkaline andesites and dacites of the main front (data from Thorpe *et al.*, 1984; Deruelle, 1982; and Baker *et al.*, 1987).

TYPES OF PUNA BASALTIC ANDESITES

Three generalized, compositionally distinct magma types are recognized among the Puna basaltic andesites (figures 2-4, table I): 1) a shoshonitic group, characterized by very high levels of incompatible elements (including K) and extremely steep REE patterns; 2) the Galan-type group (see Thorpe *et al.*, 1984) characterized by relatively high abundance of high-field strength elements (eg. Ta, Ti) compared to other incompatible trace elements; and 3) a high-K calc-alkaline group which includes volcanic rocks of the CVZ main front, as well as centers in the Puna.

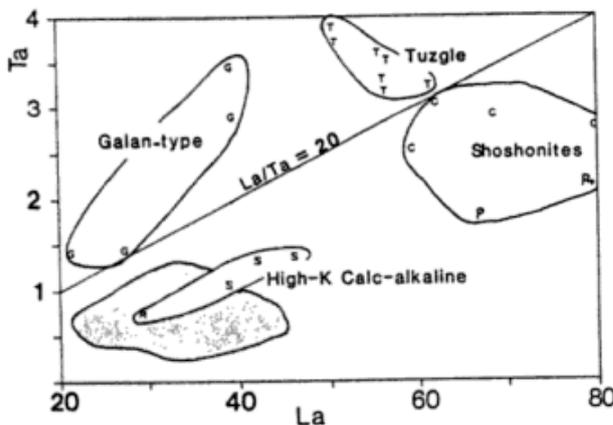


Figure 3: Plot of Ta versus La showing fields for the three Puna basaltic andesite types and andesites and dacites of V. Tuzgle. Symbols data sources as in figure 2. Stippled field includes data for CVZ andesites of the main front with $< 60\%$ SiO_2 .

I. Shoshonitic Group

The three shoshonitic centers studied are related to major structural boundaries on the eastern side of the Puna. The La Poma flows (location 5; figure 1; 36 and 99; table 1), occur along faults near the boundary between the Puna and the Cordillera Oriental (66.1° W, 24.4° S), and Volcan San Jerónimo (location 4; figure 1) and Cerro Negro de Chorrillos (location 3; figure 1; T-20, T-143, P24-4, N16X; table 1) are small monogenetic cones located along the El Toro Lineament (66.4° W, 24.4° S) (see figure 1). These centers are about 510 km from the trench and lie about 220 km above the seismic zone.

The shoshonitic group (52% to 62% SiO_2) has previously been studied at La Poma and Chorrillos by Hörmann *et al.* (1973) and at Chorrillos and San Jerónimo by Dereuelle (1982) (figure 1). Compared to other Puna volcanic andesites, the shoshonites are characterized by high K_2O contents (figure 2). In addition, they generally have higher concentrations of alkalis, alkaline earths, light rare earth elements (LREE), actinides, MgO, Ni, Cr, Co, and HFSE (high field strength elements, eg Ti, Ta, Nb, Hf; see also Hörmann *et al.*, 1973, and Thorpe *et al.*, 1984) and lower levels of CaO and Al_2O_3 at comparable SiO_2 (see T-20 in figure 4; table I). Their high La/Yb, Ba/La, Ba/Th and Ba/Ta ratios also differentiate them from other Puna basaltic andesites (tables I and III).

The relatively primary nature of the mafic shoshonites (52% to 56% SiO_2) is emphasized by the fact that they have less than 10% phenocrysts, which are limited to olivine (5-10%), clinopyroxene ($< 1\%$) and in La Poma 36 (table I), phlogopite ($< 1\%$). Rare quartz xenocrysts rimmed with pyroxene also occur in most samples and attest to some interaction with the crust.

Volcan Negro de Chorrillos, the best studied of the shoshonitic centers, serves to illustrate some important points. Lavas of the Chorrillos suite (and also the La Poma suite) cannot be related by fractional crystallization of the observed phenocrysts (olivine and minor clinopyroxene) as both highly compatible (Ni, Cr) and incompatible elements, and FeO^*/MgO increase with SiO_2 (figure 5). Consider an attempt to relate T-20 (55.12% SiO_2 , 257 ppm Ni) to N16X (52.3% SiO_2 , 87 ppm Ni). Fractionation of olivine and minor clinopyroxene cannot explain the enrichment in Ni of T-20 because olivine strongly partitions Ni. Crustal contamination also cannot explain the relative enrichment of Cr and Ni with increasing SiO_2 .

Derivation of a melt with the composition of T-20 by partial melting of eclogitic lower crust or subducted slab is also unlikely. At the high pressure which must prevail in the slab beneath the Puna, such a melt must be in equilibrium with residual garnet. Schilling and Bonatti (1975) calculated a Cr content of 300 ppm for average Nazca plate eclogite. Garnet has a

distribution coefficient of about 20 for Cr (see appendix, López-Escobar *et al.*, 1977); therefore such a melt could not approach the high (> 300 ppm) Cr contents of most Puna basaltic andesites. A preferable explanation for the compositions of T-20 and N16-X (table I) involves an important component that results from variable degrees of melting in an enriched mantle above the slab (see below).

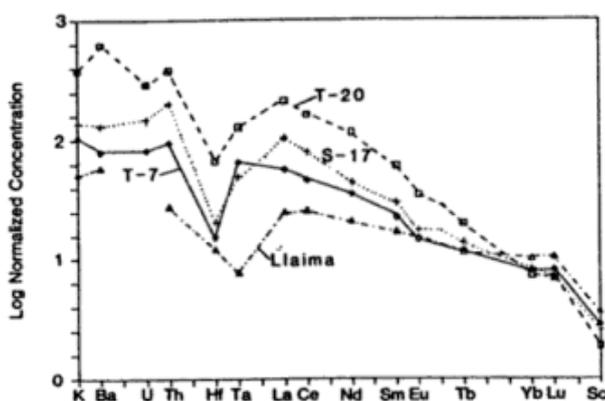


Figure 4: Normalized trace element patterns for representative samples of the three types of Puna basaltic andesites (data in table I): T-20 is a shoshonite from Negro de Chorillos; S-17 is a high-K calc-alkaline sample from Salar de Jama; T-7 is a Galan-type sample from El Jote. For comparison, a basalt from Volcan Llaima in the SVZ is plotted (data from Hickey *et al.*, 1986).

Normalization factors are K (116), Ba (3.77), U (0.15), Th (0.05), Hf (0.22), Ta (0.022), La (0.378), Ce (0.976), Nd (0.716), Sm (0.230), Eu (0.866), Tb (0.589), Yb (0.249), Lu (0.0387).

The Galan-type Lavas

Galan-type basaltic andesites occur as small cones and lava flows at Volcan del Jote (location 7; figure 1, T-7; table I), Cerro Los Negros (T-8A; table I) and other sites NW of the Cerro Galan caldera (Thorpe *et al.*, 1984) (67.3° W, 26.3° S). The Volcan El Jote and Cerro Los Negros samples discussed here are similar to samples LO 13 and LO 34 described by Thorpe *et al.* (1984, their table I). These flows occur south of 25° S within an area where young basaltic andesitic lavas are particularly abundant (Viramonte *et al.*, 1984; Fielding and Isacks, 1987). This region, which is about 420-440 km from the trench, lies above a seismically

quiet of missing part of the slab (see Bevis and Isacks, 1984; Fielding and Isacks, 1987) where the mantle could be unusually hot leading to the more voluminous young mafic volcanism in the area. Alternatively, the sampling of earthquakes could be inadequate to be representative of the processes occurring in the mantle. Extrapolation of the seismic zone into this region suggests that these lavas should lie about 125-150 km above the subducting slab (Bevis and Isacks, 1984; Cahill and Isacks, personal communication). Basaltic andesites from the Antofagasta region just to the SE (location 8 - figure 1) studied by Hörmann *et al.* (1973) also have chemical similarities (high Ti and Zr relative to K_2O) to the Galan-type lavas.

Andesites and dacites occurring at Volcan Tuzgle (location 2; figure 1; T 159, T-162, T-82 - Table 2), just north of the El Toro lineament and very close to the shoshonitic Negro de Chorillos center, have some chemical similarities to the Galan type lavas (see below). In this region, the downgoing slab is well defined by earthquake activity.

The lavas of the Galan-type group and Tuzgle have K_2O contents that fall in the field of high-K calc-alkaline rocks (figure 2). Their whole rock MgO contents range from 6.03 to 8.58 % (table I; and Thorpe *et al.*, 1984, their table I) and overlap those of the mafic shoshonites. Samples in the Galan group are distinguished from other Puna basaltic andesites by their high concentrations of HFSE (e.g. Ta) relative to alkalis, alkaline earths, LREE (figure 3), Th and U (figure 4). Although La/Ta and Ba/Ta ratios (table III) are lower in the Galan-type basaltic andesites than in the shoshonites, Ta concentrations are similar in the two groups. Ta concentrations seem to correlate roughly with relative enrichment in other HFSE, e.g. Ti, Nb, Hf, Zr (cf. Thorpe *et al.*, 1984). The Galan-type lavas also have the lowest Ba/La ratios of Quaternary Puna basaltic andesites.

The Galan-type basaltic andesites contain olivine (5-7%), clinopyroxene (< 1%) and plagioclase phenocrysts (1%) within a matrix of plagioclase, pyroxene, Fe-Ti oxides and glass. Rare crustally derived xenoliths and xenocrysts also occur. Compared to the mafic shoshonites,

these rocks have higher FeO^*/MgO ratios and lower Cr and Ni contents, consistent with more fractionation of olivine and clinopyroxene, and negative Eu anomalies and lower CaO and Al_2O_3 , consistent with plagioclase fractionation.

Andesites and dacites of Volcan Tuzgle have Ba/Ta, La/Ta and Ba/La ratios similar to those of Galan-type basaltic andesites. In contrast, the Ba/Th ratios in the Tuzgle samples are lower than those of any of the Puna basaltic andesites. Coira (in Aquater, 1982) suggested that fractional crystallization from a common parent might explain major element variation within the Tuzgle suite, but this process cannot alone explain the range of the observed incompatible trace element ratios (table III). Furthermore, figure 6A shows that Tuzgle dacites (63-70 % silica) have lower La/Yb ratios than the andesites (58-61 % silica), a relation that cannot be easily explained by fractional crystallization because the bulk distribution coefficient of Yb is higher than that of La for the observed phenocryst assemblage. Although fractionation of a LREE-rich minor phase might explain the increase in La/Yb ratio, this appears unlikely. The Tuzgle andesites and dacites are apparently not related by fractional crystallization.

Calc-alkaline and high-K calc-alkaline groups

Other basaltic andesites of the Puna are more chemically similar to volcanic rocks from the main volcanic front of the CVZ. Basaltic andesites studied include those from the Salar de Jama region (66.6° W, 23.3° S, location 1 - figure 1; S-16G, S-17, S-19 - table I) which is 440 km from the trench and about 175 km above the seismic zone and a single sample from a flow west of Salar de Pastoventura (location 8 - figure 1; R9/10-3 - table I). Lavas from the Salar de Arizaro region which lie less than 150 km above the seismic zone (location 6 - figure 1) studied by Viramonte *et al.* (1984) have major element analyses similar to main front lavas and to basaltic andesites from the Salar de Jama region.

The Puna calc-alkaline basaltic andesites are compared with calc-alkaline and high-K calc-alkaline CVZ andesites and dacites from the main front in figures 2 and 3 with Southern Volcanic Zone (SVZ) basalts and basaltic andesites in tables II and III. The compilation of CVZ analyses includes andesites with up to 60 % SiO_2 as few analyses have been reported for samples with < 56 % SiO_2 (data from Deruelle 1982; Baker *et al.* 1987; and Thorpe *et al.* 1984). The SVZ analyses are from Hickey *et al.* (1986). Ba/Ta and La/Ta ratios of main front CVZ calc-alkaline series volcanic rocks are high and variable, ranging from 361-2400 and 24-60 respectively. The highest ratios among those of SVZ basalts and basaltic andesites and the lower ratios are transitional towards those of the Galan-type group (see table III). Ba/La ratios of Puna calc-alkaline basaltic andesites are low (12-14) compared to those from the SVZ (21-28), while those of the CVZ main front andesites range widely from 11-44. La/Yb ratios are intermediate to extreme on the CVZ main front and in the Puna and are higher than those in samples from the SVZ (see also Thorpe *et al.*, 1984).

The Puna high-K calc-alkaline rocks are distinguished from the Galan-type rocks by their lower Ta contents relative to La (figures 3 and 4). They are distinguished from the shoshonites by their lower K_2O ratios, lower incompatible

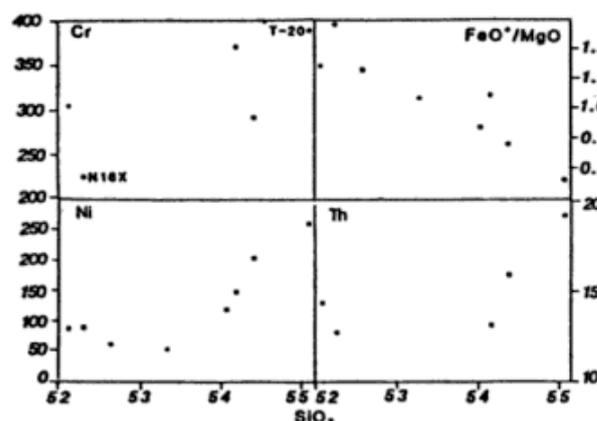


Figure 5: FeO^*/MgO , compatible (Ni and Cr) and incompatible (Th) elements plotted against SiO_2 for samples from Cerro Negro de Chorillos (data from table I; Hormann *et al.*, 1973; Deruelle, 1982). If samples were related by fractional crystallization Ni and Cr should decrease and Th should decrease with SiO_2 .

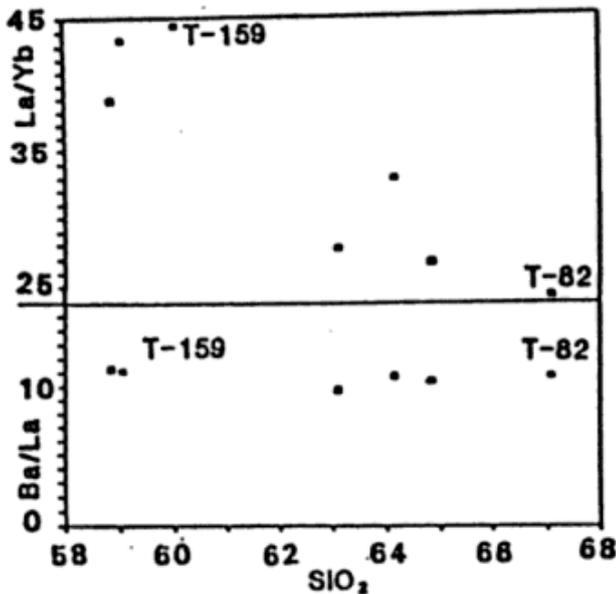


Figure 6: Plot of Ba/La, and La/Ta vs. SiO₂ for samples from Cerro Tuzgle (data in table I and Coira, Kay and Knox unpublished). La/Yb decreases with SiO₂, while Ba/La is nearly constant.

element concentrations and their generally lower La/Yb ratios. Like the Galan-type basaltic andesites, Ba concentrations in high-K calc-alkaline rocks are generally lower relative to Ta (HFS) and La (REE) than are those of the shoshonites.

THE PUNA BASALTIC ANDESITES AS REFLECTIONS OF PRIMARY MANTLE COMPOSITION

Several lines of evidence from major and trace element, isotopic and field data suggest that the Puna shoshonites and to a lesser extent, the other Puna basaltic andesites, are derived from the mantle, with relatively little fractionation. In addition, crustal contamination, although present, does not appear to have obliterated primary differences inherited from the mantle source region.

The first argument involves the percentage of crystallization that has occurred in the basaltic andesites. The high Ni and Cr concentrations of the most primitive samples of each group (shoshonite T-20: Ni = 257 ppm, Cr = 387 ppm; Galan-type sample T-7: 179, 384; high-K calc-alkaline sample S-16: 133, 344) are compatible with minimal fractionation of olivine and clinopyroxene, the dominant phases in

the most mafic rocks. For example, the Ni concentration in La Poma shoshonite 36 (238 ppm, table I) is similar to the Ni content (204 ppm) predicted after 4 % fractional crystallization of olivine (or about 5 % total fractionation of clinopyroxene and olivine) from a primary basaltic melt originally containing 320 ppm Ni (20 % mantle melt - Frey *et al.*, 1974; olivine/liquid Ni distribution coefficient of 12 for a liquid with 8.8 % MgO, see Conrad and Kay (1984). The low phenocryst abundance in La Poma sample 36 (5 % olivine and 1 % clinopyroxene), is consistent with this conclusion. The low FeO*/MgO ratios of the shoshonites (0.747-1.297) also argue for little fractionation of mafic phases. For example, liquids with the composition of shoshonite T-20 (FeO*/MgO = 0.766) are at equilibrium with mantle olivine (Fo 89) at 1125° C (Roeder and Emslie, 1970). Similar arguments for Galan-type and high-K calc-alkaline samples would limit olivine fractionation to < 10 %, and total fractionation to 15-20 %.

The low degrees of fractionation implied by the above arguments and the low distribution coefficients for incompatible elements in the phenocryst phases involved in the fractionation indicate that the incompatible element ratios among the Puna basaltic andesites shown in table I and III should be essentially unchanged from their source values. The role of magma mixing has yet to be evaluated in the origin of these basaltic andesites.

The role of crustal contamination is more difficult to address. As crystallization provides most of the heat for melting assimilated material, the degree of crystallization places limits on the amount of crustal material that can be incorporated into the melt. The maximum weight of material melted should be roughly equivalent to the weight of material crystallized. Thus assimilated material in the basic shoshonites should be limited to about 5 %.

Crustal contamination is generally evaluated in terms of isotopic ratios. However, these ratios are not always definitive as they can reflect either ratios range from 0.7056 to 0.7077 for Galan-type basaltic andesites, from 0.7066 to 0.7078 in the shoshonites, and from 0.7055 to 0.7062 in the high-K calc-alkaline rocks (data from table I; Harmon *et al.*, 1984; Thorpe *et al.*,

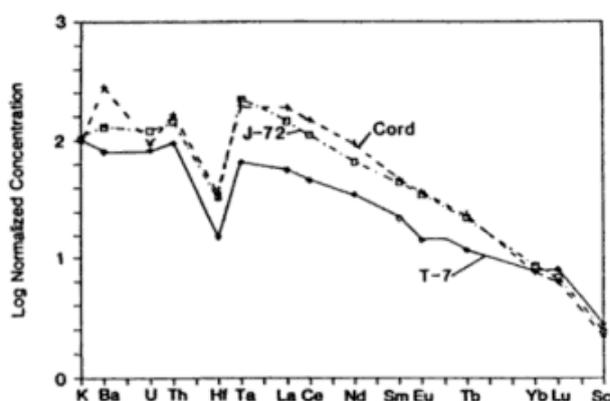


Figure 7: Comparison of normalized trace element patterns of Galan-type sample T-7 with pre-Tertiary Huaitiquina dike (J-72, table II) and with Cretaceous Sierra de Córdoba alkaline dike, (Kay, unpublished). Normalization factors as in figure 4.

1984; Klerkx *et al.*, 1977). These are among the lowest values known in the CVZ, but are high for unenriched mantle and have been considered to be the result of interaction of mantle basalts with the thick crust in the Puna by Harmon *et al.* (1984) and Thorpe *et al.* (1984), among others. On the other hand, these ratios are similar to those from Cretaceous Parana basalts ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$ to 0.708) erupted through normal thickness crust east of the Puna which are considered to be uncontaminated by continental crust (e.g. Montovani *et al.*, 1985).

Interestingly, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the Puna basaltic andesites do not correlate with depth to the seismic zone or crustal thickness or behave systematically with incompatible trace element contents or ratios. For instance the Negro de Chorillos shoshonite N16X, the calc-alkaline Salar de Jama S16G and Pastoventura R9/10-3 samples, and Tuzgle andesite all have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios near 0.706, but have quite distinct trace element ratios (see tables I and II). If these elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are solely due to crustal contamination, that crust is variable from one region to the other.

A final argument that the trace element ratios of, at least some, Galan-type Puna basaltic andesites reflect mantle compositions comes from comparison of these samples with back-arc Pliocene basalts from near San Martín de

los Andes in northern Patagonia (Knox *et al.*, 1987; Kay and Rapela, 1987). Except for a somewhat lower relative Th content (Ba/Th - 96-124), other trace element ratios and levels are quite similar to Galan sample T-7. Patagonian basalts, which erupted through normal thickness crust are generally regarded as being little, if at all, contaminated by continental crust (e.g., Stern, 1989). The similarity of basalts from diverse regions of the back-arc with distinct crustal histories, support a sub-crustal origin for the trace element signatures in these basalts.

Finally, changes in the tectonic stress regime about 2 my ago may be important in allowing relatively unfractionated magmas to reach the surface. Allmendinger (1986) proposed a shift from NW-SE compression and vertical extension to E-W compression and N-S extension, based on structural evidence from the southeastern edge of the Puna. These changes favor a strike-slip and/or an extensional component in faults associated with several of the Puna basaltic andesites. The common location of primitive basaltic andesites at faults is consistent with rapid rise from the mantle and little contamination.

TRACE ELEMENT DIFFERENCES RELATED TO THE DEGREE OF PARTIAL MELTING

Incompatible trace element ratios, by definition, are independent of the degree of fractional crystallization or partial melting, but trace element concentrations and compatible element ratios are not. Some differences among the Puna basaltic andesites both within and between localities can be explained most easily by differences in the degree of partial melting of the mantle. One such trace element difference is the La/Yb ratio which can be related to the degree of melting when garnet is a residual mineral, because garnet is the major mantle phase in which Yb is a compatible element. Garnet is likely to be important in the mantle source region of the Puna because the thick crust makes pressures at subcrustal depths sufficient for garnet stability in mantle peridotite.

Based on modeling of trace element behavior during partial melting and fractionation, the Puna shoshonites could be derived by a smaller degree of partial melting of garnet peridotite than other Puna basaltic andesites. The simple model used here examines La and Yb behavior during equilibrium batch melting of garnet peridotite (gt:cpx:ol = 1:1:2:6) followed by Rayleigh fractionation of olivine and clinopyroxene (model for shoshonite T-20 - Table I), or olivine, clinopyroxene, and plagioclase (model for calc-alkaline sample S 17 - table I). The peritectic melt composition (garnet + 0.67 clinopyroxene + 0.14 orthopyroxene = 0.22 olivine + 1.61 liquid) of garnet peridotite used is from Mysen (1977) and the distribution coefficients are from a summary by Prinzhofer and Allegre (1985).

Since trace element concentrations in enriched mantle are poorly constrained, enrichment factors have been calculated to compare trace element concentrations predicted in the models of the two samples. The enrichment factor (EF) for the two stage model is defined as the concentration of element *i* in the magma after fractionation divided by the concentration of *i* in the garnet peridotite source. A model of 5 % melting of garnet peridotite followed by 5 % fractionation of olivine and minor clinopyroxene (4:1 ratio) yields an EF_{La} of 15 and an EF_{Yb} of 1.28 (for T-20), while 15 % melting followed by 15 % crystallization of olivine, clinopyroxene and plagioclase (in the proportions 6:2:2) yields an EF_{La} of 7.04 and an EF_{Yb} of 1.41 (for S-17). These two models predict that La and Yb concentrations of T-20 should be 2.13 and 0.9 times their concentrations in S-17, provided they are derived from sources with the same original La and Yb ratios. The models also suggest that the La/Yb ratio of T-20 should be 2.34 times that of S-17. The analytical data of table I shows that La, Yb and La/Yb of T-20 are related to La, Yb and La/Yb of S-17 by factors of 2.05, 0.87 and 2.35 respectively. The fit of these models to the analytical data suggests that variable degrees of melting and fractionation may explain some of the geochemical differences between the various types of Puna basaltic andesites.

The shoshonites, which indicate lesser degrees of partial melting are located at the east-

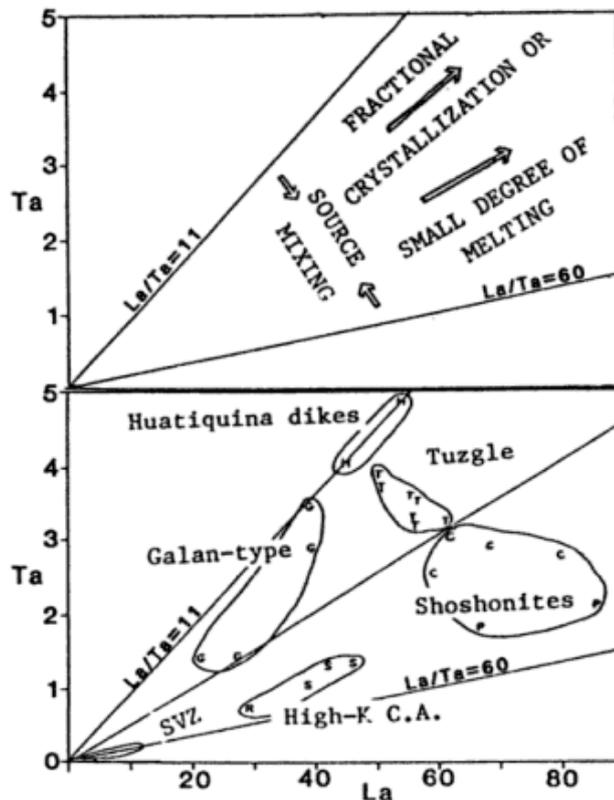


Figure 8: (a) Arrows show direction of changes caused by processes that control trace element chemistry of basic volcanic rocks of the Puna. Mixing of source types change La/Ta ratios; fractional crystallization and decreasing degrees of fractional crystallization raise concentrations of both La and Ta, provided they are not compatible in fractionation of residual minerals. (b) Mixing of continental lithosphere (La/Ta about 11) with slab derived component (La/Ta variable but near 60) explains variable incompatible element ratios among basaltic andesites. Shoshonites are derived by lower degrees of melting from sources like those of the high-K calc-alkaline basaltic andesites. Andesites and dacites of V. Tuzgle may result from fractional crystallization of Galan-type basaltic andesites.

ern edge of the Puna over a zone of active seismicity. The lesser degrees of partial melting could be related to lower temperatures in the mantle above the slab.

CONTRIBUTIONS OF VARIOUS SOURCES TO THE CHEMISTRY OF PUNA BASALTIC ANDESITES AND CHANGES OF THESE SOURCES THROUGH TIME

Differences in incompatible trace element ratios (i.e., Ba/Ta, La/Ta, Ba/La, K/Ba, and Ba/Th) among the Puna basaltic andesites can

Table 1 - Representative Analyses of Puna Basaltic Andesites

| Sample | Cerro Negro de Chorrillos | | | | La Poma | | Salar de Jama | | Pasto Ventura | | Cerro Galán | |
|------------------------------------|---------------------------|--------|---------|-------|----------|-------|---------------|-------|---------------|---------|-------------|-------|
| | T-20 | T-143 | P24-4 | N16X | 36 | 199 | S-16G | S-17 | S-19 | R9/10-3 | T-7 | T-8A |
| SiO ₂ | 55.12 | 54.21 | 52.12 | 52.30 | 54.26 | 52.15 | 52.65 | 54.26 | 55.37 | 50.61 | 52.49 | 53.01 |
| TiO ₂ | 1.36 | 2.01 | 2.15 | 2.13 | 1.25 | 1.39 | 1.22 | 1.25 | 1.45 | 1.16 | 1.18 | 2.08 |
| Al ₂ O ₃ | 13.07 | 14.71 | 14.66 | 14.86 | 13.86 | 14.16 | 15.39 | 15.48 | 15.92 | 15.43 | 15.59 | 16.51 |
| Fe ₂ O ₃ | | | 8.69 | | | | | | | | | |
| FeO | 6.68 | 8.05 | 7.90 | 6.62 | 7.32 | 8.31 | | 7.70 | 7.34 | 7.61 | 8.32 | 8.28 |
| MnO | 0.11 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.13 | 0.11 |
| MgO | 8.72 | 7.69 | 6.88 | 6.09 | 8.86 | 8.82 | 8.10 | 6.16 | 6.13 | 7.65 | 8.58 | 6.45 |
| CaO | 5.51 | 6.45 | 7.61 | 7.59 | 6.24 | 6.81 | 8.39 | 8.51 | 6.54 | 10.64 | 8.00 | 6.77 |
| Na ₂ O | 2.24 | 2.86 | 2.91 | 2.88 | 2.77 | 3.08 | 2.69 | 2.74 | 3.42 | 3.30 | 2.62 | 3.39 |
| K ₂ O | 5.27 | 3.79 | 3.43 | 3.47 | 4.34 | 4.06 | 1.81 | 1.92 | 2.46 | 1.52 | 1.45 | 2.32 |
| P ₂ O ₅ | 0.70 | 0.71 | 0.64 | 0.53 | 0.78 | 0.27 | | 0.33 | 0.34 | | 0.27 | 0.41 |
| Total | 98.78 | 100.61 | 97.79 | 97.34 | 98.30 | 97.90 | 98.68 | 98.14 | 98.73 | 98.03 | 98.63 | 99.33 |
| La | 79.7 | 59.2 | 68.4 | 62.0 | 66.8 | 85.6 | 42.0 | 38.8 | 46.0 | 29.2 | 21.3 | 39.1 |
| Ce | 156.8 | 125.9 | 139.9 | | 145.0 | 173.1 | 81.9 | 76.7 | 99.2 | 60.2 | 44.5 | 78.3 |
| Nd | 81.5 | 56.1 | 51.8 | | 60.3 | 67.4 | 33.6 | 31.4 | 42.0 | 26.6 | 25.0 | 43.2 |
| Sm | 13.8 | 10.5 | 10.5 | | 11.2 | 12.6 | 6.48 | 6.81 | 7.67 | 5.78 | 5.12 | 7.12 |
| Eu | 2.98 | 2.33 | 2.50 | 2.52 | 2.53 | 2.86 | 1.58 | 1.51 | 1.76 | 1.50 | 1.25 | 1.97 |
| Tb | 1.17 | 1.01 | 1.04 | 0.90 | 0.94 | 1.08 | 0.80 | 0.81 | 0.76 | 0.71 | 0.70 | 0.80 |
| Yb | 1.81 | 1.90 | 2.01 | | 1.55 | 2.09 | 2.11 | 2.07 | 1.58 | 1.72 | 1.96 | 1.93 |
| Lu | 0.264 | 0.250 | 0.260 | | 0.204 | 0.268 | 0.292 | 0.270 | 0.208 | 0.233 | 0.309 | 0.288 |
| Sr | 969 | 728 | 954 | 860 | 901 | 600 | | 535 | 610 | 694 | 1186 | 454 |
| Rb | 216 | 139 | 119 | 116 | 145 | 71 | | 68 | 90 | 38 | 118 | 56 |
| Ba | 2337 | 1087 | 960 | 970 | 1627 | 1633 | 481 | 489 | 579 | 412 | 301 | 523 |
| Cs | 7.3 | 4.6 | 3.8 | 11.8 | 3.5 | 1.8 | 6.2 | 24.2 | 2.6 | 1.0 | 1.9 | 1.7 |
| U | 4.4 | 3.7 | 4.0 | 3.5 | 2.4 | 3.1 | 2.3 | 2.2 | 2.1 | 1.8 | 1.2 | 1.4 |
| Th | 19.1 | 13.1 | 14.4 | 12.7 | 13.2 | 15.6 | 10.0 | 10.1 | 11.1 | 5.5 | 4.7 | 6.9 |
| Hf | 14.6 | 8.3 | 8.1 | 7.7 | 9.1 | 9.2 | 3.7 | 4.5 | 5.6 | 3.9 | 3.4 | 5.7 |
| Ta | 2.8 | 2.5 | 2.9 | 3.0 | 1.8 | 2.1 | 1.3 | 1.1 | 1.4 | 0.7 | 1.4 | 3.5 |
| Sc | 17.9 | 18.8 | 20.4 | 22.0 | 19.5 | 18.3 | 24.9 | 24.2 | 17.8 | 20.9 | 26.6 | 19.4 |
| Cr | 387 | 368 | 302 | 224 | 569 | 376 | 444 | 456 | 222 | 317 | 384 | 123 |
| Ni | 257 | 146 | 85 | 87 | 238 | 183 | 133 | 151 | 75 | 125 | 179 | 124 |
| Co | 48 | 35 | 33 | 32 | 40 | 38 | 40 | 55 | 30 | 29 | 67 | 83 |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 0.70755 | | 0.70676 | | 0.707578 | | 0.706091 | | 0.705772 | | 0.7059 | |
| FeO*/MgO | 0.77 | 1.05 | 1.15 | 1.28 | 0.75 | 0.83 | 1.03 | 1.25 | 1.20 | 1.00 | 0.97 | 1.28 |
| Ba/Ta | 840 | 427 | 330 | 319 | 890 | 769 | 361 | 456 | 423 | 551 | 211 | 151 |
| La/Ta | 28.6 | 23.3 | 23.5 | 20.4 | 36.6 | 40.3 | 31.5 | 36.1 | 33.6 | 39.1 | 14.9 | 11.3 |
| Ba/La | 29.3 | 18.3 | 14.0 | 15.6 | 24.3 | 19.1 | 11.5 | 12.6 | 12.6 | 14.1 | 14.2 | 13.4 |
| K/Ba | 18.7 | 28.9 | 29.6 | 29.7 | 22.1 | 20.6 | 31.2 | 32.6 | 35.3 | 30.6 | 40.0 | 36.8 |
| Ba/Th | 122.2 | 82.8 | 66.8 | 76.4 | 123.5 | 104.6 | 48.1 | 48.6 | 52.2 | 74.5 | 63.7 | 75.8 |
| La/Yb | 43.9 | 31.2 | 34.1 | 43.1 | 41.0 | 19.9 | | 18.7 | 29.2 | 17.0 | 10.8 | 20.2 |

Analysis of N16X (C. Negro de Chorillos) from Deruelle (1982), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr analyses from Harmon et al. (1984); analyses of T-20 and T-8A from Kay et al. (1987a). ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr analyses listed for T-8A is from analyses of similar sample in Table 1, sample 5 of Thorpe et al. (1984). Other major and trace element analyses done at Cornell University (see Kay et al. 1987b for analytical techniques). Other ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr analyses done at on VG Sector mass spectrometer at Cornell University (E and A standard = 0.708010 ± 2 s.d. 0.000030).

be related to variable contributions of two generalized mantle source components, the pre-Tertiary sub-crustal mantle and an arc component added during the Tertiary, plus a poorly defined crustal contaminant. The composition

of the pre-Tertiary sub-crustal mantle is constrained by the chemistry of older basalts erupted in and to the east and south of the Puna. These pre-Tertiary basalts include the Ordovician (?) Huaitiquina dikes on the Puna (23°47'S,

Table 2 - Representative Analyses of Tuzgle Volcano and other Andean samples

| Sample | Tuzgle | | | Comparatives samples | | | |
|------------------------------------|---------|---------|-------|----------------------|--------|-------|---------|
| | T-159 | T-162 | T-82 | J-72 | Llaima | L-N5C | OS-1674 |
| SiO ₂ | 59.05 | 58.84 | 67.08 | 45.79 | 52.22 | 57.83 | 57.95 |
| TiO ₂ | 1.59 | 1.37 | 0.72 | 3.70 | 1.19 | 1.01 | 0.80 |
| Al ₂ O ₃ | 17.1 | 16.11 | 15.27 | 12.19 | 17.58 | 16.73 | 16.53 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.01 | 6.81 | 2.26 | 10.18 | 6.75 | 7.00 | |
| FeO | 2.47 | | 1.13 | 13.19 | | | |
| MnO | 0.09 | 0.10 | 0.03 | 0.21 | 0.16 | 0.12 | 0.12 |
| MgO | 2.89 | 3.94 | 1.50 | 10.49 | 5.20 | 4.27 | 3.88 |
| CaO | 5.70 | 5.63 | 3.18 | 10.33 | 9.13 | 7.02 | 6.17 |
| Na ₂ O | 3.11 | 3.53 | 3.02 | 2.66 | 3.26 | 3.62 | 3.20 |
| K ₂ O | 3.13 | 3.20 | 3.98 | 1.43 | 0.72 | 1.46 | 2.67 |
| P ₂ O ₅ | 0.44 | 0.47 | 0.27 | 0.28 | 0.22 | | |
| Total | 99.58 | 100.00 | 98.44 | 99.99 | 99.92 | 98.81 | 98.54 |
| La | 60.5 | 53.8 | 49.7 | 54.1 | 9.4 | 21.5 | 46.0 |
| Ce | 126.1 | 110.4 | 92.5 | 108.5 | 25.0 | 91.4 | |
| Nd | 53.5 | 43.5 | 40.3 | 47.0 | 15.0 | 44.2 | |
| Sm | 9.26 | 8.49 | 8.14 | 10.19 | 3.91 | 8.40 | |
| Eu | 1.96 | 1.79 | 1.25 | 3.07 | 1.30 | 1.13 | 1.56 |
| Tb | 1.03 | 0.84 | 0.78 | 1.32 | 0.68 | 0.46 | 1.09 |
| Yb | 1.39 | 1.53 | 2.05 | 2.16 | 2.52 | 1.30 | 2.89 |
| Lu | 0.167 | 0.208 | 0.225 | 0.266 | 0.400 | 0.420 | |
| Sr | 607 | 635 | 399 | | 451 | | |
| Rb | 144 | 179 | 247 | | 220 | | |
| Ba | 675 | 607 | 539 | 488 | 220 | 495 | 495 |
| Cs | 12.2 | 23.2 | 32.8 | 4.3 | 1.3 | 1.5 | |
| U | 6.1 | 8.0 | 13.7 | 1.8 | 0.9 | 2.0 | |
| Th | 17.9 | 14.6 | 21.2 | 7.1 | 1.4 | 5.2 | 11.0 |
| Hf | 6.1 | 5.4 | 4.4 | 7.3 | 2.7 | 4.0 | 6.0 |
| Ta | 3.2 | 3.5 | 4.0 | 4.9 | 0.2 | 0.5 | 0.9 |
| Sc | 10 | 13 | 8 | 23 | 35 | 18 | |
| Cr | 22 | 166 | 8 | 308 | 63 | 103 | 165 |
| Ni | 9 | 40 | 5 | 224 | 41 | 56 | 115 |
| Co | 12 | 22 | 5 | 64 | 34 | 25 | 17 |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 0.70762 | 0.70640 | | 0.70404 | | | |
| FeO*/MgO | 2.088 | 1.554 | 3.164 | 1.257 | 1.760 | 1.423 | 1.624 |
| Ba/Ta | 210.9 | 173 | 136 | 100 | 1300 | 917 | 550 |
| La/Ta | 18.9 | 15.4 | 12.6 | 11.1 | 55.1 | 39.8 | 51.1 |
| Ba/La | 11.2 | 11.3 | 10.8 | 9.0 | 23.3 | 23.0 | 10.8 |
| K/Ba | 38.5 | 43.8 | 61.3 | 24.3 | 27.2 | 24.5 | 44.8 |
| Ba/Th | 37.7 | 41.6 | 25.4 | 68.7 | 157.1 | 95.2 | 45.0 |
| La/Yb | 43.4 | 35.2 | 24.2 | 25.0 | 3.7 | 16.5 | 15.9 |

Tuzgle samples - major elements and Ni from Aquater 1982; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr from Coira and Barbieri 1988; trace elements done at Cornell (see Table 1). Comparative samples: J-72 - pre-Tertiary Huitiquina dike, data from Hanning (1987); Llaima Volcano (SVZ), data from Hickey et al. (1986); CVZ main front volcanoes - L-N5C, Lascar, data from Deruelle (1982) and OS-1674, Ojos de Salado, data from Baker et al. (1987).

67°5' W, J-72, table II, data from Hanning, 1987), Cretaceous dikes (figure 8) from the Sierra de Córdoba (32°12'S, 64°18'W, Kay unpublished data), Cretaceous basalts from just east of the Puna south of Salta (Viramonte and Kay, unpublished data) and the Paraná

continental flood basalts of Brazil and Paraguay (Mantovani *et al.*, 1985). None of these older basalts is thought to be related to arc volcanism consistent with their lack of enrichment of Ba and their lack of depletion of Ta relative to La (figure 7).

Table 3 - Ranges of trace element ratios in Puna back arc Basalt andesites, Tuzgle andesites and Dacites pretertiary Puna dikes and SVZ mafic rocks

| | Puna Basaltic Andesites | | | | | |
|-------|------------------------------|-----------------|------------|---------|-------------|----------|
| | Shoshonites calc-alkaline | High-K dikes | Galan-type | Tuzgle | Huaitiquina | SVZ |
| Ba/Ta | 320-890 | 361-551 | 151-262 | 143-210 | 100-104 | 945-2010 |
| La/Ta | 20-40 | 31-39 | 11-19 | 12-19 | 11-11.1 | 37-86 |
| Ba/La | 14-29 | 12-14 | 13-14 | 10-12 | 9.0-9.4 | 21-28 |
| K/Ba | 19-32 | 30-36 | 37-42 | 38-61 | 22-24 | 21-30 |
| Ba/Th | 66-123 | 48-74 | 64-76 | 25-42 | 68-74 | 99-171 |
| La/Yb | 23-44 | 17-29 | 11-20 | 24-44 | 21-25 | 3.0-8.5 |

Data sources quoted in Tables 1 and 2 and text.

The trace element characteristics of the Galan-type basaltic andesites are compared to those of the Huaitiquina and Córdoba samples in figure 7 and tables I-III. Some of the Galan-type basaltic andesites have similar La/Ta ratios to the older basalts but are enriched in Th, U and Ba relative to La. The other Puna basaltic andesites all show arc-like characteristics relative to the older basalts, that is they are depleted in Ta and enriched in the alkalis and alkaline earths (e.g. Ba) relative to La (compare figures 4 and 7).

La/Ta, Ba/Ta and Ba/La ratios of SVZ basalts (e.g. Llaima - tables II and III) and of some CVZ andesites of the main front (e.g. L-N5C - table II) are much higher than those of the Galan-type basaltic andesites. Hickey *et al.* (1986) attributed the trace element characteristics of the SVZ low-abundance lavas to a subduction component enriched in alkalis and REE relative to the HFSE, Ta and Nb. Such a component can also explain the trace element geochemistry of CVZ andesites of the main front to the west. Basaltic andesites in the Puna farther from the trench are further above the subducting Nazca plate than those of the main front (figure 1). A source component derived from the subducting slab in the back-arc region has different trace element characteristics than at the main front as much of the arc component is removed at the main volcanic line. Such a modified, back-arc subduction component contributes to the chemical signature of the Puna back-arc basaltic andesites.

The Puna Galan-type basaltic andesites have a trace element chemical signature similar

to southern Hemisphere oceanic island basalts (OIB). These southern Hemisphere OIBs, which have a distinctive isotopic and trace element signature known as the Dupal anomaly, form a belt which if extrapolated across South America extends beneath the Puna (see Hart, 1984). Dupal basalts have a modified arc-like signature, that is they have higher Ba and lower Ta relative to La than expected in normal OIB (see Weaver *et al.*, 1986), and an anomalous isotopic signatures which suggests that the source region of these basalts have been isolated in the mantle since the PreCambrian (see discussion Hart, 1984).

Although further data (particularly isotopic data) is needed, the fact that the Galan-type basaltic andesites show a Dupal type trace element signature, while the older Puna region basalts at Huaitiquina and on the eastern border of the Puna do not, may have some important implications for the origin of the Dupal signature.

First the lack of the Dupal signature in the Puna Palaeozoic and Mesozoic basalts suggests that the mantle beneath South America at that time was not of Dupal type. Second, the Dupal trace element signature has modified arc-like characteristics like the Galan-type lavas, as well as the Pliocene back-arc basalts from San Martín de los Andes in northern Patagonia. These data suggest that the Dupal type trace element signature can be generated in the back-arc mantle as the subducting slab continues to descend, after giving up the components that contribute to arc magmatism in the main arc.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank Robert Kay of Cornell University of suggestions regarding interpretation of the trace element data. Leo López-Escobar is thanked for a helpful review of the original manuscript. Financial support was provided in part by grants from CONICET, US National Science Foundation Grants EAR-8307599 and INT-8703199, a Geological Society of America Penrose grant and the Cornell University Chapter of Sigma Xi. This paper is a contribution to IGCP project 249, "Andean Magmatism and its tectonic setting".

REFERENCES

- ALLMENDINGER, R. W., 1986. *Tectonic development of the southeastern border of the Puna Plateau, north-western Argentine Andes*. Geol. Soc. Am. Bull., 97: 1070-1082, Boulder.
- _____, R. A. MARRETT, J. E. EREMCHUK and R. N. ALONSO, 1987. *Deformación neotectónica de la Puna Austral*. Xº Congr. Geol. Arg., Simp. Reg. Neotect. y Sismicidad Andina, Actas, 1: 235-238, San Miguel de Tucumán.
- AQUATER, 1982. *Exploración geotérmica del área del cerro Tuzgle, provincia de Jujuy, República Argentina*. Secret. Est. Min., (unpublished report), 1-105, Buenos Aires.
- BAKER, P. E., O. GONZALEZ FERRAN and D. C. REX, 1987. *Geology and geochemistry of the Ojos del Salado volcanic region, Chile*. J. Geol. Soc. 144: 85-96, London.
- BEVIS, M. G. and B. ISACKS, 1984. *Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones*. J. Geophys. Res., 89: 6153-6170.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS and V. RAMOS, 1982. *Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile*. Earth-Science Rev., 18: 303-332, Amsterdam.
- _____, and M. BARBIERI, 1989. *Relaciones isotópicas de estroncio de vulcanitas cenozoicas de los Andes Centrales (22-24º30'S), Puna Argentina*. Asoc. Geol. Arg.
- COMIN-CHIAROMONTI, P., G. DEMARCHI, V. A. V. GIRARDI, F. PRINCIVALLE and S. SINIGOI, 1985. *Evidence of mantle metasomatism and heterogeneity from peridotite inclusions of northeastern Brazil and Paraguay*. Earth Planet. Sci. Lett., 77: 203-217, Amsterdam.
- CONRAD, W. K. and R. W. KAY, 1984. *Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: Crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc*. J. Petrol., 25: 88-125, Oxford.
- DERUELLE, B., 1982. *Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and meridional Andes*. J. Volc. Geoth. Res., 14: 77-124, Amsterdam.
- FIELDING, E. J. and B. L. ISACKS, 1987. *Youthful faults and mafic volcanism in the Altiplano-Puna of the central Andes*. EOS, Trans. Am. Geophys. Un., 68: 1526, Washington, D.C.
- FREY, F. A., W. B. BRYAN and G. THOMPSON, 1974. *Atlantic Ocean Floor: Geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project*. J. Geophys. Res., 79: 5507-5527, Washington.
- HANNING, M., 1987. *The Geochemistry of Ordovician Volcanics from the Faja Eruptiva, Argentina: Implications for the Tectonic Setting*. B. A. Thesis, Cornell Univ.: 1-42, Ithaca N.Y.
- HARMON, R. S., B. A. BARREIRO, S. MOORBATH, J. HOEFS, P. W. FRANCIS, R. S. THORPE, B. DERUELLE, J. MCHUGH and J. A. VIGLINO, 1984. *Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in Late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean cordillera*. J. Geol. Soc. London, 141: 803-822, London.
- HART, S. R., 1984. *A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle*. Nature, 309: 753-757, London.
- HAWKESWORTH, C. J., M. HAMMILL, A. R. GLEDHILL, P. VAN CALSTERN and G. ROGERS, 1982. *Isotope and trace element evidence for late-stage intercrustal melting in the high Andes*. Earth Planet Sci. Lett., 58: 240-254, Amsterdam.
- HICKEY, R. L., R. A. FREY, D. C. GERLACH and L. LOPEZ-ESCOBAR, 1986. *Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41ºS): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust*. J. Geophys. Res., 91: 5963-5983, Washington.
- HÖRMANN, P. K., H. PICHLER and W. ZEIL, 1973. *New data on young volcanism in the Puna of NW Argentina*. Geol. Rundsch, 62: 397-419.
- ISACKS, B., 1987. *The Altiplano-Puna and the Bolivian Orocline*. J. Geophys. Res., 93: 3211-3231, Washington.
- KAY, S. M., V. MAKSAEV, R. MOSCOSO, C. MPODOZIS and C. NASI, 1987. *Probing the evolving Andean lithosphere: mid-late Tertiary magmatism in Chile (29-30º30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction*. J. Geophys. Res., 92: 6173-6189, Washington.
- KAY, S. M., V. MAKSAEV, C. MPODOZIS, D. MOSCOSO, C. NASI and C. E. GORDILLO, 1988. *Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28-33S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone*. J. South Am. Earth Sci., 1: 21-38, New York.
- KAY, S. M. and C. W. RAPELA, 1987. *El volcanismo del Terciario inferior y medio en los Andes Nordpatagónicos (40-42º30'S): Origen de los magmas y su relación con variaciones de la oblicuidad de la zona de subducción*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 192-194, San Miguel de Tucumán.
- KLERKX, J., S. DEUTSCH, H. PICHLER and W. ZEIL, 1977. *Strontium isotopic composition and trace ele-*

- ment data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes. *J. Volc. Geoth. Res.*, 2: 49-71, Amsterdam.
- KNOX, W. J., S. M. KAY and B. COIRA**, 1987. *Evidencias geoquímicas sobre el origen de rocas volcánicas máficas cuaternarias en la Puna, Argentina*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 341-343, San Miguel de Tucumán.
- LOPEZ-ESCOBAR, L., F. A. FREY and M. VERGARA**, 1977. *Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile High Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis*. *Contr. Mineral. Petrol.*, 63: 199-228, Amsterdam.
- MANTOVANI, M. S. M., L. S. MARQUES, M. A. DESOUSA, L. CIVETTA, L. ATALLA and F. INNOCENTI**, 1985. *Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil)*. *J. Petrol.*, 26: 1: 187-209.
- MYSEN, B. O.**, 1977. *Partitioning of Ni between pargasite, garnet peridotite minerals, and liquid at high pressure and temperature*. In *Carnegie Institution Yearbook*, Washington, 76: 557-563.
- PRINZHOFER, A. and C. J. ALLEGRE**, 1985. *Residual peridotites and the mechanisms of partial melting*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 251-165, Amsterdam.
- ROEDER, P. L. and R. E. EMSLIE**, 1970. *Olivine-liquid equilibrium*. *Contr. Mineral. Petrol.*, 29: 275-289, Amsterdam.
- SCHILLING, J. G. and E. BONATTI**, 1975. *East Pacific ridge (2 S-19 S) versus NAZCA interplate volcanism*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25: 93-102, Amsterdam.
- THORPE, R. S., P. W. FRANCIS and L. O'CALLAGHAN**, 1984. *Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks*. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310, 675-692, London.
- VIRAMONTE, J. G., R. H. OMARINI, V. A. ARAÑA SAAVEDRA, A. APARICIO, L. GARCIA CACHO and C. MARTIN EXCORZA**, 1984. *El finivolcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 234-254, Buenos Aires.
- WEAVER, B. L., D. A. WOOD, J. TARNEY and J. L. JORON**, 1986. *Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalts: Geochemical evidence from South Atlantic islands*. *Geology*, 14: 275-278.

WILLIAM J. KNOX, Jr.

SUZANNE MAHLBURG KAY

INSTOC and Dept. of Geol. Sciences
Snee Hall, Cornell University
Ithaca, NY 14853, U.S.A.

BEATRIZ COIRA

CONICET
Universidad de Jujuy, Argentina

VOLCANISMO ORDOVICICO DE LA SIERRA DE GUAYAOS, PUNA SALTEÑA. CARACTERISTICAS PETROLOGICAS E IMPLICANCIAS TECTONICAS

Magdalena Koukharsky, Beatriz Coira y Orquidea Morello

RESUMEN

El volcanismo asociado a la sedimentación marina arenigiana-llanvirniana está caracterizado por conspicuas secuencias volcanoclásticas ácidas a mesosilíceas representadas por flujos piroclásticos submarinos, tobas de caída y turbiditas tobáceas, alternantes rítmicamente con niveles volcánicos epiclásticos, asignables a un ambiente de arco.

En una primera aproximación se interpreta el ambiente geotectónico de la Sierra de Guayaos durante el Arenigiano-Llanvirniano como de arco volcánico o de retroarco.

ABSTRACT

The volcanism associated with Arenigian-Llanvirnian marine sedimentation is characterized by a conspicuous acid to mesosilicic volcanoclastic sequences represented by submarine pyroclastic flows, air-fall tuffs and tuffaceous turbidites rhythmically interbedded with epiclastic levels of volcanic nature. They are assignable to a volcanic arc.

It's tectonic setting is interpreted as a volcanic arc.

INTRODUCCION

El hallazgo de importantes registros volcánicos en las secuencias ordovícicas de la Sierra de Guayaos, al este de la salina del Rincón (24°S - 66°58'O), agrega nuevos elementos para el análisis y comprensión de la evolución magmática y geotectónica de la Puna durante el Ordovícico, particularmente en el lapso Arenigiano-Llanvirniano, acotado en el sector de estudio por su contenido fosilífero. La investigación en este sentido se ha iniciado con el estudio detallado de dos perfiles transversales a la Sierra de Guayaos, a lo largo de las quebradas de Ciénaga Negra y Guayaos. Está dirigida a discernir los procesos actuantes y establecer las características petrográficas y geoquímicas de las volcanitas aflorantes. La localización de las secuencias consideradas, al oeste de la faja de afloramientos de rocas efusivas y plutónicas que integran la Faja Eruptiva de la Puna, es clave para la evaluación tectomagmática comparativa e integrada de la Puna durante el Ordovícico superior.

La sucesión ordovícica de la Sierra de Guayaos fue incluida por Schwab (1973) en la Formación Coquena y es portadora de una fauna de graptolitos de edad arenigiana-llanvirniana (Coira *et al.*, 1987), comparable a la descrita por Aceñolaza y Durand (1975) en la zona de Catua, próxima al norte. Sería correlacionable por otra parte, con la Formación Aguada de la Periz en Chile (García *et al.*, 1982). Ella se encuentra intensamente plegada con rumbo submeridiano y afectada por fracturación inversa de bajo ángulo.

CARACTERES PETROGRAFICOS Y DE YACENCIA

El análisis de los perfiles estudiados (figura 1) pone de manifiesto la importancia volumétrica alcanzada por el material volcanoclástico en las secuencias arenigianas-llanvirnianas de la Sierra de Guayaos. Está representado el mismo por flujos piroclásticos, lapillitas y tobas de caída y sedimentitas volcánicas epiclásticas. Participan también hialoclastitas

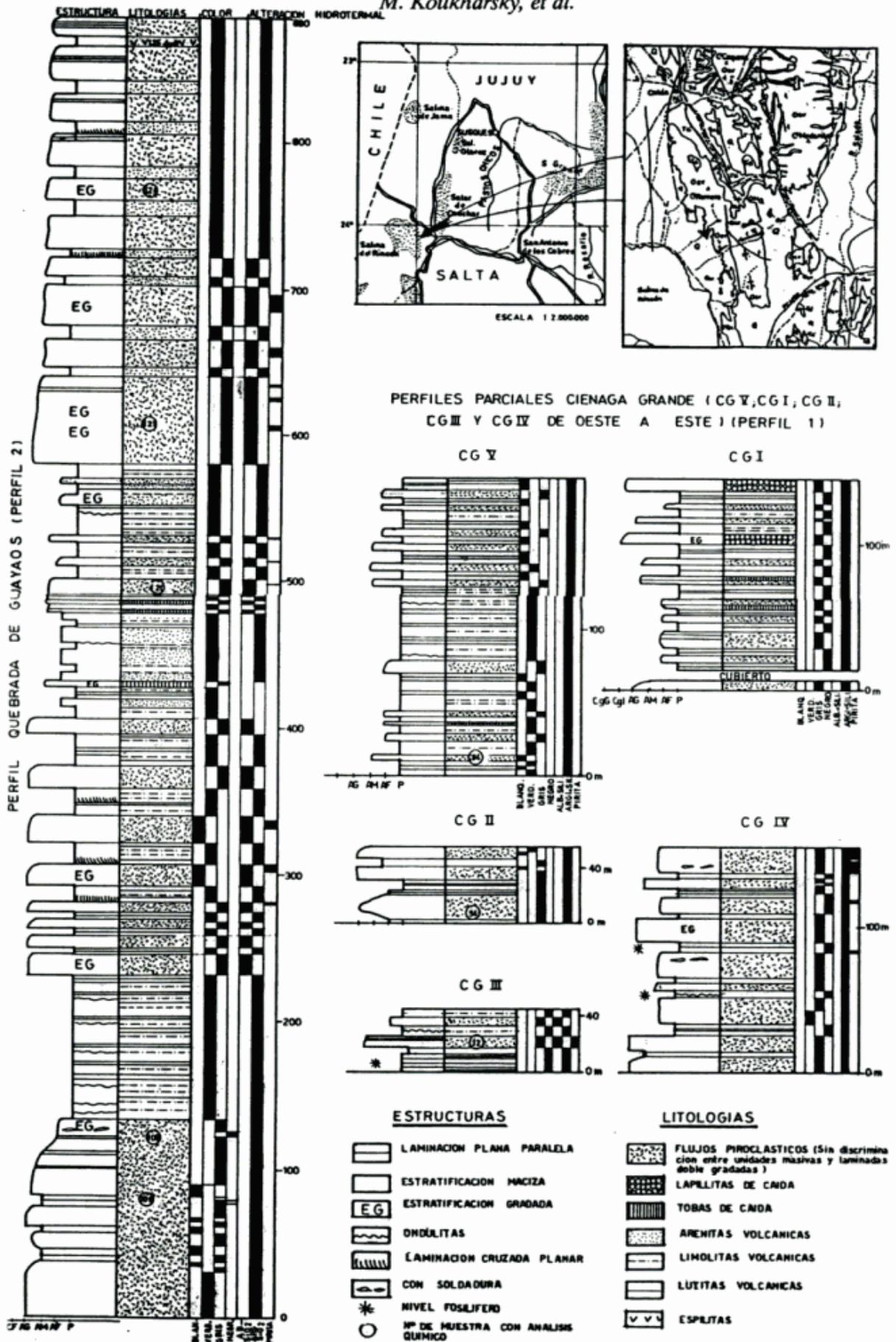


Figura 1: Mapa de ubicación, mapa geológico y columnas estratigráficas de la Sierra de los Guanacos.

espilíticas, reconocidas estas últimas en la quebrada de Guayaos.

La ritmicidad observada entre el material piroclástico y epiclástico constituye un rasgo distintivo y común a los distintos perfiles. Es frecuente el desarrollo de fina laminación dentro del material piroclástico, ya sea en los niveles superiores de los flujos piroclásticos o en secuencias de turbiditas tufáceas. Así también se observa frecuentemente decrecimiento granulométrico hacia los niveles superiores de las unidades.

Existe dentro de los niveles epiclásticos un neto predominio del material pelítico el que está caracterizado por una fina laminación paralela, planar cruzada (foto 1) y ondulada.

Los depósitos de flujos piroclásticos están representados por tobas gruesas y finas frecuentemente lapillíticas (foto 2), y raramente lapillitas y brechas. Constituyen bancos tabulares de hasta 4 m de espesor.



Foto 1: Detalle de las laminaciones comunes en las limolitas con participación volcánica (quebrada de Guayaos).

Los espesores más importantes (por encima del metro), son comunes en la quebrada de Guayaos (perfil 2) y raros en la de Ciénaga Grande (perfil 1). Representan unidades de depositación que pueden superponerse hasta alcanzar en conjunto algunas decenas de metros de potencia. Comúnmente masivas en la base, con granulometría de la matriz correspondiente a tobas gruesas o finas, invariablemente se tornan más finas, con frecuentes laminaciones y leve esquistosidad en la parte superior. Sus contactos basales son netos, no así los del techo en donde a veces es paulatino el pasaje a los niveles epiclásticos finos. Componentes comunes son



Foto 2: Aspecto común de las piroclastitas más gruesas de la quebrada de Guayaos (muestra G 121). Toba lapillítica dacítica o riodacítica con desvitrificación cuarzo-albítica.

fragmentos blanquecinos arcillosos o feldespático-cuarzosos, suborientados, probables pumicitas o fragmentos vítreos originales (foto 2). En ocasiones, cerca de la base de los estratos, se encuentran fragmentos de color negro (generalmente pizarreños), resultantes de la remoción de niveles preexistentes. Estos fragmentos raramente superan 1 cm de largo y suelen estar acompañados por las pumicitas argilizadas o desvitrificadas, relativamente escasas y pequeñas en la base (del orden de 0,3 cm de diámetro), que se tornan abundantes y aumentan de tamaños hacia los techos de los niveles (alcanzando comúnmente 1,5 cm). En pocos casos, localizados en el afluente sur de la quebrada de Guayaos, se observaron bancos de piroclastitas lapillíticas de aspecto fluidal, con un bandeamiento difuso insinuado por la alternancia de zonas finas con otras de tobas gruesas.

Intercalaciones generalmente delgadas y con aspecto de "jaspes" de colores negros, grises o levemente verdosos, que al microscopio aparecen como tobas finas, representan los depósitos de caída frecuentemente asociados a los flujos piroclásticos.

Niveles en los que se reconoce abundante material piroclástico (2-0,1 mm de diámetro) junto a elementos epiclásticos, caracterizados

por su pobre selección, estratificación gradada y desarrollo en algunos casos de laminaciones paralelas, son interpretados como turbiditas tobáceas.

Basaltos han sido identificados en las cabeceras del afluente sur de la quebrada de Guayaos. Ellos presentan exfoliación concéntrica, reflejo de su estructura en almohadilla. Sus características petrográficas permitieron clasificarlos como hialoclastitas espilíticas (Coira *et al.*, 1987). Están formadas por fragmentos angulosos de basaltos augíticos con serpentina cuyas texturas varían desde hialopiliticas hasta finamente porfíricas, junto a otros de vidrios alterados de colores castaños (macizos y vesiculados) y cristaloclastos de augita, de agregados de serpentina (probables pseudomorfos de olivina) y de plagioclasas alteradas a albita (asociada en algunos casos a prehnita y en otros a sericita). Son comunes los reemplazos de vidrios y plagioclasa por prehnita y calcita. En estas rocas es abundante la augita incolora o verde pálida con leve zonalidad gradual. En ella se han determinado valores $Z < c$ de 47° con 2VZ del orden de 66° en los núcleos, que alcanzan en los bordes $Z < c$ de 45° y 2VZ de 65° .

Las piroclastitas ácidas son pobre a moderadamente cristalinas, contienen entre 1 y 25 % de cristaloclastos cuyo tamaño no suele superar 1 mm. La mayor parte de ellos son fragmentos de plagioclasa, acompañada por escasos cuarzo y biotita. Esta última suele estar débilmente coloreada y presenta evidencias de resorción. Extremadamente escasos aparentan ser los minerales accesorios circón y apatita. Los opacos, predominantemente pirita, están presentes en proporciones que varían entre 0,3 y 4 % del volumen de las muestras, siendo por lo común más abundantes en las rocas oscuras, donde se identificaron estructuras framboidales.

Los cristaloclastos de plagioclasa, con índice de refracción invariablemente menores que 1,54 son actualmente albita, lo cual condice con el bajo grado metamórfico que los afecta, pero las relaciones entre su estructura cristalina y la posición del elipsoide óptico obtenidas con platina universal corresponden a composiciones teóricas equivalentes a andesina (An_{32} An_{30}), según los gráficos de Slemmons (1962) y de Burri *et al.* (1967), con valores angulares

2VZ comprendidos entre 95° y 87° . En contados casos presentan evidencias de zonalidad en la forma de un delgado borde exterior. En las plagioclasas de las pastas, cuya disposición en cruz o en arreglos divergentes revelan condiciones de crecimiento rápido o desvitrificaciones, los valores obtenidos son levemente más sódicos que los de los cristaloclastos y correspondieron a An_{30} hasta An_{35} , con 2VZ = 93° - 94° .

Las primitivas trizas muestran paredes muy delgadas y frágiles. En algunos casos, no los más frecuentes, se advierte soldadura entre ellos, la que puede llegar a ser intensa (Coira *et al.*, *op. cit.*). Presentan dos tipos de desnaturalización los que no dependen ni de su ubicación en la columna estratigráfica (ya que ambos se alternan), ni de la probable composición original de la roca (según se deduce de sus cristaloclastos y contenidos en trazas). El primer tipo está representado por agregados microgranosos de feldespato alcalino con diferentes proporciones de cuarzo en arreglos frecuentemente en cruz o divergentes, acompañados o no por mosaicos de calcita. Algunos fragmentos con texturas esferulíticas suelen aparecer asociados. El segundo tipo de desnaturalización consiste fundamentalmente en agregados de caolinita íntimamente intercrecida con cuarzo, y asociada a illita y smectitas. Las determinaciones mediante rayos X revelaron los máximos más conspicuos para diferentes muestras en 7,08; 7,02 o 7,13 Å; 9,3; 9,8 o 10,04 Å y 16,06; 15,07 o 15,5 Å. En las rocas argilizadas se observaron porfiroblastos de prehnita y de clinzoisita (reconocidos por sus propiedades ópticas) y lawsonita (identificada por difracción de rayos X).

Cristales de pirita suelen estar presentes en las rocas desnaturalizadas de ambos tipos. En una toba gruesa de matriz oscura con desvitrificación albitico-cuarzosa de sus trizas se reconocieron abundantes piritosferas y también piritas ideomorfas (cúbicas) de hasta 20 y 40 micrones, leucoxeno como granos de 10 a 20 micrones, algunas "chispas" de oro de 1 a 5 micrones, muy escasa blenda y una microvenilla de calcopirita. Una toba argilizada en cambio, presentó abundante hematita de origen limonítico ex-pirita (cúbica) en cristales de 20 a 50 micrones.

Las asociaciones mineralógicas más comunes en las rocas piroclásticas son:

Arcillas* - cuarzo - sericita ± clinzoisita ± lawsonita

Cuarzo - arcillas* - prehnita - clinzoisita

Cuarzo - albita - arcillas* - sericita - prehnita

Cuarzo - albita - sericita ± calcita

Albita - prehnita - clinzoisita - serpentina - sericita - calcita -(augita)

* Caolinita acompañada por illita y smectitas.

La presencia de relictos estables del grupo de las arcillas (en nuestro caso caolinita y montmorillonita), y el desarrollo porfiroblástico de prehnita, permite asignar estas rocas a las facies zeolita de Coombs (1961) para la cual se consideran temperaturas inferiores a 350°C, ya que por encima de ella la caolinita reaccionaría con el cuarzo para dar pirofilita, y presiones inferiores a 5 Kb (Hyndmann, 1972).

La secuencia analizada no muestra evidencias de deformaciones post-deposicionales penetrativas. La esquistosidad, cuando presente, suele ser de tipo mimético, y sólo en algunos niveles epiclásticos se aprecia un incipiente clivaje de plano axial.

Procesos de silicificación son frecuentes, apreciándose macroscópicamente venas irregulares de cuarzo traslúcido de pocos milímetros de espesor, al que suele asociarse pirita. La densidad de estas venillas aumenta en las zonas de más intensos plegamiento y fracturación (quebrada Ciénaga Negra). Al microscopio la silicificación se revela como nódulos, microvenas (en las que también participan albita, sericita y prehnita) y reemplazos de clastos tanto líticos como cristalinos.

COMPOSICION QUIMICA Y MODIFICACIONES ULTERIORES

El cuadro I presenta los análisis químicos por elementos mayoritarios y algunas trazas de 13 muestras. A pesar de haber seleccionado aquellas que no aparentaban estar afectadas por adición de sílice, ni por desnaturalización silíceo de su material vítreo, los contenidos de sílice resultan anormalmente altos para rocas

cuyos fenocristales dominantes han sido plagioclasas intermedias. El Na₂O suele ser muy bajo en las rocas con desnaturalización arcillosa (muestras 54, 66 y 106) y relativamente alto en aquellas con agregados microgranosos de feldespato alcalino (12, 60, 120 y 121). La abundancia o escasez de K₂O está relacionada con la presencia de illita o sericita. Consecuentemente el Rb muestra también estrecha relación con la mineralogía, apareciendo en el rango de 9 a 38 ppm en las tobas con desvitrificaciones microgranosas; tenores entre 74 y 154 ppm caracterizan a las rocas con desnaturalización arcillosa, y alcanza 244 ppm en una toba argilizada con abundante sericita en la matriz (84). El estroncio, extremadamente sensible a la presencia de calcita, aparece con tenores comprendidos entre 62 y 97 ppm tanto en las piroclastitas argilizadas cuanto en las recristalizadas a albita-cuarzo cuando carecen de carbonatos.

La composición original de estas rocas se ha inferido utilizando el diagrama discriminario Zr/TiO₂ - Nb/Y de Winchester y Floyd (1977) para volcanitas metamorfizadas o alteradas (figura 2). Las piroclastitas ácidas caen predominantemente en el campo riocita-dacita y también en el de las riolitas, lo cual se ajusta a las características petrográficas observadas. Las hialoclastitas basálticas aparecen representadas en el campo andesita-basalto y en el límite de éste con el del basalto subalcalino.

Si se estiman los contenidos teóricos de sílice en base a los gráficos presentados por Winchester y Floyd (*op. cit.*) para las relaciones entre los elementos traza considerados y se comparan con los valores reales, se aprecian incrementos del orden de 15 a 20 % en las piroclastitas ácidas con desnaturalización arcillosa, e incrementos de grado muy variado, que no superan el 10 % (del total de la roca) en las recristalizadas a agregados microgranosos albita-cuarzo. La muestra con intensa sericitización de la matriz (84) podría haber perdido un 3 % de SiO₂ y los basaltos prácticamente no presentarían variación.

Excluyendo entonces la presencia de venas y reemplazos cuarzosos (ya que tales muestras no fueron analizadas), existe una silicificación extremadamente fina y penetrativa que es más

Cuadro I: Los óxidos están expresados en gr% y las trazas en p.p.m. Las muestras 125A 125B corresponden a hialoclastitas basálticas y las restantes a piroclastitas ácidas. La muestra 125A fue analizada por elementos mayoritarios en la Universidad de Cornell (U.S.A.); los restantes análisis por elementos mayoritarios (excepto TiO₂) fueron realizados en el LAQUIGE (Bs. As.), y los valores de TiO₂ y de trazas en la División Estudios Espaciales de la Comisión Nacional de Energía Atómica (Bs. As.).

| G.N° | 12 | 54 | 60 | 66 | 84 | 106 | 108 | 117 | 120 | 121 | 124 | 125A | 125B | 130 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 83.42 | 85.83 | 77.34 | 84.72 | 70.70 | 81.57 | 79.49 | 75.65 | 77.68 | 75.48 | 75.31 | 53.56 | 49.17 | 72.40 |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.11 | 0.08 | 0.19 | 0.18 | 0.47 | 0.31 | 0.24 | 0.14 | 0.31 | 0.16 | 1.14 | 1.15 | 0.16 |
| Al ₂ O ₃ | 11.54 | 7.59 | 15.10 | 6.15 | 20.38 | 9.72 | 8.67 | 10.76 | 11.70 | 12.40 | 12.74 | 18.31 | 18.22 | 15.70 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.14 | 0.69 | 1.32 | 1.68 | 0.74 | 0.56 | 5.7 | 0.78 | 0.73 | 0.52 | 0.95 | ----- | 2.56 | 0.81 |
| FeO | 0.07 | 0.15 | 0.12 | 0.26 | 0.58 | 0.30 | --- | 0.82 | 0.46 | 1.56 | 1.44 | 8.27 | 6.40 | 0.82 |
| MnO | 40.05 | 40.05 | 40.05 | 40.05 | 40.05 | 40.05 | 0.02 | 0.07 | 0.07 | 0.05 | 0.07 | 0.16 | 0.17 | 40.05 |
| MgO | 0.22 | 0.42 | 0.25 | 0.53 | 0.58 | 0.55 | 0.53 | 0.38 | 0.26 | 0.38 | 0.48 | 4.77 | 4.26 | 0.60 |
| CaO | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.17 | 2.12 | 0.82 | 0.70 | 3.15 | 8.80 | 7.05 | 1.26 |
| Na ₂ O | 4.58 | 40.2 | 4.95 | 40.2 | 40.2 | 40.2 | 1.08 | 3.68 | 4.66 | 4.91 | 1.74 | 1.99 | 2.17 | 3.52 |
| K ₂ O | 40.1 | 1.56 | 0.37 | 1.62 | 4.46 | 2.92 | 2.02 | 0.54 | 0.90 | 0.52 | 1.32 | 3.01 | 2.74 | 2.23 |
| P ₂ O ₅ | 40.01 | 40.01 | 40.01 | 40.01 | 40.01 | 40.01 | 0.05 | 0.01 | 40.01 | 0.04 | 0.01 | 0.30 | 0.32 | 0.02 |
| H ₂ O ⁺ | 0.12 | 0.23 | 0.42 | 1.50 | 2.49 | 1.82 | 2.51 | 0.92 | 0.54 | 0.88 | 1.96 | N/D | 3.24 | 1.48 |
| H ₂ O ⁻ | 0.08 | 0.11 | 0.11 | 0.06 | 0.09 | 0.10 | 0.16 | 0.05 | 40.05 | 40.05 | 40.05 | N/D | 40.03 | 40.09 |
| Perd. 1000°C. | N/D | 2.15 | N/D | 2.18 | N/D | 2.75 | 4.01 | 2.63 | 0.90 | N/D | 2.00 | N/D | 3.45 | N/D |
| Rb | 9 | 85 | 24 | 92 | 244 | 154 | 87 | 38 | 35 | 32 | 74 | 80 | 83 | 32 |
| Sr | 71 | 88 | 152 | 204 | 62 | 97 | 256 | 244 | 155 | 205 | 185 | 450 | 528 | 233 |
| Y | 26 | 25 | 34 | 29 | 52 | 34 | 25 | 36 | 49 | 32 | 47 | 33 | 34 | 54 |
| Zr | 105 | 111 | 110 | 106 | 219 | 152 | 100 | 156 | 128 | 148 | 164 | 132 | 122 | 149 |
| Cr | 1 | 8 | 6 | 16 | 2 | 43 | 31 | 13 | 9 | 17 | 19 | 99 | 102 | 5 |
| Ni | 14 | 13 | 13 | 6 | 14 | 41 | 38 | 37 | 40 | 13 | 13 | 140 | 135 | 13 |
| Nb | 16 | 13 | 15 | 10 | 18 | 17 | 8 | 20 | 19 | 17 | 23 | 11 | 10 | 11 |

SIERRA GUAYAOS

intensa en las rocas argilizadas. En las recristalizaciones albita-cuarzo, ocurridas en un medio comparativamente más anhidro, el grado de silicificación habría sido menor y en algunos casos quizás nulo. El aporte silíceo mencionado no trasgrede los límites de los

bancos piroclásticos y estaría probablemente vinculado al proceso volcánico. Existe la posibilidad de un "autometasomatismo con alta concentración de hidrogeniones" relacionado a los flujos piroclásticos, que podría ser el causante de la caolinización y silicificación obser-

vable en algunos niveles. La presencia de abundantes piritosferas en muestras con desvitrificaciones albítico-cuarzosas sugiere para ellas un ambiente euxínico de depositación y la ausencia de temperaturas elevadas (o hidrotermalismo) en su historia posterior. Las piritas cúbicas, la blenda, el oro y la calcopirita presentes en la misma muestra podrían estar genéticamente vinculadas al volcanismo.

La silicificación en forma de venillas irregulares en cambio, debe haber estado relacionada con la etapa de metamorfismo y deformación tectónica de los estratos, ya que en estas venillas suelen participar también cristales de feldespato alcalino y de prehnita, y su frecuencia aumenta notablemente en los núcleos de anticlinales fracturados, estructuras que son comunes en el sector de la quebrada de Ciénaga Negra.

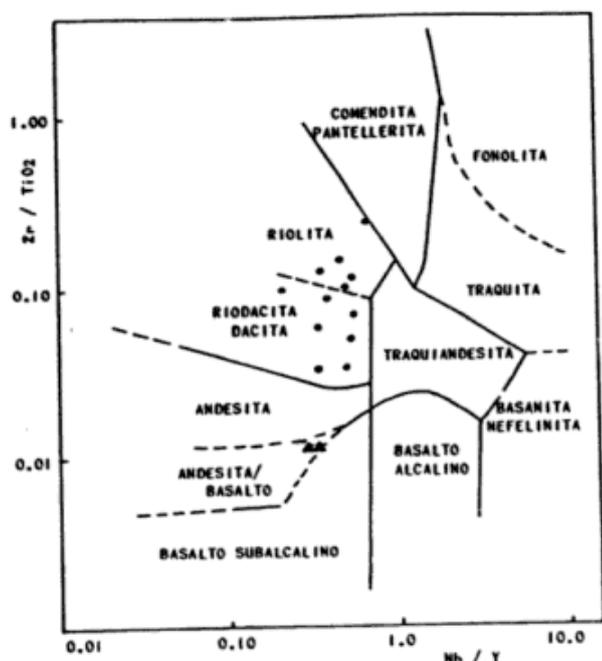


Figura 2: Localización de muestras de la Sierra de Guayaos en el diagrama discriminador $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ de Winchester and Floyd (1977). Los círculos corresponden a piroclásticas ácidas y los triángulos a rocas basálticas.

ANÁLISIS DEL MAGMATISMO Y CONDICIONES TECTÓNICAS

Las rocas piroclásticas quedan encuadradas dentro del campo de las series calcoalcalinas al

analizarlas a través de los diagramas discriminadores $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ y AFM (figura 3). En el primer caso muestran características comparables con la serie calcoalcalina de Arat con bajo contenido en Y (Winchester y Floyd *op. cit.*) mientras que en el segundo presentan una evolución intermedia entre las asociaciones de Cascades y la del arco del Scotia.

Las dos rocas basálticas analizadas (125A y 125B) lo mismo que dos lavas andesíticas de la Formación Coquena aflorantes poco al noroeste de las aquí consideradas, y que fueron analizadas por Schwab (1973), presentan relaciones $FeO/MgO - TiO_2$ comparables a las de los arcos continentales y oceánicos según el esquema utilizado por Kay *et al.* (1984) ilustrado en la figura 4.

Este encuadre tectónico, de ambiente de arco se encuentra a su vez testificado por el importante volumen del material volcánico participante y por la naturaleza de la secuencia marina que lo aloja, depositada en condiciones de aguas de circulación restringida y en las que cierta parte del material fue movilizado por corrientes de turbidez.

Las zonas de emisión de ese volcanismo explosivo de arco aún no han sido identificadas, pero la reducida potencia de sus unidades indicarían una relativa lejanía de los centros. La ritmicidad observada entre los materiales piroclásticos y epiclásticos señalarían por otra parte intermitencia en el volcanismo.

Las hialoclastitas con estructuras almohadilladas en cambio indicarían para el sector la existencia de zonas de surgencia submarinas en el caso de las rocas basálticas.

En síntesis puede decirse entonces que se está en presencia de un volcanismo calcoalcalino generado en ambiente de arco para el que resulta llamativo el elevado porcentaje de componentes ácidos, no típico de arcos oceánicos. Esto abre la posibilidad de contemplar un origen ensiálico para el mismo.

Asociaciones litológicas comparables a la de Guayaos han sido estudiadas en el Ordovícico de Gales (Kokelaar *et al.*, 1984 a y b; Bevins *et al.*, 1984), proponiéndose para ellas un modelo tectónico de cuenca marginal elaborada sobre una corteza continental inmadura.

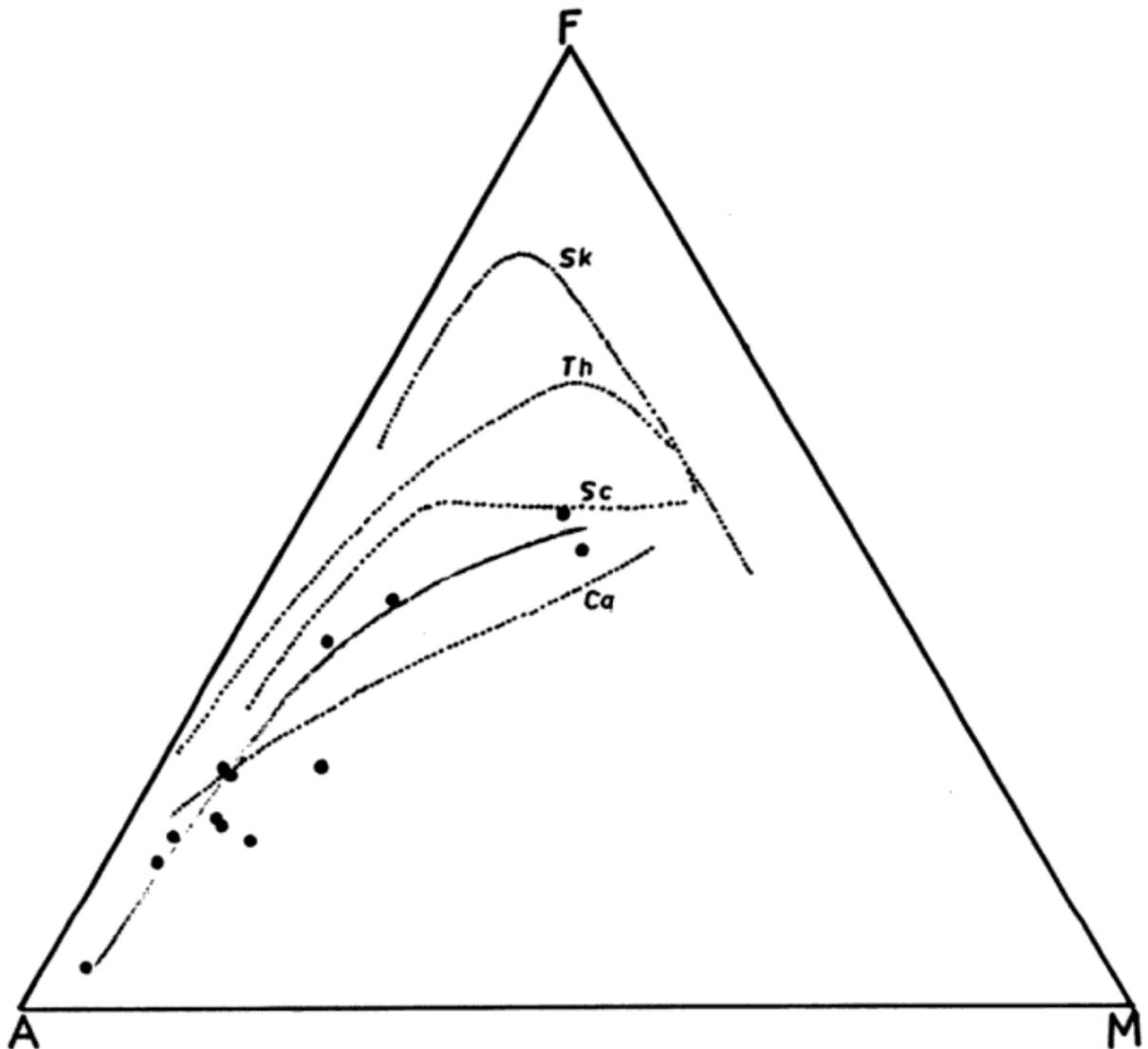


Figura 3: Diagrama AFM de las muestras analizadas. Como referencia se incluyen en líneas punteadas las curvas correspondientes a Skaergaard (Sk), Thingmuli (Th), Arco del Scotia (Sc) y la de los valores promedio de Cascades (Ca). (Tomados de Hughes, 1982)

SINTESIS Y CONCLUSIONES

Caracterizan al magmatismo arenigiano-llanvirniano de la Sierra de Guayaos importantes secuencias volcanoclásticas ácidas a mesosilíceas asignables a un volcanismo de arco representadas por flujos piroclásticos submarinos, tobas de caída y turbiditas tobáceas alternantes con niveles volcánicos epiclásticos. Se asocian manifestaciones locales de hialoclastitas basálticas almohadilladas.

Las composiciones originales de las piroclásticas corresponden en base a sus características petrográficas y contenidos en trazas a riocitas-dacitas y riolitas.

En los niveles piroclásticos se identificaron dos tipos diferentes de desnaturalización del material vítreo. Uno de ellos es fundamentalmente caolínico-cuarzoso y el otro feldespático. El primero podría tener su origen en un "metasomatismo ácido" relacionado con los flujos piro-

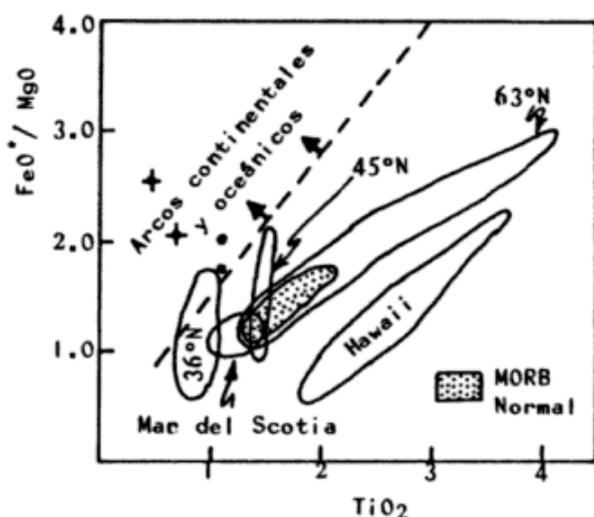


Figura 4: Ubicación de muestras en el diagrama $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ presentado por Kay *et al.* (1984). Los círculos pertenecen a hialoclastitas basálticas de la sierra de Guayaos y las cruces a lavas andesíticas submarinas de la formación Coquena, según los datos de Schwab (1973).

clásticos. En ese caso la desnaturalización feldespática podría ser considerada de tipo "normal" y respondería a los procesos diagenéticos y metamórficos regionales.

A las mencionadas rocas se sobreimpone un metamorfismo de muy bajo grado (facies zeolita de Coombs, 1961).

AGRADECIMIENTOS

Las autoras desean expresar su agradecimiento al Sr. Ricardo Rodano por la realización e interpretación de diagramas de rayos X y por su participación en las determinaciones de elementos traza mediante fluorescencia de rayos X y a Maura Hanning (Universidad de Cornell) por el análisis de elementos mayoritarios de una muestra incluida en el trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BEVINS, R. E., B. P. KOKELAAR y P. N. DUNKLEY, 1984. *Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc*

to marginal basin transition. Proc. Geol. Ass., 95 (4): 337-347.

BURRI, C., R. L. PARKER y E. WENK, 1967. *Die optische Orientierung der Plagioklase.* En: Tröger, W. E., 1971. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* Stuttgart.

CAREY, S. y H. SIGURDSSON, 1984. *A model of volcano-genic sedimentation in marginal basins.* Marginal Basin Geology. Kokelaar y Howells (Ed.). Blackwell Sc. Publ., 37-58, London.

COIRA, B., M. KOUKHARSKY y A. J. PEREZ, 1987. *Rocas volcánicas andesíticas de la Sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina.* Simp. Int.: Vulcanismo Andino, Actas, IV: 312-315.

COOMBS, D. S., 1961. *Some Recent Work on the Lower Grades of Metamorphism.* Australian J. Sci., 24: 203-215.

HUGHES, C. J., 1982. *Igneous Petrology. Developments in Petrology 7.* Elsevier Sci. Publ., Amsterdam.

HYNDMANN, D. W., 1972. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks.* Mc Graw-Hill Book Co., New York.

KAY, S. M., V. A. RAMOS y R. W. KAY, 1984. *Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental: Basaltos de rift oceánico temprano (?) próximos al margen continental.* IX° Congr. Geol. Arg., Actas, II: 48-65, Buenos Aires.

KOKELAAR, B. P., M. F. HOWELLS, R. E. BEVINS y R. A. ROACH, 1984a. *Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in the Ordovician marginal basin of Wales: a field guide.* Marg. Basin Geol., Kokelaar and Howells (Ed.), Blackwell Sc. Publ., 291-332, London.

_____, _____ y _____, 1984 b. *Ordovician marginal basin of Wales.* Marg. Basin Geol., Kokelaar and Howells (Ed.), Blackwell Sc. Publ., 245-270.

LEITCH, E. C., 1984. *Marginal basins of the SW Pacific and the preservation and recognition of their ancient analogues: a review.* Marg. Basin Geol., Kokelaar and Howells (Ed.), Blackwell Sc. Publ., 97-108, London.

PEARCE, J. A. y J. R. CANN, 1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.* Earth Planet. Sci. Lett., 19: 290-300, Amsterdam.

_____, S. J. LIPPARD y S. ROBERTS, 1984. *Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites.* Marg. basin Geol. Kokelaar and Howells (Ed.) Blackwell Sc. Publ., 77-96, London.

SCHWAB, K., 1973. *Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentinien).* Geotekt. Forch, 43: 1-168.

SLEMMONS, D., 1962. *Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three or four axis universal stage. Revision of Turner method.* Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 69: 1-64.

WINCHESTER, J. A. y P. A. FLOYD, 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.* Chem. Geol., 20: 325-343.

M. Koukharsky, et al.

YODER, H. S. y C. E. TILLEY, 1962. *Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.* J. Petrol., 3: 342-532.

BEATRIZ COIRA
Universidad Nacional de Jujuy
Instituto de Geología y Minería
CONICET

MAGDALENA KOUKHARSKY
Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
CONICET

ORQUIDEA MORELLO
Comisión Nacional de Energía Atómica

SIMPOSIO INTERNACIONAL

SOBRE EL HOLOCENO EN AMERICA DEL SUR

Se realizó en la ciudad de Paraná, provincia de Entre Ríos, entre el 21 y el 26 de noviembre de 1988.

Las sesiones contaron con la presencia de más de 100 participantes, presentándose más de 60 trabajos.

Se llevaron a cabo tres excursiones, con la finalidad de visitar los ambientes tipos del Litoral.

Está prevista la edición de los **resúmenes** expandidos (aproximadamente 250 páginas). Los trabajos completos serán publicados en un volumen especial de *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* (Balkema, Rotterdam).

Dr. Jorge O. Codignotto
Lic. Roberto R. Kokot

Delegados ante el CADINQUA
por la Asociación Geológica Argentina

NODULOS LHERZOLITICOS EN BASALTOS ALCALINOS DEL BAJO DE LENZANIYEU, PROVINCIA DE RIO NEGRO

Carlos Labudía, Ernesto Bjerg y Nora Cesaretti

RESUMEN

Los nódulos ultrabásicos incluidos en los basaltos alcalinos del Bajo de Lenzaniyeu, provincia de Río Negro, Argentina, se clasifican como lherzolitas espinélicas caracterizándose por presentar estructura porfiroclástica, la cual indica que han sufrido un proceso de deformación importante.

Las presiones diferenciales que afectaron a estos xenolitos derivados del manto superior fueron determinadas en base al tamaño de los cristales de olivina, obteniéndose valores que oscilan entre 400 y 480 bars.

Las subestructuras de dislocación que presentan los cristales de olivina permitieron establecer que las presiones diferenciales póstumas que afectaron a estos xenolitos alcanzaron valores promedio de 715 bars.

La mineralogía, estructura y las presiones diferenciales calculadas correspondientes a estos xenolitos, son comparadas con las determinadas por otros autores para localidades de Argentina y Francia.

ABSTRACT

The ultrabasic nodules hosted by alkali basalts from Bajo de Lenzaniyeu, Río Negro province, Argentina, are classified as spinellic lherzolites. They show a porphyroclastic structures which correspond to an important deformation.

The differential stress which deformed these xenoliths derived from the upper mantle, were calculated through the application of grain size piezometers, yielding magnitudes between 400 and 480 bars.

Substructure of olivine record late stress deformations. In our case the average magnitudes are of 715 bars.

The mineralogy, structural type and the calculated differential stress are compared with those corresponding to other localities of Argentina and France, studied by different authors.

INTRODUCCION

En el presente trabajo se estudia la mineralogía y estructura de los nódulos ultrabásicos incluidos en los basaltos alcalinos del Bajo de Lenzaniyeu, provincia de Río Negro, Argentina.

Estos xenolitos, representativos del manto superior y definidos como lherzolitas espinélicas, registran los procesos de deformación a los que han estado sujetos tanto en el manto como durante su transporte por el basalto hospedante.

En lo que respecta al primer proceso de deformación mencionado, este se manifiesta a través del tipo de estructura que presenta el nódulo, porfiroclástica en nuestro caso, como

así también a través del tamaño que tienen los cristales de olivina. Por su parte este mineral también permite establecer cual ha sido el mecanismo de recristalización actuante, el cual es función de la temperatura y de la presión. Además las subestructuras de dislocación que presentan los cristales de este mineral indican las presiones diferenciales a las que estuvo sometido el nódulo no sólo en el manto sino también durante el proceso de ascenso, período en el cual estas sufren modificaciones.

El tipo de estructura que presentan los nódulos permitió hacer una estimación estrictamente cualitativa del grado de deformación. Con este fin se adoptó la clasificación de Coisy y Nicolas (1978).

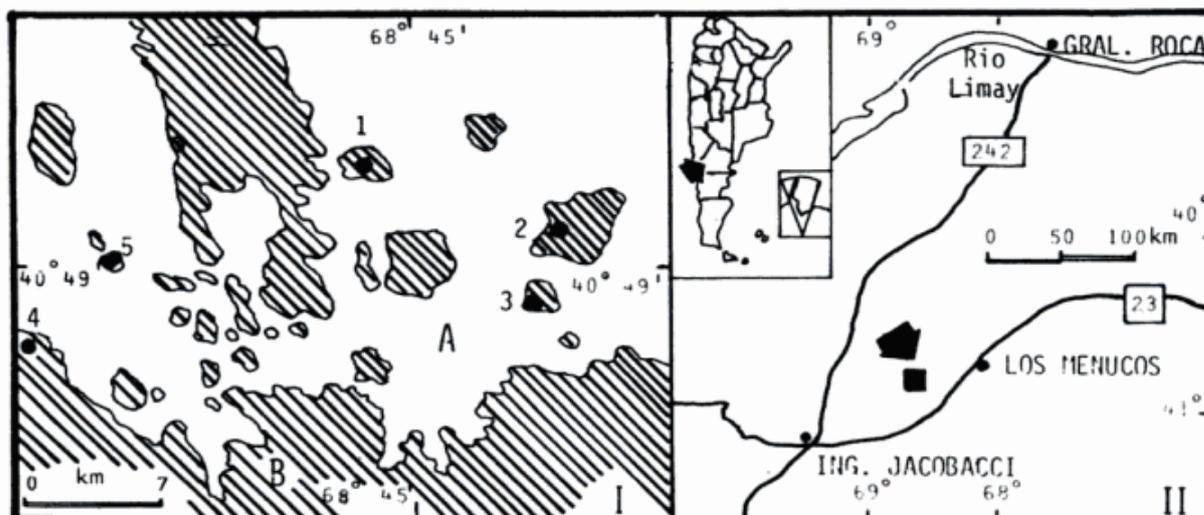


Figura 1: I - Localidades de muestreo; A: Bajo de Lenzaniyeu; B: Meseta de Colituro (Basalto). II - Ubicación del área de trabajo.

UBICACION DEL AREA DE TRABAJO

El área de estudio, Bajo de Lenzaniyeu, está situado a 60 km al suroeste de la localidad de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina, dentro del ámbito del Macizo de Somuncura, a los 40°49' de latitud sur y 68°45' de longitud oeste.

En la figura 1 se indica la ubicación del área de trabajo y de las localidades que fueron muestreadas: 1) Sur Puesto Alvarez, 2) Cerro Aznarez, 3) Cerro Budín, 4) Puesto Collan Conhue y 5) Tres Pitones.

MINERALOGIA - PETROGRAFIA

Basaltos

La textura es vitrofírica a porfírica; la pasta presenta textura intergranular a pilotáxica fluidal (foto 1), compuesta por pequeñas tablillas de plagioclasa (400 a 500 micrones) de formas subhedrales y cuya composición promedio es An_{55-60} .

Los piroxenos, variedad augita, se presentan en cristales subhedrales a euhedrales con hábito prismático y alcanzan un desarrollo promedio de 300 micrones.

Los fenocristales de olivina de composición Fo_{65-70} son de formas subhedrales y tanto sus bordes como sus fracturas (*parting*) se encuentran alterados a serpentina, clorita e iddingsita. El tamaño de los mismos varía entre 1100 a 750

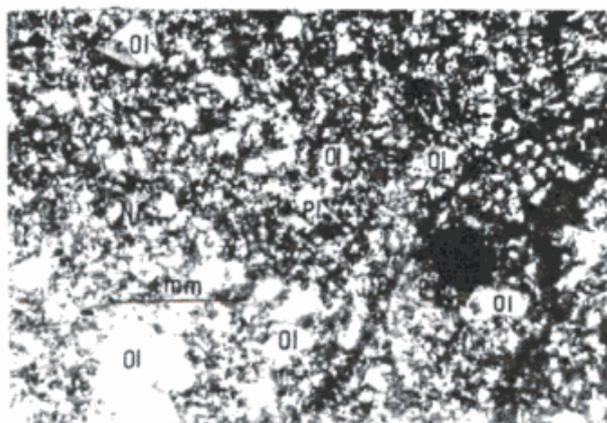


Foto 1: Basalto portador de nódulos. Nf: Nefelina; Ol: Olivino; Pl: Plagioclasa; Px: Piroxeno - Nícoles cruzados

La determinación cuantitativa de las presiones diferenciales que afectaron a los xenolitos se realizó a través de la medición del tamaño de los cristales de olivina, aplicando la relación de Mercier (1980), válida en nuestro caso debido a que el mecanismo de recristalización operó a través de la rotación de subgranos, tales como la definió Guillope y Poirier (1979) y Poirier y Guillope (1979).

El valor de las presiones diferenciales que afectaron al nódulo en la etapa de su transporte por el basalto se calcularon utilizando la relación de Mercier (1976).

Cuadro I: Composición mineralógica.

| MINERALES LOCALIDADES | Olivino (%) | Clino- Piroxeno (%) | Orto- Piroxeno (%) | Hercinita (%) |
|--------------------------|----------------|---------------------------|--------------------------|------------------|
| Sur Puesto Alvarez | 61 | 5 | 30 | 4 |
| Cerro Aznarez | 43 | 40 | 15 | 2 |
| Cerro Budín | 79 | 2 | 15 | 4 |
| Puesto Collan Conhue | 70 | 10 | 15 | 5 |
| Tres Pitones | 86 | 5 | 5 | 4 |

micrones. Los microfenocristales de olivina de la pasta se encuentran reemplazados pseudomórficamente por iddingsita.

Los cristales de nefelina son de formas subhedrales a anhedrales, límpidos y con escasas inclusiones de minerales opacos; sus dimensiones máximas promedio son de 200 micrones por 150 micrones.

En las muestras el vidrio volcánico es abundante pero en la mayoría de los casos no se lo encuentra distribuido en forma uniforme; es de color verdoso oscuro a pardo.

En los intersticios de los minerales esenciales se presentan zeolitas, variedad natrolita y heulandita, asociadas a minerales opacos y granos de titanita y apatita.

En todas las muestras de basalto es común encontrar fragmentos de cristales de olivina y piroxeno, derivados de enclaves lherzolíticos.

Estos fragmentos de cristales de olivina se diferencian de los correspondientes al basalto por ser de una composición más rica en forsterita (Fo_{87}). Además presentan desarrollo de subestructura de dislocación.

El ortopiroxeno derivado de los nódulos se caracteriza por presentar desmezcla de clinopiroxeno, rasgo que lo diferencia del correspondiente al basalto.

Es de destacar que las muestras coleccionadas en las cercanías de los contactos entre los conductos lávicos y las formaciones sedimentarias compuestas por calcáreos, se presentan cristales aislados de melillita.

Nódulos

En el cuadro I se indican los porcentajes de olivina, clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinela de los nódulos de cinco localidades consideradas como las más representativas. Según la clasificación de la IUGS para rocas ultrabásicas, se definen a estos nódulos como lherzolitas espinélicas. El tamaño de estos enclaves oscila entre 2 y 10 cm.

Olivina: Este mineral se presenta como cristales subhedrales con tamaños promedio para los cristales mayores entre 2 y 3 mm y para

los menores de 1 mm. En el parting de la olivina se desarrollan minerales de alteración fibrosos y de baja birrefringencia. El ángulo $2V_z$ oscila entre 77° y 79° , el que según Tröger (1979), corresponde a una composición Fo_{87} .

Otra característica observada es la presencia de abundantes inclusiones fluidas, las cuales pueden dividirse en primarias y secundarias. Las primarias corresponden a irregularidades en el cristal durante su crecimiento, en presencia de un fluido que ha sido entrampado. Las secundarias representan un evento posterior a la cristalización o la formación del cristal, resultado de la cicatrización de fracturas en presencia de un fluido en el medio circundante según Roedder (1984). De este modo, las primarias reflejarían el ambiente de formación y las secundarias estarían registrando procesos o transformaciones posteriores a su formación, que en el caso que nos ocupa podrían relacionarse con las presiones diferenciales que afectaron al nódulo durante su ascenso.

Roedder (*op. cit.*) ha encontrado en casi todos los nódulos estudiados inclusiones fluidas de CO_2 , primarias y secundarias. Las inclusiones fluidas existentes en las muestras estudiadas presentan alto relieve y una burbuja de vapor, lo cual sugiere que son de CO_2 . En esta etapa de la investigación, no se han realizado aún este tipo de determinaciones.

Los bordes de los cristales de olivina son redondeados tornándose rectos en los contactos con otros cristales, mientras que su contacto con el basalto hospedante es neto, característica coincidente con las descritas por Douglas *et al.* (1987) para xenolitos de Pali Aike.

Además este mineral presenta desarrollo de subestructura de dislocación según (100) como las descritas por Coisy y Nicolas (*op. cit.*)

Piroxeno: Se presenta como cristales subhedrales a anhedrales de ortopiroxeno y clinopiroxeno, con bordes irregulares y dimensiones promedio de 1,6 mm, alcanzando los mayores valores hasta 4 mm.

El ortopiroxeno presenta inclusiones de olivina y desmezcla de clinopiroxeno. Ambos presentan inclusiones fluidas y se encuentran en contacto con olivina, otros cristales de piroxeno o con espinela. En este último caso se pudo

observar una zona de reacción, así como el desarrollo de un borde de uralitización en el contacto con el basalto hospedante.

Para el ortopiroxeno el $2V_z$ es de 78° , lo que indica según Deer *et al.* (1963) una composición $En_{90}Fs_{10}$. Por su parte el $2V_z$ del clinopiroxeno es de 58° , siendo su composición $Di_{90}En_{10}$ según Tröger (*op. cit.*).

Espinela: La espinela presenta formas irregulares en algunos casos con bordes agudos y en otros con hábito intersticial entre cristales de olivina o entre cristales de olivina y piroxeno. En determinadas ocasiones se observó su ubicación preferencial en la zonas de mayor fragmentación. Su coloración es pardo-pardo rojizo, algo translúcida, correspondiendo sus características ópticas a hercinita.

DETERMINACION CUALITATIVA DEL GRADO DE DEFORMACION

Estructura de los nódulos

Según Mercier y Nicolas (*op. cit.*), los nódulos alojados en lavas alcalinas presentan estructuras que son representativas de las que exhibe el manto superior, criterio compartido por Coisy y Nicolas (*op. cit.*), las que permiten estimar cualitativamente el grado de deformación plástica. Estos últimos autores establecen tres tipos estructurales principales que, ordenados en grado de deformación creciente, son:

1) grano grueso: se caracteriza por presentar cristales de olivina y enstatita con dimensiones del orden de los 4 mm, ambos con bordes curvilíneos. Las subestructuras de dislocación de la olivina son escasas. El diópsido y el espinelo son más pequeños (1 mm), estando ambos minerales siempre en contacto con los cristales de enstatita. El espinelo se encuentra englobado por la enstatita o alojado entre la enstatita y el diópsido. Esta estructura indica que el nódulo ha sufrido poco o nada de deformación. Según Mercier y Nicolas (*op. cit.*) esta estructura se encuentra principalmente en nódulos alojados en basaltos del Terciario.

2) porfiroclástica: presenta dos tamaños de cristales de olivina y enstatita, grandes (porfiroblastos) y pequeños (neoblastos). Los mayores muestran efectos de deformación y los

menores están recristalizados. El diópsido y el espinelo (anhedral) forman cristales pequeños dispersos en el nódulo. Este último se localiza entre olivinas o entre olivinas y piroxenos. Estas características indican que la deformación ha sido importante. La edad de los basaltos hospedantes de nódulos que presentan esta estructura es, según Mercier y Nicolas (*op. cit.*), terciaria cuaternaria.

3) mosaico: los porfiroclastos tienden a ser reemplazados por los neoblastos, con tamaños de cristales del orden de 1 mm y contactos rectos entre los cristales. Nódulos con esta estructura sólo han sido hallados, según Mercier y Nicolas (*op. cit.*), en lavas del Cuaternario. La presencia de porfiroclastos indica un pasaje transicional desde una estructura porfiroclástica a una estructura en mosaico.

Los nódulos del área de Lenzaniyeu presentan estructura porfiroclástica (foto 2), la cual se desarrolla como respuesta a una deformación significativa. Los porfiroclastos de olivina subhedrales, presentan tamaños que oscilan entre los 2 y 3,8 mm, mientras que los cristales de piroxeno alcanzan tamaños máximos de 4 mm. La espinela, de formas irregulares, presenta hábito intersticial entre los cristales de olivina y piroxeno, características propias de la estructura porfiroclástica. Este tipo de estructura, según lo indicado en el punto 2, es característica para nódulos presentes en lavas de edad terciaria-cuaternaria.



Foto 2: Nódulo con estructura porfiroclástica. Ol: Olivina, Sp: Espinela, En: Enstatita, Di: Diópsido Nícoles cruzados.

DETERMINACION CUANTITATIVA DE LAS PRESIONES DIFERENCIALES

Subestructuras de dislocación de la olivina

La olivina presenta subestructuras de dislocación según (100) (foto 3), tal como ha sido indicada por Coisy y Nicolas (*op. cit.*).

La medición de las subestructuras (d) en las secciones de máxima birrefringencia de los cristales de olivina utilizando la platina universal, permite calcular el valor de las presiones diferenciales póstumas que afectaron al nódulo, como en la etapa de su transporte por el basalto. Esto es posible mediante la relación de Mercier (1976):

$$\sigma = 115 d^{-1}$$

donde:

σ = presión diferencial expresada en kbar

d = dimensión de la subestructura medida perpendicularmente a su longitud y expresada en micrones

$$\sigma = \text{GPa} = 10 \text{ Kbar}$$

Se tomaron varios cristales de cada una de las muestras de las localidades estudiadas y se procedió a la medición de la subestructura d. En cada caso se obtuvo el correspondiente y se calculó el valor medio.

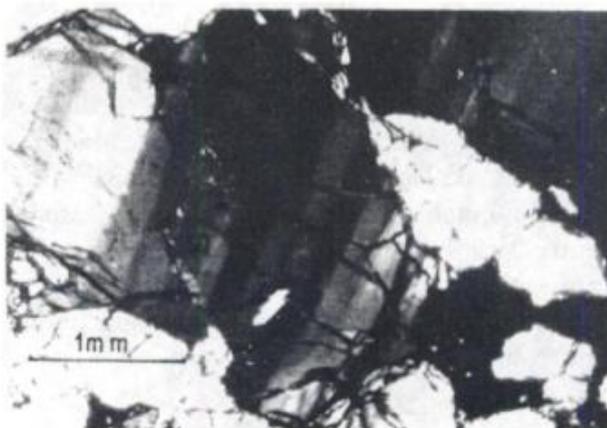


Foto 3: Subestructuras de dislocación en cristales de olivina, (SD) Nícoles cruzados.

A partir de los cálculos efectuados se pudo establecer que los mayores valores obtenidos corresponderían a las localidades Puesto Collán Conhue y Tres Pitones, presentando las localidades Sur Puesto Alvarez y Cerro Aznarez valores menores. Los valores calculados oscilan entre 195 y 450 bars, con valores máximos de 1500 bars.

Tamaño de los cristales de olivina

Guillope y Poirier (1979) y Poirier y Guillope (1979) y Selles (1978) determinaron dos mecanismos de recristalización, trabajando los primeros con halita y el segundo con níquel. Dichos mecanismos son por migración del límite de grano, el cual operaría a altas temperaturas y presiones y por rotación de subgranos en condiciones de baja temperatura y presión.

Cuando el mecanismo de recristalización actuante es el de rotación de subgrano, los cristales se caracterizan por presentar formas alargadas, bordes rectos y desarrollo de subestructuras de dislocación. Mercier (1980) define para este mecanismo de recristalización la relación a aplicar para calcular el valor de la presión diferencial responsable del mismo:

$$\phi = 74,5 \times D^{-1}$$

σ = presión diferencial en GPa

D = dimensión del grano de olivina expresada en micrones

En los nódulos estudiados las características presentadas por los cristales de olivina permitieron establecer que el mecanismo actuante es el de rotación de subgrano, razón por la cual se aplicó la relación antes indicada para el cálculo de las presiones diferenciales.

El tamaño de los cristales de olivina oscila entre 2 y 3,8 mm, con valores máximos de 4,18 mm. A partir de estas mediciones, el valor medio obtenido con esta metodología oscila entre 400 y 480 bars.

DISCUSION

Los estudios realizados sobre los nódulos del área de Lenzaniyeu permitieron establecer que la estructura que presentan es de tipo

porfiroclástica, lo cual indica que las presiones diferenciales responsables de su formación han sido significativas. Estructuras del mismo tipo han sido descritas por Coisy y Nicolas (1978) para el Macizo Central Francés y también por Douglas *et al.* (1987) para los xenolitos de Pali Aike.

Para cuantificar las presiones diferenciales antes mencionadas se midieron los siguientes parámetros de los cristales de olivina: a) subestructuras de dislocación y b) tamaño de los cristales.

En el caso de las presiones calculadas en función del tamaño de las subestructuras de dislocación estas tienen un valor promedio de 715 bars.

Estos valores se encuentran dentro del rango determinado por Coisy y Nicolas (*op. cit.*) para nódulos que presentan la misma estructura, ya que estos autores hallaron valores de presión comprendidos entre 400 y 1150 bars.

Con respecto a los valores de presión diferencial determinados a partir de la dimensión de los cristales de olivina, los valores hallados, que oscilan entre 400 y 480 bars, son similares a los hallados por Douglas *et al.* (*op. cit.*) quienes determinaron presiones diferenciales que oscilan entre 480,7 y 267 bars.

La diferencia observada entre los valores de presión diferencial calculados por los dos métodos indicados en el presente trabajo se debe, tal como sostienen entre otros Mercier (*op. cit.*) y Douglas *et al.* (*op. cit.*), a que las subestructuras de dislocación son muy susceptibles de sufrir modificaciones y por lo tanto registran las presiones póstumas a las que estuvo sujeto el nódulo, como por ejemplo las imperantes durante su transporte por el basalto hospedante. Esto se considera válido para el caso de los valores hallados por esta metodología para los nódulos de Lenzaniyeu.

De tal modo, puede apreciarse que aún existiendo pequeñas diferencias por ambas metodologías, el rango de valores se encuentra dentro de los que corresponden cualitativamente a una deformación apreciable tal como surge de la estructura porfiroclástica que presentan estos nódulos.

Los valores de presión diferencial calculados a partir del tamaño de los cristales de

olivina coinciden con los que Mercier (*op. cit.*) y Douglas *et al.* (*op. cit.*) reconocen para zonas de extensión continental.

Nódulos de lherzolitas espinélicas similares a los del Bajo de Lenzaniyeu han sido descriptos por Labudía *et al.* (1984) en Praguaniyeu, provincia de Río Negro; localidad en la cual Labudía y Maiza (1984) también determinan la presencia de hercinita en los xenolitos ultrabásicos.

CONCLUSIONES

El estudio de los nódulos alojados en basaltos alcalinos del Bajo de Lenzaniyeu permitieron establecer que:

La composición mineralógica define a estos nódulos como lherzolitas espinélicas.

La estructura de estos nódulos, representativos del manto superior, es porfiroclástica.

Esta estructura indica cualitativamente el grado de deformación que sufrió el nódulo y que en este caso ha sido significativo.

Las presiones diferenciales responsables de la deformación del nódulo alcanzaron valores que oscilan entre 400 y 480 bars.

Las presiones diferenciales póstumas que afectaron a estos nódulos alcanzaron valores promedio de 715 bars, las cuales habrían actuado en la etapa de ascenso del basalto portador de los nódulos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la licenciada Liliana Jordán por su colaboración en la descripción petrográfica de los cortes delgados y a las autoridades de la UNS y del CONICET que posibilitaron la realización de este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

COISY, P. y A. NICOLAS, 1978. *Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif central (France)*

ce) d'après l'étude des enclaves des basaltes. Bull. Mineral., 101: 424-436.

DEER, W., R. HOWIE y J. ZUSSMAN, 1963. *Rock forming minerals. II: Chain silicates.* Longmans, 1-379. London.

DOUGLAS, B., S. SAUL y Ch. STERN, 1987. *Rheology of the upper mantle beneath southernmost south America inferred from peridotite xenoliths.* Jour. Geology, 95: 241-253.

GUILLOPE, M. y J. POIRIER, 1979. *Dynamic recrystallization during creep of single crystalline halite.* J. Geophys. Res., 84: 5557-5567, Washington.

LABUDIA, C., E. BJERG y D. GREGORI, 1984. *Nódulos de composición ultrabásica de las lavas alcalinas de la localidad de Praguaniyeu, provincia de Río Negro, República Argentina.* IXº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 547-553, Buenos Aires.

_____ y J. MAIZA, 1984. *Presencia de hercinita en nódulos ultrabásicos incluidos en las lavas alcalinas de la localidad de Praguaniyeu, provincia de Río Negro, Argentina.* IXº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 629-634, Buenos Aires.

MERCIER, J., 1976. *Natural peridotites: chemical and rheological heterogeneity of the upper mantle.* Ph. D. Thesis, Univ. of New York. En Coisy, P. y Nicolas A., 1978, Bull. Mineral., 101: 424-436.

_____, 1980. *Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology.* J. Geophys. Res., 85: 6293-6303, Washington.

_____ y A. NICOLAS, 1975. *Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts.* Jour. Petrol., 16 (1): 454-487.

POIRIER, J., y M. GUILLOPE, 1979. *Deformation-induced recrystallization of minerals.* Bull. Min., 102: 77-74.

ROEDDER, E., 1984. *Fluid inclusions.* Mineral. Soc. Am., Reviews in mineralogy, 12: 1-644, Washington D.C.

SELLARS, C., 1978. *Recrystallization of metals during hot deformation.* En Mercier, J., 1980, J. Geophys. Res., 85: 6293-6303.

TROGER, W., 1979. *Optical determination of rock forming mineral. Part I: Determinative tables.* E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.

CARLOS HORACIO LABUDIA
ERNESTO ALFREDO BJERG

CONICET
Universidad Nacional del Sur
Departamento de Geología
San Juan 670
8000 Bahía Blanca

NORA CESARETTI

Universidad Nacional del Sur
Departamento de Geología
San Juan 670
8000 Bahía Blanca

LAS VOLCANITAS DE COLLIPILLI, NEUQUEN (37°S) Y SU RELACION CON OTRAS UNIDADES PALEOGENAS DE LA CORDILLERA

Eduardo J. Llambías y Carlos W. Rapela

RESUMEN

Las rocas ígneas del Terciario inferior de Collipilli (37°50'S; 70°20'O) forman parte de una provincia volcánica Paleógena que se extiende a lo largo de la Cordillera desde los 34°S hasta los 38°30'S, denominada provincia volcánica Neuquino-Mendocina (PVNM). Las mismas se describen bajo la denominación de Grupo Molle en el cual se han reconocido dos formaciones: 1) Formación Cayanta, constituida por coladas andesíticas anfibólicas, coladas brechosas, mantos de brechas y aglomerados volcánicos de composiciones también andesíticas; 2) la Formación Collipilli (n. nom.) está caracterizada por intrusivos predominantemente concordantes como filones capa y lacolitos con composiciones que varían desde andesíticas-dioríticas hasta dioríticas cuarzosas. También se incluyen en esta formación pequeños intrusivos de dacitas. Los minerales predominantes del Grupo Molle en Collipilli son: plagioclasa zonal (An_{70-40}), hornblenda, y como accesorios magnetita y apatita. En las dioritas cuaríferas y en las dacitas hay cuarzo. En las facies extrusivas, además, hay fenocristales de clinopiroxeno, los cuales son poco frecuentes en las facies intrusivas, presentándose a veces en los núcleos de los fenocristales de hornblenda. A su vez estos últimos a veces están reemplazados por anfíboles fibrosos (tremolita-actinolita?). En algunas diaclasas aparece también anfíbol junto a apatita. La edad K/Ar de estas rocas está comprendida entre 39 y 40 Ma (4 muestras).

Las características químicas indican una asociación calcoalcalina, metaaluminosa, con potasio normal. Comparando con las unidades volcánicas de similar edad de la provincia volcánica Andino-Patagónica (PVAP) se han reconocido significativas diferencias: 1) El constante y notable desarrollo de anfíbol en la PVNM que contrasta con la escasez del mismo en la PVAP; 2) el desarrollo en el sector neuquino de la PVNM de yacimientos tipo cobre porfírico, con sus sistemas de vetas satelitarias mientras que en la PVAP no se han registrado este tipo de yacimientos o similares; 3) La relación Ba/Nb es en Collipilli sensiblemente mayor con respecto a la PVAP con excepción del cerro Ventana, Bariloche, que es similar.

Las diferencias señaladas indican una segmentación de la Cordillera durante el Paleógeno similar a la propuesta para el Cenozoico superior.

ABSTRACT

The Paleogene igneous rocks from Collipilli (37°50'S; 70°20'O) belong to the Neuquen-Mendoza volcanic province (PVNM) of similar age, which extends from 34°S to 38°30'S. These rocks are described as Molle Group and consist of two formations: 1) Cayanta Formation which consists of hornblende andesite lava flows, volcanic breccias and volcanic agglomerates; 2) Collipilli Formation, which is composed predominantly of concordant intrusive bodies like sills and lacoliths. They range in composition from hornblende andesites to diorites and quartz diorites. Small dacite intrusive bodies are also included in this formation. Most common minerals are: zonal plagioclase (An_{70-40}), hornblende, and apatite and magnetite as accessories. The lava flows have, besides the minerals mentioned, clinopyroxene phenocrysts. In the intrusive rocks clinopyroxene is uncommon and sometimes it is found as a core in the hornblende phenocrysts. In some cases hornblende phenocrysts are replaced by a fibrous amphibole (tremolite-actinolite?). Crystallization of amphibole and apatite along joints are also rather common.

Igneous rocks from Collipilli are calc-alkaline, with K-normal and metaaluminous characteristics. Comparison with the Andean-Patagonian volcanic province (PVAP) results in significant differences, the most important ones being: 1) Hornblende is a common mineral in the PVNM; in the PVAP it is rare; 2) Several porphyry copper type deposits and base metal veins are related to the igneous rocks of the PVNM, while they have not been recognized in the PVAP up to now; 3) the Ba/Nb ratio is higher in Collipilli than in the PVAP, with the exception of the Cerro Ventana area, Bariloche, which is similar.

All the differences referred are consistent with the hypothesis that the segmentation of the Cordillera proposed for the Upper Cenozoic had also occurred during Lower Cenozoic times.

INTRODUCCION

En la Cordillera de los Andes, en el área correspondiente a las provincias de Mendoza y del Neuquén, la actividad ígnea ha tenido un desarrollo importante durante el Cenozoico acompañando la evolución estructural de la misma. A medida que los ciclos ígneos tienen edades cada vez más jóvenes la erosión es menor y sus relaciones estratigráficas son más claras. Los estratovolcanes que coronan la Cordillera, como por ejemplo Tupungato, Maipo, Sossneado, Maule, Copahue y otros; o los que se encuentran en la parte interna de la misma entre los cuales pueden mencionarse El Nevado, Payún Matrú, Chachahuén y Auca Mahuida, conservan claramente su posición dentro del esquema evolutivo andino. Las unidades del Paleógeno, en cambio, no presentan relaciones geológicas claras y la identificación de ciclos ígneos durante esta época aún está lejos de haber sido resuelta. Las causas son, entre otras, la diversidad de cuerpos ígneos con que se presentan, que van desde cuerpos plutónicos epizonales hasta unidades volcánicas extrusivas, con una variedad de cuerpos transicionales subvolcánicos muy amplia. Las composiciones son predominantemente dioríticas y andesíticas a dioritas cuarcíferas, frecuentemente con notable desarrollo de anfíbol en las unidades más básicas. La carencia en muchas regiones de esta parte de la Cordillera de detallados mapas geológicos y de edades radiométricas de las volcanitas paleógenas no ha permitido aún la identificación de distintos ciclos ígneos y su correlación con los de otras regiones. Es por esta razón que todas estas unidades han sido incorporadas en forma amplia dentro de lo que Groeber (1946, 1947) denominara Mollelitenense, posteriormente adecuado a la nomenclatura estratigráfica como Grupo Molle (Irigoyen, 1972). Ultimamente Bettini (1982) ha descrito y dado las relaciones estratigráficas de las unidades volcánicas del Paleógeno del flanco oriental de la Cordillera en el sud de Mendoza asignándole los nombres de Complejo efusivo Eógeno y Formación del Molle, limitando estratigráficamente su edad al Eoceno-Oligoceno inferior. Por último el Paleógeno volcanoclástico del sudeste de Mendoza ha

sido agrupado dentro de tres eventos tectosedimentarios por Kozlowski *et al.* (1987).

En la Cordillera, en la región del Valle Hermoso (35°S) Haller *et al.* (1985) circunscribió las unidades ígneas del Paleógeno dentro de lo que estos autores describieron como Asociación Volcánica Andina Paleógena. Finalmente Llambías y Rapela (1987) han reunido a todas estas unidades dentro de una provincia magmática a la cual han denominado Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina.

En los últimos años algunos estudios petrográficos, químicos, y mineros han comenzado a precisar la naturaleza de estas unidades ígneas del Paleógeno. En el sur de Mendoza caben mencionar los trabajos de Rigal (1942), Arrós-pide (1972) y Haller *et al.* (1985), entre otros. Llambías y Malvicini (1978) resumieron su importancia metalogenética y posteriormente Malvicini y Llambías (1982) definieron la provincia metalogenética relacionada al Grupo Molle. En el norte del Neuquén, Rapela y Llambías (1985) estudiaron las facies extrusivas con el objeto de compararlas con las secuencias ígneas del Paleógeno del norte de la Patagonia y verificar si para esta época la segmentación andina observada a estas latitudes en el Cenozoico superior ya existía.

Los estudios realizados en el área de Collipilli tienden a esclarecer las relaciones existentes entre las facies extrusivas y las intrusivas y a adquirir un mayor conocimiento de estas últimas. Los resultados obtenidos hasta el presente permiten confirmar una edad eocena para estos intrusivos, similar a la de la facies extrusiva. Esta semejanza en edad sumada a la similitud de las características petrográficas y químicas, ha permitido reunir ambas secuencias dentro de un mismo ciclo ígneo.

GEOLOGIA

Los rasgos generales de los cuerpos ígneos de Collipilli fueron descritos por Llambías y Malvicini (1978). La mayor parte de ellos son cuerpos subvolcánicos con estructuras de filones capa y lacolitos. También se encuentran facies extrusivas consistentes en secuencias estratificadas de aglomerados volcánicos, coladas andesíticas y bancos arenoso-tobáceos.

Para describir estas unidades de acuerdo con la nomenclatura estratigráfica se propone conservar el nombre de Grupo Molle para ambas unidades. Las facies extrusivas se describirán como Formación Cayanta, previamente definida por Rapela y Llambías (1985) para el noroeste de Andacollo, mientras que las facies subvolcánicas como Formación Collipilli.

FORMACION COLLIPILLI (n. nom.)

Los cuerpos subvolcánicos de la Formación Collipilli constituyen en su gran mayoría filones capa y lacolitos de andesitas anfibólicas a microdioritas y dioritas cuarcíferas y domos de dacita. Las texturas varían gradualmente desde porfíricas hasta granosas hipidiomorfas. Los filones capa están constituidos preferentemente por las variedades texturales andesíticas, mientras que los lacolitos están compuestos por microdioritas (cuarcíferas) a pórfidos microdioríticos, aunque en sus bordes enfriados tienen texturas similares a las de las andesitas.

Estos afloramientos se encuentran en la parte central y occidental de la estructura que Braccini (1970) describen como Fosa plegada del Agrío. Al norte del lineamiento Chillan-río Neuquén (Ramos, 1978) los afloramientos continúan a lo largo de la Fosa de Chos Malal (figura 1).

En Collipilli los filones capa se alojan preferentemente en las Formaciones Agrío y Huitrín mientras que hacia el norte, como por ejemplo en cerro del Diablo (figura 2), la caja está constituida por las Formaciones Vaca Muerta y Mulichinco, y en cerro Caicayén por las Formaciones Los Molles, Tábanos, Lotena, La Manga y base de Tordillo. Los lacolitos en Collipilli se alojan en la Formación Huitrín ocupando espacios dejados por el yeso al moverse durante el plegamiento (Llambías y Malvicini, 1978). Los filones capa a veces están tan densamente intruidos en la Formación Agrío que es imposible diferenciar en el mapa ambas formaciones.

FORMACION CAYANTA (Rapela y Llambías, 1985).

Las unidades extrusivas de Collipilli se describen bajo la denominación de Formación

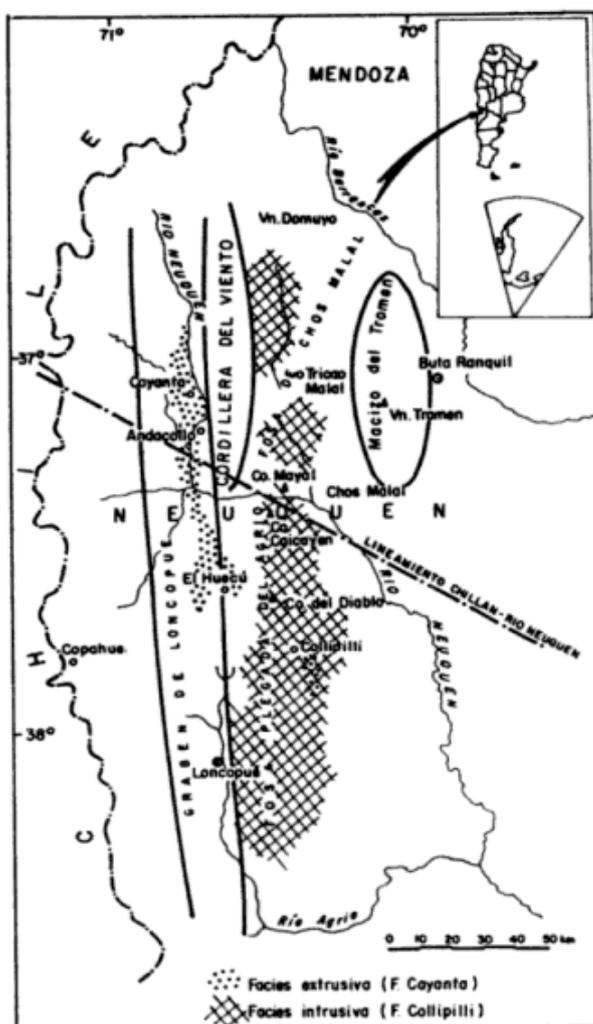


Figura 1: Distribución de los afloramientos del Grupo Molle en el noroeste de la provincia del Neuquén y sus relaciones con las estructuras mayores.

Cayanta por su notable similitud litológica con la localidad tipo, por sus relaciones geológicas similares, y por extenderse sus afloramientos hacia el sur de Andacollo hasta las cercanías de El Huecú, localidad cercana a Collipilli.

Constituye una potente secuencia extrusiva de coladas andesíticas anfibólicas, coladas brechosas, mantos de brecha y aglomerados al oeste de la faja que conforman los intrusivos de la Formación Collipilli, en la depresión del Graben de Loncopué (Ramos, 1978). También aflora poco al este de Collipilli (figura 2) en el seno de un amplio sinclinal cuyo núcleo está constituido por la Formación Rayoso, y el cual fue parcialmente erosionado durante el lapso

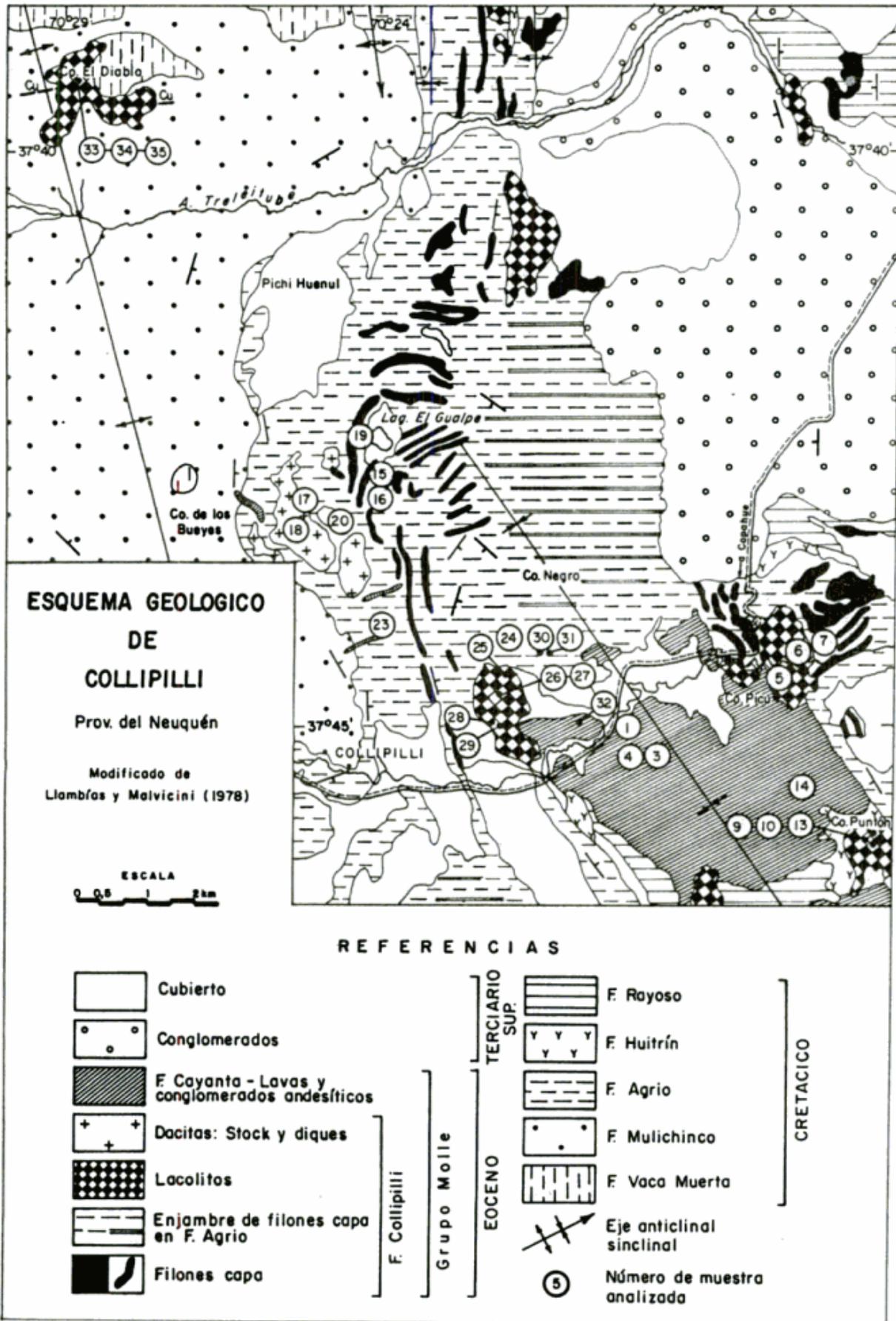


Figura 2: Esquema geológico de Collipilli modificado de Llambías y Malvicini (1978) y ubicación de las muestras.

existente entre el plegamiento y la depositación de las primeras coladas de la Formación Cayanta. Esta consiste aquí de una sección inferior constituida predominantemente por coladas andesíticas y una sección superior en la cual son frecuentes los bancos de aglomerados con matrix arenoso-tobácea (Malvicini y Llambías, 1978).

El hecho que la mayor parte de los afloramientos de la Formación Cayanta y sus mayores espesores se encuentren al oeste de la Fosa plegada del Agrio, en el graben de Loncopué, indica que ya durante el Paleógeno dicha depresión existía.

Petrografía

Las rocas intrusivas de composición andesítica a diorítica y dioritas cuarzosas están constituidas en general por abundante anfíbol y plagioclasa fuertemente zonal (An_{70-45}) y como accesorios apatita y magnetita, los cuales forman con cierta frecuencia agregados de varios cristales. En los lacolitos como los de cerro del Diablo y cerro Puntón, cuyas texturas son granosas hipidiomorfas, contienen cuarzo intersticial.

Los fenocristales de hornblenda (Llambías y Malvicini, 1978) tienen distinto grado de transformación que desde un fino reborde opacítico hasta la completa sustitución del cristal por un agregado muy fino de mineral opaco y plagioclasa. También es frecuente en las unidades que han enfriado más lentamente como en los lacolitos la presencia de un segundo anfíbol de hábito fibroso (posiblemente del grupo de la tremolita-actinolita que reemplaza a los fenocristales de hornblenda y que también se encuentra a veces como agregados esferulíticos en la pasta (Cp 29 y Cp 15). Es relativamente común también encontrar anfíbol junto con apatita tapizando diaclasas. Todo esto sugiere una importante presión de vapor de agua durante la evolución de estos magmas. Fenocristales de piroxeno son muy poco frecuentes y solamente ha sido observados en el lacolito de Las Mellizas (Cp 24). A veces clinopiroxeno aparece como núcleo de la hornblenda. Biotita es escasa y aparece a veces reemplazando la hornblenda como en las dioritas cuarcíferas de cerro del Diablo.

Las facies extrusivas tienen composiciones similares en cuanto a las características de la plagioclasa y de la hornblenda. En cambio, aparecen con mayor frecuencia fenocristales de clinopiroxeno, aunque siempre están en menor proporción que el anfíbol.

Los intrusivos de dacita tienen una plagioclasa zonal con composiciones entre An_{40} y An_{20} . Tienen hornblenda tanto como fenocristal como microfenocristales, y en menor proporción biotita. Los fenocristales de cuarzo son subhedrales (2-3 mm). Como accesorios tienen al igual que en las otras rocas, apatita y magnetita.

Edad

La edad del Grupo Molle aún no está totalmente definida, así como tampoco la identidad de este grupo, ya que hasta la fecha no se ha podido establecer el número de ciclos ígneos que lo integran. Se conoce con bastante certeza que es pre-Mioceno (pre-Formación Palaoco o pre-Complejo Efusivo Eógeno de Bettini, 1982) por lo cual la edad postulada por diversos autores ha oscilado a lo largo del Paleógeno (Irigoyen, 1972). Las rocas más jóvenes sobre las cuales se asientan las facies extrusivas en el sur de Mendoza corresponden al Grupo Malargüe de edad Cretácico superior-Paleoceno (Bettini, 1982). Kozłowski *et al.* (1987) atribuyen a las unidades volcanoclásticas de Cajón del Molle una edad Eoceno superior-Oligoceno.

Las edades radimétricas con que se cuenta hasta el presente son escasas. Las edades obtenidas en este trabajo (cuadro I) indican sincronismo entre el lacolito de Las Mellizas (Formación Collipilli) y las andesitas de la Formación Cayanta, cuyo valor debido al error probable, puede superponerse con el del lacolito. Estos valores concuerdan con los obtenidos para las microdioritas cuarcíferas de Caicayén ($44,7 \pm 2$ Ma) y de cerro del Diablo ($48,4 \pm 2$ Ma). De acuerdo a estos datos las Formaciones Collipilli y Cayanta tienen una edad Eoceno medio.

Otras edades radimétricas de intrusivos atribuidos al Grupo Molle han arrojado valores que indican mayor antigüedad. Un filón capa de

Cuadro I: Edades K/Ar de una colada de la F. Cayanta y lacolitos de la Formación Collipilli, Neuquén.

| Muestra | Material Analizado | Edad isotópica MA | ⁴⁰ Ar (cc/grx10 ⁻⁵) | % ⁴⁰ Ar | %K |
|---------|--------------------|-------------------|--|--------------------|------|
| An12 | Anfibol | 39, ± 9,1 | 0,012 | 11,5 | 0,08 |
| | | | 0,011 | 25,1 | 0,07 |
| Cp28 | Roca | 49,9 ± 3,2 | 0,203 | 33,0 | 1,04 |
| | Total | | 0,202 | 34,4 | 1,02 |
| Dbl207 | Roca | 48,4 ± 2,4 | 0,239 | 58,3 | 1,25 |
| | Total | | 0,240 | 61,9 | 1,26 |
| CCy59 | Roca | 44,7 ± 2,2 | 0,259 | 65,9 | 1,46 |
| | Total | | 0,253 | 69,8 | 1,45 |

An12: Colada de andesita anfibólica, F. Cayanta, Neuquén.

Cp28: Microdiorita, lacolito Las Mellizas, Collipilli, Neuquén

Dbl207: Lacolito de Cerro del Diablo

CCy59: Lacolito Cerro Caicayen

Analizó: TELEDYNE ISOTOPES

andesita anfibólica atribuida al Grupo Molle por Llambías *et al.* (1978) dio un valor sobre roca total por K/Ar (análisis INGEIS N° 2424) de $71,5 \pm 5$ Ma. Un resultado bastante similar ($74,2 \pm 1,4$ Ma) arrojó una muestra de biotita hidrotermal proveniente de la alteración del cobre porfírico de Campana Mahuida (Sillitoe, 1977). Las características litológicas de las rocas datadas con esta edad y sus relaciones geológicas son similares a las de la Formación Collipilli, de modo que en el campo son difíciles de distinguir. Además, hasta el presente no se poseen suficientes datos que permitan concluir si se trata de un único ciclo prolongado en el tiempo o de dos ciclos separados. Será necesario efectuar estudios de mayor detalle para dilucidar este problema.

CARACTERIZACION QUIMICA

Se analizaron 22 muestras representativas de cuerpos ígneos andesíticos-dioríticos que se corresponden con las distintas modalidades de yacencia de los intrusivos de la Formación Collipilli, incluyéndose aquí 3 muestras de los cuerpos dacíticos de la región, (cuadro 2) reconocidos en el campo como pertenecientes al Grupo Molle, y que en los diagramas de variación se puede observar que forman parte de una

misma tendencia evolutiva. A fin de comparar químicamente las facies extrusivas con las intrusivas se analizaron 5 muestras de coladas andesíticas pertenecientes a la Formación Cayanta que aflora en las inmediaciones de Collipilli (figura 2).

Los elementos mayoritarios fueron determinados por vía húmeda de acuerdo a los métodos descritos por Dalla Salda *et al.* (1981) y Merodio (1985). Los elementos traza fueron determinados por FRX según las técnicas de Miniussi *et al.* (1980).

Las muestras de composición andesítica se encuentran comprendidas dentro de un rango de 50 a 63 % SiO₂, estando el mayor número de ellas comprendidas dentro de un rango entre 55 y 61 % (base anhidra). Las dacitas varían entre 66 y 69 % SiO₂. Las normas CIPW de las andesitas (cuadro II) se caracterizan por la carencia de corindón, mientras que las dacitas tienen valores entre 0,8 y 2,1 %. Esto imprime a esta asociación un carácter metaaluminoso que al evolucionar hacia las rocas más ácidas se torna debilmente peraluminoso. El cuarzo normativo oscila entre 3 y 20 % en las andesitas y entre 20 y 27 en las dacitas.

Los diagramas de Harker de las rocas de Collipilli (figura 3) muestran en general una relativa dispersión a pesar de presentarse en el

Cuadro II: Composición química de volcanitas extrusivas, filones capa, lacolitos y domos del Grupo Molle en Collipilli y Cerro del Diablo, provincia del Neuquén.

| % Oxidos | Filones capa cerro Picú | | | | Filones capa El Gualpe | | | | Lacolito Las Mellizas | | | | Filones capa Las Mellizas | |
|--------------------------------|----------------------------|-------|--------|-------|---------------------------|-------|-------|-------|-----------------------|--------|-------|-------|------------------------------|-------|
| | CP-6 | CP-7 | CP-5 | CP-15 | CP-16 | CP-19 | CP-24 | CP-25 | CP-26 | CP-27 | CP-28 | CP-29 | CP-30 | CP-31 |
| SiO ₂ | 55,31 | 55,07 | 58,16 | 60,65 | 58,56 | 59,05 | 53,96 | 57,47 | 53,15 | 55,47 | 54,49 | 54,39 | 56,36 | 54,98 |
| TiO ₂ | 0,37 | 0,45 | 0,28 | 0,29 | 0,38 | 0,43 | 0,61 | 0,33 | 0,38 | 0,23 | 0,43 | 0,62 | 0,23 | 0,36 |
| Al ₂ O ₃ | 18,31 | 18,34 | 17,72 | 18,04 | 18,41 | 18,03 | 18,15 | 17,53 | 18,31 | 17,22 | 17,31 | 17,25 | 17,03 | 17,45 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,07 | 1,30 | 2,12 | 2,58 | 2,51 | 2,34 | 3,49 | 2,45 | 3,27 | 0,99 | 4,27 | 2,19 | 2,77 | 3,44 |
| FeO | 4,04 | 3,89 | 3,81 | 2,56 | 2,43 | 3,09 | 4,22 | 4,49 | 4,67 | 6,93 | 4,15 | 5,97 | 4,79 | 5,01 |
| MnO | 0,26 | 0,09 | 0,18 | 0,16 | 0,14 | 0,19 | 0,12 | 0,18 | 0,22 | 0,25 | 0,27 | 0,35 | 0,08 | 0,12 |
| MgO | 2,25 | 3,31 | 3,24 | 2,32 | 2,17 | 2,83 | 3,83 | 3,37 | 3,59 | 3,93 | 3,61 | 4,10 | 3,75 | 3,90 |
| CaO | 4,82 | 7,81 | 4,92 | 3,88 | 5,27 | 4,52 | 5,87 | 5,82 | 7,96 | 6,47 | 6,62 | 7,41 | 5,17 | 7,31 |
| Na ₂ O | 4,40 | 5,05 | 4,58 | 5,35 | 4,05 | 4,41 | 5,88 | 3,69 | 3,77 | 4,35 | 4,12 | 2,97 | 5,19 | 3,43 |
| K ₂ O | 2,02 | 1,97 | 1,84 | 2,02 | 1,87 | 1,77 | 0,93 | 1,80 | 1,15 | 1,11 | 1,29 | 1,48 | 1,29 | 0,91 |
| P ₂ O ₅ | 0,18 | 0,24 | 0,15 | 0,08 | 0,27 | 0,84 | 0,25 | 0,09 | 0,25 | 0,13 | 0,20 | 0,32 | 0,18 | 0,24 |
| Perdida | | | | | | | | | | | | | | |
| 1000°C | 1,80 | 1,17 | 1,97 | 1,17 | 3,08 | 1,50 | 2,02 | 1,81 | 1,45 | 2,61 | 1,46 | 1,91 | 2,31 | 1,58 |
| H ₂ O | 3,80 | 0,65 | 0,89 | 0,33 | 0,46 | 0,48 | 0,44 | 0,69 | 1,22 | 0,67 | 1,42 | 0,52 | 0,89 | 0,59 |
| Total | 99,63 | 99,32 | 100,13 | 99,43 | 99,60 | 99,47 | 99,77 | 99,72 | 99,39 | 100,36 | 99,64 | 99,48 | 100,04 | 99,32 |
| Elementos traza (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 49 | 49 | 54 | 65 | 57 | 59 | 20 | 27 | 21 | 24 | 23 | 45 | 35 | 18 |
| Sr | 612 | 792 | 572 | 875 | 715 | 857 | 555 | 570 | 635 | 727 | 620 | 485 | 695 | 630 |
| Zr | 160 | 153 | 162 | 194 | 190 | 207 | 120 | 140 | 136 | 123 | 120 | 120 | 141 | 142 |
| Nb | - | 6,5 | 9 | - | 4 | 6 | - | 3 | - | 1,5 | 8,5 | 5 | - | 4 |
| Ba | 1835 | 1620 | 1500 | 820 | 730 | 750 | 450 | 600 | 435 | 590 | 695 | 730 | 515 | 465 |
| Y | 14 | 18 | 16 | 28 | 16 | 10 | 21 | 28 | 29 | 18 | 19 | 13 | 16 | 6 |
| or | 12,7 | 11,9 | 11,2 | 12,2 | 11,5 | 10,7 | 5,6 | 10,9 | 7,0 | 6,8 | 7,9 | 9,0 | 7,9 | 5,5 |
| ab | 39,6 | 43,8 | 40,0 | 46,2 | 35,7 | 38,3 | 51,1 | 32,1 | 33,0 | 37,9 | 36,0 | 25,9 | 45,3 | 29,9 |
| an | 24,2 | 22,1 | 23,1 | 19,1 | 25,4 | 17,4 | 20,9 | 26,7 | 30,6 | 24,9 | 25,8 | 30,3 | 20,0 | 30,4 |
| Q | 6,7 | - | 8,1 | 9,4 | 13,7 | 13,9 | - | 9,9 | 4,5 | 2,7 | 6,4 | 7,7 | 3,4 | 9,4 |
| C | 0,6 | - | - | 0,2 | 0,8 | 2,7 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| hy | 11,9 | 0,1 | 12,2 | 8,3 | 7,7 | 10,7 | 4,8 | 13,8 | 11,7 | 19,4 | 10,6 | 17,3 | 14,0 | 14,0 |
| di | - | 13,1 | 0,9 | - | - | - | 5,9 | 2,0 | 6,9 | 5,8 | 5,5 | 4,5 | 4,3 | 4,3 |
| ap | 0,4 | 0,6 | 0,4 | 0,2 | 0,6 | 2,0 | 0,6 | 0,2 | 0,6 | 0,3 | 0,5 | 0,8 | 0,4 | 0,6 |
| il | 0,7 | 0,9 | 0,5 | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 1,2 | 0,6 | 0,7 | 0,4 | 0,9 | 1,2 | 0,4 | 0,7 |
| mt | 3,2 | 1,9 | 3,6 | 3,8 | 3,8 | 3,5 | 5,2 | 3,6 | 4,9 | 1,5 | 6,4 | 3,3 | 4,1 | 5,1 |
| hm | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |

campo como un conjunto de rocas ígneas homogéneo en litología y relaciones geológicas. Además de la dispersión de los álcalis, en particular la del sodio, que es normalmente frecuente en rocas volcánicas y subvolcánicas, se observa dispersión en los restantes elementos.

En cada uno de ellos la dispersión afecta a una misma unidad intrusiva, sugiriendo que no corresponden a tendencias evolutivas diferentes, sino más bien al efecto de diversas reacciones subsólidas favorecidas por la elevada presión de vapor de agua de estos magmas.

Probablemente las reacciones subsólidas más importantes se dan durante los diferentes estadios de la cristalización del anfíbol cuyo orden de cristalización abarca desde la etapa de fenocrystal, alteración deutérica hasta cristalización póstuma en diaclasas.

El contenido de potasio respecto a sílice es normal y la relación $K_2O/Na_2O < 1$ se da en todas las muestras analizadas. Este bajo contenido de potasio junto con el carácter metaaluminoso y la composición predominantemente intermedia de estas rocas las identifica

Cuadro II: Continuación

| % | Coladas andesíticas | | | | Dacitas | | | | Lacolito cerro Puntón | | | Dique | | Lacolito Cerro del Diablo | |
|--------------------------------|---------------------|-------|-------|--------|---------|--------|-------|-------|--------------------------|-------|-------|-------|-------|------------------------------|-------|
| | Cp-1 | Cp-3 | Cp-4 | Cp-14 | Cp-32 | Cp-17 | Cp-18 | Cp-20 | Cp-9 | Cp-10 | Cp-13 | Cp-23 | Cp-33 | Cp-34 | Cp35 |
| SiO ₂ | 55,19 | 52,46 | 55,02 | 52,49 | 58,06 | 64,76 | 65,76 | 65,24 | 57,95 | 58,80 | 61,34 | 48,08 | 59,06 | 59,25 | 62,50 |
| TiO ₂ | 0,23 | 0,24 | 0,33 | 0,59 | 0,53 | 0,37 | 0,22 | 0,28 | 0,30 | 0,28 | 0,43 | 0,74 | 0,48 | 0,53 | 0,43 |
| Al ₂ O ₃ | 17,90 | 18,32 | 18,91 | 17,93 | 17,72 | 17,33 | 16,91 | 17,41 | 18,57 | 18,22 | 18,53 | 18,23 | 18,13 | 18,32 | 17,96 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,95 | 6,08 | 5,89 | 5,49 | 4,67 | 1,62 | 0,66 | 0,99 | 3,02 | 2,26 | 1,46 | 4,12 | 2,87 | 2,67 | 1,98 |
| FeO | 1,45 | 0,93 | 1,35 | 1,88 | 1,53 | 1,64 | 1,54 | 2,00 | 2,22 | 2,65 | 1,83 | 4,28 | 3,19 | 2,49 | 2,36 |
| MnO | 0,15 | 0,19 | 0,19 | 0,18 | 0,18 | 0,14 | 0,15 | 0,14 | 0,10 | 0,10 | 0,08 | 0,16 | 0,04 | 0,14 | 0,05 |
| MgO | 2,22 | 2,44 | 2,31 | 3,80 | 2,20 | 1,42 | 0,93 | 1,41 | 1,98 | 2,37 | 2,21 | 6,17 | 2,63 | 2,51 | 1,58 |
| CaO | 7,31 | 8,16 | 7,86 | 8,63 | 6,52 | 4,67 | 3,83 | 3,88 | 5,62 | 5,32 | 4,57 | 9,26 | 5,97 | 6,52 | 6,17 |
| Na ₂ O | 3,68 | 3,80 | 4,04 | 3,07 | 4,04 | 4,16 | 4,37 | 4,84 | 6,95 | 5,65 | 6,07 | 3,74 | 3,49 | 3,75 | 4,10 |
| K ₂ O | 1,72 | 1,55 | 1,77 | 1,26 | 1,72 | 1,51 | 1,11 | 1,58 | 0,51 | 0,89 | 0,60 | 1,29 | 1,08 | 1,39 | 1,03 |
| P ₂ O ₅ | 0,22 | 0,35 | 0,15 | 0,27 | 0,39 | 0,22 | 0,24 | 0,06 | 0,23 | 0,14 | 0,32 | 0,24 | 0,35 | 0,35 | 0,30 |
| Pérdida 1000°C | 3,37 | 3,80 | 1,02 | 2,84 | 1,40 | 1,78 | 3,25 | 1,35 | 1,31 | 2,25 | 1,44 | 3,05 | 1,72 | 1,31 | 1,00 |
| H ₂ O | 1,07 | 1,48 | 0,62 | 1,87 | 0,71 | 0,38 | 0,68 | 0,38 | 0,58 | 0,65 | 0,60 | 0,34 | 0,35 | 0,27 | 0,15 |
| Total | 99,46 | 99,80 | 99,46 | 100,30 | 99,67 | 100,00 | 99,66 | 99,56 | 99,34 | 99,58 | 99,48 | 99,70 | 99,41 | 99,45 | 99,61 |
| Elementos | | | | | | | | | | | | | | | |
| Traza | | | | | | | | | | | | | | | |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 7 | 28 | 50 | 22 | 40 | 61 | 49 | 62 | 6 | 17 | 18 | 27 | 37 | 37 | 27 |
| Sr | 1500 | 1115 | 845 | 575 | 935 | 1020 | 982 | 1105 | 810 | 785 | 795 | 882 | 1015 | 975 | 1055 |
| Zr | 276 | 222 | 239 | 101 | 270 | 207 | 234 | 220 | 203 | 172 | 189 | 123 | 188 | 175 | 176 |
| Nb | 6 | 6 | 11 | 6 | 7 | 12,5 | - | 15 | - | 6 | 12 | 8 | 4 | 16 | |
| Ba | 695 | 530 | 685 | 455 | 675 | 1195 | 1110 | 1535 | 470 | 530 | 1050 | 545 | 895 | 865 | 710 |
| Y | 15 | 21 | 23 | 18 | 19 | 6? | 6? | 10 | 26 | 15 | 18 | 19 | 20 | 19 | 9 |
| orl | 10,7 | 9,71 | 0,7 | 7,8 | 10,4 | 9,1 | 6,9 | 9,5 | 3,1 | 5,4 | 3,6 | 7,9 | 6,6 | 8,4 | 6,2 |
| ab | 32,8 | 34,0 | 34,9 | 27,2 | 35,0 | 36,0 | 38,6 | 41,9 | 60,3 | 49,5 | 52,7 | 29,4 | 30,3 | 32,4 | 35,2 |
| an | 28,7 | 30,0 | 28,9 | 32,9 | 25,8 | 22,2 | 18,2 | 19,3 | 18,4 | 22,5 | 21,1 | 30,3 | 28,1 | 29,7 | 28,0 |
| Q | 11,0 | 6,8 | 7,1 | 8,9 | 13,1 | 23,2 | 27,3 | 20,0 | 2,5 | 7,8 | 11,1 | - | 18,1 | 15,1 | 19,6 |
| C | - | - | - | - | - | 0,9 | 2,2 | 0,8 | - | - | 0,3 | - | 1,2 | - | - |
| hy | 2,9 | 2,7 | 2,3 | 6,3 | 3,9 | 5,0 | 4,7 | 6,3 | 3,1 | 7,4 | 7,3 | - | 9,6 | 7,8 | 5,7 |
| di | 6,2 | 8,1 | 7,8 | 7,8 | 3,7 | - | - | - | 6,9 | 3,1 | 5,6 | 12,6 | - | 0,8 | 0,9 |
| ap | 0,5 | 0,9 | 0,4 | 0,7 | 0,9 | 0,5 | 0,6 | 0,1 | 0,5 | 0,3 | 0,8 | 0,6 | 0,8 | 0,8 | 0,7 |
| il | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 1,2 | 1,0 | 0,7 | 0,4 | 0,5 | 0,6 | 0,5 | 0,8 | 1,5 | 0,9 | 1,0 | 0,8 |
| mt | 4,7 | 3,1 | 3,0 | 5,2 | 4,1 | 2,4 | 1,0 | 1,5 | 4,5 | 3,4 | 2,2 | 7,8 | 4,3 | 3,9 | 2,9 |
| hm | 1,9 | 4,3 | 2,2 | 2,2 | 2,0 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |

con un arco magmático externo, desarrollado sobre corteza continental, cercano a la fosa.

El diagrama Zr-SiO₂ (figura 4) muestra que las rocas de Collipilli tienen relativamente bajos contenidos de Zr respecto de SiO₂, coincidentes con los de la Formación Cayanta. Si se los compara con las unidades de la PVAP se puede apreciar que Collipilli y Cayanta tienen menor contenido de Zr, lo cual podría indicar comportamientos diferentes en ambos arcos magmáticos. En concordancia con lo expresado el contenido de Nb en Collipilli es relativamente bajo. Es similar al de la Formación Cayanta (Rapela y Llambías, 1985) y

sensiblemente menor respecto a la PVAP (Llambías y Rapela, 1987). En el diagrama Nb-SiO₂ de Pearce y Gale (1977) las rocas de Collipilli se encuentran dentro del campo correspondiente a arcos magmáticos (figura 5) mientras que las muestras de la PVAP están entre este campo y las del tipo de intraplaca.

La relación Rb/Sr (figura 6) muestra que Collipilli tiene valores de Sr más elevados que Cayanta. A su vez estas dos unidades muestran una menor dispersión respecto a la PVAP donde Rb está relativamente enriquecido y Sr empobrecido.

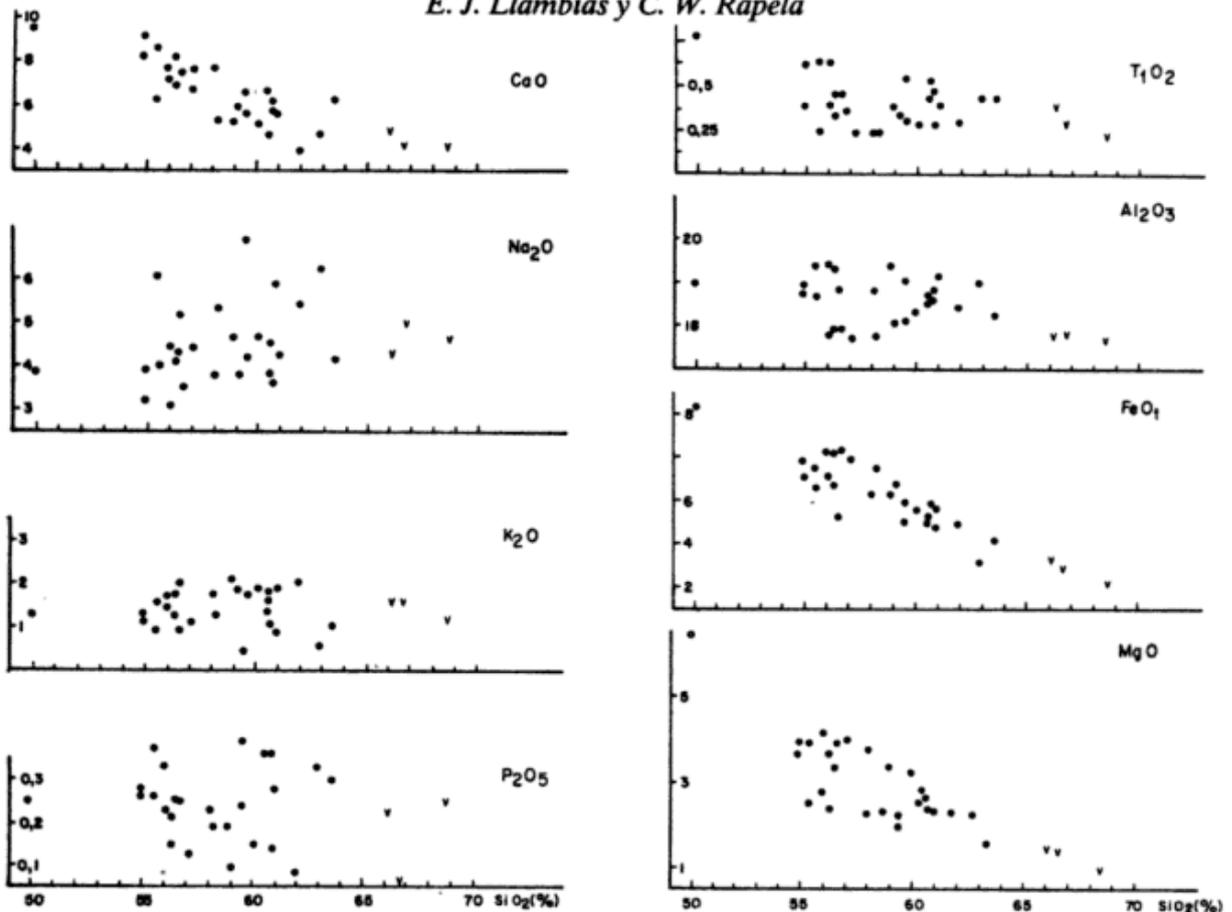


Figura 3: Diagramas de variación de muestras de Collipilli. Los puntos llenos corresponden a las andesitas y dioritas. Las ∇ a las dacitas.

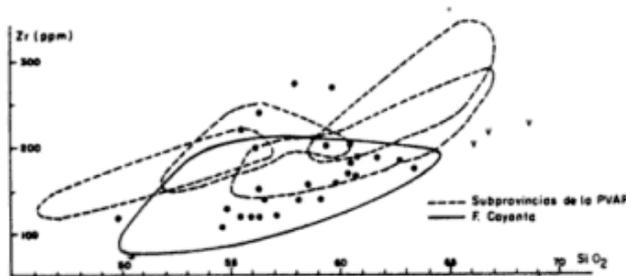


Figura 4: Relación Zr-SiO₂ de las muestras de Collipilli. Mismos símbolos que en figura 3. La línea llena delimita la distribución de las muestras de la Formación Cayanta en Andacollo (según Rapela y Llambías, 1985). La línea cortada delimita campos de la Provincia Volcánica Andino Patagónica (Rapela, *et al.*, 1988).

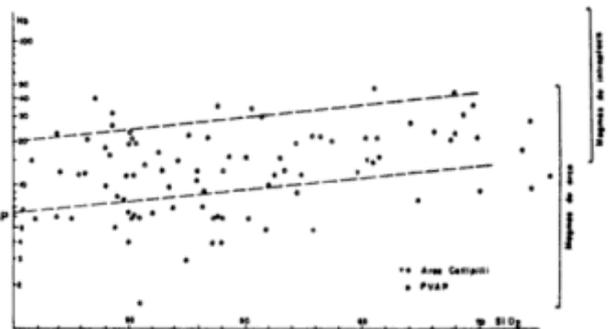


Figura 5: Relación Nb-SiO₂ de muestras de Collipilli. Mismos símbolos que en figura 3. Los círculos huecos corresponden a la Provincia Volcánica Andino Patagónica (Rapela, *et al.*, 1988). La delimitación de los campos es según Pearce y Gale (1977).

DISCUSION

Las unidades volcánicas, subvolcánicas e inclusive plutónicas, representadas por pequeños stocks, de edad Paleógena y de composiciones predominantemente intermedias se extienden a lo largo de la Cordillera de los Andes entre los

34° y 38°30'S formando parte de una provincia magmática con características petrográficas y geológicas bien definidas. La misma ha sido denominada Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina (PVNM) por Llambías y Rapela (1987) y pueden ser incluidas aquí muchas de las unidades ígneas descritas bajo la deno-

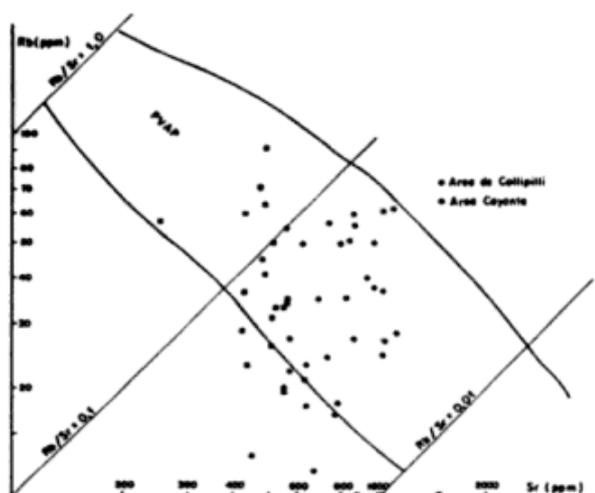


Figura 6: Diagrama Rb-Sr de muestras de Collipilli. Las muestras del área de Cayanta son según Rapela y Llambías (1985). La línea llena delimita la distribución de las muestras de la Provincia Volcánica Andino Patagónica (Rapela *et al.*, 1988).

minación de Grupo Molle por diversos autores: la Serie Andesítica Infraterciaria (Zöllner y Amos, 1973); Asociación Volcánica Andina Paleógena (Haller *et al.*, 1985); Complejo Efusivo Eógeno y Formación del Molle (Bettini, 1982).

Estrechamente asociados a esta provincia volcánica se encuentran yacimientos minerales que en general corresponden a alteraciones hidrotermales y yacimientos tipo pórfido cuprífero con sus sistemas de vetas satelitarias (Llambías y Malvicini, 1978; Malvicini y Llambías, 1982), como por ejemplo pueden considerarse Campana Mahuida (Sillitoe, 1977); cerro del Diablo (Malvicini, com. verb., 1987), cerro Caicayén (Malvicini y Llambías, 1982, Casé, com. verb., 1987).

El principal desarrollo de la PVNM se sitúa en el flanco oriental de la Cordillera Principal y se encuentra hacia el este del arco volcánico que según Digregorio *et al.* (1984) delimitaba la cuenca neuquina durante el Jurásico superior-Cretácico inferior y que se extiende a lo largo de la Cordillera hasta el norte de Mendoza (Sanguinetti, 1987). Esta disposición de los ciclos magmáticos del Jurásico superior-Cretácico inferior y Paleógeno pone de manifiesto una migración al norte de los 38°30' de oeste a este de los arcos magmáticos desde el Cretácico hasta el Paleógeno, lo cual representa una variación

que se da con frecuencia en los Andes Centrales.

La presencia de desarrollos de alteraciones hidrotermales y de yacimientos de cobres porfíricos relacionados con los intrusivos del Grupo Molle es un hecho comprobado (Llambías y Malvicini, 1978). Si bien estos yacimientos no tienen una ley en cobre que les permita un desarrollo económico como los que tienen los que se encuentran al norte de los 34°S, es importante destacar su presencia y su directa vinculación a rocas de composiciones intermedias ricas en anfíbol, tal cual lo postulara López Escobar (1984) para el Neógeno.

El yacimiento de cobre porfírico de Campana Mahuida, cuya alteración hidrotermal fué datada en $74, \pm 1,4$ Ma por Sillitoe (1977) fue incorporado por Pesce (1979) y por Munizaga *et al.* (1985) a la prolongación austral de la Faja Pacífica de cobres porfíricos definida al norte de los 34°S por Llaumet (1975) y cuyas edades son cretácicas. Sin embargo, la edad de alteraciones hidrotermales tipo cobre porfírico como Caicayén y Cerro del Diablo, de edad Eoceno, ubicaría a estos depósitos en lo que Llaumet (*op. cit.*) denomina Faja Andina, situada al este de la anterior y cuyas edades son Terciarias.

Se confirma así la tesis de Pesce (*op. cit.*) y de Munizaga *et al.* (*op. cit.*) acerca de la prolongación hacia el sur de los 34°S de las Fajas de cobres porfíricos de Llaumet (*op. cit.*) y permite incorporar a dicha tesis la continuación hacia el sur de la Faja Andina (figura 7). Ahora bien, mientras que la Faja Pacífica según Pesce (*op. cit.*) continúa hacia el sur de los 38°30'S hasta los 45°S, la Faja Andina se interrumpe a los 38°30'S. Para interpretar este cambio en el comportamiento y continuidad de ambas fajas los datos que se poseen no son aún suficientes por lo cual se considera que se requerirán mayores estudios para aclarar este problema.

La PVNM hacia el sur de los 38°30'S pierde identidad y las características descriptas no continúan hacia el sur. No obstante esto, los ciclos magmáticos Paleógenos al sur de esta latitud tienen considerable desarrollo y constituyen la Provincia Volcánica Andino Patagónica (PVAP) definida por Rapela *et al.* (1984).

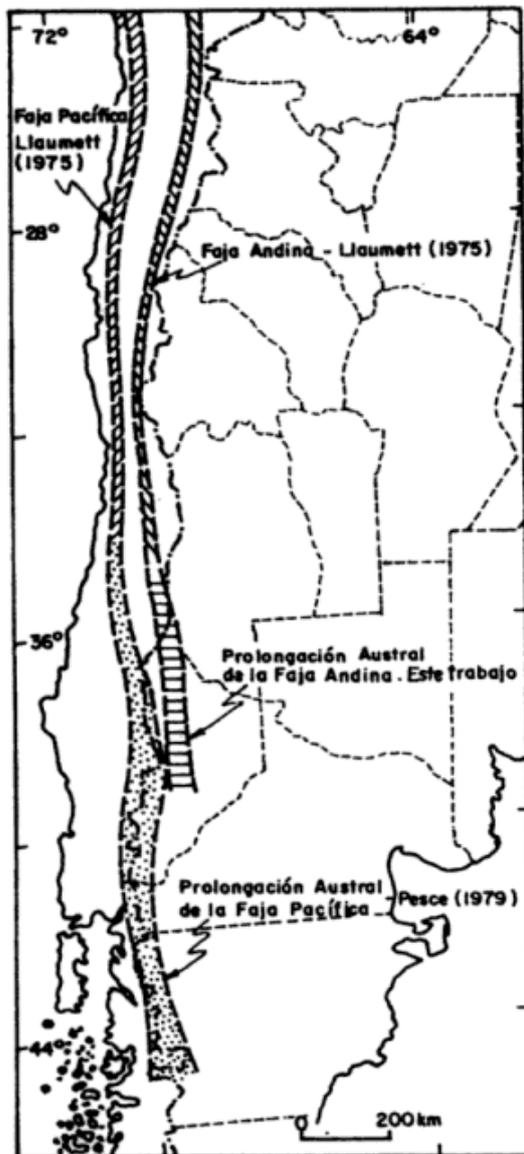


Figura 7: Distribución de las fajas de alteraciones hidrotermales y cobres porfíricos cretácicos y terciarios.

Existen marcadas diferencias entre la PVNM y la serie cordillerana de la PVAP (Rapela *et al.*, 1988), recientemente resumidas por Llambías y Rapela (1987) y que consisten esencialmente en: 1) la PVAP posee mayor variación litológica que la PVNM, la cual va desde basaltos hasta riolitas y que localmente puede ser interpretada como asociaciones bimodales (Rapela *et al.*, 1985); 2) El persistente desarrollo de anfíbol en la PVNM que presupone presiones de vapor de agua elevadas para magmas tan básicos como son las andesitas y basaltos de la Formación Cayanta con tenores de sílice tan bajos como 51 % (Rapela

y Llambías, 1985) o de 52 % en Collipilli. En la PVAP, en cambio, el desarrollo de anfíbol es poco frecuente (Rapela *et al.*, 1984); 3) En la PVNM se encuentran yacimientos de cobres porfíricos y sus vetas satelitarias, mientras que en la PVAP no se han reconocido hasta el presente manifestaciones equivalentes. Este brusco cambio de la metalogénesis asociada a los ciclos ígneos del Paleógeno es comparable al señalado por López Escobar (1984) para los ciclos ígneos Neógenos; 4) En Collipilli y Cayanta la relación Ba/Nb es sensiblemente mayor que en la PVAP, con excepción del Cerro Ventana en el área de Bariloche. Elevadas relaciones Ba/Nb son propias de arcos volcánicos (Perfit *et al.*, 1980) y difieren de los basaltos de dorsales oceánicas y de islas oceánicas, en los cuales dicha relación es menor (Hickey *et al.*, 1986). Esta diferencia puede indicar para Collipilli y Cayanta la presencia de un arco volcánico mejor definido con respecto a la PVAP y probablemente localizado más cerca de la fosa oceánica. Otra diferencia importante es que hacia el este del arco volcánico del noroeste del Neuquén no ha habido durante el Paleógeno actividad volcánica, mientras que en la PVAP dicha actividad se extiende hacia el interior del continente hasta unos 250-300 km del actual margen continental.

El significado de esto y su vinculación con el ángulo de convergencia de la placa ha sido considerado recientemente por Kay y Rapela (1987) al describir el volcanismo Terciario inferior y medio en los Andes norpatagónicos como una asociación magmática con algunas características tipo oceánicas y transicionales entre el arco volcánico moderno y el volcanismo alcalino de trasarco de la Patagonia. Los autores mencionados han interpretado que esta asociación se desarrolló sobre un ángulo de convergencia de placas oblicuo. En el arco magmático Paleógeno del noroeste del Neuquén aquí descrito las características petrográficas, químicas, y metalogenéticas sugieren, en cambio, un ángulo de convergencia normal de la subducción de la placa, lo cual explica la predominante composición diorítica a tonalítica, con abundante anfíbol; la presencia de yacimientos tipo cobres porfíricos; y la ausencia hacia el interior del continente de asociaciones ígneas con

edades similares. Sin embargo, este es un tema que está aún en etapa de discusión y que sin duda requerirá mucha mayor información para poder esclarecer esta hipótesis.

Las diferencias mencionadas tienden a confirmar lo señalado por Rapela y Llambías (1985) consistente en que la segmentación andina descripta para el volcanismo Neógeno-Reciente por López Escobar (1984) era ya efectiva durante el Paleógeno. Esto significa un rasgo estructural persistente durante todo el Cenozoico y que se mantiene aún a pesar de los cambios postulados por Cande y Leslie (1986) en los ángulos de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica producidos durante la ruptura de la placa de Farellones en el Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración del licenciado Martín Palacios durante los trabajos de campaña. También agradecen al revisor anónimo cuyos comentarios han permitido mejorar este trabajo. Este trabajo forma parte y ha sido financiado por el proyecto de investigación y desarrollo N° 310130 del CONICET.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARROSPIDE, A., 1972. *Depósitos de minerales de hierro de Vegas Peladas, Mina "Nenche", departamento Malargüe, provincia de Mendoza, República Argentina*. Asoc. Arg. Mineral., Petrol. y Sedimentol., Rev., III (3-4): 117-133, Buenos Aires.
- BETTINI, F. H., 1982. *Complejos efusivos Terciarios presentes en las Hojas 30c y 32b (Puntilla de Huincán y Chos Malal, del sur de Mendoza y norte del Neuquén), Argentina*. V° Congr. Latinoamer. Geol., Argentina, Actas, V: 79-114, Buenos Aires.
- BRACACCINI, I. C., 1970. *Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (2): 275-282, Buenos Aires.
- CANDE, S. C. y R. B. LESLIE, 1986. *Late Cenozoic tectonics in the Southern Chile trench*. J. Geophys. Res., 91: 471-496.
- DALLA SALDA, L., M. LEGUIZAMON, N. MAZZONI, J. MERODIO, C. RAPELA y L. SPALLETTI, 1981. *Características del volcanismo paleógeno en la Cordillera Norpatagónica entre las latitudes 39°30' y 41°20'S*. VIII° Congr. Geol. Arg., Actas, III: 629-657.
- DIGREGORIO, P. E., C. A. GULISANO, A. R. GUTIERREZ PLEIMLING y S. A. MINNITI, 1984. *Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas*. IX° Congr. Geol. Arg., S. C. de Bariloche, Actas, II: 147-162.
- GROEBER, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I: Hoja Chos Malal*. Soc. Geol. Arg., Rev., I (2): 177-208, Buenos Aires.
- _____, 1947. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. II. Hojas Domuyo, Mari-Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 2 (4): 347-408, Buenos Aires.
- HALLER, M., F. E. NULLO, C. A. PROSERPIO, P. D. PARICA y M. C. CAGNONI, 1985. *Major element geochemistry of early tertiary volcanics*. Comunicaciones, 35: 97-100, Dpto. Geol. Univ. Chile, Santiago.
- HICKEY, P. L., F. A. FREY, D. C. GERLACH y L. LOPEZ ESCOBAR, 1986. *Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust*. Journ. Geoph. Res., 91 (B 6): 5963-5983.
- YRIGOYEN, M. F., 1972. *Cordillera Principal*. En: *Geología Regional Argentina*. Dir. y Ed.: A. Leanza. Acad. Nac. Cienc., 345-364, Córdoba.
- KAY, S. M. y C. W. RAPELA, 1987. *El volcanismo del Terciario inferior y medio en los Andes Norpatagónicos (40°-42°30'S): origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción*. X° Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 192-194, San Miguel de Tucumán.
- KOZLOWSKI, E., C. E. CRUZ y G. A. REBAY, 1987. *El Terciario vulcanoclástico de la zona Puntilla de Huincán, provincia de Mendoza, Argentina*. X° Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 229-232, San Miguel de Tucumán.
- LOPEZ ESCOBAR, L., 1984. *Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes*. En: *Andean Magmatism. Chemical and isotopic constraints*. Ed. R. S. Harmon y B. A. Barreiro, 47-71, Shiva Publ.
- LLAMBIAS, E. J. y L. MALVICINI, 1978. *Geología, petrología y metalogénesis del área de Collipilli, provincia del Neuquén, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII: 257-276, Buenos Aires.
- _____, J. C. DANDERFER, M. PALACIOS y N. BROGIONI, 1978. *Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes*. VII° Congr. Geol. Arg., Neuquén, Actas, II: 569-584.
- _____, y C. W. RAPELA, 1987. *Las vulcanitas de Collipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia*. X° Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 249-251, San Miguel de Tucumán.
- LLAUMET, C., 1975. *La Faja Pacífica de cobres porfídicos y desarrollos de alteración hidrotermal de Chile*. II° Congr. Ibero - Amer. Geol. Econ., II: 331-348, Buenos Aires.
- MALVICINI, L. y E. J. LLAMBIAS, 1982. *El magmatismo mioceno y las manifestaciones metalíferas asocia-*

- das en Argentina. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Arg., Actas, III: 547-566, Buenos Aires.
- MERODIO, J. C. y J. M. MARTINEZ, 1985. *Análisis químicos de componentes mayoritarios en rocas silicatadas*. Asoc. Geol. Arg. Mineral., Petrol. y Sedimentol., Rev., 16 (1-4): 7-16, Buenos Aires.
- MINIUSSI, C., J. C. MERODIO, V. GOMEZ DE POSADAS y J. MEDA, 1980. *Determinación de elementos minoritarios y traza en rocas aluminosilícicas por fluorescencia de rayos-X*. Asoc. Arg. Mineral., Petrol. y Sedimentol., Rev., 11 (1-2): 15-21, Buenos Aires.
- MUNIZAGA, F., C. HUETE y R. HERVE, 1985. *Geocronología K-Ar y razones iniciales Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de la "Faja Pacífica" de "Desarrollos Hidrotermales"*. IVº Congr. Geol. Chileno (Antofagasta), Actas, III: 4-357-4-379.
- PEARCE, J. A. y G. H. GALE, 1977. *Identificación of ore deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. Volcanic Processes in Ore genesis*. Inst. Mining & Metallurgy. Geol. Soc. Lond., 14-24.
- PECCERILLO, A. y S. R. TAYLOR, 1976. *Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu areas, Northern Turkey*. Contrib. Mineral. Petrol., 58: 63-81.
- PERFIT, M. R., D. A. GUST, A. E. BENICE, P. J. ARCULUS y S. R. TAYLOR, 1980. *Chemical characteristics of island arc basalts: Implications for mantle sources*. Chem. Geol., 30: 227-256.
- PESCE, A., 1979. *El plutonismo del Cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal en el tramo medio de la Cordillera Patagónica. República Argentina*. Pre-print presentado al Congr. Latinoamer. Geol., Trinidad, Tobago.
- RAMOS, V. A., 1978. *Estructura*. VIIº Congr. Geol. Arg. (Neuquén), Relatorio: 99-118.
- RAPELA, C. W., L. A. SPALLETI, J. C. MERODIO y E. ARAGON, 1984. *El vulcanismo Paleoceno-Eoceno de la provincia Volcánica Andino Patagónica*. IXº Congr. Geol. Arg. (S. C. de Bariloche), Relatorio: 189-213.
- _____, _____ y _____, 1985. *The Paleogene Cordillera Series of the Patagonian Volcanic Province*. Comunicaciones, 35: 197-199, Dpto. Geol. Univ. de Chile, Santiago.
- _____, _____ y E. J. LLAMBIAS, 1985. *La secuencia andeítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina*. IVº Congr. Geol. Chileno, (Antofagasta), III: 4-458-4-488.
- _____, _____ y _____, 1988. *Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S)*. Journ. South. Americ. Earth. Sc., 1 (1): 75-88.
- RIGAL, E., 1942. *El yacimiento de magnetita Hierro Indio y otros menores del Departamento San Rafael, provincia de Mendoza*. Dir. Nac. de Geol. y Miner., 52, Buenos Aires.
- SANGUINETTI, A. S., 1987. *El "Tordillolense" y la extensión del volcanismo neojurásico en la cuenca Neuquino-Aconcaguina*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 279-282, San Miguel de Tucumán.
- SILLITOE, R. H., 1977. *Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes*. Econ. Geol., 99-103.
- ZOLLNER, W. y A. J. AMOS, 1973. *Descripción de la Hoja 32b Chos Malal, provincia del Neuquén*. Serv. Nac. Min. Geol., 143: 1-91, Buenos Aires.

E. J. LLAMBIAS

Secretaría de Minería, Santa Fe 1548 - Piso 11,
1060 Buenos Aires
CONICET

C. W. RAPELA

CIG - CONICET
Calle 1 N° 644 - 1900 La Plata

EPISODIOS MAGMATICOS DE LOS CICLOS PAMPEANO Y FAMATINIANO EN EL RIO YACORAITE, JUJUY

N. Manca, B. Coira, E. Barber y A. Pérez

RESUMEN

El hallazgo en la Quebrada de Yacoraite (Cordillera Oriental) de ultramafitas (ankaramitas y hornblenditas piroxénicas) en el techo de la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) ha permitido establecer una mayor distribución areal del magmatismo durante el Ciclo Pampeano. Se reconoció el carácter alcalino del mismo y su posible vinculación a procesos de rifting asociado a márgenes continentales o su relación con series alcalinas de fondos oceánicos o de islas oceánicas.

Niveles de basanitas intercaladas en la Formación Lizoite (Cámbrico medio-superior) y de basaltos, basanitas y traquitas en la Formación Santa Rosita (Cámbrico superior-Tremadociano inferior) constituyen las primeras evidencias de volcanismo para el Cambro-Ordovícico de la Cordillera Oriental. Este fue acotado en base al contenido fosilífero de las secuencias alojantes. Dicho volcanismo de carácter alcalino se asocia, probablemente como respuesta a fenómenos extensionales, a la plataforma clástica desarrollada en el margen del Escudo Brasileño durante el Ciclo Famatiniano; la que se inició con la transgresión marina de la Formación Lizoite y continuó con la depositación de la Formación Santa Rosita, con acumulaciones en la zona inferior de transición y de plataforma distal.

ABSTRACT

The discovery, in the Yacoraite valley (Cordillera Oriental) of ultramafites (ankaramites and pyroxene hornblendites) in the upper part of the Puncoviscana Formation (Upper Precambrian-Lower Cambrian) extends the known areal distribution of Pampean Cycle magmatism.

The alkaline nature of these rocks suggests an association with either ocean floor or ocean-island alkaline series or a link to rifting at a continental margin.

Younger flows of basanite found intercalated in the Lizoite Formation (Middle-Upper Cambrian) along with flows of basalt, basanite and trachyte found within the Santa Rosita Formation (Upper Cambrian-Lower Tremadocian) meanwhile constitute the first evidence of Cambro-Ordovician volcanism in the Cordillera Oriental; the ages of these flows are well-constrained by the fossiliferous content of the sequence. This volcanism, also alkaline in character, is likely result of extension of the clastic platform that developed along the margin of the Brazilian Shield during the Famatinian Cycle. Platform development began with marine transgression of the Lizoite Formation, followed by deposition of the Santa Rosita Formation, with accumulations in the lower section of shore facies and in the distal platform of off-shore facies.

INTRODUCCION

Hasta el presente, el conocimiento del volcanismo concomitante con la sedimentación marina durante el Ciclo Pampeano estuvo limitado al ámbito de la Cordillera Oriental, en la localidad de Coraya (Toselli y Aceñolaza, 1984), en niveles de la Formación Puncoviscana; mientras que la actividad magmática famatiniana fue identificada en diversos afloramientos de la Puna, en secuencias del Are-

nigiano (Schwab, 1973; Coira, 1973, 1975; Koukharsky y Mirré, 1974 y Coira *et al.*, 1982).

En este trabajo se describen volcanitas emplazadas en el techo de la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior), en el sector basal de la Formación Lizoite (Cámbrico medio) y en secuencias fosilíferas del Cámbrico superior-Tremadociano inferior (Formación Santa Rosita). Dichas secuencias se ubican en la Quebrada de Yacoraite, al sud-

oeste de la ciudad de Humahuaca, en la provincia de Jujuy (figura 1).

Estos hallazgos confirman la magnitud regional del evento magmático durante la deposición de la Formación Puncoviscana, constituyendo además, la primera mención de volcánicas para secuencias del Cambro-Ordovícico de la Cordillera Oriental.

La proximidad de los niveles volcánicos a la discordancia que regionalmente separa las formaciones Puncoviscana y Lizoite, sumado a la presencia de los mismos en secuencias fosilíferas de la Formación Santa Rosita, permite una ubicación estratigráfica bastante precisa de ellos.

Fundamentalmente, estas manifestaciones cobran interés como nuevos elementos para la interpretación paleogeográfica del Precámbrico superior-Paleozoico inferior.

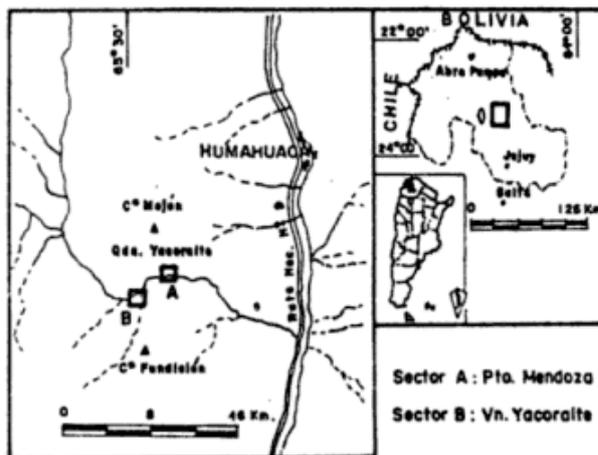


Figura 1: Mapa de ubicación.

CICLO PAMPEANO

Formación Puncoviscana (Turner, 1960). El afloramiento considerado está ubicado al este del Puesto de Mendoza, en la margen izquierda de la Quebrada de Yacoraité (figura 1-A). Allí, la sección portadora de los niveles volcánicos se presenta subhorizontal, y prácticamente paralela al plano de la discordancia.

Esta secuencia, del orden de los 20 m de espesor, está compuesta por metapelitas de colores pardo grisáceos a pardo morados, en bancos de 0,10-0,30 m de potencia, en los que se intercalan niveles de ankaramitas de 0,80-1 m. Son

rocas grisáceo-verdosas, vesiculares, pobremente porfíricas. Sus vesículas llegan a conformar hasta el 10 % del total. Los fenocristales (4-6 %) son de olivina (totalmente reemplazada por agregados de talco y carbonatos) y clinopiroxeno del grupo de la salita. Ellos se disponen en una pasta constituida por cristales prismáticos de olivina, minerales opacos, flogopita y en menor proporción clinopiroxeno. Intersticialmente y constituyendo en parte vesículas se distribuye analcima, la que alcanza hasta el 10 %. En proximidad a las zonas analcímicas suelen observarse prismas de posible kersutita ($Z^{\wedge}C = 0^{\circ}-4^{\circ}$) fuertemente pleocroicos ($X =$ pardo claro, $Z =$ pardo rojizo).

Hornblenditas piroxénicas se presentan a manera de filón con una potencia de 1 m. Son rocas porfíricas cumulares, constituidas por 35 % de fenocristales. Entre ellos se reconoce hornblenda zonal ($Z^{\wedge}C = 13^{\circ}$ en el centro y $Z^{\wedge}C = 17^{\circ}$ en el borde, la que denota enriquecimiento de Fe hacia la zona externa), aegirina-augita iricolora a ligeramente verdosa y posibles cristales de olivina, totalmente reemplazada por carbonatos y minerales opacos. La hornblenda reemplaza en forma maculosa a los cristales de aegirina-augita y muestra incipiente pasaje a biotita. La pasta, de textura granosa fina inequigranular, hipidiomorfa, está constituida por cristales subhedrales a euhedrales de hornblenda y aegirina-augita, inmersos en una base de carbonatos en la que participan albita de maclado difuso, distribuida a manera de parches y analcima con carácter accesorio e intersticial. El contenido de albita y analcima oscila entre 5-8 % del total. Cristales de apatita de buen desarrollo son abundantes en la pasta.

En este afloramiento, hasta el presente, no se identificaron fósiles, pero esta unidad ha provisto icnofósiles en localidades de Salta, Jujuy y Catamarca (Aceñolaza y Durand, 1973; Aceñolaza, 1978) que han permitido ubicarla dentro de la Facies de "Nereites" según el modelo icnofacial de Seilacher (1967).

Sobre esta base y desde el punto de vista paleoambiental esta entidad ha sido considerada como de facies turbidíticas, habiéndose reconocido las secciones proximales, intermedias y distales de abanicos submarinos, con eviden-

cias de procedencia desde el este (Jezek *et al.*, 1985).

Teniendo en cuenta la asociación icnofaunística antes mencionada y las impresiones medusoides reconocidas en Tucumán (Aceñolaza y Durand, 1986), se la asigna al Precámbrico superior-Cámbrico inferior.

CICLO FAMATINIANO

Formación Lizoite (Turner, 1960). Esta unidad constituye el tercio inferior del Grupo Mesón definido por Turner (*op. cit.*) en la Sierra de Santa Victoria.

La secuencia estudiada se localiza al este del Puesto de Mendoza, en la margen izquierda del Río Yacoraite (figura 1-A) y globalmente presenta características idénticas a las que se observan a lo largo de la Cordillera Oriental.

La sección relevada está integrada por una secuencia granodecreciente que se inicia con un conglomerado grueso polimítico, de rodados redondeados a subredondeados con matriz arenosa cuarcítica. Entre los rodados predomina el cuarzo y además hay areniscas cuarzosas, metapelitas y volcanitas. El conglomerado se torna paulatinamente más fino, tendiendo a oligomítico, hasta constituir areniscas finas. Todo el conjunto se dispone en bancos de 0,10-0,40 m de espesor, de contactos netos y con laminaciones predominantemente entrecruzada, festoneada en la base y tangencial a horizontal hacia el techo (figura 2). El color general es blanquecino, con tonalidades grises y rosadas.

Se intercalan mantos de 0,20-1,50 m de espesor de **basanitas** grisáceo verdosas a negruzcas con frecuente vesiculación hacia el techo (figura 3). Presenta fenocristales (5-30 %) de olivina forsterítica (intensamente reemplazada por carbonatos, serpentina y mineral opaco) y clinopiroxeno del grupo de la salita, ligeramente zonal, con enriquecimiento de Fe, Ti y Ca hacia sus bordes ($Z^{\wedge}C = 38^{\circ}$ - 40° en el centro, $Z^{\wedge}C = 42^{\circ}$ - 44° en el borde). Las pastas están constituidas por cristales subhedrales de clinopiroxeno del grupo de la salita y olivina, los que suelen estar incluidos en abundantes láminas de buen desarrollo de flogopita (X = amarillo pardusco, Z = pardo) a las que se asocian

minerales opacos y carbonatos. Analcima y nefelina (> 10 % del total) se disponen intersticialmente así como relleno de vesículas junto a carbonatos. En algunos casos participan en la pasta con carácter accesorio, prismas de aegirina-augita.

Estas rocas presentan nefelina y leucita normativa y se encuadran claramente en el campo de las suites alcalinas como puede observarse en la figura 4.

Han sido reconocidos también en la secuencia niveles de posibles **tobas** intensamente modificadas, con desnaturalización arcillo-ferruginosa y silícea.

Este afloramiento no ha provisto fósiles, pero en otras localidades de la Cordillera Oriental se coleccionaron icnofósiles de la Facies de "*Skolithos-Glossifungites*" lo que permite inferir un paleoambiente marino de alta energía. Esto habría condicionado el tipo y abundancia de organismos vivos, los que habitaban tubos inmersos en el sustrato marino arenoso ("*Domichnia*"). Hacia la Puna, afloramientos correlacionables con esta unidad litoestratigráfica, han provisto trazas de la icnofacies "*Cruziana*" y fragmentos de trilobites (Aceñolaza, 1973), que indicarían, en líneas generales, una zona más profunda dentro de la plataforma.

La secuencia del Río Yacoraite registra una transgresión marina, iniciándose con facies conglomerádicas que alcanzan los 40 m de potencia. Las facies arenosas que le suceden, con sus distintas estructuras y grado de selección, permiten adjudicar la Formación Lizoite, a un ambiente de playa, en zonas de intermareas.

Los fragmentos de trilobites provenientes de Potrerillos permiten asignarle a estas rocas una edad cámbrica media alta (Aceñolaza y Bordonaro, com. pers.). Esta edad estaría globalmente corroborada por la presencia de *Cruziana simplicata* en la Formación Campanario que le suprayace (Manca, 1986) ya que la misma es típica del Cámbrico superior-Tremadociano inferior.

Formación Santa Rosita (Turner, 1960). Esta unidad constituye la base del Grupo Santa Victoria definido por Turner (*op. cit.*) en la sierra homónima.

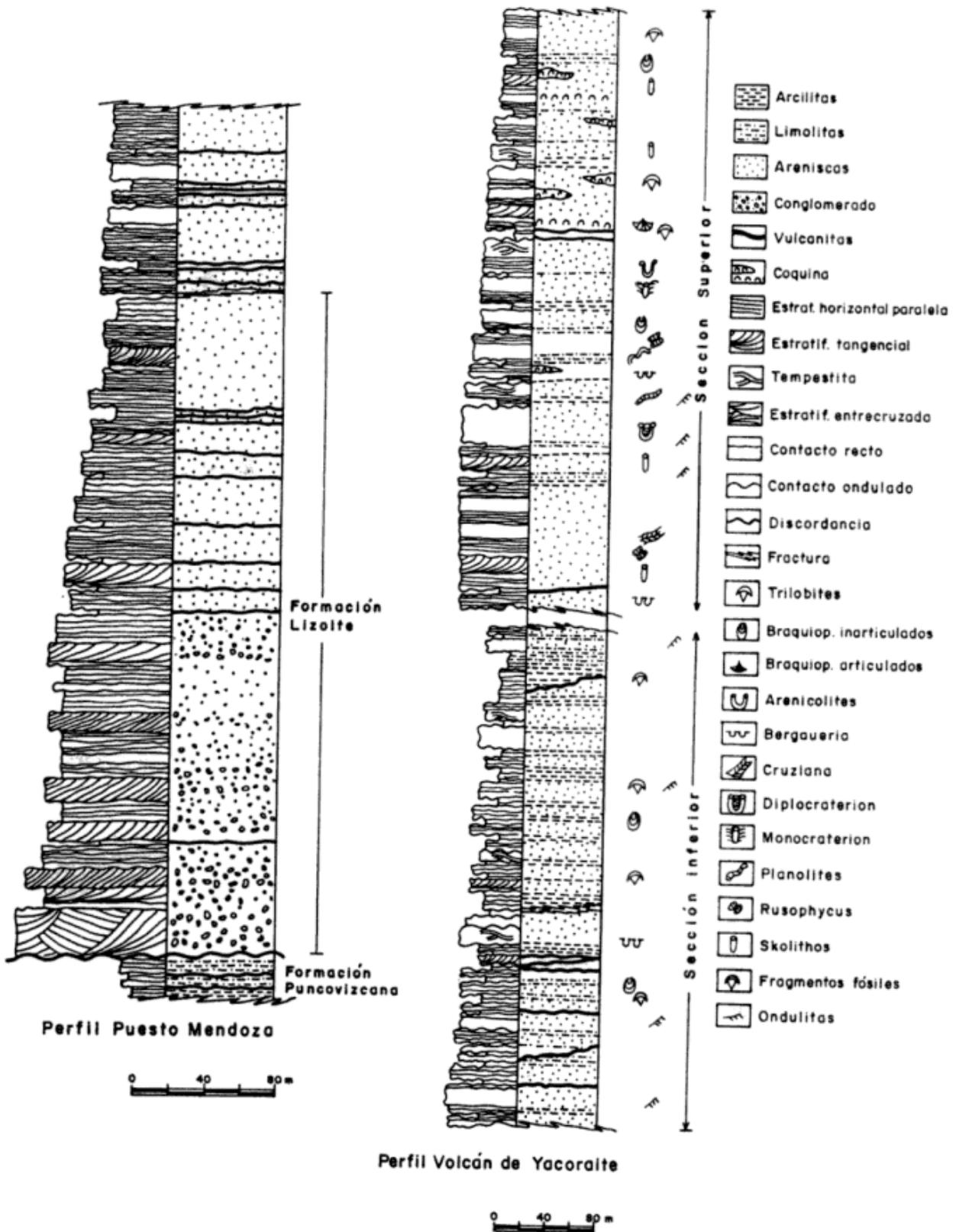


Figura 2: Perfiles estratigráficos Puesto Mendoza y Volcán Yacoraite.

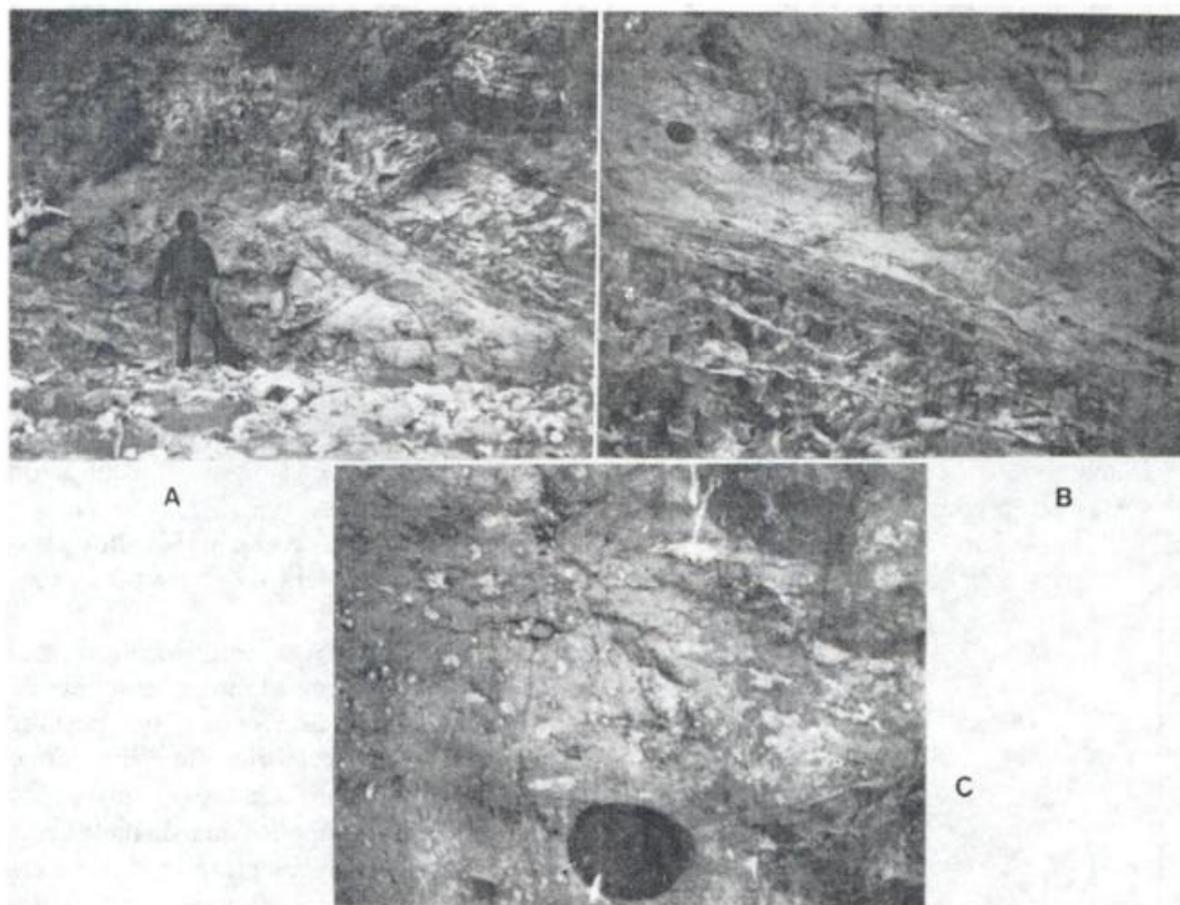


Figura 3: Manto de Basanita intercalado en la Formación Lizoite. a) Vista general; b y c) Mayor detalle del nivel

El afloramiento estudiado se encuentra ubicado en la margen derecha de la Quebrada de Yacoráite, entre las quebradas de Irique (este) y Yalicapor (oeste), aguas arriba del Puesto de Mendoza (figura 1-B). Allí esta Formación está afectada tectónicamente (figura 2). Se puede distinguir una parte inferior areno-pelítica (Cámbrico superior-Tremadociano inferior) y otra superior arenosa (Tremadociano inferior).

La parte inferior está compuesta por una alternancia de areniscas y pelitas. El predominio de las primeras hacia la base y de las segundas hacia la parte más alta, dan como resultado una secuencia granodecreciente que en líneas generales varía desde areniscas cuarcíticas medias y finas hasta limolitas y arcilitas (figura 2). Las tonalidades difieren de grises abajo, a gris verdosa y verde en el techo.

Todo el conjunto se dispone en bancos de espesores variables lateralmente cuya potencia máxima oscila entre los 0,35 y 0,50 m, de contac-

tos netos y/o erosivos, con laminación horizontal, ondulada, tempestitas y en ocasiones se observan ondulitas simétricas. La escasa laminación cruzada es de muy bajo ángulo.

En esta secuencia se observan mantos de **basanitas** gris oscuras a gris verdosas de 0,30-0,50 m de espesor, porfíricas (2-5 % de fenocristales), con vesículas de carbonato, analcima y/o nefelina. Participan en forma de diques de 0,30 y 1,50 m de espesor, en partes concordantes, **basaltos** negruzcos a grisáceos, vesiculares y exiguas **traquitas** parduscas anaranjadas (y 1/6 y 6/31 respectivamente en diagrama TAS - figura 5). Las **basanitas** presentan fenocristales de olivina forsterítica (Fo 80-82) (reemplazada en forma intensa por carbonatos, talco y opacos) y salita rica en Ti, zonal ($Z^{\wedge}C = 38^{\circ}-39^{\circ}$ en el núcleo y $Z^{\wedge}C = 42^{\circ}-44^{\circ}$ en los bordes con $2V (+) = 45^{\circ}-50^{\circ}$). Sus pastas están constituidas por cristales subhedrales de clinopiroxeno del grupo de la salita, olivina y pris-

mas de hornblenda basáltica, en algunos casos acompañada por biotita fuertemente pleocroica. Con carácter intersticial se disponen nefelina y analcima (> 10 %) asociadas en ocasiones a natrolita, mesolita y/o carbonatos. Estas rocas se caracterizan por la presencia de nefelina en la norma y su ubicación en el campo de las series potásicas (figura 6).

Los basaltos de afinidades alcalinas presentan exiguos fenocristales (3-5 %) de olivina forsterítica (reemplazada por carbonatos y opacos) y augita titanada ($Z^{\wedge}C = 46^{\circ}-48^{\circ}$ y $2V (+) = 50^{\circ}-55^{\circ}$) ligeramente pleocroica con tendencia cumulatofrítica e incipiente uralitización. Sus pastas están constituidas por tablillas de An_{52-50} de disposición afieltrada, con contornos

algo desdibujados por la presencia de clorita y carbonatos intersticiales y cristales subhedrales de augita titanada. Intersticialmente y con carácter accesorio exhiben en algunos casos analcima y nefelina.

Estas rocas se ubican dentro de las series sódicas según Middlemost (1974) (figura 6).

Las traquitas se caracterizan por la presencia de fenocristales (25-30 %) de anortoclasa con maclado discontinuo y anfíbol totalmente desferrizado y cloritizado. Sus pastas están compuestas por tablillas de sanidina de disposición afieltrada inmersas en una base de anortoclasa. Ellas muestran en la figura 7 su ubicación en las series potásicas.

Tanto las basanitas como los basaltos y traquitas se encuadran dentro de las suites alcalinas (figura 4).

Este sector, de alto contenido fosilífero, está integrado por una variada fauna de trilobites de la "Zona de *Parabolina argentina*" que permite asignarle una edad cámbrica superior-tremadociana inferior. Junto a estos organismos se identificaron braquiópodos inarticulados, organismos planctónicos indeterminados y escasas icnitas, tales como *Skolithos sp.*, *Diplocraterion sp.*, *Bergaueria sp.*

La parte superior está constituida predominantemente por areniscas cuarcíticas. Entre ellas alternan delgados niveles pelíticos y frecuentemente, se observan lentes y bancos de coquinas. Los estratos, de 0,35 a 0,50 m de espesor, tienen laminación paralela, cruzada de bajo ángulo, son masivos, presentan tempesti-

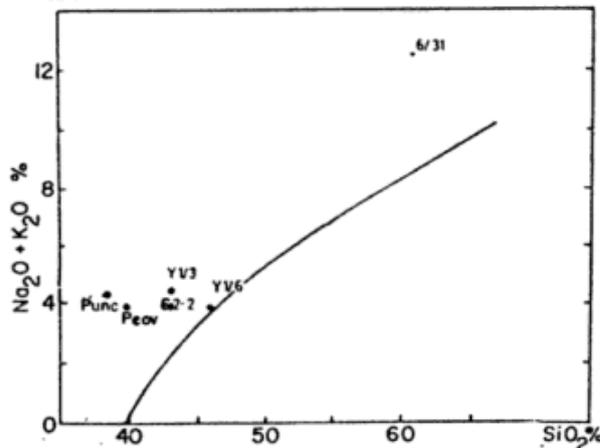


Figura 4: Campos alcalino/subalcalino según Irving y Baragar (1970). PUNC. PEOV (Formación Pontoviscana) E₂₋₂ (Formación Lizoite), Y1/3 y 1/6 (Formación Santa Rosita).

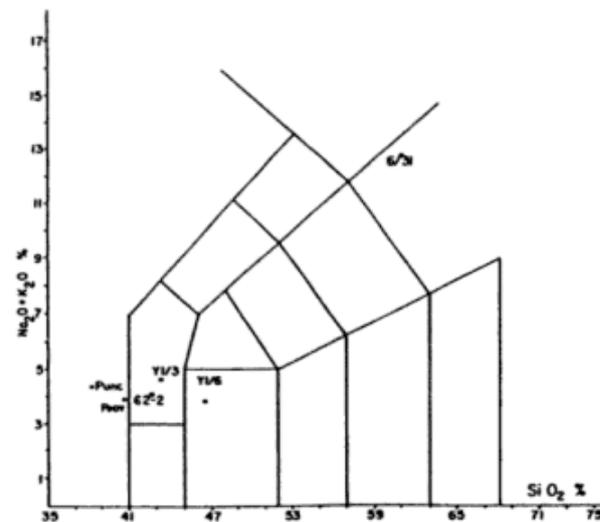


Figura 5: Diagrama de clasificación TAS (Le Maitre, 1984)

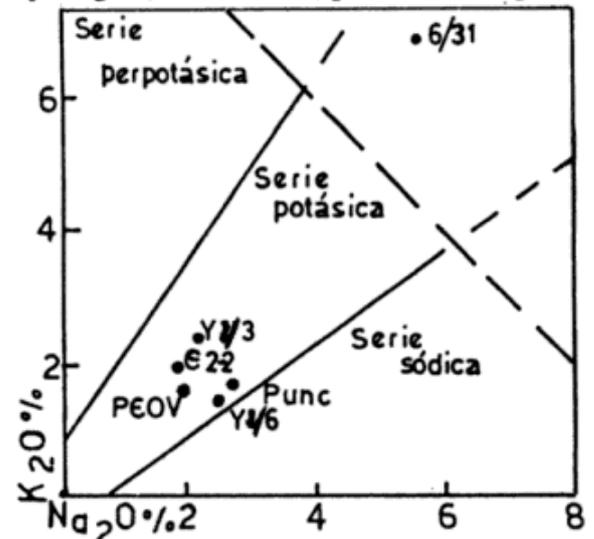


Figura 6: Diagrama K₂O/Na₂O (Middlemost, 1974)

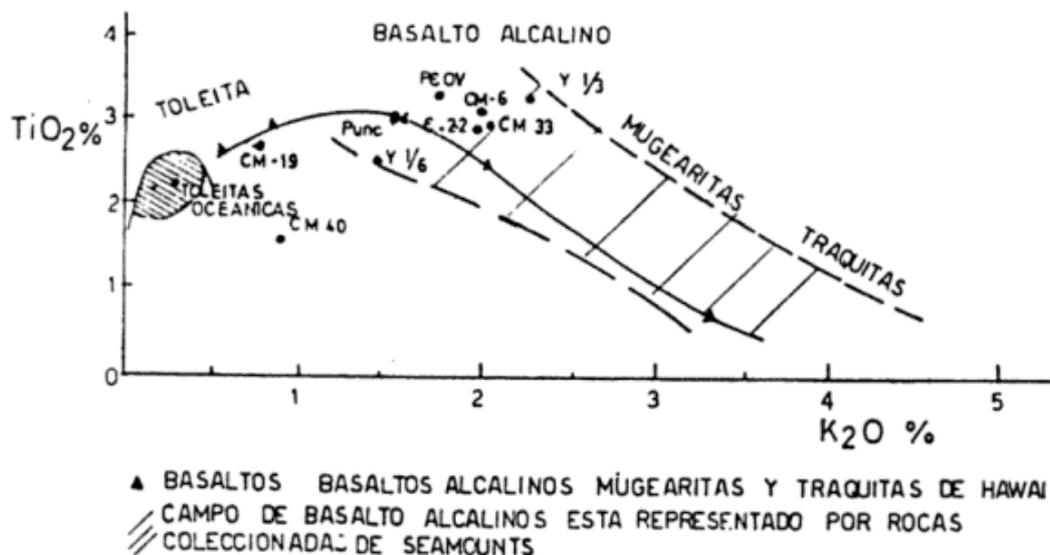


Figura 7: Diagrama TiO_2/K_2O de basaltos oceánicos y sus productos diferenciados.

tas, ondulitas subordinadas y bioturbaciones abundantes.

Se reconoció un manto traquítico de características semejantes a los descriptos para la sección inferior.

En el sector más bajo de esta sección superior hay numerosos icnogéneros entre los cuales puede citarse: *Arenicolites sp.*, *Bergaueria sp.*, *Diplocraterion sp.*, *Gordia sp.*, *Monocraterion sp.*, *Monomorphichnus sp.*, *Planolites sp.*, *Rusophycus sp.* y *Skolithos sp.*

De las coquinas se extrajeron trilobites y braquiópodos, de los cuales merecen citarse *Lloydia (Leiostrigium) douglasi* y *Orusia cf. putilliformis*, los que estarían confirmando una edad tremadociana inferior para dicha secuencia.

Las características sedimentarias y paleontológicas demuestran que la transgresión marina iniciada con la depositación de la Formación Lizoite, ha continuado para los tiempos de la Formación Santa Rosita, con acumulaciones en la zona inferior de transición (*shoreface*) y de plataforma distal (*offshore*) con evidencias de influencia de tormentas. El predominio de material pelítico en sectores, correspondería a una disminución de energía.

CONSIDERACIONES FINALES

Las facies turbidíticas de la Formación Puncoviscana indican un desarrollo asociado a ta-

lud continental. A ellas se vincula volcanismo alcalino, el que por sus características podría relacionarse tanto a procesos de rifting en márgenes continentales como a series de basaltos alcalinos de fondos oceánicos o de islas oceánicas, como puede observarse a través del diagrama TiO_2 versus K_2O para rocas oceánicas y sus productos diferenciados (Heikinian, 1982, figura 7). En él las volcanitas más representativas del área de estudio junto a otras muestras correlacionables de la Formación Puncoviscana (CM -19, CM-6, CM-33, Chayle y Coira, 1989), muestran coincidencia con asociaciones alcalinas de fondos oceánicos, como así también con las de islas oceánicas (ej. Hawái).

Durante el Ciclo Famatiniano la sedimentación estuvo ligada a un ambiente de plataforma clástica desarrollada en el margen del Escudo Brasileño, con variación transicional de sus facies, evidenciando una transgresión marina que se inicia con la depositación de la Formación Lizoite, donde se puede observar el desarrollo de facies transicionales "supratidales-intertidal" hasta Aurbtidal a infranerbítico en la Formación Santa Rosita. A este ambiente de plataforma se asocian, probablemente, como respuesta a fenómenos extensionales, manifestaciones magmáticas de carácter alcalino: basanitas, basaltos y traquitas.

Estas consideraciones plantean la necesidad de realizar en distintos puntos del noroeste argentino, estudios paleoambientales de de-

Cuadro I: Valores analíticos

| Muestra | Formación Puncoviscana | | Formación Lizoite | | Formación Santa Rosita | |
|--------------------------------|------------------------|-------------------------------------|-------------------|------------------|------------------------|------------------|
| | PUNC Ankaramita | PEOV. Hornblendita piroxénica | E 2-2 Basanita | Y 1/6 Basalto | Y 1/3 Basanitas | 6/31 Traquita |
| SiO ₂ | 38,71 | 40,88 | 42,78 | 46,45 | 43,17 | 61,13 |
| TiO ₂ | 3,09 | 3,37 | 2,94 | 2,55 | 3,32 | 0,32 |
| Al ₂ O ₃ | 10,69 | 10,09 | 11,98 | 14,72 | 11,08 | 20,77 |
| FeO | 11,03 | 10,64 | 11,10 | 11,50 | 12,60 | 3,26 |
| MnO | 0,25 | 0,30 | 0,19 | 0,33 | 0,21 | 0,32 |
| MgO | 13,46 | 14,27 | 12,14 | 9,61 | 10,73 | 0,18 |
| CaO | 18,52 | 16,64 | 14,71 | 10,95 | 14,23 | 1,35 |
| Na ₂ O | 2,62 | 1,95 | 1,92 | 2,30 | 2,29 | 5,66 |
| K ₂ O | 1,57 | 1,85 | 2,04 | 1,44 | 2,25 | 6,99 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,06 | 0,01 | 0,20 | 0,15 | 0,12 | 0,02 |
| Total | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

Análisis realizados en vidrios obtenidos a partir de polvo de muestras mediante microsonda electrónica JEOL 733 de la Universidad de Cornell.

talle así como geoquímicos (elementos traza e isotopía) de las rocas magmáticas asociadas, que permitan discriminar con mayor precisión los ambientes geotectónicos a los efectos de elaborar un modelo paleogeográfico para estos ciclos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, G. F., 1973. *Sobre la presencia de trilobites en las cuarcitas del Grupo Mesón, en Potrerillos, provincia de Salta*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 28: 309-311, Buenos Aires.
- _____, 1978. *El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., 15 (1-2): 15-64, Buenos Aires.
- _____, y F. DURAND, 1973. *Trazas fósiles del basamento cristalino del Noroeste Argentino*. Asoc. Geol. Córdoba, Bol, 2 (1-2): 45-55, Córdoba.
- _____, y _____, 1986. *Upper Precambrian-Lower Cambrian biota from northwest of Argentina*. Geol. Mag., 123 (4): 367-375.
- _____, y _____, 1984. *The trace fossil Oldhamia. Its interpretation and occurrence in the Lower Cambrian of Argentina*. N. Ib. Geol. Paläont. Mh. 12: 728-740, Stuttgart.
- CHAYLE, W. y B. COIRA, 1989. *Volcanitas alcalinas de la Formación Puncoviscana en el área Cerro Alto de Minas, departamento de Tucumán, Jujuy*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLIII (3-4), Buenos Aires.
- COIRA, B., 1973. *Resultados preliminares sobre la petrología del Ciclo Eruptivo Ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite en la zona de Abra Pampa, provincia de Jujuy, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 28 (1): 85-90, Buenos Aires.
- _____, 1975. *Ciclo efusivo ordovícico registrado en la Formación Acoite, Abra Pampa, Argentina*. IIº Congr. Ibero-Amér. Geol. Econ., I, 37-56, Buenos Aires.
- _____, J. DAVIDSON, C. MPODOZIS y V. RAMOS, 1982. *Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile*. Earth Sc. Rev., 18: 302-332, Amsterdam.
- HEIKINIAN, R., 1982. *Petrology of the ocean floor*. Elsevier Oceanography Ser., 33: 1-393.
- JEZEK, P., A. WILLNER, F. ACEÑOLAZA y H. MILLER, 1985. *The Puncoviscana trough—a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian Shield*. Geol. Rundschau. 74/3: 573-584, Stuttgart.
- KOUKHARSKY, M. y J. C. MIRRE, 1974. *Nuevas evidencias de volcanismo ordovícico en la Puna*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIX (1): 128-134, Buenos Aires.
- MANCA, N., 1986. *Caracteres icnológicos de la Formación Campanario (Cámbrico superior) en Salta y Jujuy*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., 23 (1-2): 75-87, Buenos Aires.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1975. *The basalt clan*. Earth Sc. Rev., 11: 337-364, Amsterdam.
- OMARINI, R. y B. BALDIS, 1984. *Sedimentología y mecanismos deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico-Cámbrico) del noroeste argentino*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 384-398, Buenos Aires.
- RODRIGUEZ, J. y R. C. GUTSCHICK, 1970. *Late Devonian-early Mississippian ichnofossils from Western and Northern Utah*. En: T. P. Crimes y J. C. Harper (Eds.) *Trace Fossils*. Geol. Jour. Spec. Issue, 3: 407-438.
- TOSSELLI, A. y G. ACEÑOLAZA, 1984. *Presencia de erup-*

Asociación Geológica Argentina

tivas basálticas en afloramientos de la Formación Puncoviscana, en Coraya, departamento de Humahuaca, Jujuy. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (1-2): 158-159, Buenos Aires.

TURNER, J. C. M., 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias*. Bol. Acad. Nac. Cienc., XLI: 163-169, Córdoba.

SCHWAB, K., 1973. *Die stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentinien)*. Geotek. Forsch., 43: 1-168.

SEILACHER, A., 1967. *Bathymetry of trace fossils*. Marine Geol. 5: 413-428.

N. MANCA

Universidad Nacional de Tucumán
Instituto Nacional de Correlación Geológica
Miguel Lillo 205 - Tucumán

B. COIRA

A. PEREZ

CONICET-UNJu
C.C. 258 - S. S. de Jujuy

E. BARBER

Secretaría de Minería
Miguel Lillo 205 - Tucumán

LA IGNIMBRITA BARDA COLORADA DEL COMPLEJO VOLCANICO PIROCLASTICO DEL RIO CHUBUT MEDIO

M. M. Mazzoni, E. Aragón y J. C. Merodio

RESUMEN

Se propone el nombre de Ignimbrita Barda Colorada (IBC) para designar el conjunto de depósitos de flujos piroclásticos acumulados en la base del complejo volcánico-piroclástico (Paleoceno-Eoceno) del Río Chubut Medio (Formación Huitrera). Los depósitos son lapillitas y tobas ricos en líticos -mayormente volcánicos- y pobres en cristales (comunmente plagioclasas), generalmente soldados y de coloración amarillenta-castaña. Los análisis químicos de muestra total (23) denotan composición de riolitas potasio normal a alto, calcoalcalinas peraluminosas, con cierta afinidad toleítica en su Miembro Superior. El Miembro Superior, separado por un plano de discontinuidad, está caracterizado por mayor soldamiento y desvitrificación, naturaleza compuesta, y mayor participación de litoclastos. Según la información aquí recogida, sumada al arreglo estratigráfico-espacial de la IBC, se interpreta que su acumulación se ha producido en ambientes de intra y extracaldera, bajo la forma de flujos piroclásticos, a partir de episodios explosivos recurrentes sobre materiales magmáticos atípicamente zonados o anatócticos.

ABSTRACT

Barda Colorada Ignimbrite (IBC) is a new name proposed for the sequence of several pyroclastic flow deposits (PFD) at the base of the Paleocene-Eocene Río Chubut complex (Huitrera Formation). They are mainly welded yellowish-brown pumiceous and lithic lapillistones and tuffs, with abundant volcanic lithic fragments and scarce crystals. Twenty three rock chemical analysis in different levels and localities are indicative of normal to high K calc-alkaline peraluminous rhyolites, with some tholeiitic affinity for the Upper Member. The Upper Member, separated by a conspicuous plane with local interbeds, is also characterized by a greater degree of welding, devitrification and lithic content, and by its compound cooling nature. According to the stratigraphic and spatial relations, and other features described here IBC is interpreted in terms of recurrent explosive events affecting atypically zoned or anatectic magmas, and subsequent transport and accumulation as PFD in extra and intra-caldera environments.

INTRODUCCION

La presente contribución tiene por finalidad ampliar la información presentada recientemente (Mazzoni y Aragón, 1985, 1986, 1987, Aragón *et al.*, 1987) en lo que atañe a la unidad informalmente denominada "A" en la primera de esas contribuciones, a la que se propone denominar aquí formalmente como Ignimbrita Barda Colorada (IBC).

Esta unidad piroclástica es la más antigua del complejo volcánico-piroclástico aflorante en la zona, el que ha sido descripto como Serie Riodacítica o de la Laguna del Hunco y Serie Liparítica (Pettersen, 1946), Serie Andesítica (Feruglio, 1941), Serie Andesítica Extraandina,

Volkheimer, 1965) y Formación Laguna del Hunco (Proserpio, 1978, Aragón y Romero, 1984), y más recientemente, como Formación Huitrera (Volkheimer y Lage, 1981; Lage, 1982, Rapela *et al.*, 1984). Al respecto se señala que actualmente se encuentra en desarrollo el estudio de las restantes unidades y el de la evolución y significado geológico de este complejo, cuyos resultados se darán a conocer en próximas contribuciones. El único dato geocronológico tomado sobre la IBC (Archangelsky, 1974) indica una edad paleocena. Nuevas dataciones en unidades del complejo -unidad C y Serie del Mirador (Mazzoni y Aragón, 1985) con 50,5 y 43,1 Ma, serán analizados especialmente en una próxima contribución.

 Fm. Mamil Choique

 Depositos de flujos piroclásticos.
Ignimbrita Barda Colorada

 Fm. Paso del Sapo y Letipán

 Serie del Mirador

 Fm. Huitrera no diferenciadas

 Localidad revisada o con perfil levantado

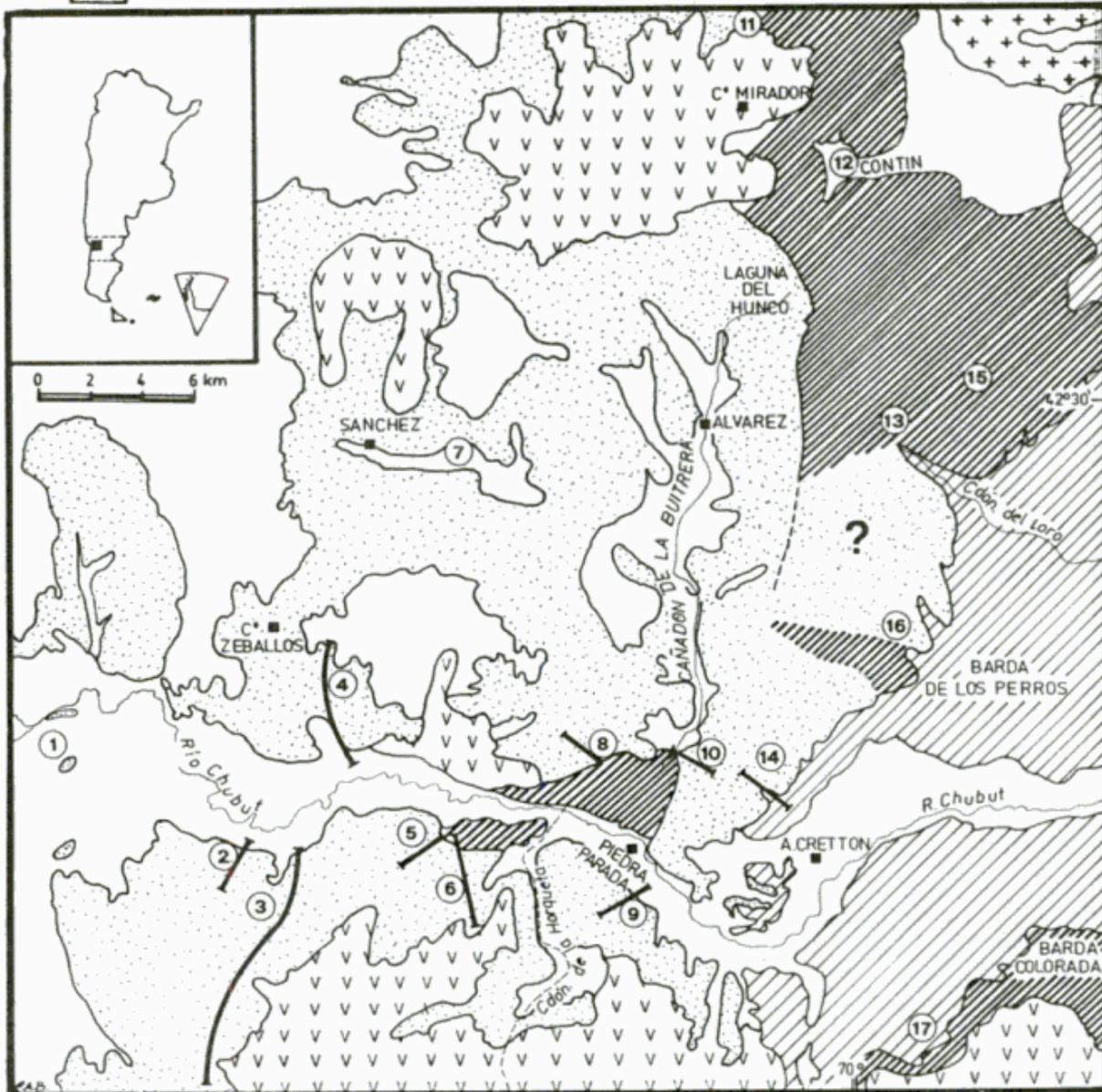


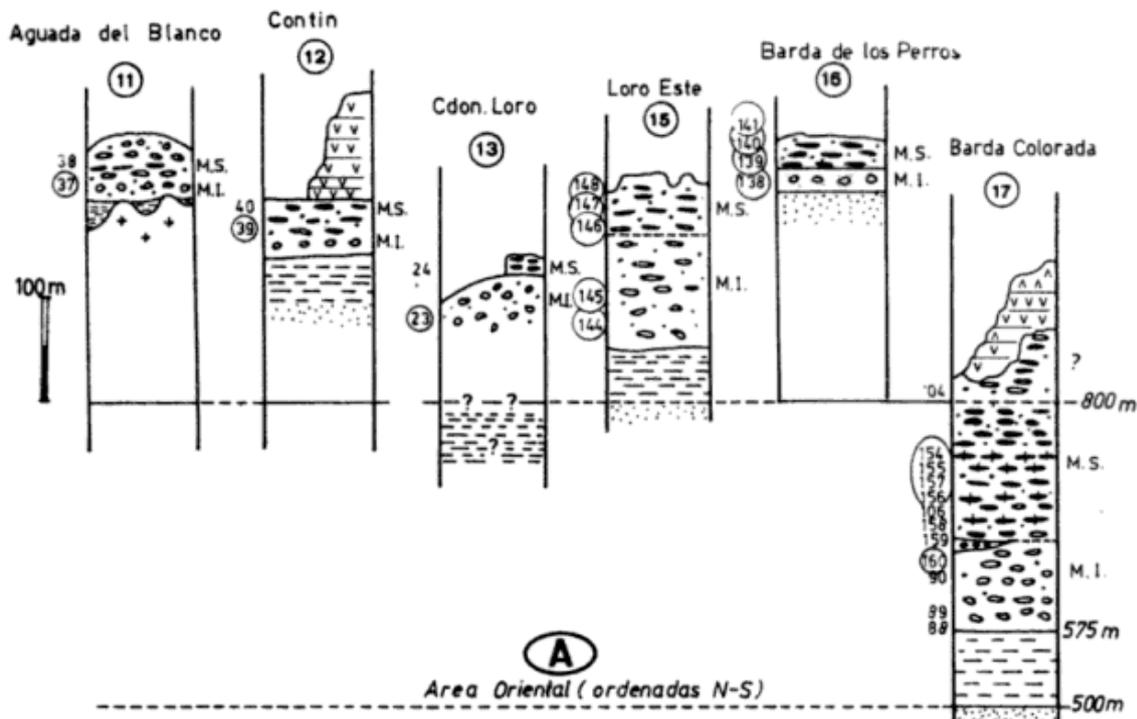
Figura 1: Afloramientos de la Ignimbrita Barda Colorada.

Los depósitos de flujos piroclásticos (DFP) de la unidad Ignimbrita Barda Colorada son de desarrollo regional, y han sido localizados al presente en diferentes sectores de las hojas 42c (Cerro Mirador), 42d (Gastre), 43c (Gualjaina) y 43d. En esa vasta región aparecen muy buenos afloramientos locales, aunque discontinuos y difíciles de correlacionar. En ellos se han efectuado numerosas observaciones, con especial detalle en las localidades que se señalan en la figura 1, y muestreos sistemáticos de los mate-

riales sobre los que se desarrollan análisis mineralógicos, geoquímicos y geocronológicos.

CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS GENERALES

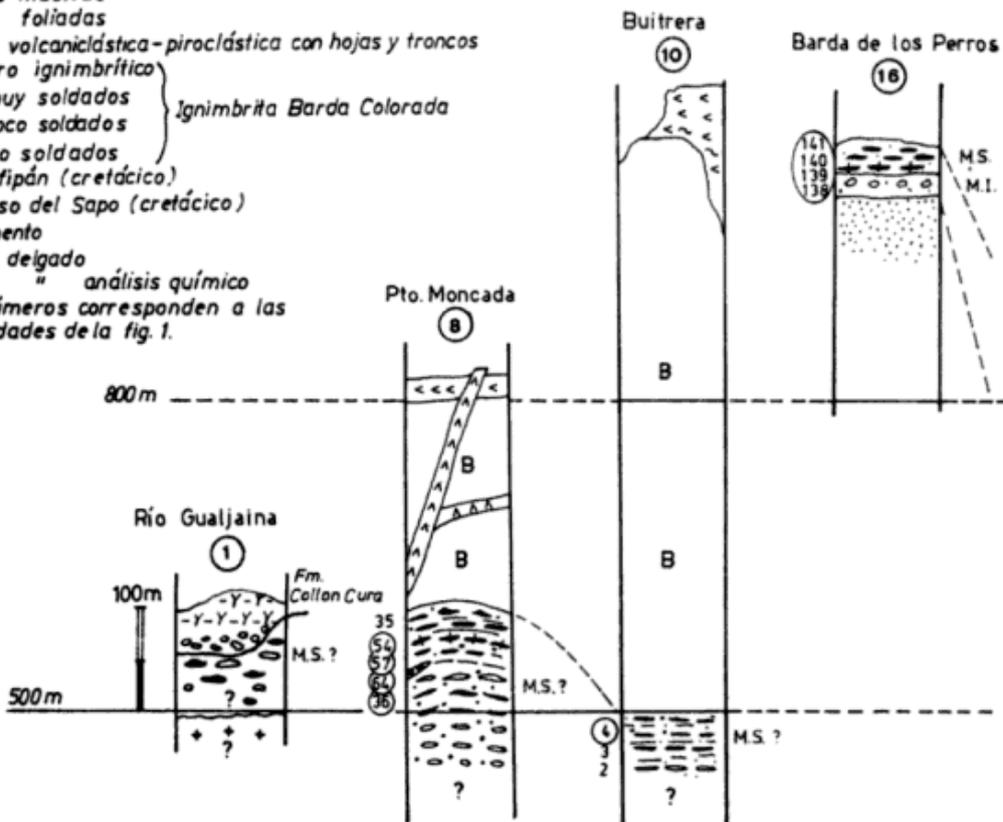
Las características más salientes de la IBC corresponden a la de un importante conjunto de DFP soldados a muy soldados, con abundante contenido de litoclastos (15 a 20 % de la roca). Su coloración es generalmente oscura



(A)
Area Oriental (ordenadas N-S)

REFERENCIAS

- vv Basaltos } Serie Mirador
- AA Andesitas }
- KK Riolitas masivas
- KK Riolitas foliadas
- B Unidad volcanoclástica-piroclástica con hojas y troncos
- Vitrófilo ignimbrítico
- DFP muy soldados } Ignimbrita Barde Colorada
- DFP poco soldados }
- DFP no soldados }
- Fm. Lefipán (cretácico)
- Fm. Paso del Sapo (cretácico)
- + Basamento
- 32 Corte delgado
- 31 " " análisis químico
- 8 Los números corresponden a las localidades de la fig. 1.



(B)
Area Río Chubut (ordenadas W-E)

Figura 2: Columnas esquemáticas de las unidad IBC.

-especialmente en relación con la unidad supraestante B (figura 2)-, con predominio y mezcla de tintes morados, naranja, amarillento y rojizo. Sus afloramientos superan en Barda Colorada al centenar de metros de espesor y, a pesar de variaciones laterales importantes, frecuentes en este tipo de depósito, presenta rasgos suficientemente constantes como para correlacionar afloramientos distantes. Por otra parte, a nuestro entender, son diferentes a los que exhiben otros depósitos de flujos piroclásticos que se intercalan en niveles volcánoclasticos más jóvenes.

Megascópicamente resaltan por la combinación de lenticulas o fiammes (frecuentemente amarillentas) que pueden alcanzar varios decímetros (Mazzoni, 1986, lámina 5,5a, Mazzoni y Aragón, 1985, figura 3) con abundantes líticos, cuyo tamaño modal está entre 0,5 y 0,8 cm, y el máximo entre 4 y 5 cm. La matriz es fina, generalmente tenaz y en ella sólo se distingue una exigua cantidad de pequeños cristales, por lo común tabulares y traslúcidos. Estas características otorgan un aspecto heterogéneo y poco seleccionado, eutaxítico cuando no "brechoso" a las muestras, que por estas circunstancias deben generalmente clasificarse granulométricamente como lapillitas o brechas (pumíceas o líticas) y, más raramente, como tobas de flujo, cuando la fracción ceniza es muy abundante.

Si bien el análisis no ha sido exhaustivo y suficientemente detallado, se descarta la existencia de depósitos de caída importantes asociados con esta unidad.



Figura 3: Contacto entre el MI y el MS. IBC al este del Cañadón del Loro. En primer plano, a la izquierda, lente más soldada en el M. I.



Figura 4: Barda Colorada. MI de aspecto "tobáceo" y macizo, cubierto por la unidad compuesta del MS (con varios vitrófiros ignimbríticos).

ESTRATIGRAFIA

La descripción de esta unidad en las diferentes localidades se ha organizado en dos grupos, especialmente en función de las diferentes relaciones de piso y techo de la unidad: zona oriental (figura 2A) y el área de Piedra Parada (figura 2B). Al respecto debemos señalar que nuestras observaciones en el terreno han sido complementadas con los mapeos y contribuciones de Proserpio (1978), Lage (1982), Volkheimer y Lage (1981), Pettersen (1946) y apoyados con imágenes aéreas y satelitarias.

Area Oriental

En la figura 2A, donde se han ordenado los perfiles desde el norte hacia el sur, se observa que la Ignimbrita Barda Colorada, a excepción del área homónima, se presenta en cotas elevadas, cercanas a los 1000 m, y sobre la Formación Lefipán, a excepción de la zona de la Aguada del Blanco y de la Barda de los Perros. En la primera de estas localidades apoya también sobre basamento (Formación Mamuil Choique, Proserpio, 1978) y sobre areniscas entrecruzadas de gran escala que corresponden a la Formación Paso del Sapo en la segunda.

En el Cañadón del Loro y Loro Este coronan el relieve constituyendo mesas (figura 3, Mazzoni y Aragón, 1985, figura 2) bastante disectadas, a veces cubiertas por unidades



Figura 5: IBC en Cañadón de la Buitrera. Los DFP son macizos, espesos y soldados (estructuras pseudocolumnares). Intercapas poco conspicuas. Abajo, al centro (algo a la derecha) moto y persona para escala.

lávicas básicas, las que han sido asignadas a la Serie del Mirador, tal como acontece en el área norte (Petersen, 1946; Volkheimer y Lage, 1980) y en la sur (Barda Colorada, Petersen, 1946), o incluidas en la Formación Laguna del Hunco (Aragón y Romero, 1984). Los afloramientos de este último sector están en una cota aproximada de 400 m por debajo de los restantes (figura 2A), circunstancia que se atribuye a procesos de fallamiento relacionados con episodios de tipo caldera (Mazzoni y Aragón, 1985, 1986).

En todas las localidades de este sector -a excepción de la zona de la Aguada del Blanco- se observa que la unidad está compuesta por dos tipos litológicos diferenciables en el campo, y que se propone aquí denominar formalmente como Miembro Inferior (MI) y Superior (MS) respectivamente (figura 3).

Miembro Inferior

Esta unidad ha sido descrita y mapeada anteriormente como Al (poco soldadas) (Mazzoni y Aragón, 1985) y aflora extensamente en las inmediaciones y al este del Cañadón del Loro (figuras 3 y 4). Dada la ausencia de discontinuidades composicionales y/o físicas internas importantes se considera que representa el depósito de un único flujo piroclástico (figura 5).



Figura 6: IBC. Cañadón de la Buitrera. Nivel de cavernas en zonas menos soldadas, inmediatamente por debajo del plano de discontinuidad más conspicuo en la quebrada. Abajo a la derecha persona para escala.

El MI es de coloración pálida amarillenta, rosada y aspecto "tobáceo". Contiene por lo general abundantes lapilli y hasta bloques de pómez con poco o ningún aplastamiento. Como casi todos los depósitos de la IBC aloja frecuentes litoclastos de coloración oscura (ver descripciones petrográficas). Sus exposiciones, discontinuas e incompletas no han permitido la observación de su contacto basal, a excepción de la localidad 17 (figura 1 y 2A). Carece de soldamiento marcado y de no ser por la abundancia del material pumíceo, podría describirse como un diamicto. En la Barda Colorada su espesor excede los 80 m y culmina con una zona de moderado aplastamiento de pómez cloritizados.

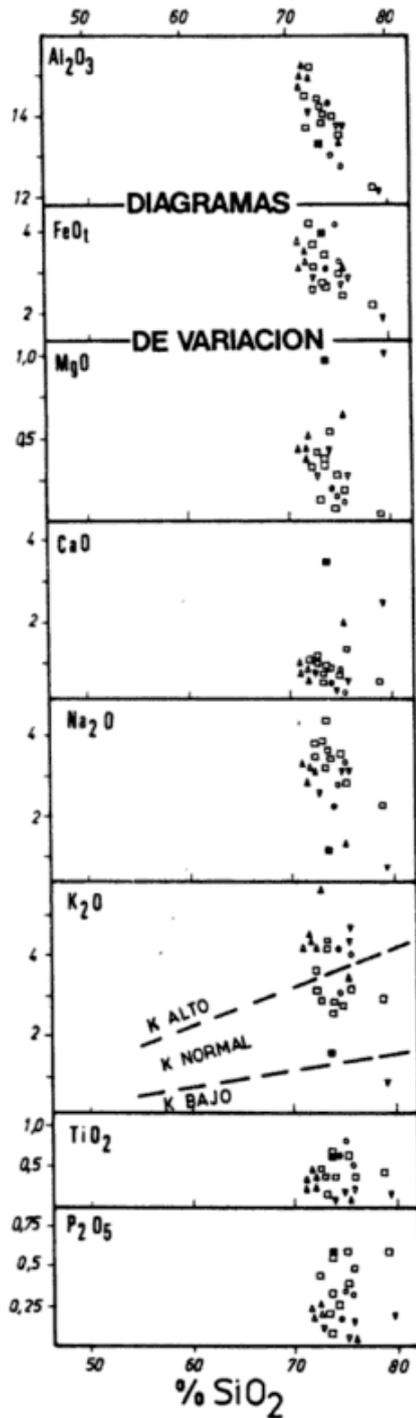


Figura 9: Diagrama de variación de Harker.

verdosa (Unidad B, Mazzoni y Aragón, 1985) portadora de la Flora del Hunco (Aragón y Romero, 1984), que no aparece en el "área oriental". No menos importante es que en este sector se registra disposición dómica de la IBC, verificada a lo largo de los cañadones de la Buitrera (figura 5) y de la Horqueta en dirección norte-sur y a lo largo de los afloramientos sobre el río Chubut, en dirección este-oeste.

Si bien los caracteres cromáticos y físicos anteriormente señalados son importantes en el reconocimiento de la unidad, su rasgo más diagnóstico es la abundancia de material lítico, aún mayor que el presente en el MI y de granulometría bastante gruesa (ver composición petrográfica).

Las rocas aquí aflorantes, que alcanzan en el Cañadón de la Buitrera los 150 m de espesor sin base expuesta, corresponden estrechamente con los tipos litológicos descritos para el MS. Se caracterizan, en forma grosera, por una zona inferior maciza y clara, y una superior de coloración naranja, de aspecto más estratificado, especialmente en su parte superior. Separa a ambas un plano de discontinuidad, localmente conglomerádico, algo más conspicuo que los numerosos presentes en la secuencia (figura 6). Por debajo del mismo y coincidiendo con una zona de poco soldamiento, se desarrolla un nivel de cavernas de grandes dimensiones en la Quebrada de la Buitrera (Mazzoni, 1986, láminas 5-6b). Por encima, los depósitos más estratificados (Mazzoni, 1986, figuras 5-7a) representan una unidad de enfriamiento compuesta, muy semejante a la descrita para Barda Colorada, también con desarrollo de variedades tipo "piel de tigre". El número de flujos aquí parece ser mayor y el espesor de las unidades más pequeño. Sobre las márgenes sur y norte del río Chubut afloran por encima, tobas soldadas con abundantes litofisas (Mazzoni y Aragón, 1985, figura 4). También son características en este nivel la presencia de fiammes con rellenos cuarzosos (ver petrografía).

En general, y comparados estos afloramientos con los de Barda Colorada, exhiben coloraciones más oscuras, mayor eutaxismo y mayor grado de aglutinación, consecuencia del mayor grado de soldamiento de los materiales, a su

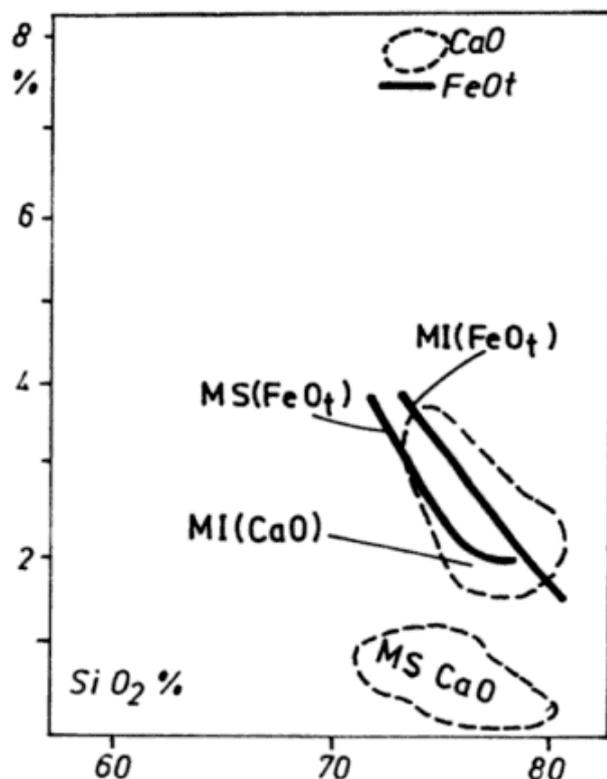


Figura 10: Diagrama de variación de FeO_t y CaO superpuestos.

vez reflejo de la mayor temperatura de los eyectos al momento de su acumulación.

Debemos señalar que en las restantes localidades indicadas en la figura 1 (2, 3, 4 y 7) se han detectado DFP que reúnen características diferentes y que, según nuestra interpretación, corresponden a eventos explosivos más jóvenes, ubicados en la unidad B (Mazzoni y Aragón, *op. cit.*).

COMPOSICION

El análisis petrográfico y geoquímico de este tipo de materiales y su ulterior interpretación es complicado y ha sido discutido recientemente por Hildreth y Mahood (1985). Además en nuestro caso la falta de perfiles completos complican notoriamente la correlación de afloramientos distanciados, cualquiera sea el o los rasgos que se utilicen a tales efectos. Esta circunstancia se ve agravada, como fuera comentado anteriormente, por la aparición de otros depósitos ingimbríticos más jóvenes que la IBC, que aflorando aisladamente, plantean serias dudas de ubicación cronológica.

CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS

En función de las características anteriormente señaladas, sólo se tratarán aquí aquellos rasgos más diagnósticos y/o más sencillos que caracterizan la IBC. Desde el punto de vista de la participación de sus diferentes componentes, son lapillitas con escasa cantidad de cristales (figura 7A), donde la variabilidad está concentrada especialmente en la relación pómez/líticos. Esta característica queda reflejada en la figura 7B y 8, donde se ha eliminado la influencia de los vitroclastos (componente mayoritario de la matriz, generalmente un 40 % de la roca). En esas figuras se advierte la amplia variabilidad de los litoclastos y aún de cristales. A este respecto, no es indiferente el grado de aplastamiento que reduce sensiblemente el volumen de los fragmentos pumíceos en las muestras soldadas (eutaxitas). Sin embargo, las variaciones en la relación líticos/pómez en muestras con semejante soldamiento (figura 7B y 8) indican la existencia de otros mecanismos.

En la figura 8, tanto las muestras de la Barda Colorada, numeradas desde la parte inferior de la unidad, como las dos series de muestras del área del Cañadón del Loro, se separan notoriamente en dos campos: el superior (rico en pómez) y el inferior (rico en líticos) los que corresponden a las unidades denominadas MI y MS respectivamente. Contrariamente, en las muestras de la Quebrada de la Buitrera, donde interpretamos que sólo aflora el MS, a excepción de dos muestras, la mayoría se emplazan en el sector típico del MI. En general estas muestras corresponden a un nivel alto del MS, caracterizado por rocas muy desvitrificadas, con una importante participación de sanidina entre los feldespatos, lenticulas cuarzosas -relleno de fase vapor-, y que no han sido encontradas en los restantes perfiles.

En lo que respecta a **desvitrificación** (Smith, 1960; Briggs, 1976) se observa que la mayoría de las muestras del MI no exhiben señales importantes de este proceso. Por lo tanto los diferentes componentes vítreos aparecen isótropos al microscopio; tan sólo algunos vitroclastos llevan textura axiolítica. Asimismo, los fenómenos de cristalización de fase vapor

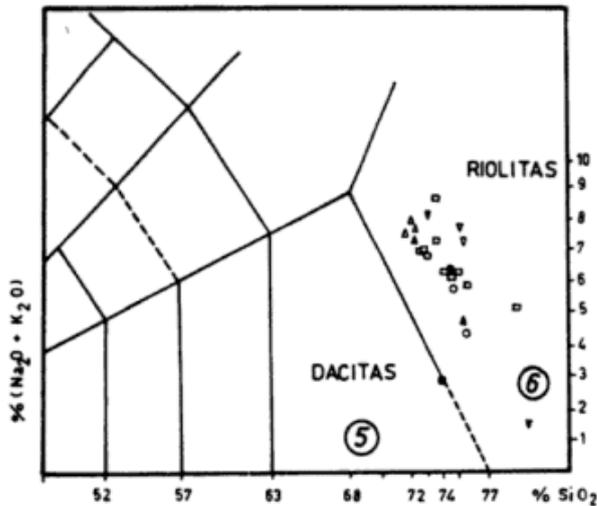


Figura 11: Diagrama "TAS" (Zanettin, 1984).

son excepcionales, como así también procesos de hematización, exclusivamente limitados a algunos fragmentos de pómez.

En cambio en el MS la desvitrificación es generalizada e intensa, y es claro que el material vítreo chonítico de la matriz, los vitroclastos, y aún de las pumicitas está altamente transformado en distintos productos, especialmente cuarzo-feldespáticos. Así, es frecuente la textura axiolítica en las trizas y la esferulítica en las pumitas, con invasión a la matriz, dando lugar a la formación de las litofisas ya descritas -los niveles altos del MS en el área de Piedra Parada-

También, pómez transformados en largos fiammes de varios centímetros, llevan en sus bordes texturas axiolíticas de gran desarrollo, que a menudo contactan hacia el centro con esferulitas o con gruesas cristalizaciones de fase vapor, donde ahora predomina cuarzo de grano grueso y anedral, y pequeños cristales tabulares y euedrales de feldespato. Esta particularidad es bien notable en muestras contiguas a la ruta 12 cerca del Cañadón de la Horqueta y en la parte más alta del Cañadón del Loro (muestra 24). La estructura fibrosa-concéntrica en pómez hematizados es muy común en la Barda Colorada (muestras 154 y 147, figura 2A), y al parecer exclusivo de esta zona. Sin embargo, procesos de oxidación hematítica en matrix y vitroclastos son característicos de casi todas las muestras correspondientes al MS.

La desvitrificación sólo está ausente del MS en las muestras con máximos grados de soldamiento (vitrófiros ignimbríticos): muestras 154 (B. Colorada) y 54 (Buitrera). Esta última se caracteriza por estructura perlítica microscópica y frecuente fracturación de sus componentes.

Los fragmentos de pómez varían desde aquellos sin ninguna señal de compresión -sólo en las muestras del MI- a otros apenas discernibles por su elevado soldamiento, en las muy compactas y soldadas. En general evidencian haber sido altamente vesiculares y, por lo común, de tipo tabular. Su característica más saliente es que están prácticamente desprovistos de cristales: rara vez engloban pequeñas plagioclasas; sus extremos son generalmente dentados. En el MI de la Barda Colorada se encuentran cloritizados.

En cuanto a los litoclastos, no solo es llamativa su abundancia (Mazzoni *op. cit.*, lámina 5.5a), sino también el amplio predominio de fragmentos de rocas de grano fino y grisáceas, mayormente volcánicas. Si bien existen grandes variaciones en sentido vertical y horizontal tanto en cantidades como en variedades, se advierte el predominio general de aquéllos de carácter andesítico (pilotáxicos, porfíricos con pasta casi opaca, hialopiliticos, predominantes), seguidos en abundancia por los felsíticos y felsofíricos; vitrófiros y obsidianas son escasos. Es modesta la participación de litoclastos oxidados de tobas soldadas, con y sin marcada deformación. Estos litoclastos parecen abundar más en el sector oriental, donde aparecen líticos con texturas granofíricas e intercumulares, en coincidencia con la presencia de los pocos elementos no volcánicos y accidentales: cuarzo, cuarzo policristalino, limolitas cuarzosas, cuarcitas de grano muy fino.

Los cristales generalmente pequeños -casi siempre sin exceder los 2 mm de tamaño- son casi con exclusividad félsicos, con ausencia o muy escasa participación de cuarzo, que en la mayoría de los casos es de tipo xenocrístico. Las plagioclasas constituyen el feldespato más abundante, y sus variedades fluctúan en composiciones andesínicas para el MI y entre Oligoclasa y Andesina para el MS. Si bien sus características son variables según nivel estrati-

gráfico y localidad, hay predominio de los tipos zonados, más o menos redondeados y tabulares. Frecuentemente es glomérica, a veces altamente fracturada, otras constituyendo piroclastos mixtos (muestra 23). Los feldespatos de la serie de la **sanidina** aparecen al igual que las plagioclasas, siempre frescos y normalmente con forma de cuñas, a veces bastante finas y largas. En varias muestras es el feldespato más abundante, aunque generalmente falta o es minoritario respecto a las plagioclasas. Es llamativa la escasez de mafitos; en el MI sólo se ha detectado piroxeno monoclinico; en el superior también piroxeno monoclinico, hornblenda, epidoto y circón. No parecen existir minerales y/o caracteres índices que puedan utilizarse de un modo más o menos sencillo a los fines de la correlación de los diferentes flujos ni aún de ambas subunidades.

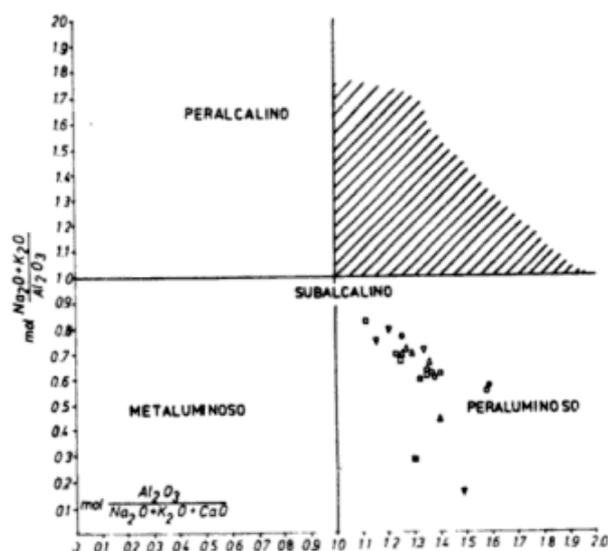


Figura 12: Diagrama de Shand.

CARACTERIZACION GEOQUIMICA

Se realizó la determinación de componentes mayoritarios sobre 23 muestras pertenecientes a la IBC, según el esquema analítico propuesto por Merodio y Martínez (1985). En el cuadro I se incluyen los análisis de las muestras estudiadas, incluyendo su norma. Por otra parte, todos los datos discutidos en el texto e incluidos en las figuras son calculados respecto a base anhidra.

Para el análisis de roca total se escogieron aquellos especímenes con menor proporción de litoclastos, eliminándose luego de la molienda los fragmentos más gruesos. Se considera que de esta forma se han reducido sustancialmente efectos de contaminación sobre los materiales juveniles que componen la IBC.

Los análisis de la IBC se caracterizan por ocupar un rango restringido de SiO_2 , -72 % a 79 %- (figura 9) que los vincula a un estilo de zonación composicional tipo "riolitas zonadas a composiciones intermedias", según la clasificación de Hildreth (1981). A pesar de esta característica, se observan variadas tendencias en otros elementos: 1) un marcado tren de diferenciación, para el Al_2O_3 y FeO_t (parcial para el MgO , CaO , Na_2O) y 2) dispersión para K_2O , TiO_2 y P_2O_5 (figura 9). Sobre el particular se debe recalcar que los porcentajes en FeO_t (2,5 % y 4 %) resultan elevados para secuencias de esta naturaleza, considerando el contenido relativo en SiO_2 .

Las tres localidades principales de la IBC (Barda Colorada, Cañadón de la Buitrera y Cañadón del Loro), muestran disposiciones composicionales preferenciales, con relativa superposición entre las mismas. Es así que Barda Colorada muestra contenidos más bajos de SiO_2 , con los más altos de Al_2O_3 , FeO_t , MgO , CaO , K_2O . Por su parte Quebrada de la Buitrera, participa de los más altos en SiO_2 , acompañado por las más bajas concentraciones en Al_2O_3 , FeO_t , MgO , CaO y Na_2O .

Finalmente las muestras del Cañadón del Loro son composicionalmente intermedias, con superposición parcial en las restantes localidades.

El MI y el MS tan sólo difieren en el contenido sensiblemente más alto en MgO y CaO del primero. Es así que en el MS (figura 9) siguen el tren de variación "normal" de la tendencia general, en tanto que el MI muestra tenores de MgO y CaO inusualmente altos para sus contenidos relativos en SiO_2 (72 % a 79 %), alcanzando el 1 % para el MgO y el 3,5 % para el CaO . Por otra parte, sus valores de Na_2O y en parte de K_2O , son definitivamente mucho más bajos que los de la tendencia general.

Se observa que para el MI los tenores relativos de CaO y FeO_t son similares (figura 10) en

Cuadro I: Análisis químicos de la Ignimbrita Barda Colorada, Miembro Superior (MS) y Miembro Inferior (MI) con sus respectivas normas.

| | Isla Colorada | | | | | Isla Huitrera | | | | Cerro de las Barras | | | | Cajón de la Cruz - Miembro Superior - Aguada del Hincado | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------|-------|-------|-------|-------|---------------|-------|-------|-------|---------------------|-------|-------|-------|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | |
| SiO ₂ | 66,36 | 66,75 | 66,20 | 66,34 | 66,62 | 73,59 | 71,64 | 71,36 | 66,36 | 65,99 | 66,36 | 66,31 | 72,64 | 71,57 | 72,66 | 70,19 | 71,56 | 71,60 | 66,36 | 66,75 | 66,34 | 66,49 | 66,49 | 66,49 | 66,49 | 66,49 |
| TiO ₂ | 0,30 | 0,30 | 0,30 | 0,31 | 0,31 | 0,54 | 0,51 | 0,71 | 0,14 | 0,19 | 0,15 | 0,10 | 0,43 | 0,54 | 0,51 | 0,46 | 0,55 | 0,46 | 0,30 | 0,30 | 0,30 | 0,30 | 0,30 | 0,30 | 0,30 | 0,30 |
| Al ₂ O ₃ | 13,96 | 13,70 | 13,31 | 13,76 | 11,99 | 17,65 | 13,40 | 12,55 | 19,76 | 13,25 | 12,76 | 12,31 | 11,95 | 12,79 | 13,55 | 13,15 | 13,60 | 12,74 | 12,67 | 12,56 | 12,56 | 12,56 | 12,56 | 12,56 | 12,56 | 12,56 |
| FeO ^T | 2,81 | 3,22 | 2,96 | 2,72 | 2,56 | 0,14 | 2,45 | 0,95 | 1,51 | 1,54 | 2,19 | 1,91 | 1,34 | 2,95 | 1,76 | 3,36 | 1,79 | 1,31 | 2,74 | 2,92 | 2,95 | 2,95 | 2,95 | 2,95 | 2,95 | 2,95 |
| FeO ^T | 0,30 | 0,30 | 0,30 | 0,31 | 0,31 | 0,02 | 0,31 | 0,11 | 0,13 | 0,15 | 0,20 | 0,57 | 0,11 | 0,36 | 0,16 | 0,61 | 0,29 | 0,17 | 0,57 | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 0,62 |
| MgO | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,06 | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| CaO | 0,36 | 0,33 | 0,33 | 0,32 | 0,36 | 0,11 | 0,21 | 0,13 | 0,13 | 0,23 | 0,25 | 0,12 | 0,06 | 0,06 | 0,12 | 0,16 | 0,11 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,17 | 0,17 |
| Na ₂ O | 1,59 | 0,93 | 0,71 | 1,06 | 1,75 | 0,14 | 0,41 | 0,79 | 2,93 | 2,73 | 0,15 | 0,23 | 0,43 | 0,43 | 0,77 | 0,16 | 0,19 | 1,17 | 0,71 | 0,71 | 0,71 | 0,71 | 0,71 | 0,71 | 0,71 | 0,71 |
| K ₂ O | 3,02 | 3,15 | 3,14 | 3,11 | 1,22 | 1,57 | 2,15 | 2,71 | 0,56 | 2,65 | 2,16 | 3,11 | 1,25 | 1,21 | 1,19 | 1,19 | 1,19 | 1,19 | 1,19 | 1,19 | 1,19 | 1,19 | 1,19 | 1,19 | 1,19 | 1,19 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,12 |
| SO ₃ | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 |
| H ₂ O | 2,77 | 2,79 | 2,83 | 2,81 | 2,77 | 0,05 | 0,01 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,11 |
| Total | 99,77 | 99,77 | 99,66 | 99,61 | 99,56 | 100,03 | 99,25 | 99,16 | 99,26 | 99,43 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 | 99,76 |

tanto que para el MS el FeO₁ sobrepasa sistemáticamente en el orden de un 2 % al del CaO. Este último comportamiento es propio de asociaciones toleíticas (Gill, 1981).

Si se comparan entre sí, y entre ambos miembros, FeO₁ y CaO se advierte que las diferencias apuntadas anteriormente responden a un empobrecimiento del CaO, más que un enriquecimiento en FeO₁, en el MS (figura 10).

En la figura 11 las rocas analizadas se ubican como riolitas (hipersteno normativas, cuadro I), las que al ser graficadas según los índices de Shand (saturación con alúmina, figura 12) corresponden a rocas subalcalinas y peraluminosas, donde el pasaje del MI al MS presenta una marcada tendencia al enriquecimiento en álcalis respecto a alúmina. La alineación y correlación de las muestras evidencian filiación consanguínea en un proceso evolutivo - en equilibrio sólido:líquido- de carácter magmático o anatéctico.

La representación AFM es poco indicativa por la escasa dispersión de valores; tan sólo se advierte un comportamiento menos diferenciado del MI debido a su alto contenido en MgO.

Respecto a la relación SiO₂/K₂O la asociación corresponde a potasio normal, potasio alto. Si se tiene en cuenta la relación Na₂O/K₂O (figura 13) el MS es esencialmente potásico y en parte moderadamente potásico, el MI es de carácter potásico.

De acuerdo a los resultados obtenidos el MS presenta características composicionales de riolitas calcoalcalinas peraluminosas con tendencias toleíticas, de carácter potásico a moderadamente potásico. En tanto que en el MI se define una composición de naturaleza calcoalcalina peraluminosa y de carácter potásico.

Respecto a los antecedentes, Rapela *et al.* (1984) caracterizan la Formación Huitrera, como calcoalcalina potasio normal, con tendencia a ser más rica en hierro que las secuencias volcánicas situadas al norte. El presente estudio confirma en parte esas observaciones, ya que la IBC presenta enriquecimiento de hierro que le confiere rasgos toleíticos, y además, permite caracterizar a esta unidad en particular, como más potásica que las restantes para la región de Gualjaina.

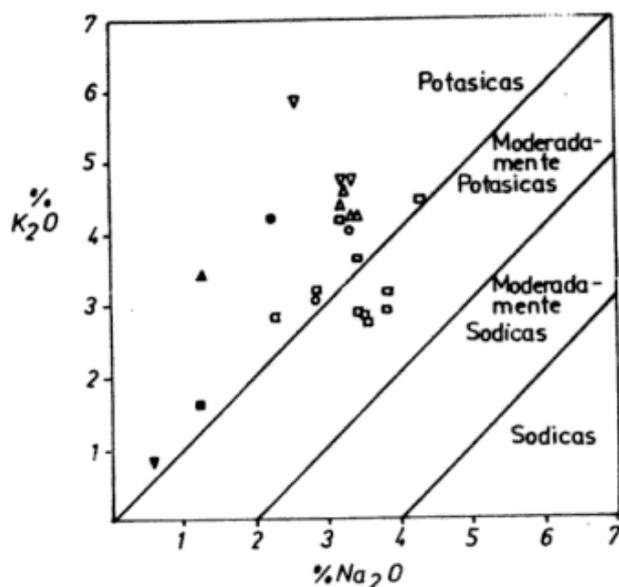


Figura 13: Diagrama de álcalis (Le Maitre et al., 1982).

CONCLUSIONES

La información aquí presentada, que será complementada con otros aportes referidos a diferentes unidades de este complejo volcánico-piroclástico, indica que para el área estudiada, el comienzo del Terciario (pre Eoceno medio) está caracterizado por procesos magmáticos explosivos, que dan origen a la IBC. Composicionalmente se trata de riolitas (72-79 % de sílice) calcoalcalinas peraluminicas con potasio normal a alto, escasos cristales de feldespatos y frecuente abundancia de litoclastos. Integran esta unidad dos miembros, no siempre claramente distinguibles. El superior se caracteriza por mayor soldamiento, desvitrificación y participación de litoclastos, observando afinidad más toleítica, carácter menos potásico y más diferenciado.

Las diferencias estratigráficas, estructurales y también, aunque en menor medida, litológicas, se considera son el resultado de la acumulación de los depósitos de los flujos en facies de extracaldera en el "área oriental" y de intracaldera, con resurgencia en el "área del Río Chubut". La información hasta aquí recogida sugiere que la peraluminosidad responde a

un sistema de equilibrio sólido/líquido. Por lo tanto el alto tenor en FeO y Al_2O_3 y las variaciones registradas pueden responder tanto a zonaciones magmáticas atípicas, como a las características composicionales de las zonas de anatexis de las que se originaron.

El carácter compuesto de la unidad y también la aparición de ignimbritas en niveles más jóvenes del complejo (unidad B) denotan probablemente la recurrencia temporal importante de condiciones tectomagmáticas aún no explicadas, las que serán consideradas cuando se disponga de mayor información sobre este complejo volcánico-piroclástico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a los señores Carlos Cretton, Coca San Martín y Néelson Grenier por la valiosa colaboración en las tareas de campo y al doctor Koji Kawashita (CNPQ Sao Paulo) por las dataciones potasio-argón. El presente estudio ha sido financiado con recursos del CONICET (PID 3904503).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARAGON, E., M. M. MAZZONI y J. C. MERODIO, 1987. *Caracterización geoquímica de la ignimbrita Barda Colorada en el Río Chubut Medio, Argentina*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV (Resumen): 171-173, San Miguel de Tucumán.
- ARAGON, E. y E. J. ROMERO, 1984. *Geología, paleoambientes y paleobotánica de yacimientos terciarios del occidente de Río Negro, Neuquén y Chubut*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 475-507, Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1974. *Sobre la edad de la tafoflora de la laguna del Hunco, provincia del Chubut*. *Asoc. Paleont. Arg., Rev.*, XI (4): 413-417, Buenos Aires.
- BRIGGS, N., 1976. *Recognition and correlation of subdivisions within the Whakamaru Ignimbrite, Central North Island, New Zealand*. *N. Z. Jour of Geol. and Geoph.*, 19: 463-501.
- FERUGLIO, E., 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia)*. *Bol. Inf. Petrol.*, 200: 27-64.

- GILL, J., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag: 1-390, Berlin.
- HILDRETH, W., 1981. *Gradientes in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism*. Jour. of Geophys. Res., 86, N° B 11: 10153-10192.
- _____ y G. MAHOOD, 1985. *Correlation of ash-flow tuffs*. Geologic. Soc. Amer. Bull., 96: 968-947.
- LAGE, J., 1982. *Descripción geológica de la hoja 43c, Gualjaina. Provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol. 189, 1-72, Buenos Aires.
- LE MAITRE, R., G. BELLINI, M. LE BAS, R. SCHMID, A. STRECKEISEN, B. ZANETTIN, E. PICCIRILLO y E. JUSTIN-VICENTIN, 1982. *A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram*. IUGS, Subcomm. Nomencl. Cir. 36, Contr., 100: 1-24.
- MAZZONI, M. M., 1986. *Procesos y depósitos piroclásticos*. Asoc. Geol. Arg., Serie "B", Didact. y Compl., 15: 1-115.
- _____ y E. ARAGON, 1985. *El complejo piroclástico-volcánico de la Formación Huitrera (Paleoceno-Eoceno) en el área del Río Chubut Medio, República Argentina*. IV° Congr. Geol. Chil., III: 4-275 a 299.
- _____ y _____, 1986. *Eocene Ignimbrites in North Western Patagonia, Argentina*. Internat. Volcanol. Congress, Abstracts, N. Zelandia, p. 61.
- _____ y _____, 1987. *La Ignimbrita Barda Colorada del Complejo volcánico piroclástico del Río Chubut Medio*. X° Congr. Geol. Arg., Actas, IV (resumen), 168-170.
- MERODIO, J. C. y J. M. MARTINEZ, 1985. *Análisis químico de componentes mayoritarios en rocas silicatadas*. Asoc. Arg. Mineral., Petrol. y Sedimentol., Rev., 16 (1-4): 7-16.
- PETERSEN, C. S., 1946. *Estudios geológicos en el río Chubut medio*. Dir. Gral. Min. y Geol., Bol., 59: 1-137, Buenos Aires.
- PROSERPIO, C. A., 1978. *Descripción geológica de la hoja 42d, Gastre. Provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol. 159: 1-75, Buenos Aires.
- RAPELA, C., L. SPALLETTI, J. MERODIO y E. ARAGON, 1984. *El vulcanismo Paleogeno de la Provincia Volcánica Andino Patagónica*. IX° Congr. Geol. Arg., Relat., I: 189-213, Buenos Aires.
- _____, _____, _____ y _____, 1987. *Temporal Evolution and Spatial variation of Lower Tertiary Volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S)*. Jour. of South Amer. Earth Sci., (en prensa).
- SMITH, R. L., 1960. *Zones and zonal variations in welded ash flows*. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354F: 149-159.
- VOLKHEIMER, W., 1965. *Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 20: 326-350, Buenos Aires.
- _____ y J. LAGE, 1981. *Descripción geológica de la hoja 42c, Cerro Mirador, Provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., 181, Buenos Aires.
- ZANETTIN, B., 1984. *Proposed new chemical classification of volcanic rocks*. Episodes, 7 (4): 19-20.

M. M. MAZZONI
E. ARAGON
J. C. MERODIO

Centro de Investigaciones Geológicas CIG (UNLP)
Calle 1 N° 644
La Plata, Argentina

MECANISMOS ERUPTIVOS DE LA ACTIVIDAD VOLCANICA EN LA ISLA DECEPCION (SHETLAND DEL SUR, ANTARTIDA)

R. Mazzuoli, R. H. Omarini, R. Ortiz R., J. G. Viramonte y R. De Rosa

RESUMEN

En el presente trabajo se dan a conocer nuevos datos geológicos, geofísicos y volcanológicos que permiten interpretar los mecanismos de erupción en la actividad reciente de la isla Decepción, Shetland del Sur, Antártida.

Se establecen los parámetros físicos que condicionan la actividad volcánica; se calcula la viscosidad, el volumen de magma emitido y la altura de la columna eruptiva "Pluma" de las distintas erupciones. Se evalúa a partir de datos sismológicos, la tectónica regional y local y su importancia en el control de las erupciones de 1842, 1967, 1969 y 1970. Por último se establecen los modelos eruptivos para la actividad reciente de la isla Decepción en la que predominan esencialmente los mecanismos estrombolianos y freatomagmáticos.

ABSTRACT

In order to achieve a thorough interpretation of the eruptive mechanism of the recent volcanic activity in Deception Island, South Shetland Island, Antarctica, new geological, geophysical and volcanological data are pointed out.

Viscosity, eruptive speed, volume of magma discharge and other physical parameters have been studied.

From sismological data, regional and local tectonic situation and its relationship with the volcanic activity has been recognized.

At last, eruptive models for the recent volcanic activity, were established: mainly strombolian and phreatomagmatic.

INTRODUCCION

La Isla Decepción (Shetland del Sur, Antártida), de origen totalmente volcánico, ha tenido en tiempos históricos (1842, 1967, 1969 y 1987), una actividad principalmente de carácter explosivo.

La isla se caracteriza por una profunda caldera central que ha formado una ensenada de forma casi circular, la que por sus características ha sido utilizada como refugio por los navegantes antárticos.

La serie volcánica más antigua (Serie Pre-caldera), está constituida por material piroclástico muy alterado con frecuentes intercalaciones de coladas lávicas tabulares. La composición de estas últimas es principalmente

basáltica y andesítica. La edad de la Serie Pre-caldera es estimada de una antigüedad no mayor al Plioceno. La actividad reciente está esencialmente concentrada a lo largo de las fallas que delimitan la caldera.

Desde 1950 hasta la erupción de 1967 se encontraban instaladas en la Isla Decepción las bases argentina, inglesa y chilena, motivo por el cual la isla ha sido objeto de numerosos trabajos geológicos, volcanológicos y petrológicos. Los trabajos regionales de mayor detalle son los de Olsacher (1956) y el de Hawkes (1961). Este último define a partir de análisis químicos y petrográficos las características magmatológicas y evolutivas de la isla Decepción.

Pueden mencionarse también las contribuciones efectuadas por, Orheim (1970,

1971a, b, c), Shultz (1970, 1971, 1972), Baker y McReath, (1971a, b), Fourcade (1971), González Ferrán *et al.* (1971a, b) Roobol (1982) y Viramonte *et al.* (1974). Baker *et al.* (1975) describe a grandes rasgos los eventos eruptivos de 1967, 1969 y 1970.

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer nuevos datos geológicos, estratigráficos y volcanológicos a partir de los cuales se ha basado la reconstrucción de los mecanismos eruptivos que dominaron la actividad volcánica histórica y reciente de la Isla Decepción.

Las investigaciones fueron organizadas por el Instituto Antártico Argentino y la Universidad Nacional de Salta (Argentina) con la colaboración de Investigadores de la Universidad de Cosenza (Italia) y del Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC) de España.

MARCO GEOLOGICO

La Isla Decepción forma parte de las Islas Shetland del Sur las que son consideradas como un eje volcánico activo desde el Cretácico. Han sido interpretadas por Tarney *et al.* (1982) como la expresión superficial de la subducción de la microplaca de Drake bajo la Península Antártica. El sector comprendido entre esta última y las Islas Shetland del Sur, denominado Mar de la Flota (Estrecho de Bransfield), se lo considera como una cuenca de retroarco?, Weaver *et al.* (1979); Parra *et al.* (1984), actualmente en fase distensiva activa. La Isla Decepción se encuentra en el margen sur-occidental de esta cubeta (figura 1).

La tectónica de la isla está controlada por una serie de fallas regionales activas con dirección nordeste-suroeste paralela a la cuenca de retroarco y fallas conjugadas. El colapso caldérico central está formado por una serie de fallas escalonadas con un rechazo de 10-20 m y dispuestas alrededor de Puerto Foster. Todas estas fracturas son activas como lo indican los numerosos terremotos locales (prom. 50 día), con magnitud promedio de 2-3 que fueron registrados durante la campaña. Las observaciones de campo y de las fotografías aéreas permitieron establecer que las fracturas con

dirección nordeste-suroeste tienen una componente dextrógira claramente distensiva. Esta particularidad es similar a las fallas con dirección nornoroeste-sursudeste, las que delimitan la parte oriental de la Isla. Sobre estas directrices se han verificado las más importantes inyecciones de magma.

Como se observa en el mapa geológico (figura 1), el material aflorante en la isla es en su gran mayoría piroclástico. El volcanismo reciente ha generado numerosos conos de piroclastos (*tuff-cones*) que se han sobrepuesto en el tiempo. Los mismos se han desarrollado principalmente concomitantes con el hundimiento paulatino de la caldera al nivel del mar y sobre la margen interna de Puerto Foster. Por el contrario las coladas de lava y los conos de escoria se han generado a lo largo de fracturas a una altitud mayor y yacen sobre productos piroclásticos precaldera o sobre los flancos de viejos aparatos volcánicos (figura 1).

ESTRATIGRAFIA

Serie Pre-Caldera

La serie Pre-Caldera no es siempre bien observable, por cuanto está recubierta sobre el borde interno de la caldera por detritos de falda y en general de hielo y nieves perennes. La sección mejor expuesta se observa en la parte septentrional y occidental de la isla. En la figura 2 se expone una sección estratigráfica tipo. La sucesión en la parte basal se caracteriza por la presencia de productos freatomagmáticos de oleadas piroclásticas (*pyroclastic surge* y *wet surge*) y de flujos piroclásticos. Por encima, un evento representado por un lahar, con un espesor de 2 m, que finaliza hacia el techo en productos esencialmente magmáticos constituidos por un nivel estromboliano con una granulometría fina (diámetro medio 0,1-0,4 cm) con intercalaciones de niveles más gruesos (diámetro 2-4 cm). En la parte superior de la serie se observan niveles que contienen bombas de 40 a 50 cm de diámetro. En fuerte discordancia sobre esta sucesión aparece un nivel de escoria reciente, probablemente producto de la erupción de 1842. En Terraza Kendall, bajo la sección descripta, se observan depósitos consti-

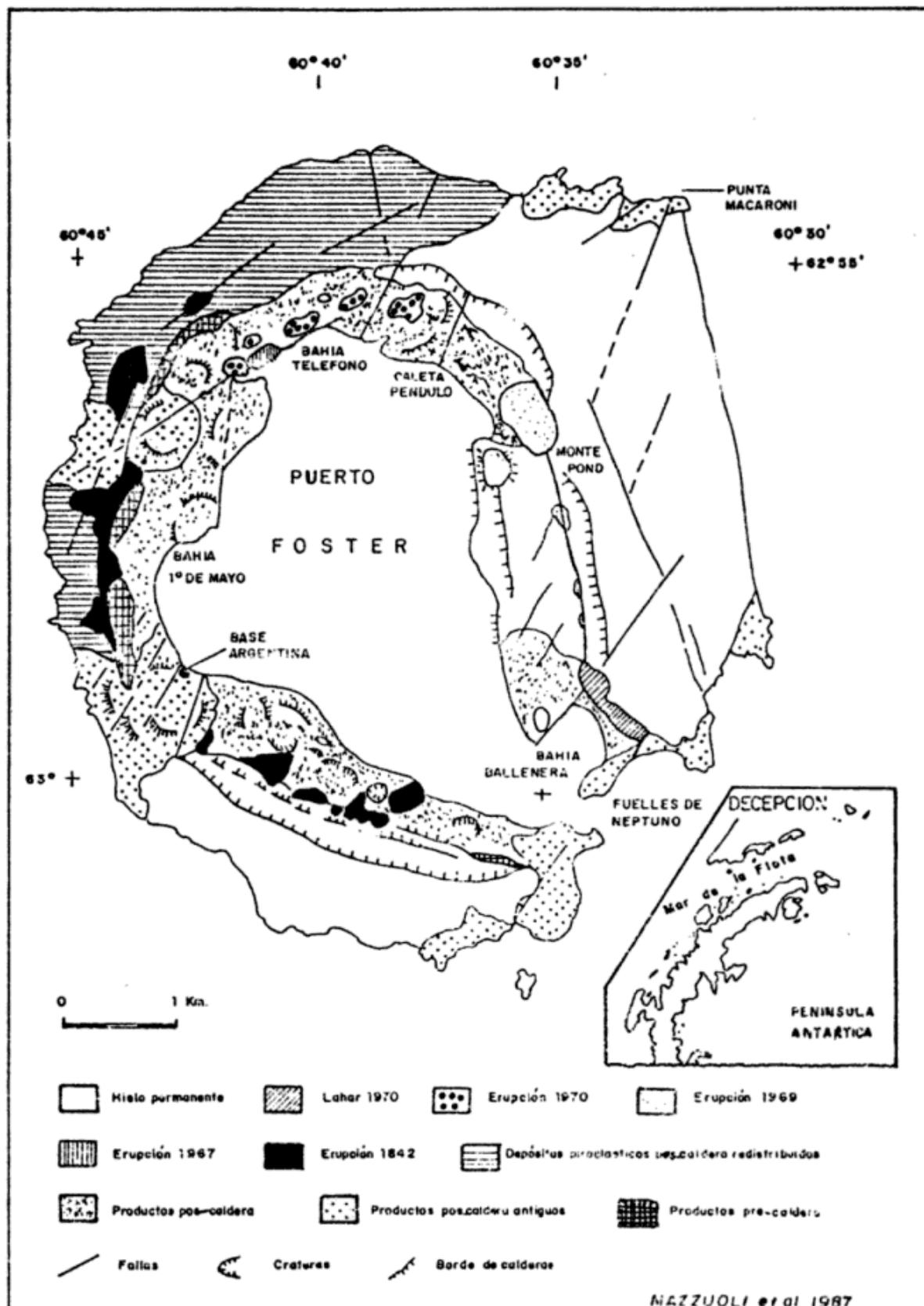


Figura 1: Mapa geológico de la Isla Decepción.

tuidos predominantemente por lahares con líticos de un tamaño de 1 a 2 m de diámetro con abundante matriz fina y groseramente estratificada que se encuentran sobre coladas de lavas de composición basáltica. Sobre el sector de Bahía 1^o de Mayo (Fumarole Bay) y en la parte occidental de Puerto Foster, la parte alta de la serie pre-Caldera está caracterizada por intercalaciones de coladas de lavas andesíticas y de niveles de escoria.

La sucesión pre-caldera se presenta en todos los afloramientos profundamente alterada, de colores amarillo-ocre y fuertemente compactada por procesos post-deposicionales lo que permite su fácil reconocimiento.

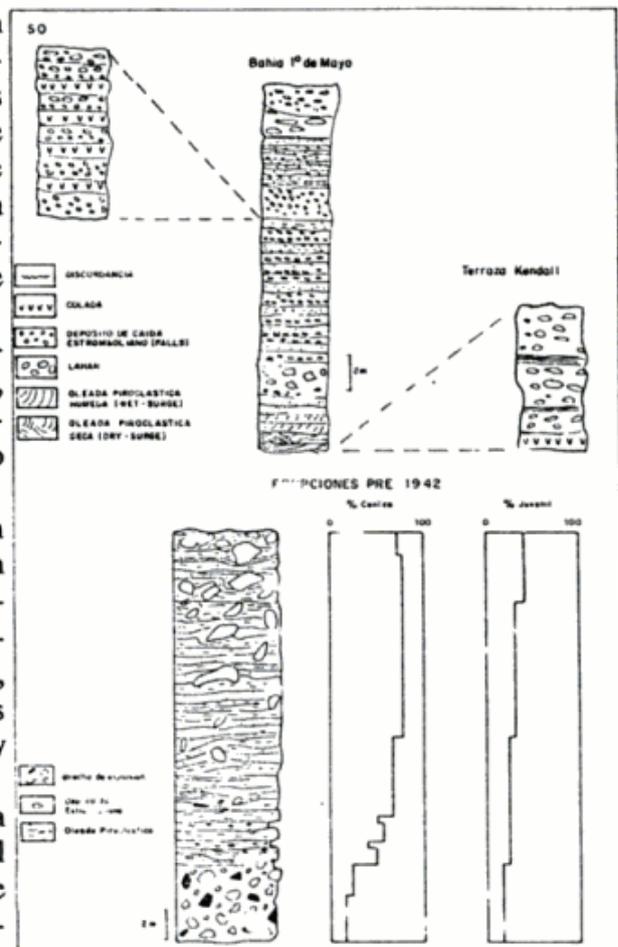
En todos los afloramientos estudiados de la isla, los productos piroclásticos pre-caldera han sido generados por centros volcánicos, que presentan una evolución que se repite regularmente según el siguiente esquema: 1) Lahar, 2) Productos freatomagmáticos, 3) Productos esencialmente estrombolianos con limitadas y discontinuas coladas de lavas.

Las coladas de lava que se observan bajo la sucesión precaldera, en la parte septentrional de la isla, pueden representar la finalización de un ciclo eruptivo cuyos productos están actualmente sumergidos.

SERIE POST-CALDERA

Aparatos Post-Caldera más antiguos

Dentro de los principales centros volcánicos posteriores al colapso caldérico, se encuentran los ubicados al sur de Bahía Balleneros, al suroeste de Bahía 1^o de Mayo y los de Terraza Kendall. Los centros volcánicos, están situados a lo largo de las directrices tectónicas regionales noreste-suroeste, en la intersección con las fracturas que delimitan la caldera. Están constituidos por conos piroclásticos con una altura de 50-100 m sobre el nivel del mar y caracterizados por una sucesión de depósitos de oleadas piroclásticas (*surge*) con intercalaciones de depósitos de proyección aérea (*fall*). En la figura 3 se ha realizado una sección estratigráfica del cono piroclástico aflorante en Bahía 1^o de Mayo. Estos aparatos junto con los de Terraza Kendall (figura 1) han emitido durante todo su período



Figuras 2 y 3: Columnas estratigráficas de las secuencias volcánicas de la Isla Decepción. 2: Secuencias precaldera; 3: Erupciones pre-1942.

de actividad productos freatomagmáticos. Por el contrario, el sector central y sur de la isla se caracteriza por una emisión de productos principalmente estrombolianos (Bahía Balleneros). Entre los aparatos post-caldera más antiguos y las erupciones históricas se observan conos piroclásticos situados esencialmente en la parte occidental y septentrional de la isla. En la figura 4, se muestra el perfil esquemático del sector occidental de Decepción y una sección estratigráfica tipo, de un aparato que precede a la erupción histórica de 1842. Como se puede observar estos aparatos están constituidos esencialmente por depósitos freatomagmáticos.

Estos depósitos se inician por lo general con un nivel de proyección aérea, representado por una brecha y terminan con niveles de granulometría fina con abundantes bombas. Las mis-

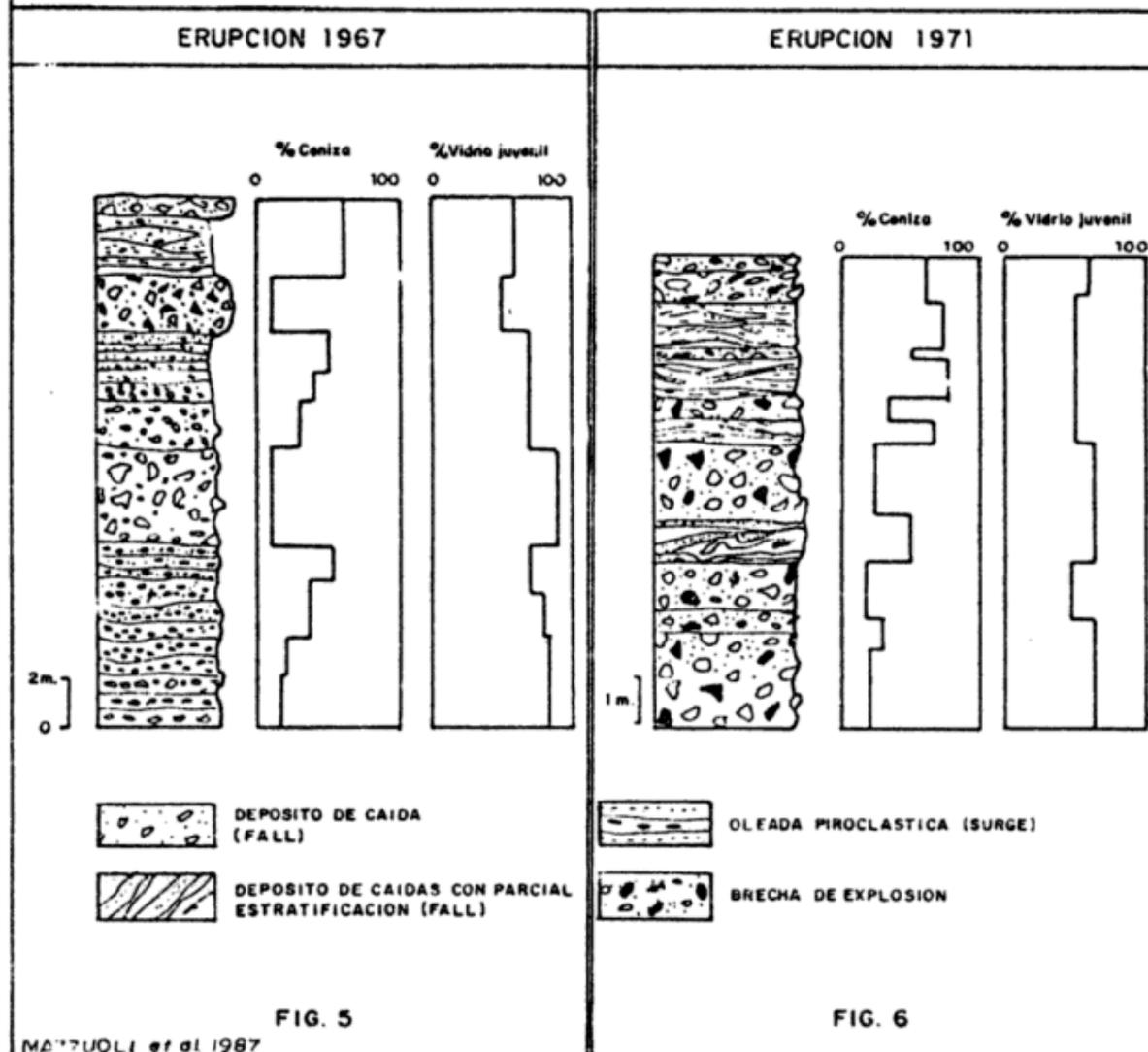
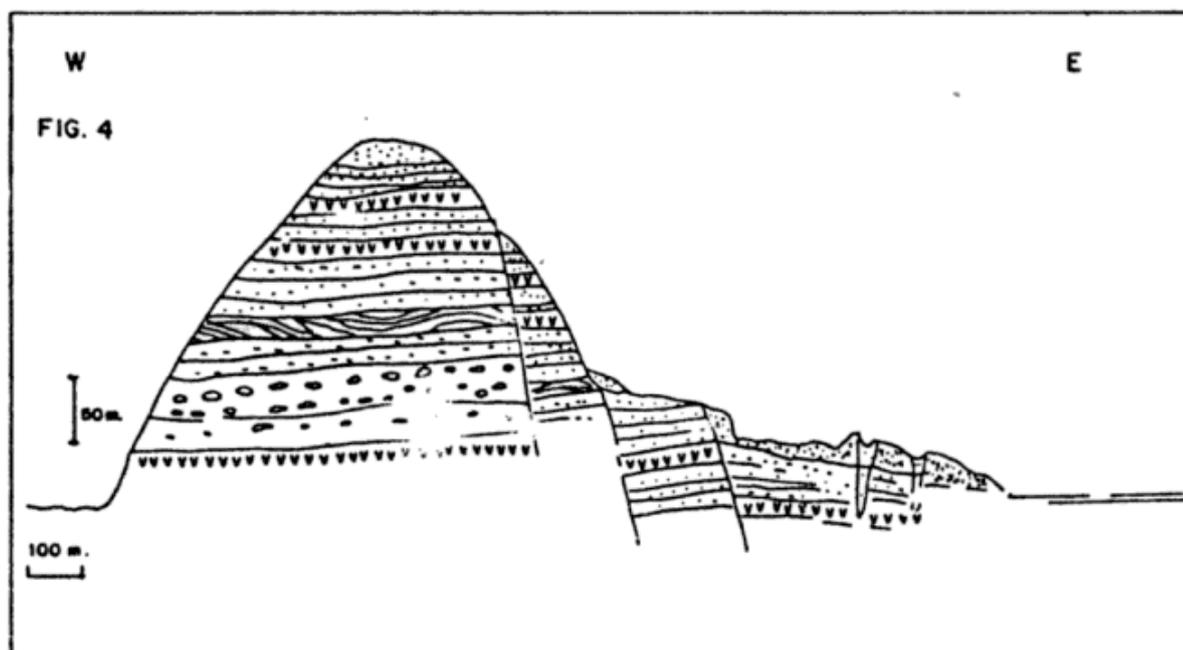


Figura 4: Perfil esquematizado del apilamiento de secuencias volcánicas en la Isla Decepción. Figuras 5 y 6: Columnas detalladas de las secuencias volcánicas en diferentes episodios volcánicos.

mas proceden de lavas bastante densas, escasamente vesiculadas y su diámetro promedio es de 20 a 40 cm. El vidrio juvenil en estos depósitos es siempre escaso oscilando entre 20 % y 30 %.

ERUPCION DE 1842

La actividad volcánica de 1842 (Roobol, 1982) generó una serie de pequeños conos de escoria y coladas de lava muy limitadas a lo largo de las fracturas de la porción occidental de la isla. Estos conos se ubican a una altura entre 50 y 100 m sobre el nivel del mar (figura 1 y 4). En esta fase eruptiva se han originado posiblemente las pequeñas coladas de lavas y conos de escorias que se observan en la parte noroeste y norte de la isla (Terraza Kendall). La fractura por la cual salió el material lávico es muy evidente y se la puede seguir por varias centenas de metros, estando marcada por acumulaciones de escoria escasamente soldadas. El volumen de material eruptado ha sido calculado en 7^{10} m^3 , con un margen de error del 20 %. Este notable margen de error se lo atribuye ya sea porque los productos de las erupciones están cubiertos por glaciares o nieves perennes o a la dificultad que existe en incorporar a este cálculo, los afloramientos de escoria soldada y las pequeñas coladas de lava del sector norte de la isla. La composición de las lavas es bastante constante y caen en el campo de las andesitas basálticas.

ERUPCION DE 1967

En 1967 en la parte norte de Puerto Foster (Bahía Teléfono) se generó una erupción por debajo del nivel del mar a lo largo de una fractura de orientación noreste-suroeste. Esta fractura tiene una gran importancia regional ya que es paralela al eje del Mar de la Flota. La erupción explosiva dió origen a una serie de pequeños conos piroclásticos los que a su vez formaron una isla de aproximadamente 15.000 m^2 y de 25 m de altura (Islote Marinero Suárez). Los productos de esta erupción han sido descritos por distintos autores, Roobol (1974); González Ferrán (1971); Baker *et al.* (1975). La figura 5 corresponde a una sección

estratigráfica de la secuencia eruptiva de la pequeña isla. Los datos estratigráficos obtenidos muestran las siguientes características de base a techo:

- Base - 6 m Nivel de grano grueso con estratificación plano paralela de lapilli y escoria con buena selección.
- 6-8 m Aumenta el material fino.
- 8-14 m Nivel con bombas vesiculares de composición andesítica y de baja densidad. La matriz es muy escasa.
- 14-17 m Nivel compuesto de material fino con estratificación plano paralela.
- 17-19 m Brecha rica en líticos hidrotermalizados con escasas bombas de composición andesítica muy poco vesiculadas y de mayor densidad que las de los niveles inferiores.
- 19-24 m Nivel delgado de material fino con estratificación entrecruzada rico en líticos.
- 24-25 m Nivel rico en bombas de composición andesítica, escasamente vesiculadas.

El volumen de material emitido, considerando su base, 25 m por debajo del nivel del mar, es estimado en $7,5^{10} \text{ m}^3$.

ERUPCION DE 1969

En la parte oriental de la isla a partir de una fractura con dirección norte-sur (figura 1) de aproximadamente 5 km de longitud, se originó una erupción (febrero de 1969), que duró sólo unos pocos días (Baker *et al.*, 1975). Esta erupción produjo, al este de Caleta Péndulo, (Pendulum Cove) un cono de escoria de una altura de aproximadamente 40 m y depósitos de escoria a partir de una actividad de tipo fuente de lava. Este último tipo de actividad volcánica se desarrolló en casi toda la extensión de la fractura.

La actividad volcánica generó la fusión de grandes volúmenes de hielo del glaciar del Monte Pound que provocó una colada de fango y bloques que se dirigió esencialmente hacia la Bahía Balleneros (véase figura 1), destruyendo la base Inglesa, Baker *et al.* (1969).

El volumen de productos eruptados no es fácilmente calculable; sin embargo a partir de las observaciones realizadas sobre el terreno y fotografía aérea se estima en 9.8^{10} m^3 .

ERUPCION DE 1970

La actividad volcánica de 1970 está caracterizada por una serie de erupciones freato-magmáticas generadas en la parte norte de Puerto Foster. Esta actividad dió origen a una serie de conos piroclásticos de dimensiones limitadas con un diámetro de cráter y altura del cono relativamente grande.

En la figura 6 se ha realizado un esquema de la porción norte de Puerto Foster con un detalle del cráter de 1970 y del islote formado por la erupción de 1967. En la misma figura se ha incluido una sección estratigráfica de uno de los conos de 1970, con el porcentaje de vidrio y de material fino presente. La secuencia se inicia con una brecha seguida por una sucesión de productos de granulometría fina con intercalación de niveles de líticos. Estos últimos están representados por bloques de diversos tamaños de piroclastos de la serie pre-caldera. Estas intercalaciones son en general muy frecuentes en la parte baja de la serie. Los niveles con granulometría fina a veces presentan estratificación entrecruzada.

Como se observa en la figura 6 el porcentaje de material fino va gradualmente aumentando hacia la parte alta de la secuencia, mientras el vidrio juvenil es constante. El porcentaje estimado del vidrio en toda la secuencia es de alrededor de un 50 %.

DISCUSION DEL MODELO

Los datos presentados indican que la actividad volcánica reciente de la Isla Decepción está caracterizada esencialmente por dos tipos de mecanismos eruptivos: a) Estrombolianos donde la interacción agua magma ha sido escasa o nula originando depósitos de caída y pequeñas coladas de lava. b) Freatomagmáticos donde la interacción agua-magma ha sido continua.

La actividad de 1842 y de 1969 ha sido exclusivamente estromboliana, generada a lo largo

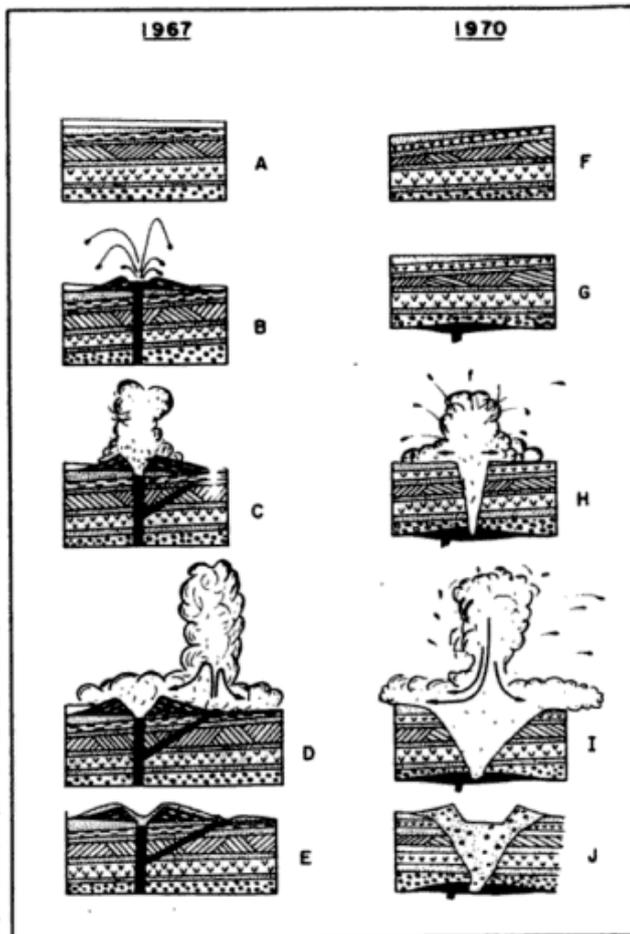


Figura 7: Distintos modelos de evolución de las erupciones en la Isla Decepción en comparación con otros modelos propuestos.

de las fracturas anulares distensivas que delimitan el borde interno de la caldera.

La erupción de 1967 se verificó a lo largo de una fractura de importancia regional. La secuencia estratigráfica de esta última erupción está caracterizada por depósitos principalmente de caída, siendo esencialmente estrombolianos los primeros 17 m, seguido por depósitos finos de caída, los que pueden ser atribuidos a una interacción parcial agua-magma. En la parte alta de la secuencia se observa un cambio de sus características; después de una brecha rica en líticos se tiene una sucesión de oleadas piroclásticas (*surge*) finas y al final un nivel con bombas escasamente vesiculadas y significativamente más densas que las bombas que se encuentran en los niveles estrombolianos inferiores.

Cuadro I: Características de las erupciones de la Isla Decepción.

| Erupción | Tipo Depósito | P.E. | Log. Visc. 1000 C | Volumen Productos | V.E.R. |
|----------|--|--------------|-------------------|-------------------|------------------------|
| Pre-1842 | Freatomagmático Depósitos de caída Oleadas piroclásticas | 2,5 | - | - | - |
| 1842 | Estromboliano Depósito de caída | 1,86 | -5,54 | 7,0 10 m | 2500 m ³ /s |
| 1967 | Estromboliano Depósitos de caída Hidromagmático Depósitos de caída Oleadas piroclásticas | 1,79 2,00 | 4,07 | 7,5 10 m | 109 m ³ /s |
| 1969 | Estromboliano Conos de cenizas | 1,75 | 2,88 | 9,8 10 m | 500 m ³ /s |
| 1970 | Hidromagmático | 2,1 | 7,04 | 1,5 10 m | 80 m ³ /s |

Vesiculación de clastos: Alta para clastos con un P.E. > 2,00. Baja para clastos con P.E. < 2,00 P.E. = Peso específico. Log. Visc. = Logaritmo viscosidad. V.E.R. = Volume Eruption Rate.

Las erupciones precedentes a 1842 y la erupción de 1970 se han generado sobre el borde interno de la caldera.

La sucesión estratigráfica de los depósitos pre-1842 y 1970 indican que las erupciones se han iniciado con explosiones esencialmente freáticas y que durante toda su actividad han emitido productos hidromagmáticos. En la secuencia de 1970 se nota la presencia de niveles que contienen líticos, representados por bloques de piroclastitas pre-caldera y depósitos de oleadas piroclásticas al final de la secuencia.

En el cuadro I se han representado las principales características de las erupciones recientes de la isla Decepción.

Se incluyen algunos parámetros físicos como la viscosidad calculada por el método de Mc Birney y Murase (1984) y la densidad calculada en laboratorio con picnómetro a partir de muestras convenientes impermeabilizadas.

Los factores que pueden controlar la interacción agua-magma y con ello los mecanismos eruptivos de la Isla Decepción, son según los autores: La característica del magma; su modalidad de ascenso a los niveles superficiales; la presencia de un acuífero superficial, el flujo de magma y grado de fragmentación del mismo.

En las erupciones de 1842 y 1969, magmas ricos en gas, relativamente poco densos y poco viscosos ascendieron rápidamente a la superficie atravesando fracturas distensivas de la caldera. En este caso el flujo de magma ascendente fue bastante rápido con derrames lávicos y no se verificó interacción agua-magma.

Durante la primera fase de la erupción de 1967 las velocidades de ascenso y de flujo del magma fueron altas, por lo que no hubo interacción agua-magma y los productos emitidos fueron de proyección aérea caracterizando una fase netamente estromboliana.

La interacción parcial con agua se inició cuando el flujo de magma disminuyó ingresando agua en el conducto por encima del nivel de disrupción. En este caso todavía la interacción agua-magma fue bastante limitada y los productos emitidos son de tipo estromboliano muy fragmentados. En una fase avanzada de la erupción el acuífero circundante se sobrecalentó mientras un filón de magma más denso y menos rico en gases buscó salir hacia la superficie. Esta situación derivó en una explosión freatomagmática (señalada por una brecha en la columna estratigráfica de la figura 5), que abrió un nuevo conducto que tuvo una constante interacción agua-magma, con em-

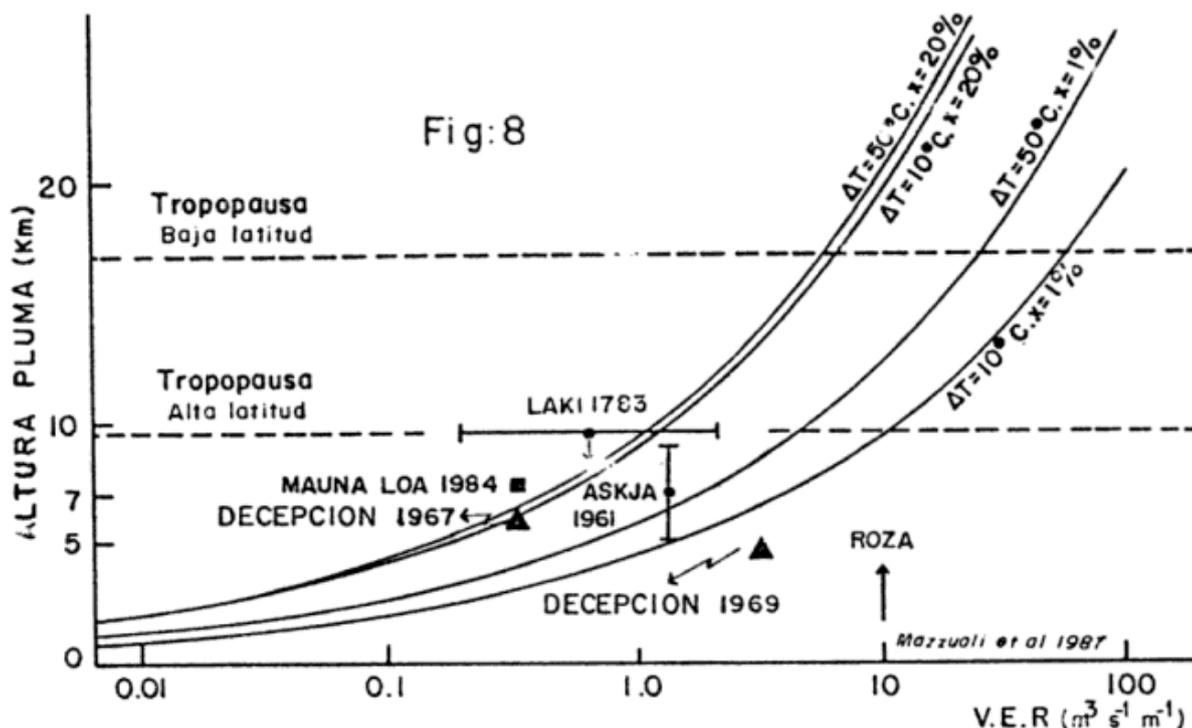


Figura 8: Relación entre V.E.R. y altura de la "Pluma" para las erupciones de la Isla Decepción 1967 y 1969 en comparación con otras erupciones.

isión de productos hidromagmáticos. En esta fase la actividad en el conducto principal cesó completamente. Este modelo representado en la figura 7 es similar al descrito por Houghton y Schmincke (1986) para el volcán Rotemberg al este de Eifel.

La erupción de 1970 consistió en una serie de explosiones freatomagmáticas en la parte norte de Puerto Foster. Los productos emitidos durante esta fase están caracterizados por un espesor bastante pequeño con respecto al tamaño del cráter. Los datos estratigráficos y petrográficos indican que durante su actividad se ha tenido una constante interacción agua-magma con emisión de brechas freatomagmáticas y de oleadas piroclásticas (*surges*). Los clastos emitidos tienen una vesiculación, densidad y viscosidad más elevada respecto a los materiales eruptados durante la actividad de 1842, 1967 y 1969.

Sobre la base de los datos obtenidos, ha sido posible modelizar el comportamiento eruptivo de la actividad de 1970, (figura 8). El magma parcialmente desgasificado, muy denso y viscoso, se intruyó entre niveles de diversa composición de la serie pre-caldera tendiendo a subir

muy lentamente hacia la superficie. El ascenso del magma en estas condiciones determinó un sobrecalentamiento del acuífero superficial y provocó una serie de explosiones freatomagmáticas.

Durante este ciclo se verificó una continua interacción agua magma con emisión de productos hidromagmáticos ricos en bloques pertenecientes a la serie pre-caldera (piroclásticos y lavas). Las bombas emitidas en esta última fase explosiva fueron de un magma denso poco vesiculado (cuadro I).

Los datos de campaña y de laboratorio han permitido calcular la altura de la "pluma" durante la explosión de 1967 y 1969, con el método de Stothers *et al.* (1986). En este caso se ha tomado en consideración además del V.E.R. también la longitud de la fractura eruptiva.

Como se puede ver en la figura 8, respecto al volumen del producto eruptado, la "pluma" de la erupción del 1967 y del 1969 alcanzó una altura relativamente grande. Esta puede ser la razón por la cual las cenizas de estas erupciones hayan alcanzado bases antárticas a más de 200 km de distancia (Barker y McReath, 1971; Ortíz *et al.*, 1987).

AGRADECIMIENTOS

Se deja especial constancia de nuestro agradecimiento a la Dirección Nacional del Antártico y al Instituto Antártico Argentino, quienes proveyeron el total del soporte logístico de la campaña Antártica de verano 1986-87 a la Isla Decepción en el marco del Proyecto Vulcantar, convenio DNA-IAA- Universidad Nacional de Salta, sin el cual el presente trabajo no hubiera sido posible.

A la Marina de Guerra Argentina, en especial al personal del ARA Rompehielos Almirante Irizar y ARA Bahía Paraiso (CAVIAA 86-87 por las atenciones brindadas.

Por último, se agradece a los doctores Vicente Araña Saavedra (CSIC-España) y Franco Barberi (CNR-Universidad de Pisa - Italia) por la revisión crítica del manuscrito.

El presente trabajo es una contribución al Proyecto IGCP-IUGC-UNESCO 249.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BAKER, P. E., T. G. DAVIES y M. J. ROOBOL, 1969. *Volcanic activity at Decepción Island in 1967 and 1969*. Nature. Lond. 224. 5219: 553-560, London.
- _____, y L. McREATH, 1971a. *1970 Volcanic eruption at Decepción Island*. Nature Phys. Sc., 231, 18: 5-9.
- _____, y _____, 1971b. *Geological investigations on Decepción Island*. Antarctic Journ., U. S., 6 (4): 85-86.
- _____, _____, M. R. HARVEY, M. J. ROOBOL y T. G. DAVIES, 1975. *The Geology of the South Shetland Islands: v. Volcanic evolution of Decepción Island*. British Ant. Surv. Sc. Report 78: 1-79.
- FOURCADE, N. H., 1972. *Volcanic evolution at Decepción Island: studies during 1970-1971*. Antarctic Journ. U. S. 6: 4-86.
- GONZALEZ-FERRAN, O., 1971. *Distribution, migration and tectonic control of upper cenozoic volcanism in Western Antarctica and South America*. En Adie, R. G. Ed.: *Antarctic Geology and Geophysics*. Oslo Univ., 617-624.
- _____, F. MUNIZAGA y H. MORENO, 1971a. *Síntesis de la evolución volcánica de la Isla Decepción y la erupción de 1970*. Serv. Cient. Inst. Antart. Chileno, 2 (1): 1-14, Santiago de Chile.
- _____, _____ y _____, 1971b. *Eruption at Decepción Island: Distribution and chemical features of ejected materials*. Antarctic Journ. U. S. 6 (4): 87-88.
- HAWKES, D. D., 1961. *The Geology of the South Shetland Islands: II. The Geology and Petrology of Decepción*. Falkland Islands. Dep. Survey, Sc. Rep., 27: 1-43.
- HOUGHTON, B. F. y H. U. SCHMINCKE, 1986. *Mixed deposits of simultaneous strombolian and phreatomagmatic volcanism: Rothemberg volcano, East Eifel volcanic field*. Jour. Volcanol. Geotherm., Res., 30: 117-130, Amsterdam.
- Mc BIRNEY, A. R. y T. MURASE, 1984. *Rheological properties of magmas*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 13: 337-357, Amsterdam.
- OLSACHER, J., 1956. *Contribución a la Geología de la Antártida Occidental I. Contribución al conocimiento geológico de la Isla Decepción*. Inst. Antárt. Arg., Cont. Publ., 2: 1-76, Buenos Aires.
- ORHEIM, O., 1970. *Glaciological investigation on Decepción Island*. Antarctic Journ., U. S. 5 (4): 95-97.
- _____, 1971a. *International volcanological expedition on Decepción Island*. Antarctic Journ. U. S. 6: 482-483.
- _____, 1971b. *Glaciological studies at on Decepción Island*. Antarctic Journ. U. S. 6: 4-85.
- _____, 1971c. *Volcanic activity on Decepción Island and Livingston Island*. En: Adie, R. J. (Ed.): *Antarctic Geology and Geophysics*. Oslo Univ., 117-120.
- ORTIZ RAMIS, R., J. L. DIEZ GIL y J. G. VIRAMONTE, 1987. *Modelo numérico para la simulación del transporte y depositación de piroclastos. Aplicación al estudio de las erupciones de 1967, 1969 y 1970, ocurridas en Decepción (Antártida)*. XXIº Reun. bial Real Soc. Esp. Física, 4-10, Octubre 1987, (en prensa), Madrid.
- PARRA, J. C., J. BANNISTER y O. GONZALEZ FERRAN, 1984. *Aeromagnetic survey over the South Shetland Islands, Bransfield strait and part of the Antarctic Peninsula*. Rev. Geol. de Chile, 23: 3-20, Santiago de Chile.
- ROOBOL, M. J., 1979. *A model for eruptive mechanism of Decepción Island from 1820 to 1970*. Br. Ant. Surv. Bull., 49: 137-156.
- ROOBOL, M. J., 1982. *The volcanic hazard at Decepción Island, South Shetland Islands*. Br. Ant. Surv. 51: 237-245.
- SHULTZ, C. H., 1970. *Petrology of Decepción Island Volcano, Antarctica*. Antarctic Journ. U. S. 6 (4): 83-84.
- _____, 1971. *Petrologic and volcanologic investigation of Decepción Island*. Antarctic Journ. U. S., 5 (4): 97-98.
- _____, 1972. *Eruption at Decepción Island, Antarctica, August 1970*. Geol. Soc. Am. Bull, 83 (9): 2837-42.
- STOTHERS, R. B., J. A. WOLFF, S. SELF y M. R. RAMPINO, 1986. *Basaltic fissure eruptions, plume heights, and atmospheric aerosols*. Geoph. Res. Lett. 13 (8): 725-728.
- TARNEY, J., S. D. WEAVER, R. J. SAUNDERS, R. J. PANKURST y P. F. BAKER, 1982. *Volcanic evolution of the northern Antarctic Peninsula and Scotia arc*. En R. S. Thorpe (Ed.): *Andesites, Orogenic Andesites and Related rocks*.
- VIRAMONTE, J. G., R. J. SUREDA, G. E. BOSSI, N. H.

Asociación Geológica Argentina

FOURCADE y R. H. OMARINI, 1974. *Geochemical and mineralogical study of the high temperature fumaroles from Deception Island, South Shetland Antarctica*. Int. Symp. on Volc., Proc., IAVCEI (Santiago, Chile, September 1974) 543-561, Napoli.

R. MAZZUOLI

R. DE ROSA

Univ. della Calabria,
Dipartimento di Scienze della Terra
Cosenza, Italia
87030 Castiglione Stazione (Cs), Italia.

R. H. OMARINI

J. G. VIRAMONTE

Universidad Nacional de Salta
CONICET
Buenos Aires 177, 4400, Salta, Argentina

R. ORTIZ

Museo Nacional de Ciencias Naturales CSIC
Departamento de Geología
J. Gutierrez Abascal, 2 - Madrid 28006 España

EL VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO A TRAVES DE LOS 34-39°S DE LOS ANDES

Jorge Muñoz Bravo, Charles R. Stern, Adriana Bermudez, Daniel Delpino, Michael F. Dobbs y Fred A. Frey

RESUMEN

En el sector entre los 34° y 39°S de los Andes del Sur el "arco volcánico" Cuaternario (Pleistoceno superior-Holoceno) puede ser dividido en un frente volcánico, formando un cordón con orientación nor-noreste localizado en la Cordillera Principal, y en centros volcánicos al este del frente, que se ubican sobre bloques precordilleranos elevados de orientación nor-noroeste. Dichos bloques precordilleranos al este del frente están limitados por valles de similares orientaciones y convergen con la Cordillera Principal. El frente volcánico Plioceno-Pleistoceno inferior se ubicó, al menos entre los 37° y 39°S, al este del frente volcánico Cuaternario.

Los centros que conforman el arco volcánico constituyen estratovolcanes y/o calderas que han emitido desde basaltos hasta andesitas y, especialmente las calderas, dacitas y riolitas, aunque no todos los centros son individualmente responsables de todo este rango litológico. Las rocas de los centros del frente, tanto del Cuaternario como del Plioceno-Pleistoceno inferior, y las de los centros cuaternarios al este del frente pero en la Cordillera Principal, son sub-alcálicas. Los centros cuaternarios sobre los bloques precordilleranos al este del frente son, de acuerdo a sus contenidos de álcalis, de composición alcalina, aunque en algunos centros se detecta la presencia de ortopiroxeno (ejemplo, volcán Tromen), lo que indica afinidades sub-alcálicas.

Entre los 34° y 39°S, el volcanismo de intra- y tras-arco se ubica al este del frente volcánico y entre o al este de bloques precordilleranos. Dicho volcanismo de intra- y tras-arco forma extensos campos de conos volcánicos, dispersos o alineados a lo largo de fracturas, cuyas rocas son basaltos alcalinos.

La existencia de centros del arco volcánico al este del frente, sobre bloques precordilleranos separados por estructuras de grabens, sugiere que en este sector de los Andes del Sur se ha producido extensión intra-arco durante el Plio-Cuaternario. La situación anterior genera una no clara división entre el volcanismo del arco y el volcanismo de tras-arco. De otro modo, al sur de los 39°S existe una clara separación entre el volcanismo del arco, localizado en la Cordillera Principal y sin evidencias de extensión intra-arco, y el volcanismo alcalino de tras-arco, localizado al este del arco y formando los basaltos de la Patagonia extra-andina. Las diferencias estructurales entre el volcanismo Plio-Cuaternario al norte y al sur de los 39°S, podrían relacionarse con el progresivo aumento hacia el norte de la edad de la placa de Nazca subductada y con la subducción a los 39°S del sistema de fractura Valdivia.

Las rocas del arco sobre los bloques precordilleranos al este del frente tienen mayores contenidos de K_2O , de elementos alcalinos incompatibles y de las tierras raras livianas que las rocas del frente volcánico. Los datos isotópicos de estroncio para estos centros y para las rocas basálticas alcalinas de intra- y tras-arco (0,7038-0,7042) están en el rango obtenido para las rocas del frente volcánico y son independientes del contenido de SiO_2 . De este modo, las fuentes de los magmas de los centros sobre los bloques precordilleranos al este del frente y de los magmas de intra- y tras-arco son isotópicamente, desde el punto de vista del estroncio, similares a las fuentes de los magmas del frente volcánico y las composiciones más diferenciadas resultan de la cristalización fraccionada de los mismos magmas máficos parentales. El progresivo aumento hacia el este de los contenidos de K_2O y elementos incompatibles asociados, además de las tierras raras livianas, podría ser el resultado de menores porcentajes de fusión parcial de las fuentes de los magmas.

ABSTRACT

The Quaternary (Upper Pleistocene-Holocene) volcanic arc between 34° and 39° S.L. of the Southern Andes may be divided in a *Volcanic front* trending north-northeast within Cordillera Principal setting and *eastern volcanic centres* situated over uplifted Precordilleran blocks. Limited by valleys which converge the Principal Cordillera. The Pliocene-Lower Pleistocene age *Volcanic front* was situated between 37-39° S. L. to the east of Quaternary volcanic front.

The volcanic centres of the arc form stratocones and/or calderas that have emitted rocks ranging from basalts through andesites. Specially the calderas are related with eruptions of dacites and rhyolites. The volcanic fronts of Quaternary and Pliocene-Lower Pleistocene age and the Quaternary centres situated east of the volcanic front in the Cordillera Principal setting are subalkaline. On the contrary Quaternary volcanic centres situated over Precordilleran blocks are of alkaline composition but in some centres was detected ortopiroxene (Tromen Volcano) indicating subalkalies affinities.

Between 34 and 39 S.L. intra arc and back arc volcanism are situated east of the volcanic front and in the middle or east of Precordillera blocks. This alkaline basaltic constitute volcanism large fields of volcanic cones scattered or aligned along fractures.

These centres of the volcanic arc, situated east of the volcanic front over Precordillera Blocks separated by graben structures, are suggesting the existence of intra-arc extension in the Pliocene-Quaternary wich does'nt allow times a clear division between arc volcanism and back-arc volcanism. South of 39° S.L. there is a clear spatial separation between the arc volcanism located in the Principal Cordillera and the back-arc alkaline volcanism wich form the Extraandean Patagonian basalts. Structural diferences between Plio-Quaternary volcanism north and south of 39° S.L., could be related with the older age of the subducted Nazca Plate to the north and the subduction at 39° S.L. of Valdivia fracture system.

Rocks of the arc situated over Precordilleran Blocks east of the volcanic front have larger contents of K₂O alkaline incompatible elements light and Rare Earth Elements, than the rocks of the volcanic front. Isotope strontium data (0.7038-0.704) for these centres and the basaltic alkaline rocks of intra-arc and back arc are in the same range of the rocks of the volcanic front and are independent of silica content. Thus, the source of the magma of the centres situated over Precordilleran Blocks, east of the volcanic front, and magmas of intra-arc and back arc, are isotopically, similar to the source of magmas of the volcanic front. More diferenciaded compositions are generated by fractional crystallization process of the same magma parents.

Progressive increment toward the east in K₂O content, incompatible elements and light rare earths elements, could be the result of lower degree of Partial fusion.

INTRODUCCION

El cordón volcánico Plio-Cuaternario de los Andes ha sido dividido en cuatro segmentos separados por regiones donde existe ausencia de volcanismo. La restricción del volcanismo a estos segmentos fue relacionada a la variación en la geometría de las placas subductadas (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983). Importantes variaciones estructurales y geoquímicas norte-sur y oeste-este ocurren en cada uno de los segmentos.

En el caso de los dos segmentos entre los 34° y 52°S, denominados Andes del Sur y Andes Australes, diferentes sub-sectores pueden ser reconocidos. Al sur de los 39°S el volcanismo Plio-Cuaternario puede ser espacialmente dividido en un "arco volcánico orogénico", formado por estratovolcanes, localizado en la Cordillera Principal de los Andes y en un "volcanismo no-orogénico de tras-arco", formado por campos de conos volcánicos, localizado al este del arco volcánico. En contraste con la situación relativamente simple de arco y tras-arco observada al sur de los 39°S, a través del sector entre los 34° y 39°S el volcanismo Plio-Cuaternario no

presenta una división simple entre volcanismo del arco y el de tras-arco (figuras 1 y 2).

Esta contribución presenta y discute detalles de las variaciones estructurales y geoquímicas del volcanismo Plio-Cuaternario a través del sector entre los 34-39°S de los Andes del Sur.

RASGOS MORFOLOGICOS, GEOFISICOS Y ESTRUCTURALES

Entre los 33° y 39°S el frente volcánico Holoceno-Pleistoceno superior lo forman, del norte al sur, los volcanes Tupungatito (T), Espíritu Santo / San José (MA), Maipo / Casimiro (MP), Andrés (AN), Tinguiririca (TG), Planchón / Peteroa (P), Descabezados / Quizapu / Azul (Q), San Pedro, Longavi (LV), Chillan (CH), Antuco (AT), Callaquen (CQ), Lonquimay (LQ) y Llaima (LL), que se ubican en la Cordillera Principal de los Andes, como ocurre con el frente volcánico a lo largo de todos los Andes de Sur (figura 1). Entre los 34° y 39°S, el frente volcánico se localiza entre 280 y 320 km al este de la fosa oceánica y mantiene una orientación nor-noreste. Al norte de los 35°S el

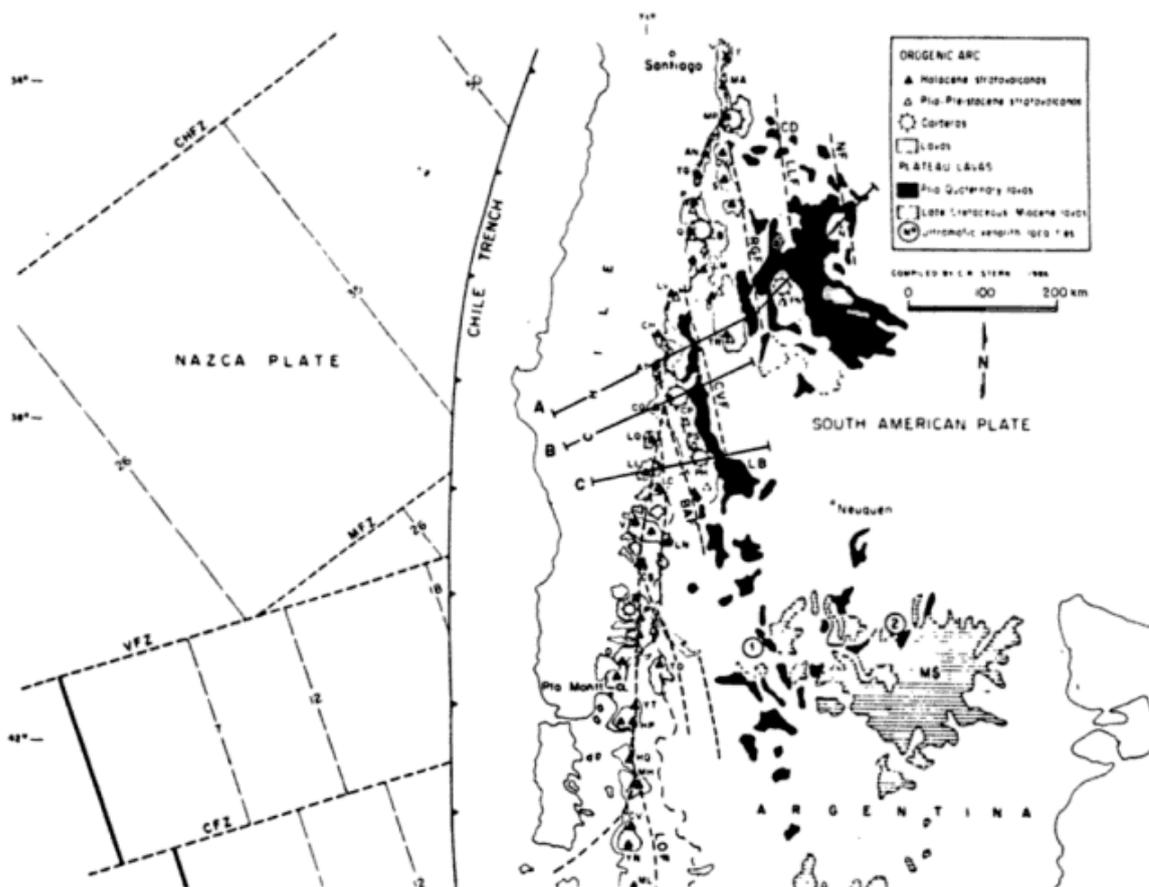


Figura 1: Mapa esquemático mostrando la distribución del volcanismo Plio-Cuaternario y más antiguo entre los 33° y 43°S de los Andes del Sur, incluyendo Chile y Argentina. El mapa señala la posición del frente volcánico y de los centros del arco sobre los bloques precordilleranos al este de la Cordillera Principal (orogenic arc) y la ubicación del volcanismo de intra- y de tras-arco (plateau lavas). El mapa también indica la ubicación de los sistemas de fracturas en la placa de Nazca, la localización de la Fosa Chile y las edades de la corteza oceánica (Herron *et al.*, 1981), además de algunos de los sistemas de fallas importantes en el continente Sudamericano. Las secciones indicadas en el mapa se presentan en la figura 2. Los rasgos significativos referidos en el texto y en las otras figuras incluyen: *Sistema de Fallas*- NF = Falla Nevada, LLF = Falla Llanquanelo, RGF = Falla Río Grande, CVF = Falla Cordillera del Viento, BAF = Falla Biobío/Aluminé, LOF = Falla Liqueñe-Ofqui, VFZ = Zona de Fractura Valdivia, MFZ = Zona de Fractura Mocha, CHFZ = Zona de Fractura Challenger, *Centros del Arco Volcánico*- T = Tupungatito/Tupungato, MA = Marmolejo, MP = volcán/caldera Maipo, AN = Andrés, TG = Tinguiririca, P = Planchón-Peteroa, Q = Descabezados-Quizapu - Azul, LV = Longaví, CH = Chillan, AT = Antuco/Sierra Velluda, CQ = Callaquen, LQ = Lonquimay/Tolhuaca, LL = Llaima/Sierra Nevada, V = Villarrica, OV = Overo, S = Sosneado, LM = Laguna del Maule, CN = Cerro Nevado, PM = Payún Matrú, D = Domuyo, TR = Tromen, CP = volcán/caldera Copahue, PS = Pino Solo, PH = Pino Hachado,

frente volcánico se ubica en la divisoria de las aguas y al sur de los 35°S al oeste de ella. La corteza continental tiene 30-35 km de espesor al sur de los 37°S y aumenta paulatinamente al norte de los 37°S, hasta alcanzar aproximadamente 60 km a los 34°S (Lomnitz, 1962; Lowrie y Hey, 1981). La corteza está formada por rocas sedimentarias, volcánicas, plutónicas y metamórficas con edades cenozoicas, mesozoicas y paleozoicas, estando las rocas precámbricas expuestas sólo en Argentina (Caminos *et al.*, 1982; Ramos *et al.*, 1986).

La placa de Nazca se subducta entre 8 y 10 cm por año (Minster y Jordan, 1978) y define una zona de Benioff con aproximadamente 18° a 20° de inclinación hacia el este, donde la actividad sísmica más profunda ocurre hasta entre 80 y 100 km (Stauder, 1973; Barazangi e Isacks, 1976; Hanus y Vanek, 1978). La región entre los 34° y 39°S está ubicada al norte de la prolongación en el continente Sudamericano del sistema de fractura Valdivia (VFZ). El sistema de fractura Valdivia separa una litósfera oceánica más antigua que 25 Ma, relacionada a

la dorsal Farallón-Pacífico, de una más joven que 20 Ma, relacionada a la dorsal Chile (figura 1; Herron, 1981; Herron *et al.*, 1981). Aproximadamente a los 33°S, límite norte de los Andes del Sur, la dorsal Juan Fernández está siendo subductada y se produce un cambio gradual hacia un menor ángulo de subducción, que caracteriza la región entre los 28° y 33°S, donde no ha existido volcanismo durante el Cuaternario (Jordan *et al.*, 1984).

Las diferencias en la localización de los centros holocenos y pleistocenos del frente volcánico de esta región de los Andes son muy pequeñas, característica que puede ser ampliada a todo el frente volcánico de los Andes del Sur y de los Andes Australes, entre el Tupungato / Tupungatito (T) a los 33,3°S hasta el volcán Burney (MB) a los 52°S. Sin embargo, la mayor parte de los volcanes formadores del frente volcánico holoceno pueden tener una edad pleistocena superior hacia sus niveles basales. Hasta la fecha no existe conocimiento, por parte de los autores, de actividad volcánica pliocena, o incluso pleistocena inferior, a lo largo de lo que es, entre los 34° y 39°S, el actual frente volcánico, ausencia que puede ser extendida, a nuestro saber, a toda la región entre los 33° y 52°S. Al parecer, el frente volcánico, al menos entre los 36° y 39°S, migró hacia el oeste desde su localización en el Plio-Pleistoceno inferior hasta la posición que mantiene en la actualidad, (Vergara y Munizaga, 1974; Drake, 1976; Muñoz y Stern, 1988).

Al este del frente volcánico Cuaternario, los centros volcánicos incluyen tanto estratovolcanes y/o calderas como pequeñas conos volcánicos dispersos y/o alineados a lo largo de fracturas. Los complejos formados por estratovolcanes y/o calderas que se ubican tanto en la Cordillera Principal al este del frente (ejemplo: Overo (OV), Sosneado (S), Laguna del Maule (LM), Copahue (CP)) como al este de la Cordillera Principal sobre bloques precordilleranos alzados de orientación nor-noroeste (ejemplo: Cerro Nevado (CN), Payún Matrú (PM), Domuyo (D), Tromen (TR), Pino Hachado (PH)) (figura 1). Los campos de conos dispersos y/o alineados a lo largo de fracturas ocupan los valles que separan los bloques precordilleranos de la Cordillera Principal o los valles

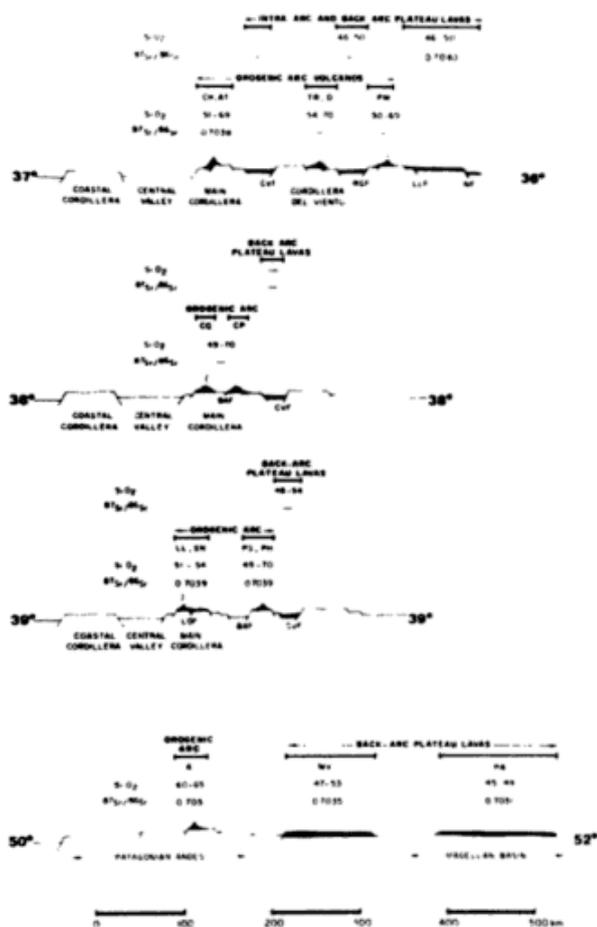


Figura 2: Secciones transversales esquemáticas para el volcanismo Plio-Cuaternario a los 36-37°S, 38°S, 39°S y 50-52°S de los Andes del Sur. Las abreviaciones importantes se explican en la figura 1, excepto para: MV = Meseta Las Vizcachas; y PA = Pali Aike.

que separan los bloques mismos. En las figuras 1 y 2, y en la siguiente discusión, los complejos formados por estratovolcanes y/o calderas han sido denominados centros del "arco volcánico", mientras que los conos volcánicos pequeños, dispersos y/o alineados a lo largo de fracturas, han sido denominados centros de "intra- y tras-arco" (Stern *et al.*, 1986a; Muñoz y Stern, 1986; 1988). Aunque esta distinción es, en cierta medida, arbitraria, ella se basa en: 1) la ocurrencia de los centros del "arco" (estratovolcanes y/o calderas) sobre bloques alzados y la de los centros de intra- y tras-arco (campos de conos pequeños) en los valles; 2) la diferencia en el estilo eruptivo (volcanismo tipo central versus conos pequeños dispersos y/o alineados a lo largo de fracturas); y 3) como se discute más adelante, las diferencias en sus composiciones químicas, particularmente la presencia de com-

posiciones silíceas asociadas a los complejos formados por estratovolcanes y/o calderas respecto de las composiciones exclusivamente máficas de los campos de conos pequeños.

Los detalles de los rasgos morfológicos, estructurales y la distribución del volcanismo Plio-Cuaternario en el sector entre los 38° y 39°S han sido presentados por Muñoz y Stern (1986; 1988). El estratovolcán Copahue (CP), de edad pleistocena superior-holocena (muestra TC-31, cuadro I), que se localiza en la Cordillera Principal a los 38°S y a 25 km al este del estratovolcán Callaquen (CQ), se edificó en el borde occidental de la depresión de la Caldera de Copahue, de edad plio-pleistocena (muestra TC-36 = $1,1 \pm 0,5$ Ma, que corresponde con el flujo piroclástico relacionado con la formación de la caldera, y muestra TC-38 = $4,3 \pm 0,6$ Ma obtenida en una lava de la base de la pared de la depresión de la caldera, cuadro I). El volcán Copahue se localiza en el extremo meridional de una cadena de estructuras volcánica de edades plio-pleistocenas, que incluyen los centros Rahue, Pino Solo (PS), Pino Hachado (PH), Palao Mahuida y Queli Mahuida, entre otros (cuadro I, figuras 1 y 2, Muñoz y Stern, 1985; 1988; Lambert, 1956; Galli, 1969). Estos centros volcánicos plio-pleistocenos se ubican al este de la Cordillera Principal, y del frente volcánico Cuaternario, a lo largo y sobre un bloque pre-cordillerano, aquí referido como bloque Copahue-Pino Hachado, individualizado al este del sistema de falla Biobío-Aluminé (BAF) y al oeste del sistema de falla Cordillera del Viento (CVF), que mantienen una orientación nor-noroeste (figuras 1 y 2, Muñoz y Stern, 1985; 1988). Este bloque pre-cordillerano converge con la Cordillera Principal de los Andes, y el sistema de falla Biobío-Aluminé con el sistema de falla Liquiñe-Ofqui, inmediatamente al sur del volcán Copahue (figura 1). El sector sur de este bloque pre-cordillerano está separado de la Cordillera Principal de los Andes por el valle del río Biobío (BR) en Chile y por el valle del río Aluminé en Argentina (figuras 1 y 2). El valle del río Aluminé ha disecado las lavas que forman las mesetas Arco y Lonco Loan (figura 2), que inicialmente formaron una continua y extensa meseta (Muñoz y Stern, 1985). Estas mesetas

están formadas en gran parte por lavas pleistocenas (cuadro I, muestra TC-61 = $1,6 \pm 0,2$ Ma); relacionadas a erupciones de centros ubicados en el sector sur del bloque Copahue-Pino Hachado. Pequeños conos del Holoceno-Pleistoceno superior se construyeron sobre la superficie de la meseta Lonco Loan (Galli, 1969; Muñoz y Stern, 1985).

El frente volcánico Plioceno se localizó, al parecer, a lo largo del bloque Copahue-Pino Hachado y tuvo una orientación nor-noroeste, que contrasta con la orientación nor-noreste que mantiene el frente volcánico Cuaternario en la Cordillera Principal. Como consecuencia de la orientación nor-noreste del frente volcánico Cuaternario y de la orientación nor-noroeste del bloque Copahue-Pino Hachado, la distancia entre los ejes de ambos aumenta desde 35 km a la latitud del volcán Callaquen y de la caldera Copahue (aproximadamente 38°S) hasta 75 km a la latitud del volcán Llaima y de Pino Hachado (aproximadamente 39°S) (figura 2).

El valle del río Agrío en Argentina, entre los 38° y 39°S, marca el borde oriental del bloque Copahue-Pino Hachado (figura 2). Pequeños conos volcánicos y lavas basálticas cuaternarias rellenan este valle hasta su borde oriental, que coincide con la falla Cordillera del Viento (CVF), con una orientación nor-noroeste (Figura 2). Estos conos y basaltos localizados a lo largo del río Agrío son aquí referidos como representantes del volcanismo de tras-arco. Sin embargo, la parte más occidental del valle del río Agrío se encuentra, también, rellena por lavas provenientes desde estratovolcanes ubicados a lo largo del bloque Copahue-Pino Hachado.

Entre los 38° y 39°S no existen centros volcánicos cuaternarios sobre el bloque limitado por la falla Cordillera del Viento (CVF), pero más al norte se construyeron sobre este bloque los estratovolcanes plio-cuaternarios Tromen (TR) (Llambías *et al.*, 1982) y Domuyo (D) (Brousse y Pesce, 1982) (figura 1). Estructuras similares de bloques constituyen el basamento de los volcanes plio-cuaternarios Sosneado (S) y Overo (OV), del volcán/caldera Payún Matrú (PM) y del volcán Cerro Nevado (CN) (cuadro I), todos ellos ubicados al este del

Cuadro I: Edades radiométricas K-Ar de algunos de los centros plio-cuaternarios al este del frente volcánico entre los 34°S y 39°S de los Andes del Sur. Las edades fueron determinadas en el Laboratorio de Geocronología del Sernageomin, Chile.

| Unidad | Número | Mate- rial | %K ⁴⁰ | 40Ar Rad. (nl/gr) | % ⁴⁰ K Atm | Edad y Error | Localidad | Litología |
|-----------------------|--------|---------------|------------------|-------------------------|--------------------------|-----------------|-------------------------|----------------------------|
| Volcán Cerro Nevado | 44 | WR | 1,731 | 0,117 | 89 | 1,7±0,4 | Oeste del Co. Nevado | Basalto alcalino |
| Volcán Cerro Nevado | 3 | WR | 3,794 | 0,218 | 59 | 1,5±0,2 | Oeste del Co. Nevado | Traquiandesita |
| Caldera Payún Matrú | TC-12 | BT | 6,691 | 0,216 | 97 | 0,8±0,6 | Oeste del Payún Matrú | Ign. dacítica |
| Paso Pichachén | CZ-16 | WR | 2,748 | 0,386 | 42 | 3,6±0,2 | Paso Pichachén | Andesita |
| Paso Pichachén | CZ-20 | WR | 1,488 | 0,208 | 75 | 3,6±0,5 | Paso Pichachén | Andesita |
| Pre-Caldera Copahue | TC-33 | WR | 1,279 | 0,215 | 84 | 4,3±0,6 | Este de Copahue | Andesita |
| Caldera Copahue | TC-36 | BT | 6,780 | 0,296 | 94 | 1,1±0,5 | Este de Copahue | Pómez en toba riolítica |
| Volcán Copahue | TC-31 | WR | 1,866 | 0,060 | 82 | 0,8±0,1 | Caviahue | Andesita-K |
| Volcán Copahue | TC-29 | WR | 2,876 | 0,005 | 99 | <0,3 | Este de Copahue | Andesita-K |
| Base del Volcán Rahue | TC-80 | WR | 2,501 | 0,402 | 64 | 4,1±0,3 | Oeste Lag. Mariñanqui | Andesita- |
| Base del Volcán Rahue | TC-84 | WR | 2,102 | 0,240 | 89 | 2,9±0,5 | Río Lircay | Andesita-K |
| Volcán Rahue | TC-75 | WR | 1,864 | 0,101 | 92 | 1,4±0,4 | Río Lircay | Traquiandesita |
| Volcán Rahue | TC-78 | WR | 1,461 | 0,059 | 85 | 1,0±0,2 | Cumbre del Co. Rahue | Traquiandesita |
| Volcán Tralilhue | TC-119 | WR | 2,791 | 0,264 | 75 | 2,4±0,3 | Laguna Verde | Dacita-K |
| Volcán Tralilhue | CZ-51 | WR | 2,196 | 0,196 | 58 | 2,3±0,2 | Cerro Tralilhue | Traquiandesita |
| Volcán Pino Solo | CZ-40 | WR | 2,960 | 0,254 | 82 | 2,2±0,3 | Cajón Cuhare | Dacita-K |
| Volcán Pino Solo | CZ-37 | WR | 2,296 | 0,188 | 62 | 2,1±0,2 | Cajón Cuhare | Andesita-K |
| Pino Hachado | TC-40 | WR | 4,861 | 0,377 | 92 | 2,0±0,5 | Esté Paso Pino Hachado | Pómez en toba riolítica |
| Pino Hachado | CZ-32 | WR | 2,650 | 0,169 | 76 | 1,6±0,1 | Paso Pino Hachado | Traquiandesita |
| Pino Hachado | CZ-30 | WR | 2,495 | 0,142 | 79 | 1,5±0,1 | Río Pino Seco | Traquibasalto |
| Pino Hachado | TC-62 | WR | 2,390 | 0,151 | 75 | 1,6±0,2 | Este de Piedras Blancas | Traquibasalto |
| Pino Hachado | TC-61 | WR | 1,348 | 0,075 | 76 | 1,4±0,2 | Meseta Arco | Basalto alcalino |
| Volcán Queli Mahuida | TC-55 | WR | 1,364 | 0,054 | 88 | 1,0±0,4 | Arroyo Carreri | Basalto alcalino |
| Volcán Queli Mahuida | TC-57 | WR | 1,175 | 0,057 | 93 | 0,9±0,3 | Portez. La Atravezada | Traquiandesita |

frente volcánico Cuaternario. Dichos bloques están limitados por el este por los sistemas de fallas Río Grande (RGF), Llananelo (LLF) y Cerro Nevado (CNF), respectivamente (figura 1). El bloque sobre el cual se instalan los centros Tromen (TR) y Domuyo (D) converge con la Cordillera Principal aproximadamente a la latitud donde se ubica la caldera Calabozos (CB), y el bloque donde se ubican los volcanes Sosneado (S) y Overo (OV) lo hace a la latitud del volcán/caldera Maipo (MP) (figura 1). Los basaltos relacionados con campos de conos pequeños se ubican en los valles que separan estos bloques de la Cordillera Principal, tal como en el valle del río Varvarco al oeste del Tromen, y en los valles que separan los bloques mismos, tales como el valle del río Grande entre el Tromen y el Payún Matrú (Bermúdez, 1985) y el área de topografía deprimida que separa el Payún Matrú del Cerro Nevado (Delpino, 1987).

La interpretación estructural de los sistemas de fallas que limitan los bloques Copahue-Pino Hachado, Cordillera del Viento, Sosneado-Overo, Payún Matrú y Cerro Nevado es todavía incierta. Ha sido sugerido que los límites orientales de los bloques Copahue-Pino Hachado y Cordillera del Viento se caracterizan por importantes estructuras de sobreescurrecimientos, de vergencias este, del basamento y que estos bloques alzados representan anticlinoriums con fallas tipo rampa en sus bordes (Allen, com. pers., 1987). La interpretación de la geología de sub-superficie del valle del Río Grande (Baldi *et al.*, 1984), que forma el límite occidental del bloque donde se ubica el complejo Payún Matrú, sugiere que este límite podría corresponder con fallas inversas que se inclinan hacia el este.

Sin embargo, la edad y tipo de los movimientos más recientes de esas fallas no están bien establecidas. Aunque sobreescurremien-

tos y fallas inversas de alto ángulo, del Cuaternario, han sido bien documentadas en la precordillera al norte de los 34°S, al sur de esa latitud no ha sido reportada evidencia de compresión post-Mioceno (Jordan *et al.*, 1983). La última fase compresiva en la Cordillera Principal de los Andes, al sur de los 34°S, la fase Quechua, ocurrió al final del Mioceno y, posiblemente, al inicio del Plioceno (Charrier y Vicente, 1972), con posterioridad a la cual las rocas cuaternarias han sido sólo afectadas por movimientos de bloques relacionados con fallas normales (González y Vergara, 1962; Niemeyer y Muñoz, 1983). Al respecto, el valle del río Agrío (38-39°S) fue referido como Graben de Loncopué por Ramos (1978), autor que sugiere que su límite occidental corresponde con una falla normal, que también coincide con el límite oriental del bloque Copahue-Pino Hachado. En atención a lo anterior, y aunque compresión pre-cuaternaria pudo haber jugado un rol importante en la deformación y en la creación de la morfología de bloques y valles reconocida al este de la Cordillera Principal, los autores estiman que durante el Cuaternario, y posiblemente también durante el Plioceno, la región entre los 34° y 39°S ha estado sometida a extensión, causante de nuevas fallas normales o de movimientos de tipo normal a lo largo de antiguas estructuras de tipo compresional.

Las relaciones estructurales discutidas anteriormente han sido representadas en la figura 2 en secciones transversales esquemáticas a través de los 36-37°, 38° y 39°S, las cuales son comparadas con la situación estructural observada más al sur (50-52°S). En la sección a los 50-52°S, y en general al sur de los 39°S, una división espacial simple entre el volcanismo del arco volcánico en la Cordillera Principal y el volcanismo de tras-arco hacia el este, puede ser claramente establecida. Como se puede observar en las secciones transversales esquemáticas, al norte de los 39°S dicha división simple entre el volcanismo del arco y el de tras-arco no puede ser establecida. Como se destacó más arriba, en las tres secciones entre los 34° y 39°S el "arco volcánico orogénico" ha sido considerado como representado por las calderas y estratovolcanes cuaternarios que ocurren tanto en la Cordillera Principal como sobre bloques

precordilleranos al este de la Cordillera Principal. El volcanismo de tras-arco, formador de campos de conos basálticos pequeños, se ubica entre los 34° y 39°S en los valles que separan los bloques precordilleranos al este de la Cordillera Principal (ejemplo, bloques Copahue-Pino Hachado y Cordillera del Viento, figuras 1 y 2). Ese volcanismo formador de campos de conos basálticos se encuentra también ocupando valles entre bloques sobre los que se ubica el volcanismo orogénico del arco volcánico, el cual se presenta hasta cerca de 300 kilómetros al este del frente volcánico. Dicho volcanismo formador de campos de conos es mejor referido como volcanismo de intra-arco.

PETROQUIMICA

Las variaciones geoquímicas a lo largo del frente volcánico Cuaternario entre los 33° y 39°S fueron discutidas por Stern *et al.* (1984), Hickey *et al.* (1984 y 1986), Hildreth y Moor bath (1988) y López *et al.* (1976; 1977), quienes definieron aumento hacia el norte de los contenidos de K, Rb, Cs, Ba, Th, tierras raras livianas, de las razones Ce/Yb, Rb/Cs y ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en las lavas, asociado con una disminución en los valores de las razones ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, Lu/Hf y FeO*/MgO. Los estratovolcanes que conforman el frente volcánico Cuaternario entre los 33° y 39°S han eruptado un rango de composición desde basaltos hasta andesitas y, en algunos casos, dacitas y riolitas, aunque no todos los centros son individualmente responsables del completo rango de tipos litológicos.

En general, todos los centros volcánicos plio-cuaternarios señalados en figuras 1 y 2 como pertenecientes al arco volcánico al este del frente volcánico Cuaternario, entre los 34° y 39°S, incluyendo algunos centros en la Cordillera Principal, tales como Sosneado (S)-Overo (OV) (Araña-Saavedra *et al.*, 1985), Domuyo (D) (Brousse y Pesce, 1982), el complejo Laguna del Maule (LM) (Frey *et al.*, 1984), la caldera Calabozos (Hildreth *et al.*, 1984) y la caldera Copahue (CP) (Muñoz y Stern, 1988), o sobre bloques precordilleranos al este de la Cordillera Principal, tales como Tromen (TR) (Llambías *et al.*, 1982), Payún Matrú (PM) (Llambías, 1966), Cerro Nevado (CN) (Bermú-

dez, 1985; Delpino y Bermúdez, 1985; Bermúdez y Delpino, 1987) y los centros localizados a lo largo del bloque Copahue-Pino Hachado, que incluyen al volcán Copahue (CP), Rahue (R), Pino Solo (PS), Pino Hachado (PH), Palao Mahuida y Queli Mahuida (Muñoz y Stern, 1988), han erupcionado un rango de lavas de composiciones desde basálticas hasta silíceas (figura 2), incluyendo en algunos casos riolitas con cuarzo en la norma. Los análisis de elementos mayores, trazas, isotópicos de estroncio y el cálculo normativo de muestras de algunos de los centros mencionados se presentan en el cuadro II.

Las rocas máficas e intermedias del frente volcánico Plioceno, encontrado por ejemplo, en los centros Campanario (al norte de la Laguna de Maule), Las Águilas/Las Minas (al sureste del volcán Chillan), al este de la Laguna de La Laja (paso Pichachén), en la base de la caldera Copahue (CP), en la base del volcán Rahue (R) y en Pino Solo (PS) (figura 1, cuadro I), contienen comúnmente ortopiroxeno modal y muy poca o ausencia de nefelina normativa (cuadro IIA), características que semejan a las del frente volcánico Cuaternario de la Cordillera Principal y a las de los centros en la Cordillera Principal al este del frente, tales como los volcanes Copahue (CP), Domuyo (D) (Brousse y Pesce, 1982) y Sosneado (S) (Araña-Saavedra *et al.*, 1982). De otro modo, las rocas máficas e intermedias de los centros cuaternarios sobre bloques precordilleranos al este de la Cordillera Principal, como las encontradas en el Payún Matrú (PM), en el Cerro Nevado (CN) y sobre el bloque Copahue-Pino Hachado, por ejemplo en la parte superior de Rahue (R), en Pino Hachado (PH) y en Queli Mahuida (figura 1, cuadro I), tienen todas nefelina en la norma y no presentan ortopiroxeno en la moda (cuadro IIA, Muñoz y Stern, 1985; 1988). Sin embargo, en el caso particular del volcán Tromen (TR) (figura 1) es común la presencia de ortopiroxeno en la moda y de cuarzo en la norma (cuadro IIA; Llambías *et al.*, 1982).

Entre los 34°S y 39°S un aumento significativo de los contenidos de K_2O , a similares de SiO_2 , se reconoce hacia los centros del arco volcánico más alejados de la fosa oceánica (Vergara, 1972), por ejemplo desde el volcán

Chillan hacia el Tromen y el complejo Payún Matrú (figura 3). Para un determinado contenido de SiO_2 , existe sólo una pequeña diferencia en los contenidos de K_2O entre las lavas cuaternarias asociadas al volcán Callaquen (CQ) y las lavas erupcionadas por el volcán Cuaternario Copahue (CP), que se ubica 25-30 km al este del anterior (figuras 1 y 3). Una diferencia más significativa existe en los contenidos de K_2O entre los volcanes cuaternarios Llaima (LL)/Sierra Nevada (SN), también formadores del frente volcánico Cuaternario, y el centro de Pino Hachado, estando ambos separados por 75 km (figuras 1 y 3).

Las lavas cuaternarias de tras-arco en el valle del río Agrio e intra-arco en el valle del río Grande y en los alrededores de la Laguna Llancanelo (figuras 1 y 2, cuadro IIB) son basaltos con nefelina normativa y clinopiroxeno modal. Estos basaltos presentan menores contenidos de SiO_2 y mayores de TiO_2 y MgO que los basaltos de los centros del frente del arco volcánico Cuaternario. En ninguno de los basaltos de tras- e intra-arco reconocidos entre los 34° y 39°S han sido encontrados nódulos ultramáficos del manto superior, que son comunes al sur de los 39°S (Stern *et al.*, 1986a y b; Stern, 1987), donde una clara división entre el volcanismo Cuaternario del arco y de tras-arco puede ser establecida.

Los datos preliminares obtenidos para los centros cuaternarios del arco al este del frente volcánico y para los basaltos de tras- e intra-arco de los alrededores de la Laguna Llancanelo, del volcán Diamante, del valle del río Grande, del río Agrio y del río Aluminé, indican valores isotópicos $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7038 - 0,7042$ (cuadros II A y B, figuras 2 y 4), lo que implica que, en términos isotópicos de estroncio, su fuente en el manto es similar a la fuente de los magmas de los centros cuaternarios del frente volcánico (figura 2, Muñoz y Stern, 1985; 1986; 1988). Las composiciones isotópicas de estroncio de rocas silíceas asociadas al complejo Laguna del Maule (Frey *et al.*, 1984), a la caldera Calabozos (Hildreth *et al.*, 1984; Grunder *et al.*, 1986) y a la caldera Copahue (cuadro IIA), todos ellos localizados en la Cordillera Principal al este del frente volcánico del Cuaternario (figura 1), son también similares a los

J. Muñoz Bravo, et al.

| CENTRO | (34-36°S) | | | (30°S) | | | (39°S) | | | (39°30' S) | | | |
|--------------------------------|-----------|------------|-------------|--------|--------|---------|---------|---------|---------------|------------|---------|---------|--------|
| | TROMEN | PAYUN LISI | PAYUN MATRU | CERRO | NEVADO | COPAHUE | PINO | HACHADO | QUELI MARVIDA | | | | |
| MUESTRA | TR-12 | TC-14 | TC-11 | 44 | 7 | 24 | TC-35 | TC-61 | CZ-30 | CZ-32 | CZ-24 | CZ-23 | TC-57 |
| Máficos | | | | | | | | | | | | | |
| Ol | I | IX | (X) | | | | | | | | | | |
| Cpx | IX | (X) | IX | | | | (X) | (X) | (X) | (X) | (X) | (X) | X |
| Opx | X | | | | | | | | | | | | |
| Mayores | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 56.15 | 52.22 | 68.52 | 50.41 | | | 64.05 | 49.51 | 54.79 | 57.20 | 57.50 | 59.00 | 52.05 |
| TiO ₂ | 1.32 | 1.65 | 0.43 | 1.35 | | | 0.97 | 1.65 | 2.37 | 1.60 | 1.70 | 1.10 | 1.98 |
| Al ₂ O ₃ | 16.76 | 16.42 | 14.64 | 17.96 | | | 15.66 | 16.15 | 16.93 | 17.60 | 16.60 | 16.10 | 17.79 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.39 | 5.00 | 2.11 | 2.85 | | | 1.52 | 2.88 | 3.17 | 3.40 | 3.10 | 2.00 | 5.35 |
| FeO | 4.03 | 4.20 | 1.09 | 5.87 | | | 3.21 | 6.87 | 5.92 | 3.20 | 5.10 | 4.00 | 4.10 |
| MnO | 0.13 | 0.14 | 0.13 | 0.19 | | | 0.15 | 0.17 | 0.19 | 0.16 | 0.15 | 0.10 | 0.15 |
| MgO | 3.35 | 5.24 | 0.33 | 4.13 | | | 1.13 | 7.63 | 2.60 | 1.70 | 2.00 | 1.30 | 3.78 |
| CaO | 6.42 | 7.29 | 0.74 | 8.00 | | | 2.53 | 8.03 | 4.66 | 4.40 | 4.10 | 2.60 | 6.94 |
| Na ₂ O | 4.12 | 4.23 | 5.76 | 4.23 | | | 5.99 | 3.68 | 5.63 | 6.40 | 5.90 | 6.70 | 4.29 |
| K ₂ O | 2.31 | 1.99 | 5.10 | 2.24 | | | 2.28 | 1.54 | 2.75 | 2.90 | 3.60 | 3.70 | 1.82 |
| P ₂ O ₅ | 0.37 | 0.41 | 0.89 | 0.54 | | | 0.26 | 0.55 | 0.69 | 0.56 | 0.58 | 0.36 | 0.55 |
| H ₂ O ⁺ | 0.86 | 0.40 | 0.64 | 0.53* | | | 2.30 | 0.28 | 0.58 | 0.10* | 0.10* | 0.10* | 0.99 |
| H ₂ O ⁻ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| CO ₂ | 0.26 | 0.53 | 0.85 | | | | 0.12 | 0.09 | 0.09 | | | | 0.09 |
| S | 0.04 | 0.01 | 0.00 | | | | 0.01 | 0.00 | 0.00 | | | | 0.01 |
| C | 0.12 | 0.08 | 0.00 | | | | 0.00 | 0.00 | 0.01 | | | | 0.00 |
| Total | 99.63 | 99.91 | 99.72 | 99.10 | | | 108.18 | 99.83 | 100.39 | 99.32 | 100.43 | 98.96 | 99.87 |
| Menores | | | | | | | | | | | | | |
| Ap | 0.55 | 0.86 | 0.19 | 1.14 | | | 0.55 | 1.15 | 1.44 | 1.17 | 1.20 | 0.76 | 1.17 |
| Il | 1.69 | 2.31 | 0.60 | 1.89 | | | 1.37 | 2.29 | 3.29 | 2.22 | 2.34 | 1.54 | 2.79 |
| Rr | 12.50 | 11.85 | 30.64 | 13.37 | | | 13.69 | 9.09 | 16.26 | 17.09 | 21.10 | 21.99 | 10.91 |
| Nb | 31.78 | 32.84 | 51.65 | 22.51 | | | 54.20 | 21.79 | 44.69 | 50.81 | 46.87 | 58.30 | 37.78 |
| An | 21.45 | 20.24 | | 23.57 | | | 9.20 | 20.88 | 12.76 | 18.65 | 8.87 | 2.91 | 24.16 |
| Ms | 1.54 | 1.93 | 0.67 | 1.83 | | | 1.00 | 2.03 | 1.89 | 1.37 | 1.69 | 1.26 | 2.00 |
| En | 10.69 | | 0.63 | | | | 2.94 | | | | | | |
| Fe | 9.16 | | 3.23 | | | | 5.74 | | | | | | |
| Di | 3.75 | 10.96 | 3.46 | 13.58 | | | 1.44 | 13.74 | 4.70 | 5.93 | 6.70 | 6.97 | 5.69 |
| Py | | 0.75 | | 6.20 | | | | 12.65 | 4.70 | 2.17 | 3.27 | 1.88 | 6.99 |
| Fa | | 7.23 | | 6.46 | | | | 7.74 | 4.08 | 4.74 | 5.79 | 3.94 | 7.81 |
| Ne | | 3.21 | | 9.46 | | | | 6.66 | 3.47 | 3.82 | 3.82 | 2.19 | 8.70 |
| Hz | 2.39 | | 10.17 | | | | 9.53 | | | | | | |
| Total | 108.02 | 99.98 | 101.24 | 100.01 | | | 100.02 | 120.01 | 99.97 | 100.01 | 108.01 | 107.01 | 122.01 |
| Trazas | | | | | | | | | | | | | |
| Fa | na | 470 | 91 | na | na | na | 640 | 570 | 790 | 15741 | 617 | 196 | 180 |
| Rb | (54) | 61 | 206 | na | na | na | 67 | 39 | 65 | 65 | 66 | 74 | 1471 |
| Sc | (675) | 570 | 39 | na | na | na | 340 | 790 | 510 | 582 | 449 | 363 | 17001 |
| Y | 19 | 24 | 47 | na | na | na | 35 | 25 | 43 | 75 | 39 | 42 | 23 |
| Zr | 209 | 225 | 798 | na | na | na | 281 | 193 | 365 | 339 | 483 | 791 | 246 |
| Be | 25 | 46 | 174 | na | na | na | 13 | 19 | 33 | 14 | 20 | 40 | 23 |
| Co | 2.5 | 1.9 | na | 4.04 | 3.2 | r | r | 1.0 | 0.3 | na | na | na | na |
| Cr | 14.9 | 15.3 | na | 16.3 | 23.9 | 23.2 | 26.9 | 23.0 | 17.3 | na | na | na | na |
| Hf | 4.8 | 5.1 | na | 3.5 | 3.4 | 2.89 | 4.7 | 4.0 | 8.5 | na | na | na | na |
| La | 1.86 | 3.13 | na | 3.55 | 1.88 | 2.13 | 0.44 | 0.70 | 1.95 | na | na | na | na |
| Ni | 9.00 | 7.9 | na | 10.6 | 9.1 | 8.0 | 5.1 | 2.1 | 7.2 | na | na | na | na |
| Or | na | 200 | 6 | na | na | na | 4 | 214 | 3 | na | na | na | 40 |
| Ni | na | 78 | 1 | na | na | na | 3 | 110 | 2 | na | na | na | 17 |
| V | na | 104 | r | na | na | na | 20 | 201 | na | na | na | na | 153 |
| Na | 24.3 | 26.4 | na | 37.8 | 32.3 | 27.1 | 31.15 | 22.9 | 44.5 | na | na | na | 32.4 |
| Op | 52.5 | 52.4 | na | 68.9 | 66.3 | 50.7 | 68.8 | 53.9 | 104 | na | na | na | 77.5 |
| Nd | 23.4 | 25.0 | na | na | na | na | na | 20.9 | 53.1 | na | na | na | 75.8 |
| Ka | 4.92 | 5.65 | na | 7.33 | 6.21 | 5.62 | 7.68 | 6.59 | 11.9 | na | na | na | 7.8 |
| Eu | 1.34 | 1.53 | na | 2.14 | 2.18 | 1.77 | 2.35 | 1.92 | 3.0 | na | na | na | 2.41 |
| Ti | 0.45 | 0.74 | na | r | r | 1.00 | 1.09 | 0.84 | 1.70 | na | na | na | - |
| Yb | 1.79 | 2.42 | na | 2.26 | 2.45 | 1.78 | 2.82 | 1.93 | 4.19 | na | na | na | - |
| Lu | 0.29 | 0.33 | na | 0.30 | 0.35 | 0.26 | 0.50 | 0.30 | 0.64 | na | na | na | 0.81 |
| 075r/065r | 0.70151 | 0.72392 | 0.78419 | na | na | na | 0.70397 | 0.70407 | 0.70395 | 0.70383 | 0.70397 | 0.70152 | na |

Asociación Geológica Argentina

| CENTRO | (34°S) | | | (35°S) | | | | (36°S) | | | | (39°30'S) | |
|----------------|--------------|-------------------|------------|---------------|------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-----------|--|
| | RIO DIAMANTE | LAGUNA LLANCAÑELO | RIO GRANDE | LAGUNA BLANCA | LINCO LOAN | | | | | | | | |
| MUESTRA | TR-2 | TC-3 | B3W | TC-5 | 784 | M3J | TC-10 | TC-19 | TC-20 | TC-23 | TC-50 | TC-59 | |
| Máficos | | | | | | | | | | | | | |
| O1 | I | I | IX | IX | IX | IX | IX | IX | IX | I | IX | I | |
| Cpx | I | IX | IX | (X) | (X) | (X) | I | I | (X) | IX | I | I | |
| Opx | | (X) | | | | | | | | | | | |
| Mayores | | | | | | | | | | | | | |
| SiO2 | 45.87 | 48.76 | 49.8 | 47.56 | 48.27 | 48.84 | 47.44 | 47.16 | 48.31 | 49.71 | 48.83 | 53.51 | |
| TiO2 | 1.58 | 1.65 | 1.6 | 1.88 | 1.49 | 1.63 | 1.64 | 2.45 | 1.43 | 1.47 | 1.45 | 1.57 | |
| Al2O3 | 15.00 | 15.20 | 15.06 | 16.21 | 16.16 | 15.55 | 15.42 | 17.72 | 16.72 | 16.96 | 16.72 | 15.66 | |
| Fe2O3 | 3.28 | 1.25 | 5.4 | 1.76 | 2.99 | 3.13 | 3.57 | 2.73 | 2.94 | 2.94 | 3.39 | 3.84 | |
| FeO | 6.75 | 8.93 | 3.1 | 9.11 | 6.45 | 6.77 | 6.64 | 8.28 | 8.27 | 7.81 | 5.88 | 4.68 | |
| MnO | 0.18 | 0.17 | 0.15 | 0.17 | 0.16 | 0.16 | 0.17 | 0.15 | 0.17 | 0.16 | 0.15 | 0.14 | |
| MgO | 10.63 | 9.63 | 6.1 | 7.78 | 7.18 | 7.52 | 9.68 | 5.54 | 7.51 | 6.71 | 8.27 | 5.78 | |
| CaO | 10.37 | 8.87 | 11.2 | 9.63 | 12.51 | 9.98 | 9.96 | 9.58 | 8.93 | 9.19 | 8.58 | 7.12 | |
| Na2O | 3.63 | 3.88 | 3.8 | 3.98 | 3.38 | 3.58 | 3.71 | 3.94 | 3.66 | 3.61 | 3.24 | 4.12 | |
| K2O | 1.21 | 1.07 | 1.5 | 0.99 | 1.26 | 1.85 | 1.82 | 1.23 | 1.28 | 0.95 | 2.42 | 2.13 | |
| P2O5 | 0.54 | 0.36 | 0.32 | 0.43 | 0.47 | 0.38 | 0.48 | 0.58 | 0.34 | 0.31 | 0.76 | 0.49 | |
| H2O+ | 0.24 | 0.28 | 1.70* | 0.18 | 0.20* | 0.20* | 0.21 | 0.32 | 0.58* | 0.48* | 0.28 | 0.57 | |
| H2O- | 0.48 | 0.84 | | 0.88 | | | 0.17 | 0.88 | | | 0.88 | 0.88 | |
| CO2 | 0.81 | 0.81 | | 0.81 | | | 0.81 | 0.11 | | | 0.81 | 0.81 | |
| S | 0.04 | 0.01 | | 0.01 | | | 0.01 | 0.04 | | | 0.01 | 0.01 | |
| C | 0.04 | 0.01 | | 0.01 | | | 0.04 | 0.03 | | | 0.01 | 0.01 | |
| Total | 99.77 | 100.77 | 99.47 | 99.63 | 100.36 | 97.99 | 100.17 | 99.78 | 100.06 | 100.38 | 100.88 | 99.62 | |
| Norma | | | | | | | | | | | | | |
| Ap | 1.12 | 0.74 | 0.68 | 0.90 | 0.98 | 0.81 | 0.99 | 1.05 | 0.71 | 0.65 | 1.57 | 1.83 | |
| Il | 2.17 | 2.26 | 2.27 | 2.61 | 2.85 | 2.38 | 2.25 | 3.43 | 1.98 | 2.84 | 2.88 | 2.19 | |
| Or | 7.89 | 6.24 | 9.87 | 5.84 | 7.48 | 6.31 | 5.95 | 7.33 | 7.09 | 5.61 | 14.19 | 12.65 | |
| Ab | 5.44 | 18.38 | 28.73 | 15.69 | 9.46 | 18.52 | 12.58 | 17.31 | 17.26 | 23.73 | 15.34 | 36.71 | |
| An | 28.81 | 28.57 | 25.18 | 23.78 | 25.34 | 23.97 | 22.88 | 27.18 | 25.57 | 27.19 | 23.67 | 17.98 | |
| Nt | 2.25 | 2.89 | 1.81 | 2.26 | 1.95 | 2.18 | 2.18 | 2.31 | 2.33 | 2.24 | 1.92 | 1.78 | |
| En | | | | | | | | | | | | | |
| Fe | | | | | | | | | | | | | |
| Di | 21.31 | 16.45 | 23.59 | 16.93 | 26.61 | 19.88 | 18.87 | 13.92 | 13.21 | 13.89 | 18.89 | 11.43 | |
| Fs | 16.45 | 15.71 | 7.64 | 12.36 | 8.65 | 11.56 | 15.23 | 8.84 | 12.81 | 11.25 | 14.45 | 9.41 | |
| Fa | 7.52 | 8.84 | 4.96 | 8.21 | 5.67 | 7.33 | 7.88 | 7.66 | 9.73 | 9.84 | 7.98 | 6.58 | |
| Ne | 16.86 | 9.68 | 4.86 | 11.51 | 11.95 | 8.83 | 12.15 | 18.96 | 9.38 | 5.16 | 8.88 | 8.23 | |
| Qtz | | | | | | | | | | | | | |
| Total | 100.81 | 100.88 | 99.99 | 100.81 | 100.81 | 100.81 | 100.88 | 99.99 | 100.88 | 100.88 | 100.81 | 99.99 | |
| Trazas | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | 588 | 483 | 549 | 398 | na | na | 378 | 418 | na | na | 1848 | 528 | |
| Rb | 26 | 38 | 34 | 22 | 22 | 16 | 24 | 38 | 39 | 32 | 92 | 54 | |
| Sr | 768 | 558 | 928 | 588 | 794 | 657 | 688 | 818 | 777 | 491 | 838 | 688 | |
| Y | 28 | 18 | 19 | 21 | 21 | 19 | 17 | 21 | 22 | 28 | 21 | 23 | |
| Zr | 147 | 187 | 158 | 128 | 143 | 125 | 163 | 179 | 161 | 143 | 272 | 214 | |
| Nb | 16 | 17 | 15 | 16 | 16 | 16 | 23 | 26 | 18 | 14 | 27 | 48 | |
| Cs | 1.8 | na | 0.78 | < | < | < | 0.5 | na | 2.69 | < | 3.9 | < | |
| Sc | 31.8 | na | 42.4 | 29.4 | 38.3 | 38.8 | 27.2 | na | 26.8 | 25.3 | 23.7 | 19.7 | |
| Hf | 3.2 | na | 3.6 | 3.4 | 3.4 | 2.6 | 3.2 | na | 3.4 | 3.5 | 5.4 | 3.8 | |
| Ta | 0.63 | na | 0.97 | 0.82 | 0.79 | 1.06 | 1.65 | na | 1.16 | 0.97 | 1.86 | 2.8 | |
| In | 3.4 | na | 5.3 | 3.8 | 4.76 | 3.7 | 1.7 | na | 3.8 | 5.6 | 3.8 | 8.3 | |
| Cr | 588 | 358 | na | 281 | na | na | 428 | 151 | na | na | 298 | 185 | |
| Ni | 288 | 195 | na | 115 | na | na | 184 | 61 | na | na | 148 | 81 | |
| V | 268 | 194 | na | 228 | na | na | 218 | 198 | na | na | 228 | 166 | |
| Co | 24.2 | na | 19.8 | 15.3 | 23.4 | 19.3 | 18.8 | na | 31.8 | 16.8 | 26.6 | 38.2 | |
| Ce | 56.1 | na | 42.3 | 31.7 | 51.7 | 41.3 | 41.4 | na | 62.2 | 33.2 | 64.7 | 72.9 | |
| Nd | 29.8 | na | 21.7 | na | na | na | 22.9 | na | na | na | 35.8 | na | |
| Sm | 6.86 | na | 4.77 | 4.97 | 5.97 | 5.12 | 5.48 | na | 5.63 | 5.14 | 7.68 | 6.88 | |
| Eu | 1.78 | na | 1.78 | 1.88 | 1.95 | 1.68 | 1.69 | na | 1.84 | 1.59 | 2.16 | 1.98 | |
| Tb | 8.87 | na | < | < | < | < | 8.63 | na | < | < | 8.93 | < | |
| Yb | 1.74 | na | 1.84 | 0.14 | 0.28 | 2.78 | 1.69 | na | 2.28 | 2.48 | 2.83 | 2.44 | |
| Lu | 0.26 | na | 0.38 | 0.37 | 0.34 | 0.38 | 0.26 | na | 0.25 | 0.29 | 0.31 | 0.32 | |
| B7Sr/B8Sr | 0.78436 | 0.78445 | 0.78484 | 0.78412 | 0.78411 | 0.78487 | 0.78385 | 0.78395 | 0.78395 | 0.78392 | 0.78422 | na | |

Cuadro IIA y B: Explicación

- TR-12 Volcán Tromen (TR), Holoceno.
 TC-14 Volcán Payún Liso, al sur del Payún Matrú (PM), Pleistoceno.
 TC-11 Complejo Payún Matrú (PM), traquita, Pleistoceno.
 44 Volcán Cerro Nevado (CN), Pleistoceno (cuadro I).
 7 Volcán Cerro Nevado (CN), Pleistoceno.
 24 Volcán Cerro Nevado (CN), Pleistoceno.
 TC-35 Caldera Copahue (CP), pómx dactílica vídriosa en toba riolítica, Pleistoceno (cuadro I).
 TC-61 Meseta Arco, al sur de Pino Hachado (PH), Pleistoceno (cuadro I).
 CZ-30 Pino Hachado (PH), al norte del paso del mismo nombre, Pleistoceno (cuadro I).
 CZ-32 Pino Hachado (PH), al norte del paso del mismo nombre, Pleistoceno (cuadro I).
 CZ-24 Pino Hachado (PH), en el paso del mismo nombre, Pleistoceno.
 CZ-23 Pino Hachado (PH), en el paso del mismo nombre, Pleistoceno.
 TC-57 Volcán Queli Mahuida (QM), al norte del Portezuelo La Atravezada, Pleistoceno (cuadro I).
 TR-2 Maar con cono al norte del Volcán Diamante (CD), Pleistoceno-Holoceno (?)
 TC-3 Volcán Diamante (CD), Pleistoceno-Holoceno (?)
 83-W Cono al oeste del Volcán Diamante (CD), Pleistoceno-Holoceno (?)
 TC-5 Conos de Chihuido, al sureste de Malargue y al oeste de Laguna Llanquanelo, Pleistoceno-Holoceno (?)
 784 Conos al este de Laguna Llanquanelo, cono Las Balas, Holoceno.
 MPJ Conos al este de Laguna Llanquanelo, cono Mancha Jarilla, Holoceno.
 TC-10 Conos de Los Volcanes, al oeste del Complejo Payún Matrú (PM), Holoceno.
 TC-19 Conos de Los Volcanes, al oeste del Payún Matrú (PM), en el valle del río Grande, Holoceno.
 TC-20 Cono Monchiquito, en el Valle del río Grande, Holoceno. Elementos mayores obtenidos del promedio de tres muestras (C-6, C-7 y C-8, Bermúdez y Delpino, datos no publicados); elementos trazas obtenidos desde TC-20.
 TC-23 Conos de Buta RAnquil, Holoceno. Elementos mayores obtenidos del promedio de dos muestras (BR-15 y BR-16, Bermúdez y Delpino, datos no publicados); elementos trazas obtenidos desde TC-23.
 TC-50 Conos de Laguna Blanca (LB), Holoceno.
 TC-59 Conos de Lonco Loan, en la superficie de la meseta Lonco Loan, al suroeste de Pino Hachado (PH), Holoceno.
- XX: Abundante como fenocristal y en la masa fundamental.
 X: Común como fenocristal y en la masa fundamental.
 (X): Escaso como fenocristal y/o en la masa fundamental.
 na: No analizado.
 <: Menor que el límite de detección.
 *: LOI

Los elementos mayores y Rb, Sr, Ba, Cr, Ni y V fueron determinados por Absorción Atómica en el SERNAGEOMIN-CHILE, excepto los elementos mayores de las muestras 83W 9SKILINE LAB, Colorado, USA) y 784, MEJ, TC-20 (promedio de muestras C-6, C-7 y C-8), TC-23 (promedio de muestras BR-15 y BR-16) y 44 (Servicio Geológico Nacional Argentino). Y, Zr, Nb y (Ba), (Rb), (Sr), fueron obtenidos por Fluorescencia de Rayos X, en la Rama Isotópica del U.S.G.S., Denver, USA. Cs, Sc, Hf, Ta, Th y elementos de las tierras raras se obtuvieron por Activación Neutrónica en el M.I.T., Cambridge, Massachusetts, USA (muestras de TR-2, TC-10, TC-50, TC-14, TR-12, TC-61 y CZ-30) en la U. de Michigan, Michigan, USA (las otras muestras). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se determinaron por Espectrometría de masa?? en la Rama Isotópica del U.S.G.S., Denver, USA. El cálculo normativo (Norma Catiónica) se hizo utilizando $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 30\%$ del Hierro total.

basaltos asociados. Similar conclusión se puede establecer para las rocas silíceas e intermedias relacionadas a Tromen, Payún Matrú y Pino Hachado, que se localizan sobre bloques precordilleranos al este de la Cordillera Principal (figuras 1 y 2, cuadro IIA). Lo anterior sugiere que, entre los 34° y 39°S de los Andes del Sur, los procesos de contaminación en la parte superior de la corteza continental no son importantes en la generación de las composiciones más silíceas eruptadas por los volcanes del arco al este del frente volcánico.

Los basaltos de los centros del arco al este del frente volcánico y de los centros de intra- y tras-arco tienen mayores contenidos de K_2O , Rb, Ba, elementos de las tierras raras livianas y mayores razones Rb/Sr y La/Yb que los basaltos del frente volcánico (cuadros IIA y IIB, figuras 5A y 5B), sugiriendo que ellos se formaron por menores porcentajes de fusión parcial de la fuente en el manto, lo que es consistente con su carácter alcalino. Aunque las concentraciones de elementos alcalinos son más altas que las detectadas en los basaltos del frente volcá-

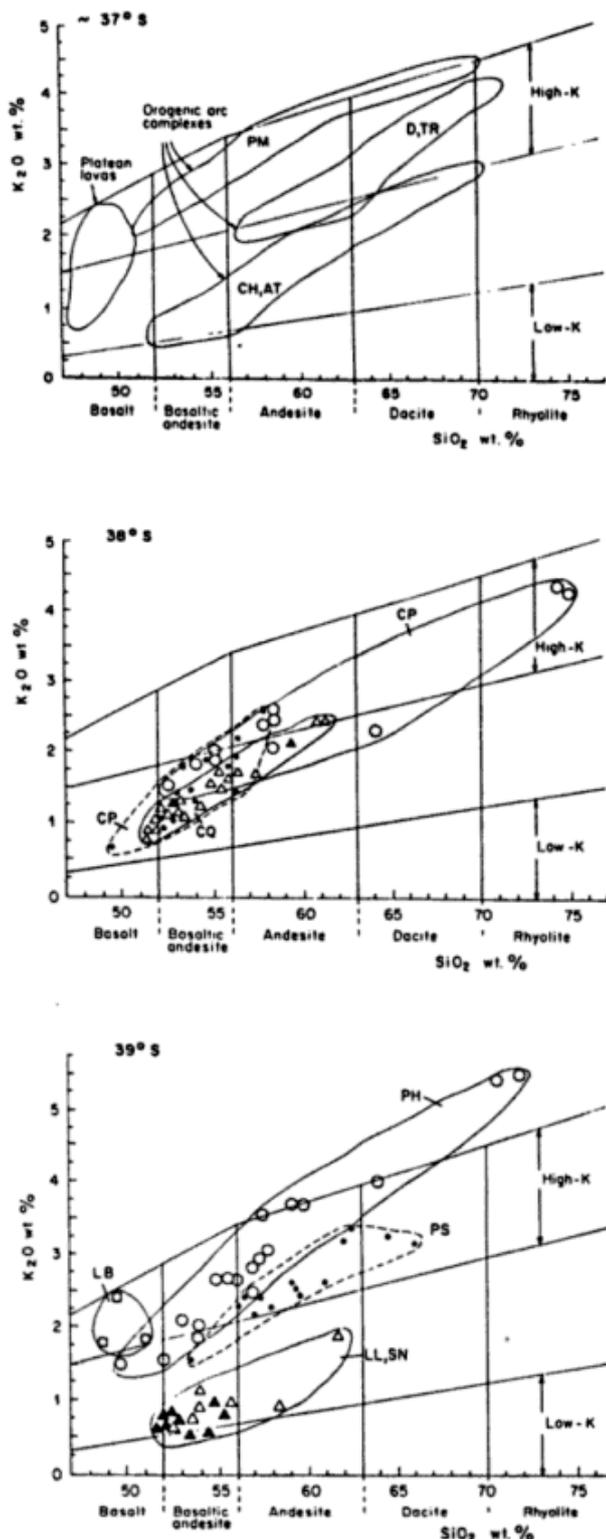


Figura 3: Diagrama SiO₂-K₂O para las lavas de los centros del frente volcánico (triángulos: Holoceno = sólidos; Pleistocenos = abiertos), para los centros del arco al este del frente volcánico (Círculos: Pleistoceno = abiertos; Plioceno = sólidos) y para los conos y lavas de intra- y tras-arco (cuadrados abiertos) a los 37°S, 38°S y 39°S de los Andes del Sur. Los campos fueron tomados de Peccerillo y Taylor (1976). Las abreviaciones se explican en la figura 1.

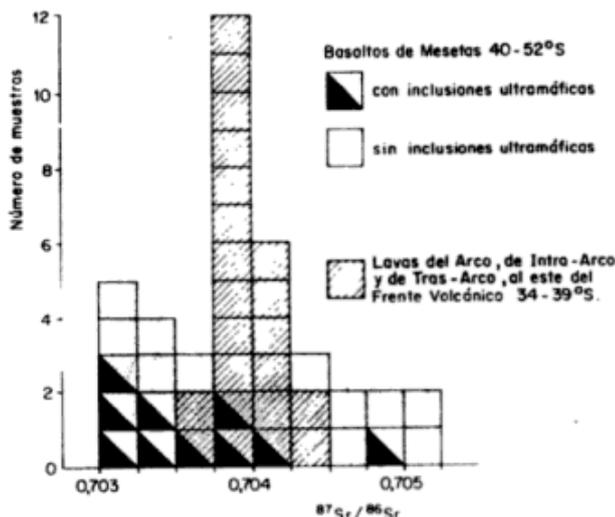


Figura 4: Histograma de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr para las lavas del arco al este del frente volcánico y de intra- y tras-arco entre los 34°S y 39°S de los Andes del Sur, comparadas con las lavas de los basaltos de tras-arco entre los 39°S y 52°S, con y sin inclusiones ultramáficas (Stern, 1987).

nico, sus valores de elementos alcalinos respecto de los elementos de las tierras raras livianas (por ejemplo, Rb/La, Ba/La, y K/La) son similares (figuras 5A y 5B), lo que sugiere cierta participación hacia el este del frente de los elementos derivados desde litósfera oceánica subductada.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Entre los 37° y 39°S, y posiblemente también entre los 35° y 37°S, el frente volcánico del Cuaternario (Pleistoceno superior-Holoceno) se ubicó al oeste del frente volcánico Plioceno-Pleistoceno inferior. Entre los 38° y 39°S el frente volcánico Plioceno-Pleistoceno inferior mantuvo una orientación nor-noroeste, a diferencia del frente volcánico Cuaternario en la Cordillera Principal que mantiene una orientación nor-noreste. Lo anterior define cambios en la posición y en la orientación del frente volcánico, que habrían ocurrido durante el Pleistoceno medio.

El volcanismo cuaternario en la región entre los 34° y 39°S de los Andes del Sur no puede ser claramente dividido en "arco" y "tras-arco volcánico", división que resulta muy clara y simple al sur de los 39°S del margen continental Sudamericano. Entre los 34° y 39°S, los centros volcánicos cuaternarios formadores del

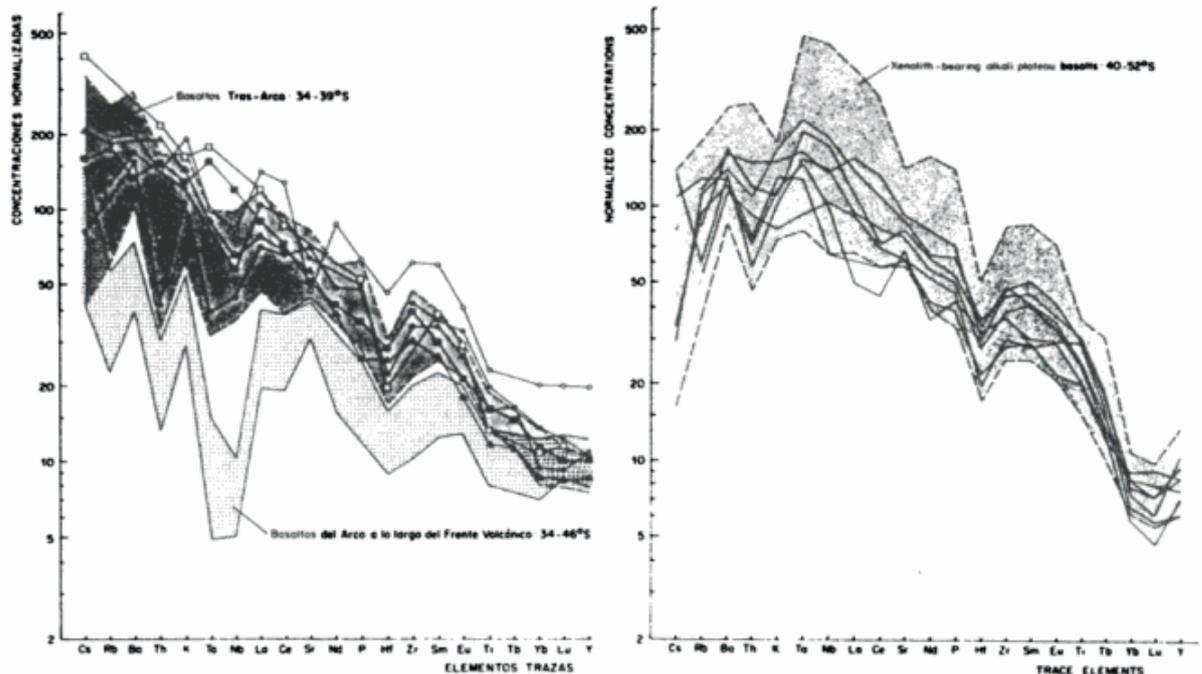


Figura 5: A. Composiciones de elementos trazas normalizadas de los basaltos del arco al este del frente volcánico entre los 34°S y 39°S de los Andes del Sur (símbolos), comparadas con las áreas definidas por las composiciones de los basaltos del volcán Llaima en el frente volcánico (Hickey *et al.*, 1986) y con los basaltos de tras-arco entre las mismas latitudes mostrados en la figura 5B. Los valores de normalización corresponden a los presentados por Gerlach *et al.* (1988) y se indican en la Figura 5B. **Figura 5B:** Composiciones de elementos trazas normalizadas de los basaltos de intra- y de tras-arco entre los 34°S y 39°S de los Andes del Sur (líneas), comparadas con el área definida por las composiciones de los basaltos alcalinos de tras-arco de la Patagonia extra-andina entre los 40°S y 52°S (Stern, 1987; Stern y Frey, datos no publicados). Los valores de normalización indicados sobre los respectivos elementos trazas fueron presentados por Gerlach *et al.* (1988).

arco se localizan en la Cordillera Principal, donde constituyen el frente volcánico, y al este del dicho frente, ya sea en la Cordillera Principal o sobre bloques precordilleranos al este de ella. La división del volcanismo que ocurre entre los 34° y 39°S en un cordón occidental y en otro oriental, formando líneas paralelas aproximadamente norte-sur o nor-noreste, es considerada insatisfactoria, principalmente, por la orientación nor-noroeste de los bloques cordilleranos sobre los cuales se ubican los centros del arco al este del frente volcánico, los cuales, en realidad, convergen con la Cordillera Principal. El arco volcánico Cuaternario puede ser dividido en un frente y en centros volcánicos ubicados al este del frente, pero estos últimos tienen características petroquímicas variables dependiendo de donde ellos se ubiquen, ya sea en la Cordillera Principal al este del frente o sobre bloques precordilleranos al este de la Cordillera Principal, y de cual sea la distancia entre esos centros y los del frente volcánico. Al respecto, entre los 38° y 39°S, la cadena de

centros pleistocenos que se ubica sobre el bloque Copahue-Pino Hachado, con orientación nor-noroeste y ubicado al este del frente Cuaternario, se hace gradualmente más alcalina hacia el sur-sureste. Los centros del sector norte del bloque Copahue-Pino Hachado (por ejemplo, el volcán Copahue), que se ubican entre 20 y 30 kilómetros al este del frente, presentan cuarzo en la norma y un marcado carácter calco-alcalino. Las lavas máficas e intermedias de los centros Pino Hachado y Queli Mahuida, que fueron eruptadas entre 70 y 80 km al este del frente, tienen nefelina en la norma y un carácter alcalino (Muñoz y Stern, 1988). Por el contrario, el volcán Tromen, que se ubica más de 100 km al este del frente y sobre otro bloque precordillerano de orientación nor-noroeste (bloque Cordillera del Viento) al norte del anterior (aproximadamente 37°S, figuras 1 y 2), tiene un indudable carácter calco-alcalino, rico en potasio (Llambías *et al.*, 1982).

Los centros y productos efusivos asociados del Plio-Pleistoceno que se ubican sobre el blo-

que Copahue-Pino Hachado, que previamente fueron considerados como representantes occidentales de las lavas de tras-arco de la Patagonia extra-andina (Skewes y Stern, 1979; Ramos *et al.*, 1982; Vergara y Muñoz, 1982; Muñoz y Stern, 1985), en esta contribución son considerados como pertenecientes al arco volcánico, puesto que, en realidad, entre los 38° y 39°S los basaltos alcalinos de tras-arco ocupan el valle del río Agrio al este de dicho bloque precordillerano (figuras 1 y 2). En el sector entre los 36° y 38°S de los Andes el volcanismo basáltico alcalino ocurre en algunos de los valles que separan bloques precordilleranos, a lo largo de los cuales se sitúa el volcanismo orogénico del arco volcánico (figuras 1 y 2). Dicho volcanismo alcalino correspondería, en realidad, a volcanismo alcalino de intra-arco más que de tras-arco. Sobre la meseta Arco y Lonco Loan ubicadas a lo largo de los valles de río Aluminé, aproximadamente 39°S (figura 1), aunque formadas en gran parte por lavas derivadas desde los centros que se ubican en el extremo sur del bloque Copahue-Pino Hachado, se ubican pequeños conos holocenos que también pueden ser considerados como formados en una posición de intra-arco. Sin embargo, la actividad volcánica de intra-arco a lo largo de los valles de los ríos Biobío y Aluminé no ha sido tan importante como la actividad de tras-arco a lo largo del valle del río Agrio.

Una tectónica compresiva pre-cuaternaria, o posiblemente pre-pliocena, pudo haber jugado un rol importante en la creación de la morfología de bloques y de valles que caracteriza la región precordillerana de los Andes entre los 34° y 39°S. La región entre los 28° y 34°S, caracterizada por bajo ángulo de subducción de la placa oceánica, está en la actualidad sometida a tectónica compresiva (Jordan *et al.*, 1983). Sin embargo, entre los 38° y 39°S, extensión intra- y tras-arco parecen estar ocurriendo desde el Pleistoceno y, posiblemente, también desde el Plioceno. Hasta la fecha no ha sido determinado con claridad si dicha extensión ha estado afectando a toda la región comprendida entre los 34° y 39°S, aunque la existencia de basaltos no-orogénicos de intra- y de tras-arco apoyan esta idea. Entre los 15° y 28°S y bien al

este de la Cordillera Principal de los Andes, región bajo la cual está siendo subductada litósfera oceánica a aproximadamente el mismo ángulo que bajo la región al sur de los 34°S, una activa tectónica de compresión ha estado ocurriendo durante el Cuaternario, pero en ella no ha existido un volcanismo de tras-arco derivado del manto (Jordan *et al.*, 1983), como ocurre entre los 34° y 39°S. La presencia de ese volcanismo en toda la región precordillerana extra-andina entre los 34° y 39°S sugiere, además de extensión, perturbaciones termales y mecánicas del manto sub-cortical debidas a los procesos de subducción (Skewes y Stern, 1979; Baker *et al.*, 1981; Ramos *et al.*, 1982). La reología del manto superior abajo de la parte sur de la Patagonia extra-andina, en particular a aproximadamente los 52°S, de acuerdo con las observaciones de las texturas y mineralogías de las inclusiones ultramáficas contenidas por los basaltos alcalinos de tras-arco, ha sido interpretada como un reflejo del ascenso diapírico desde el manto de material caliente, o de algún otro proceso de erosión o adelgazamiento de la litósfera asociado con extensión en el continente (Douglas *et al.*, 1986). Como una generalización de lo anterior, tales procesos podrían estar afectando a toda la región al este del frente volcánico de la Cordillera Principal entre los 34° y 52°S y, en particular, a la región entre los 34° y 39°S donde ocurren los basaltos alcalinos cuaternarios de intra- y tras-arco.

La presencia de extensión y magmatismo de intra-arco al norte de los 39°S y su ausencia al sur de los 39°S, podrían ser el resultado de la diferencia de las edades de la placa oceánica subductada bajo estos dos sectores de los Andes del Sur (Herron, 1981; Herron *et al.*, 1981). Al norte del sistema de fractura Valdivia, que intersecta a la fosa Chile a aproximadamente los 39°S (figura 1), una corteza oceánica relativamente antigua (más antigua que 25 Ma) está siendo subductada bajo la región entre los 34° y 39°S, en la cual extensión y magmatismo intra- y tras-arco están ocurriendo, provocando que los basaltos alcalinos formadores de campos de conos se encuentren entre los centros del arco, localizados sobre bloques precordilleranos, que constituyen durante el Cuaternario un ex-

traordinariamente ancho arco volcánico. Corteza oceánica relativamente joven (más joven que 20 Ma), que más factiblemente causa compresión en las regiones del arco (Cross y Pilger, 1978), está siendo subductada al sur de los 39°S.

Los centros cuaternarios que forman el frente volcánico entre los 33° y 46°S de los Andes del Sur, han erupcionado basaltos con composiciones de elementos trazas e isotópicas que sugieren que ellos se han formado por fusión parcial de una fuente en el manto superior, enriquecida en elementos de gran radio iónico y modificada por la adición de elementos alcalinos derivados desde la placa oceánica subductada, incluyendo corteza oceánica alterada y sedimentos (Hickey *et al.*, 1984; 1986; Futa y Stern, 1988). Entre los 34° y 39°S los centros del arco al este del frente volcánico y las lavas de tras- e intra-arco al este del frente son isotópicamente similares a los centros del frente volcánico, sugiriendo que ellos tienen una fuente similar en el manto. Los aumentos de los contenidos de K₂O y elementos alcalinos asociados, además de La/Yb, hacia los magmas erupcionados al este del frente volcánico podrían ser el resultado de menores porcentajes de fusión parcial de esa fuente en el manto superior.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al doctor John Drexler, de la Universidad de Colorado, por su colaboración en la obtención de algunos de los datos de elementos trazas, y al doctor Z. Peterman y al señor Kiyoto Futa, del Servicio Geológico de Estados Unidos, Rama Isotópica, Denver, Colorado, por su aporte en la obtención de los datos isotópicos de estroncio. Igualmente expresamos nuestro reconocimiento a la artista Karin Roloff por su paciencia en la confección de los dibujos y al personal de los laboratorios químicos y de geocronología del Sernageomin. Esta contribución fue financiada por los Grants EAR80-20791 y EAR83-13884 de la NSF, USA, y por las Instituciones a las cuales los autores están afiliados.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARAÑA SAAVEDRA, V., A. APARICIO, F. BELLIDO, L. GARCIA-GACHO y J. G. VIRAMONTE, 1984. *El volcanismo reciente de la vertiente oriental de los Andes entre los 34° y 37° de latitud sur (provincia de Mendoza)*. IX° Congr. Geol. Arg., S. C. de Bariloche, Actas, 3, 482-503, Buenos Aires.
- BAKER, P. E., W. J. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS y D. C. REX, 1981. *Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46°S*. Philosoph. Transact. Royal Soc. of London, A303, 105-149.
- BALDI, J. E., R. M. FERRANTE, V. D. FERRANTE y R. H. MARTINEZ, 1984. *Estructuras de bloques y su importancia petrolera en el ámbito Mendocino de la Cuenca Neuquina*. IX° Congr. Geol. Arg., S. C. de Bariloche, Actas, 4, 153-161, Buenos Aires.
- BERAZANGI, M. y B. L. ISACKS, 1976. *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America*. Geology, 4, 686-692.
- BERMUDEZ, A., 1985. *Los basaltos post-Pliocenos entre los 36° y 37° de latitud sur, provincia de Mendoza, Argentina*. IV° Congr. Geol. Chileno, Antofagasta, Actas, 3, 42-67.
- _____ y D. H. DELPINO, 1987. *La provincia basáltica Andino Cuyana (35-37° L.S.) Argentina*. Internat. Symp. Andean Volc., Tucumán, Abstracts, Actas IV, 243-245.
- BROUSSE, R. y A. H. PESCE, 1982. *Cerro Domo: un volcán cuaternario con posibilidades geotérmicas, provincia del Neuquén, Argentina*. V° Congr. Latinoamer. Geol., Actas, 4, 197-208.
- CAMINOS, R., C. CINGOLANI, F. HERVE, E. LINARES, 1982. *Geochronology of the pre-Andean meta morphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitude 30 and 36° S*. Earth Sc. Rev., 18, 333-352.
- CHARRIER, R. y J. C. VICENTE, 1972. *Liminary and geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronous evolution of the central and Magellan sectors of the Argentine-Chilean Andes*. Internat. Upper Mantle Proj. Conf. on Solid Earth Probl., Buenos Aires, 2, 451-470.
- CROSS, T. A. y R. H. PILGER, 1982. *Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions*. Geol. Soc. Amer., Bull., 93, 545-562.
- DELPINO, D. H., 1987. *Erupciones basálticas a través de fracturas en el retroarco (35°-36° L.S.) Mendoza, Argentina*. Internat. Symp. Andean Volc., Tucumán, Abstracts, Actas, IV, 233-237.
- _____ y A. BERMUDEZ, 1985. *Volcán Plateado: volcanismo andesítico Terciario de retroarco en el sector extraandino de la provincia de Mendoza (35°42' L.s.), Argentina*. IV° Congr. Geol. Chileno, Antofagasta, Actas, 3, 108-119.
- DOUGLAS, B. J., S. L. SAUL y C. R. STERN, 1987. *Rheology of the upper mantle beneath southernmost South America inferred from peridotite xenoliths*. Jour. Geology, 95, 241-253.

- DRAKE, R. E.**, 1976. *The chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes*. En: *Proceedings of the IAVCEI International Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems* (edited by O. González. F.), 670-697, Santiago de Chile.
- FREY, F. A., D. C. GERLACH, R. L. HICKEY, L. LOPEZ ESCOBAR y F. MUNIZAGA**, 1984. *Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (6° S)*. *Contr. Min. and Petrol.*, 88, 133-149.
- FUTA, K. y C. R. STERN**, 1988. *Sr and Nd isotopic and trace-element compositions of recent volcanic centers of the southern Andes: implications for petrogenesis of orogenic magmas along a continental margin*. *Earth and Planet. Sc. Let.*, 88, 641-657.
- GALLI, C. A.**, 1969. *Descripción geológica de la Hoja 35a, Lago Aluminé*. Carta geológica y económica de la República Argentina, Escala 1:200.000, 1-40.
- GERLACH, D. F. FREY y H. MORENO**, 1988. *Recent Volcanics of the Puyehue-Cordón Gaulle Region, Southern Andes, Chile (40,5°S)*. I. *Petrogenesis of evolved lavas*. *Jour. Petrol.*, 29, 333-382.
- GONZALEZ FERRAN, O. y M. VERGARA**, 1962. *Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° L.S.* Univ. Chile, Inst. Geol., Publ., 24, 1-119.
- GRUNDER, A. et. al.**, 1986. *Silicic rocks at the Calabozos caldera complex, Southern Andes. Evidences for upper crustal contamination*. *Contr. Mineral. Petrol.*, 95, 71-81.
- HANUS, V. y J. VANEK**, 1978. *Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca plate*. *Tectonophysics*, 44, 65-77.
- HERRON, E. M.**, 1981. *Chile margin near latitude 38°S: evidence for a genetic relationship between continental and marine geologic features or a case of curious coincidence?* *Geol. Soc. America Mem.*, 154, 755-760.
- _____, **S. C. CANDE y B. R. HALL**, 1981. *An active spreading center collides with a subduction zone: a geophysical survey of the Chile margin triple junction*. *Geol. Soc. America, Mem.*, 154, 683-760.
- HICKEY, R. L., F. A. FREY, D. C. GERLACH y L. LOPEZ ESCOBAR**, 1986. *Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for the contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust*. *Journ. Geophys. Res.*, 91, 5963-5987.
- HICKEY, R. L., D. C. GERLACH y F. A. FREY**, 1984. *Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile Isotopic Constraints* (edited by R. S. Harmon and B. A. Barreiro). Shiva Geologic. Ser., Shiva Publ. Cheshire, England, 72-95.
- HILDRETH, W. y S. MOORBATS**, 1988. *Crustal contributions to Arc Magmatism in the Andes of Central Chile*. *Mineral. Petrol. Contr.*, 98, 455-489.
- _____, **A. L. GRUNDER y R. E. DRAKE**, 1984. *The Loma Seca tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of Central Chile*. *Geol. Soc. America, Bull.*, 95, 45-54.
- JORDAN, T. E., B. L. ISACKS, R. W. ALLMENDINGER, J. A. BREWER, V. A. RAMOS y C. J. ANDEO**, 1983. *Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate*. *Geol. Soc. America, Bull.*, 94, 341-361.
- LAMBERT, L.**, 1956. *Descripción geológica de la Hoja 35b, Zapala*. Carta geológica y económica de la República Argentina, Escala 1:200.000, 1-93.
- LLAMBIAS, E. J.**, 1966. *Geología y petrografía del volcán Payún-Matru*. *Act. Geol. Lilloana*, 8, 265-310.
- _____, **M. PALACIOS y J. C. DANDERFER**, 1982. *Las erupciones Holocenas del volcán Tromen (provincia del Neuquén) y significado en un perfil transversal E-O a la latitud 37° S*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Argentina, Actas, 3, 537-545.
- LOMMITZ, C.**, 1962. *On Andean Structure*. *Jour. Geophys. Res.*, 67: 351-363.
- LOPEZ ESCOBAR, L., F. A. FREY y M. VERGARA**, 1976. *Andesites from central-south Chile: trace elements abundances and Petrogenesis*. En: *IAVCEI, Proceeding. International Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems* (edited by O. González f.), 725-761, Santiago de Chile.
- _____, _____ y _____, 1977. *Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile High Andes: evidence bearing on their petrogenesis*. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 63, 199-228.
- LOWRIE, A. y R. HEY**, 1981. *Geological and geophysical variations along the western of Chile near latitude 33 to 36°S and their relation to nazca plata subduction*. *Geol. Soc. America, Mem.*, 154: 741-754.
- MINSTER, J. B. y T. H. JORDAN**, 1978. *Present-day Plate motions*. *Jour. Geophys. Res.*, 83: 5331-5354.
- MUÑOZ, J. y C. R. STERN**, 1985. *El complejo volcánico Pino Hachado en el sector nor-occidental de la Patagonia (38°-39°S): volcanismo Plio-Cuaternario tras-arco en Sudamérica*. IVº Congr. Geol. Chileno, Antofagasta, Actas, 3, 380-412.
- _____, _____ y _____, 1986. *Alkalic volcanism within the section of the Andean magmatic belt between 34-39°S where intra-arc extension and volcanism are occurring*. *EOS, Trans. Americ. Geophys. Union*, 67 (44), 1281.
- _____, _____ y _____, 1988. *Transverse structural and Petrochemical variations across the segment 38°-39° of the Quaternary volcanic belt of the Southern South American Continental Margin*. *Jour. of South Amer. Earth Sc.*, 1, 147-161.
- NIEMEYER, H. y J. MUÑOZ**, 1983. *Geología de la Hoja Laguna de la Laja*. SERNOGEOMIN, Ser., Carta Geol. Chile, 57, 1-52.
- PECCERILLO, A. y S. R. TAYLOR**, 1976. *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Norther Turkey*. *Contr. Min. and Petrol.*, 58, 63-81.
- RAMOS, V. A.**, 1978. *Estructura*. En: *Relatorio: Geología y recursos naturales del Neuquén*. VIIº Congr. Geol. Arg., Buenos Aires, Actas, I, 99-118.
- RAMOS, V. A., H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ**, 1982. *Magmatic evolution of the austral Patagonian Andes*. *Earth Sc. Rev.*, 18, 411-443.
- RAMOS, V., T. JORDAN, R. ALLMENDINGER, C. MPODOZIS, S. M. KAY, J. M. CORTES y M.**

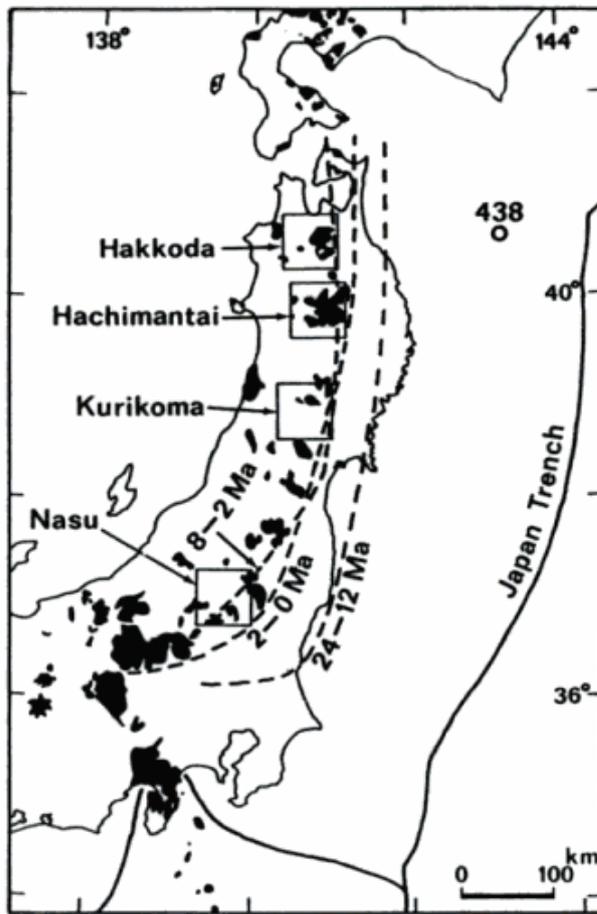


Figure 1: A map showing the distribution of the Quaternary volcanic rocks and the studied areas. The three broken lines indicate the temporal shift of the volcanic fronts since the Miocene.

through the whole Northeast Japan arc. We present here our new and already published K-Ar age determination data for four volcano-geothermal fields: Hakkoda, Hachimantai, Kurikoma and Nasu areas (figura 1). The studied samples are lava, welded tuff, pumice and intrusive rocks that contain more than 65 wt% silica, petrographically denoted as dacite or rhyolite. Most of the selected samples contain about 70 wt% SiO₂ and their K₂O wt% may be roughly comparable with the K₇₀ value of Hatherton and Dickinson (1968). Both K₂O wt % and K-Ar age data were obtained in the same rock samples. We only used samples younger than 12 Ma. Those affected by "Green Tuff alteration" were not considered as meaningful samples.

Figure 4 shows the K₂O content vs. K-Ar age relationship in the studied samples. For a given age, the K₂O content of silicic volcanic rocks varies from one volcanic field to another. Thus, while the Kurikoma volcanics have the lowest K₂O contents the Nasu volcanic rocks exhibit the highest ones. We interpret this type of variation as an area-dependent phenomenon. In addition, within a given volcanic field, the K₂O content varies systematically with age, increasing from 12 Ma to about 8 Ma, where it reaches a maximum, and then gradually decreasing to the present. This type of change may be attributed to a regional age-dependent phenomenon beyond the local tectonics, and is likely related to plate subduction regimes.

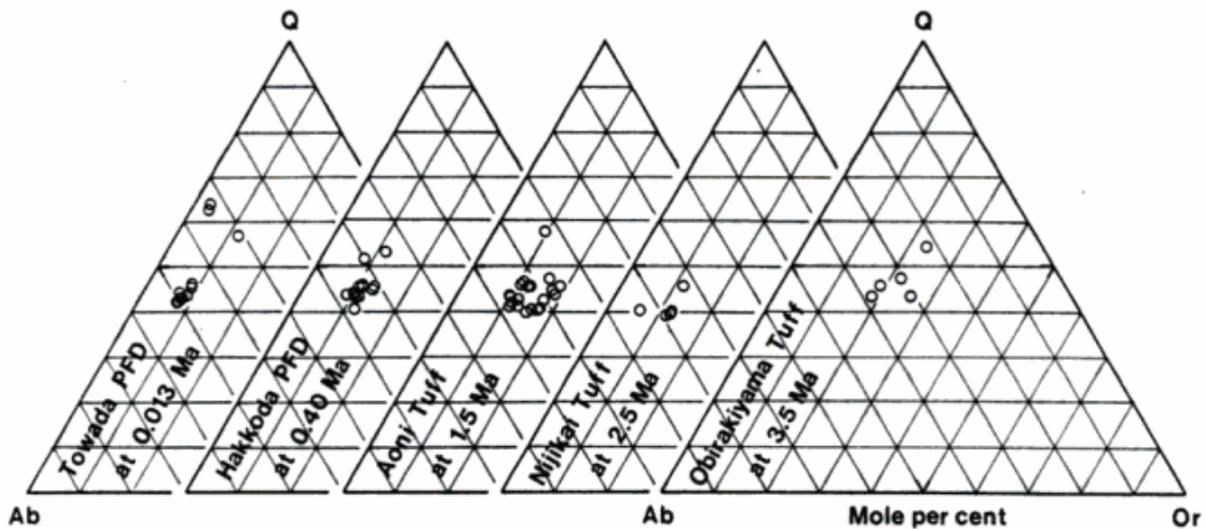


Figure 2: Q-Ab-Or diagrams showing the five caldera-forming tuffs in the Hakkoda area.

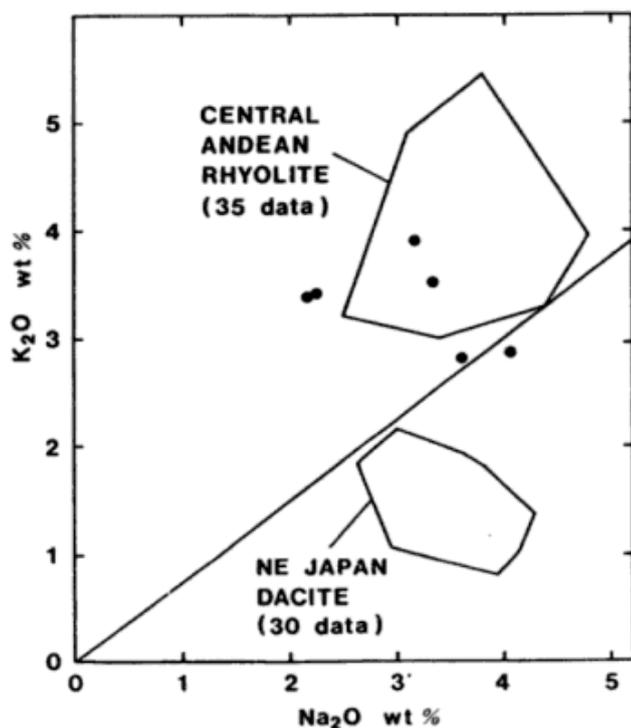


Figure 3: K₂O-Na₂O diagram of the 3.5 Ma Obirakiyama Tuff from the Hakkoda area.

VOLCANO-TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHEAST JAPAN ARC

Kanamori(1971,1977)hassuggestedthat subduction regimes generally evolved from the Chilean-type, (present-day) Northeast Japan-type and Marina-type with increasing angle of descending slab. A new cycle of subduction is triggered by the breaking-off of the descending slab at steeper subduction stage. We suggest that the temporal petrochemical change is closely related to the evolution of the plate subduction regime in the Northeast Japan arc, which consists of four successive stages (figure 5). These are: (a) the Mariana-type subduction up to 12 Ma, (b) a transition (breaking-off?) period, with no subduction, between 12 Ma and 8 Ma, (c) the Chilean-type subduction from 8 Ma to 2 Ma and (d) the present-day Northeast Japan-type subduction from 2 Ma to the present. Particular, the rhyolite volcanism in the 8 Ma to 2 Ma interval is petrochemically distinctive from the predating and postdating volcanisms in this arc, and has likely occurred in relation to the Chilean-type low angle subduction regime.

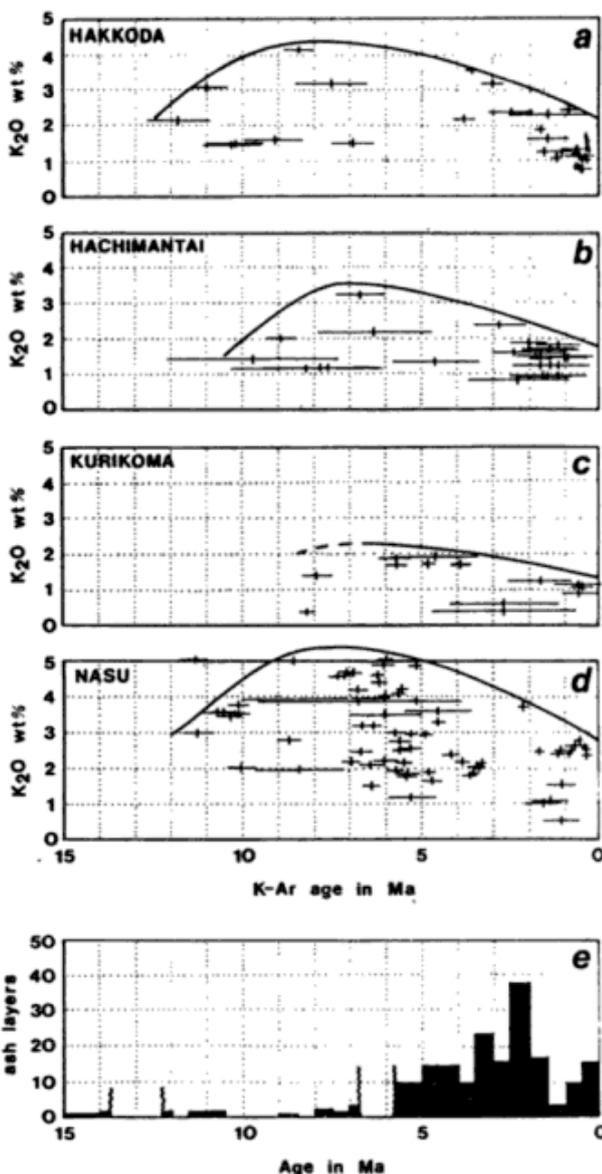


Figure 4: Temporal variation of K₂O content in silicic volcanic rocks from the four areas of the Northeast Japan arc.

Central Andean-type calc-alkaline volcanism has been once emphasized as a manifestation of well-matured volcanic arcs at the ultimate step of crustal evolution (Jakes and White, 1972; Miyashiro, 1974). However, we suggest that the Central Andean-type calc-alkaline volcanism cyclically occurs due to the Chilean-type low angle subduction regime.

REFERENCES

BARAZANGI, M. and B. L. ISACKS, 1976. *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America*. *Geology*, 4: 686-692.

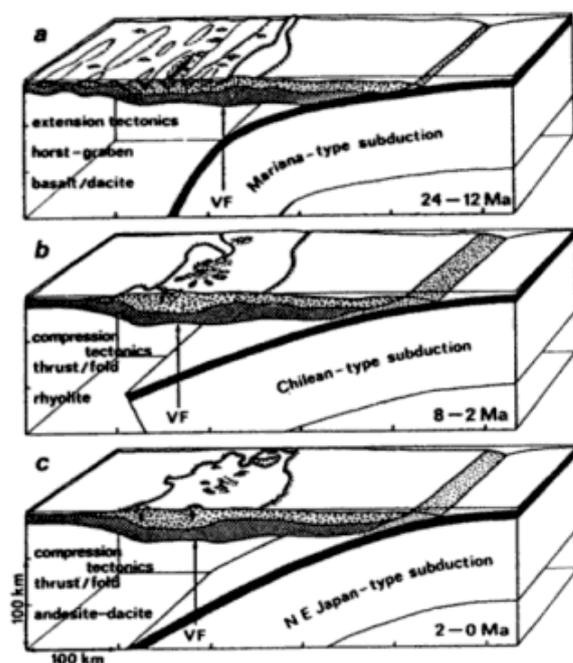


Figure 5: Schematic diagrams showing the volcano-tectonic evolution of the Northeast Japan arc. "VS" indicates the volcanic fronts.

- HATHERTON, T., and W. R. DICKINSON, 1968. *Andesitic volcanism and seismicity in New Zealand*. J. Geophys. Res., 73: 4615-4619, Washington.
- JAKES, P. and A. J. R. WHITE, 1972. *Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas*. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 29-40.
- KANAMORI, H., 1971. *Great earthquakes at island arcs and the lithosphere*. Tectonophysics, 12: 187-198, Amsterdam.
- _____, 1977. *Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications*. In: *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. Americ. Geophys. Union, 1: 163-174, Washington D. C.
- MIYASHIRO, A., 1974. *Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*. Am. J. Sci., 274: 321-355.
- MURAOKA, H. and H. HASE, 1981. *Okiura caldera, discovery of a Valles-type caldera in the northern Honshu, Japan*. IAVCEI Symp., Abstract: 242-243, Tokyo.
- _____, M. HORI and S. TAKAGI, 1985. *Nationwide geothermal exploration survey project (2nd step) with special reference to the Hakkoda area, Japan*. In: *International Symposium on Geothermal Energy*. Geotherm. Res. Council., 481-485.

HIROFUMI MURAOKA
YASUSHI YAMAGUCHI
KEIICHI SAKAGUCHI

Geological Survey of Japan,
Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan

CENTRO EMISOR VOLCANICO CERRO PANIZOS, JUJUY.

M. Ort, B. Coira, M. Mazzoni, R. V. Fisher y J. C. Merodio

RESUMEN

El Cerro Panizos, un enorme centro ignimbrítico mioceno superior, ubicado en el límite entre Argentina y Bolivia $-66^{\circ}45'O$, $22^{\circ}15'S$ - se reconoce en imagen satelital como un escudo de 40 km de diámetro, con un grupo de conos dacíticos de 20 km de diámetro en el centro. La secuencia ignimbrítica, 325 m en espesor total, contiene varias discontinuidades eruptivas, indicativas que el material eruptado no fue producido en un único evento. No obstante, la extensión de esos hiatus es aún indeterminada y no necesariamente indican reservorios magmáticos separados. Las ignimbritas dacíticas contienen hasta 50 % de cristales en pómez y hasta 75-80 % en matriz. Los minerales predominantes son plagioclasa, cuarzo y biotita, con cantidades menores de hipersteno, sanidina, augita, y hornblenda. Las lavas, también dacíticas, contienen plagioclasa, hipersteno y a menudo biotita. Hay poca evidencia de zonación química dentro de la cámara magmática, y las rocas se ubican en el campo de las dacitas calcoalcalinas potásicas. La presencia de sanidina en las unidades más bajas y de hipersteno en las superiores indicarían la efusión tardía de materiales magmáticos más profundos. La subsidencia de las rocas en el centro del escudo, con desarrollo de hasta 6° hacia el núcleo aconteció después de la erupción de las lavas más jóvenes, pero antes de la formación de los grandes conos lávicos.

ABSTRACT

Cerro Panizos, a large upper Miocene ignimbrite center located on the Argentina-Bolivia border at $66^{\circ}45'W$, $22^{\circ}15'S$ is recognized on satellite imagery as a 40 km diameter shield formed by ignimbrites with a 20 km diameter group of dacite cones in the center. The ignimbrite sequence, 325 m in total thickness, contains several eruptive breaks, indicating that the large volume of erupted material was not produced at one time. However, the hiatus are of indeterminate length, and do not necessarily indicate separate magma batches. The dacitic ignimbrites contain up to 50 % crystals in the pumice and up to 75-80 % in the matrix. The predominant minerals are plagioclase, quartz, and biotite, with minor amounts of hypersthene, sanidine, augite and hornblende. The lavas, also dacitic, contain plagioclase, hypersthene, and often, biotite. There is little evidence of chemical zonation within the magma chamber, and the rocks plot in the field of potassic calc-alkaline dacites. The presence of sanidine in the lower units and hypersthene in the upper levels may indicate that the eruption tapped deeper levels in the chamber later on in the eruption. Subsidence of the rocks in the center of the shield, creating dips up to 6° towards the center, occurred after the eruption of the ignimbrites and earliest lavas, but before the formation of the large lava cones.

INTRODUCCION

El cerro Panizos, emplazado en el Altiplano-Puna, dentro de la Zona Volcánica Central (CVZ), se ubica a 150 km al este del arco magmático actual, en una zona que ahora es de alto ángulo de subducción (Isacks *et al.*, 1982). Este centro, situado a los $66^{\circ}45'O$, $22^{\circ}15'S$ ha sido descrito recientemente en términos de grandes estructuras volcánicas del tipo calderas

(Friedman y Heiken, 1977; Francis y Baker, 1978; Baker, 1981).

Panizos se encuentra ubicado en un área caracterizada por la presencia de grandes volúmenes de depósitos ignimbríticos de composición mayormente riodacítica-dacítica, tales como los correspondientes al Cerro Galán (Francis *et al.*, 1983a, 1985; Sparks *et al.*, 1985), Cerro Purico (Francis *et al.*, 1983b), Coranzulí (Baker, 1981; Gorustovich *et al.*,

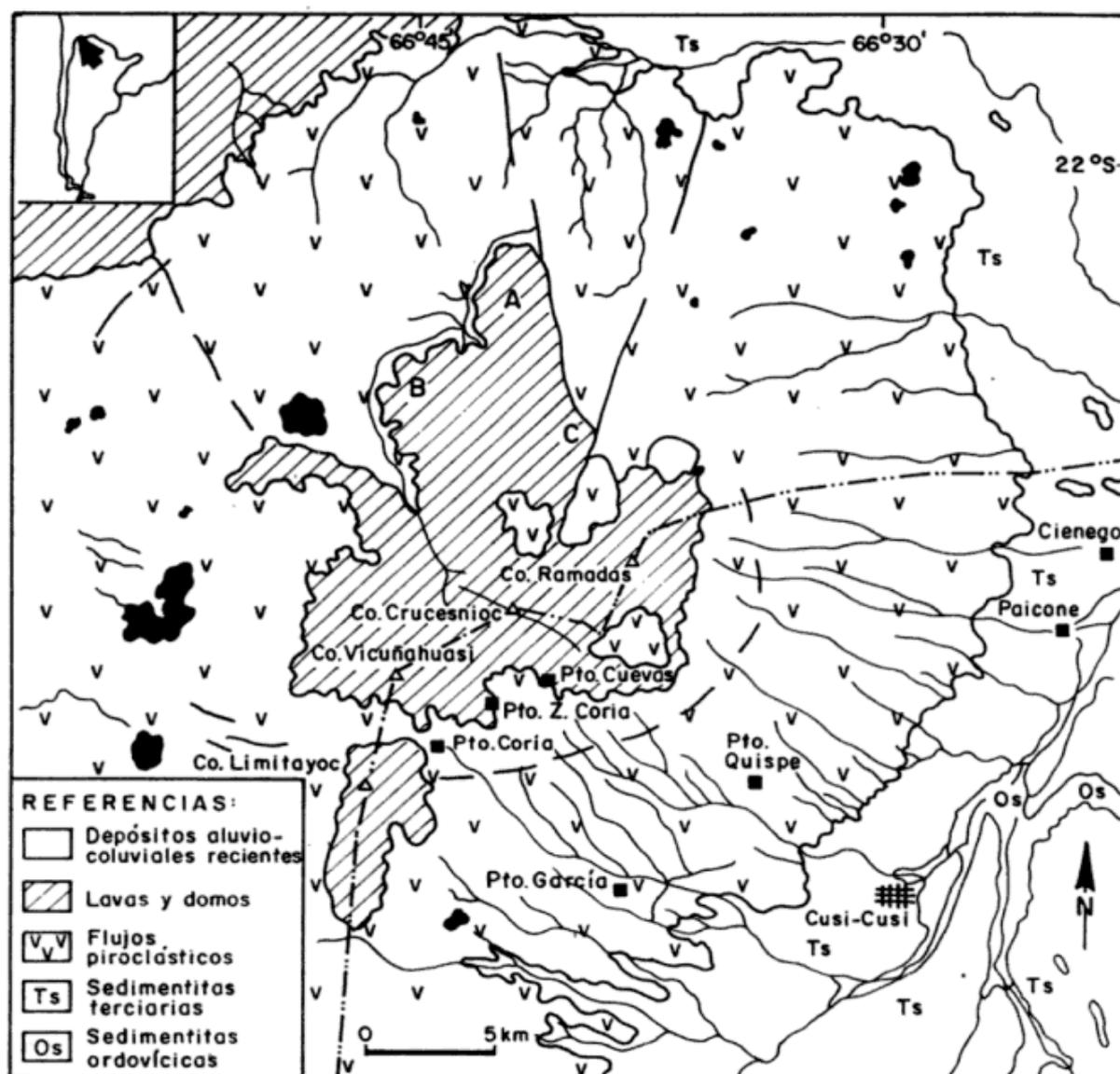


Figura 1: Centro efusivo de cerro Panizos.

1987), y La Pacana (Gardeweg y Ramirez, 1987).

Las unidades basales del edificio del Cerro Panizos han sido incluidas en la Argentina en la Formación Lipiyoc (Turner, 1978), constituida por depósitos de flujos piroclásticos (Coira y Mazzoni, 1986) equivalentes en sentido amplio a la Formación Ignimbr tica en Bolivia (Kusssmaul *et al.*, 1977). En la porción central, apoyados sobre una plataforma lávica, se disponen flujos y domos lávicos (figura 1) constituyendo un conjunto de elevaciones que superan los 5000 m, tales como La Ramada, Vicu ahuasi, Panizos y Limitayoc. Ellos han sido incluidos en la Formación Vicu ahuasi (Turner *op. cit.*).

Las ignimbritas basales del cerro Panizos apoyan sobre secuencias volcanoclásticas y piroclásticas terciarias asignadas a la Formación Peñas Coloradas (Turner, 1978), como se observa en el sector este de la estructura (Cusi Cusi, Paicone, Ci nago) y sobre grauvacas y pelitas ordovícicas hacia el sur (Turner *op. cit.*).

Exiguos litoclastos de granitos y esquistos de origen no precisado han sido encontrados en los depósitos generados por la actividad volcánica del cerro Panizos.

La historia de este centro, asumiendo que los flujos piroclásticos datados cerca de San Antonio de Esmoruco (Kusssmaul *et al.*, 1975) correspondan al mismo, data, al menos en parte, del Mioceno superior. Esta antigüedad

queda reforzada por la única datación que hemos efectuado hasta el momento sobre la unidad. En efecto, pómez correspondientes a niveles jóvenes ignimbríticos de la Mesada Blanca, unos 10 km al oeste de Lagunillas, y que tentativamente se correlacionan con las unidades 6 y 7, han arrojado una antigüedad K/Ar de $9,3 \pm 9$ Ma ($\% \text{ }^{40}\text{Ar}$ 13,9, $\% \text{ K}$ = 3,43).

El resultado de la actividad volcánica del cerro Panizos se presenta en la actualidad como un enorme cono mesetiforme de unos 25 km de radio con 2-3° de inclinación, profundamente disectado por cañadones de diseño radial, especialmente en territorio argentino. A través de estas quebradas, entre las que se destacan las de Queñoal, García, Pupusayo, La Ramada y Paicone, se accede a las elevaciones centrales, siendo paso para el vecino país de Bolivia.

La información que aquí se incluye, representa parte de lo avanzado en lo referente al estudio de este centro, que llevan a cabo los autores. Entre los objetivos principales fijados y que se irán desarrollando en otras presentaciones se encuentran la caracterización del comportamiento volcanológico del centro, su evolución magmática, área de influencia y las relaciones estratigráficas de sus productos.

ESTRATIGRAFIA

La secuencia estratigráfica típica en el área oriental del cerro Panizos ha sido ilustrada en la figura 2, la que corresponde al borde de la meseta, 5 km al oeste de la localidad de Cusi Cusi. Sobre el particular, se debe señalar, que si bien se han encontrado variaciones en otras localidades -que serán analizadas en otras contribuciones- se considera que es una de las más representativas de la secuencia de eventos volcánicos del cerro Panizos.

En las cercanías de la localidad más arriba citada, la actividad del Panizos está documentada por la acumulación de un espeso conjunto de depósitos de flujos piroclásticos (DFP), los que han sido agrupados como Formación Lipiyoc (Turner *op. cit.*). Estas unidades, de aspecto groseramente estratificado (figura 3) y de variado espesor, son de granulometría relativamente gruesa, coloración castaño rojiza a

amarillenta, en parte con fuerte diaclasamiento -muchas veces columnar-.

En general, son lapillitas con abundantes fragmentos pumíceos de coloración blanquecina en una matriz más oscura, con escasos litoclastos.

En razón de la semejanza que en general presentan las diferentes unidades, han sido necesarias las observaciones detalladas presentadas en la figura 2, que incluyen diferentes caracteres texturales, composicionales y de yacencia, a los fines de definir e individualizar distintos depósitos y/o eventos volcánicos.

La secuencia piroclástica comienza sobre una discordancia erosiva labrada en tufolitas y tufitas terciarias, con la acumulación de los DFP 1 y 2, bastante semejantes entre sí (figuras 2 y 3). Ambos presentan coloraciones claras, carencia de soldamiento, escasa cantidad de cristales, y líticos de procedencia sedimentaria -ordovícicos- principalmente. Estos últimos, junto con los fragmentos pumíceos, se encuentran concentrados hacia el techo de la unidad 2. Por su parte, depósitos de caída de lapillitas pumíceas se localizan en la base de la unidad 1, y entre las unidades 1 y 2. El primero de ellos es continuo y de un espesor de 10 cm; el segundo es discontinuo y alcanza hasta 7 cm.

Sobre la unidad 2 apoya un conjunto de sedimentitas volcanoclásticas. Esta sección se encuentra subdividida por un depósito de caída lapillítico, en una inferior fina, de depositación ácuea, y otra superior, espesa, de origen eólico. La inferior está integrada por arenas laminadas, lahares y conglomerados con fenoclastos pumíceos y litoclastos ordovícicos, y la superior por un conjunto de unidades entrecruzadas de gran escala, de arenas medianas y finas muy bien seleccionadas.

Por encima de esta unidad, la única de origen epiclástico en el perfil, se disponen los DFP 3 y 4, también semejantes entre sí (figura 2) ya que presentan abundantes y grandes pómez blanquecinos, escasez de líticos volcánicos. Sin embargo, 3 lleva pómez más grandes -media de tamaño de 10 a 15 cm- mientras que 4, en su parte superior, concentra pómez redondeados, con tamaño medio cercano a los 5 cm. En este intervalo se observan dos niveles de caída, uno en la base del DFP 3 y otro ubicado entre los

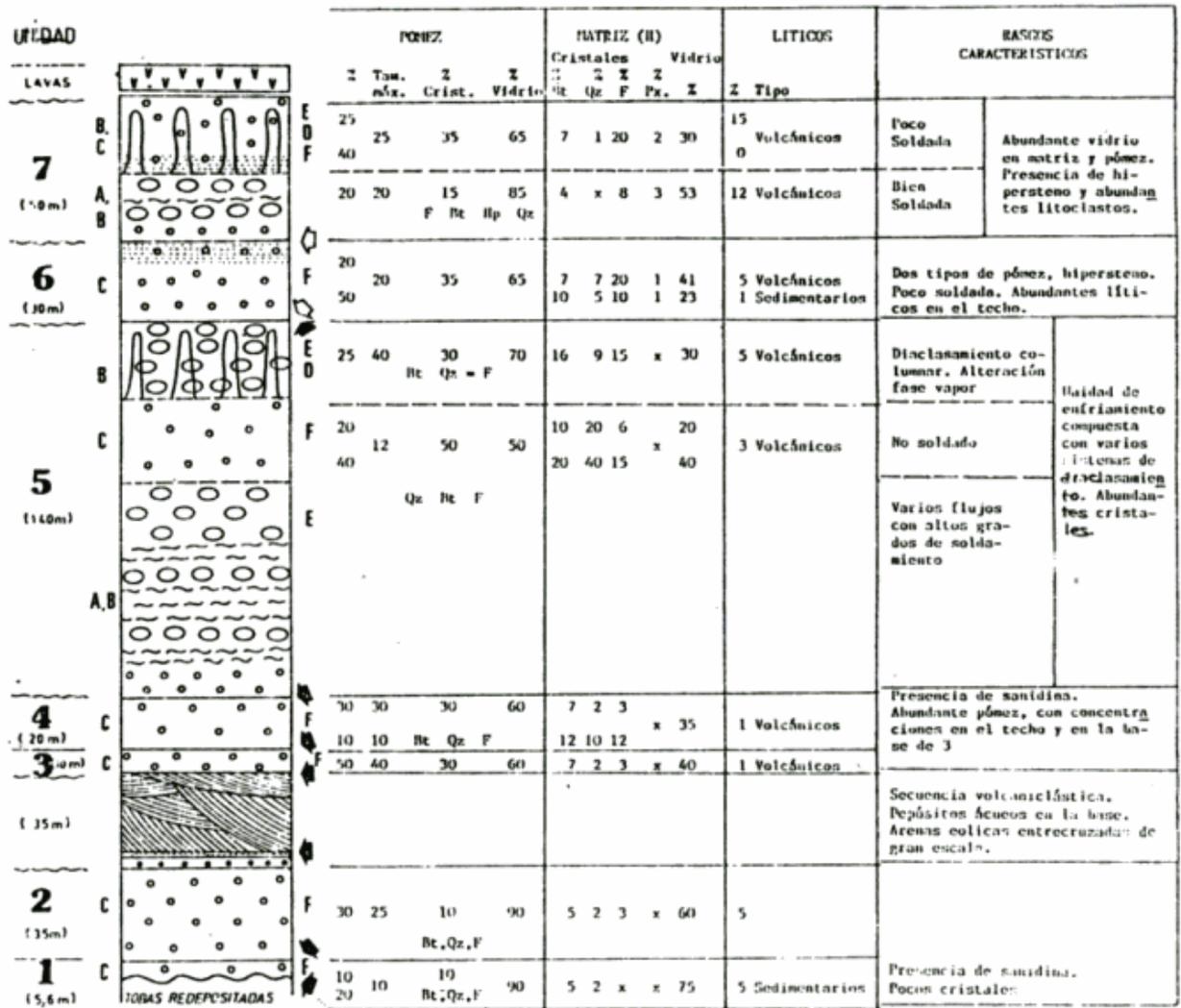


Figura 2: Estratigrafía y rasgos más importantes de los DFP del cerro Panizos, 6 km al oeste de Cusi Cusi. A = bien soldada; B = poco soldada; C = no soldada; D = columnar; E = alteración fase-vapor; F = matriz cinerítica; depósitos de caídas; H = se ha considerado matriz todo el material entre los líticos y los fragmentos pumíceos; Tam. máx. = tamaño máximo; Bt = biotita; Qz = cuarzo; F = feldespato; Px = piroxenos; Crist. = cristales; Hp = hipersteno; discordancias erosivas; contactos más evidentes entre depósitos; contactos en unidades de enfriamiento; ubicación de surges; zonas de concentración de litoclastos.

DFP 3 y 4 (figura 2). El primero consta de dos unidades: la inferior es una lapillita pumícea de 13 cm de espesor; la superior una ceniza gruesa cristalovítrea de 3 cm. Por su parte, la ubicada entre 3 y 4 es una ceniza con grosera segregación laminar de cristales y vitroclastos, de 2 cm de espesor.

Sobre la secuencia anterior se encuentra una gran unidad de enfriamiento, que comprende el intervalo del DFP 5, integrada por 6

o más unidades. Este intervalo estratigráfico está caracterizado por la presencia de abundantes cristales, tanto en la matriz como en el pómez, y por frecuentes fenómenos de alteración del tipo fase vapor, que afectan especialmente el vidrio de los pómez. El resultado de la meteorización sobre este material de baja resistencia origina numerosas cavidades en la superficie de sus afloramientos. También es característica la disposición orientada de la

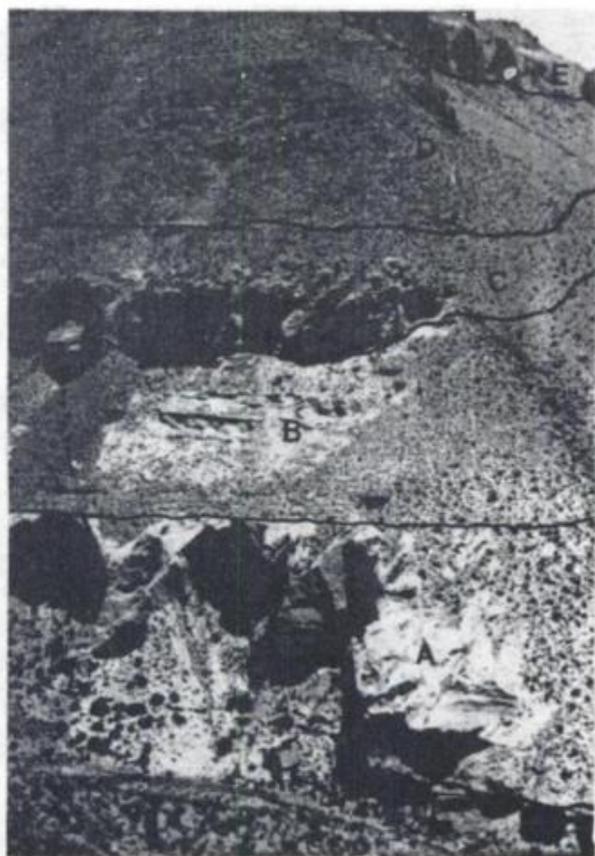


Figura 3: Unidades aflorantes en el borde de las mesetas de Cusi Cusi, margen septentrional de la quebrada del río Cusi Cusi. A = unidades 1 y 2; B = secuencia volcánica; C = unidades 3 y 4; D = unidad 5; E = unidades 6 y 7. Cf. figura 2 para espesores.

biotita tanto en pómez como en matriz, que da lugar a lineaciones y estructuras de tipo planar-subhorizontales-. A excepción de la parte superior de esta unidad, menos soldada (figura 4) y algo más alterada por la fase vapor, es muy difícil distinguir las diferentes unidades que la componen, dado el carácter general soldado que homogeneiza sus rasgos de yacencia y la ausencia de cambios composicionales significativos. Este alto grado de soldamiento, evidenciado asimismo por el estiramiento de los pómez, también resulta en un apretado conjunto de diaclasas -a menudo horizontales, que dan aspecto lajoso a los afloramientos- y que por este motivo facilitan el reconocimiento de la misma (figuras 3 y 4).

Esta unidad, y en particular la parte inferior, reviste carácter peculiar, ya que presenta pó-



Figura 4: Unidades aflorantes en los márgenes de la quebrada de Cusi-Cusi (hacia el N). Unidades 5, 6 y 7. En primer plano, porción diaclasada y soldada de 5.

mez inusualmente rico en cristales -hasta 50%- característica que también se destaca en la matriz -hasta 75-80%. Al respecto, son escasos los antecedentes sobre contenidos cristalinos tan altos en ignimbritas, motivo por el cual serán considerados específicamente en una investigación en desarrollo. Por todos estos rasgos, la unidad 5 puede constituir un buen nivel guía en el ámbito del "cono" del cerro Panizos, y eventualmente fuera de él.

A su vez, el contacto entre las unidades 5 y 6 está marcado por diferentes depósitos piroclásticos primarios tales como DFP poco potentes -hasta 2 m- y por depósitos de caída pumíceos (figura 5). La característica más distintiva de la unidad 6 (y la unidad 7) es de tipo petrográfica, y está relacionada con la presencia de abundante hipersteno tanto en la matriz como en los pómez. A este respecto, debemos señalar, que el escaso contenido de este mineral en otras unidades más bajas representa individuos limitados exclusivamente a la matriz de origen xenocrístico. Se han observado asimismo en la unidad 7 hornblenda y augita en proporciones mucho menores que el hipersteno, en los fragmentos pumíceos. Hay dos tipos de pómez en las unidades 6 y 7, con un tipo (95% de los pómez) de color blanco y otro (2%) de color gris oscuro con menos cristales. Además, el techo de la unidad 6 está caracterizado por un aumento de la concentración de los fragmentos líticos, los que alcanzan hasta 10% en el techo. La base de la unidad tiene litoclastos sedimentarios de edad ordovícica, mientras el techo tiene una concentración de fragmentos dacíticos. El carácter no soldado, vítreo y espumoso

de sus pómez son rasgos que facilitan la identificación de esta unidad.

La parte inferior de la unidad 7, el último DFP detectado en esta área es soldado, con moderado contenido de pómez y líticos, y escasamente cristalino al igual que la 6. Su contacto con la unidad inferior es similar al contacto entre 5 y 6 y está marcado por diferentes depósitos piroclásticos primarios tales como flujos expandidos o inflados (surge), DFP poco potentes -hasta 2 m- y por depósitos de caída pumíceos (figura 5). Hay poca diferencia en composición y tipos de pómez y litoclastos entre las unidades 6 y 7, caracteres sugestivos de un mismo pulso magmático y de muy cortos hiatus entre las depositaciones de las mismas. La parte superior de la última unidad es no soldada, con pocos cristales, pero con fragmentos dacíticos hasta 15 % de la roca y pómez muy espumoso. Es difícil distinguirla de la unidad 6, excepto por su posición estratigráfica.

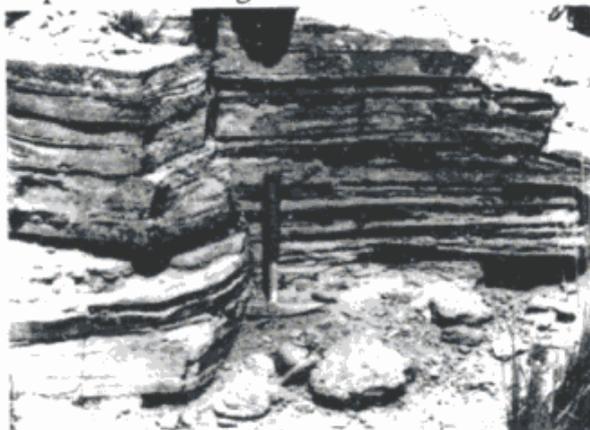


Figura 5: Depósitos de flujos inflados (surge) entre las unidades 6 y 7. Capas mayormente planares con angostamientos y espesamientos laterales, contactos netos y esporádicas capas frontales de bajo ángulo. Quebrada Cuevas, cerca de puesto Cuevas.

Finalmente, debemos señalar que fuera del ámbito de la localidad mostrada en la figura 2, y a una distancia aproximada de cuatro kilómetros del centro circular que conforman los DFP del cerro Panizos, lavas dacíticas cubren la unidad 7. Estas lavas integran un nivel bastante continuo en el flanco oriental de la estructura, conformando una plataforma sobre la que aparentemente se han edificado los domos y conos lávicos (figura 6). Se debe agregar, asimismo, que esta plataforma lávica, en la mayoría de las localidades revisadas, presenta inclinación -en-

tre 1 y 5°- hacia el centro de la estructura. Las unidades DFP de 5, 6 y 7 muestran también esta misma inclinación dentro de un radio de 5 o 6 km del supuesto foco.

CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS Y GEOQUIMICAS

Los constituyentes minerales esenciales de los DFP son biotita, cuarzo y andesina. Los minerales restantes, hornblenda, hipersteno, sanidina, apatita, circón y opacos, presentan porcentajes muy subordinados. En el caso de las unidades 6 y 7, se advierte un cambio importante, ya que el hipersteno, fuertemente pleocroico, alcanza porcentajes significativos (figura 2), con fuerte disminución de la participación del cuarzo.

En general, como fuera comentado anteriormente, tanto los fragmentos pumíceos como la matriz son ricos en cristales, a excepción de las unidades 1, 2, 6 y 7. A este respecto debe señalarse que los aumentos o disminuciones en los contenidos de cristales en la matriz, en diferentes unidades, es acompañado por un cambio en la misma dirección en los fragmentos pumíceos. Estos últimos son casi siempre más vítreos que la matriz, y, por este motivo, de coloraciones más claras, a excepción también de las unidades 6 y 7, donde los hay también de coloración gris oscura. Las relaciones pómez/matriz son variables entre unidades y aún dentro de las mismas, ya que salvo niveles localizados, los fragmentos líticos no superan un 5 % del total del depósito (figura 2). Entre estos últimos predominan netamente los de naturaleza volcánica, principalmente dacítica, con variadas texturas; en la unidad 7, son muy comunes las dacitas hipersténicas. Tan sólo en la base de la secuencia, y en algunos niveles en la unidad 6, los litoclastos sedimentarios son predominantes (figura 2).

La biotita, pleocroica del castaño claro al oscuro (a opaco), se presenta típicamente como fenocristales con hábito hexagonal de hasta 8 mm, pero integra todos los tamaños, hasta los más finos de la matriz. Generalmente está "fresca", y sólo en la unidad 5, que como fuera ya descrito está afectada por fenómenos del tipo fase vapor, se transforma, desde el borde

hasta el centro, en materiales opacos. Incluye a menudo cristales de plagioclasa.

El cuarzo es sorprendentemente ecuante y redondeado, muchas veces fracturado internamente. También son frecuentes los cristales euhedrales y subedrales partidos y/o redondeados; otras veces profundamente engolfados. Incluye frecuentemente biotita y plagioclasa, como así también minerales accesorios.



Figura 6: Zona del puesto Zenón Coria (abajo, derecha). Al fondo lavas del cerro Crucesnyoc, a media distancia plataforma lávica. La mayor parte de los afloramientos (centro y hacia la derecha) corresponden a la unidad 7.

Los feldespatos están representados en su mayoría por plagioclasas de composición andesina-oligoclasa de formas ecuanes, fuertes zonaciones, y abundantes maclas Carlsbad-Albita. En algunos niveles llevan alta densidad de inclusiones vítreas, muchas veces coloreadas. Es en estas últimas donde se hace evidente el sobrecrecimiento de feldespato alcalino libre de ellas. Constituye con frecuencia piroclastos mixtos, y lleva en su superficie textura en pared de burbuja. Escasa sanidina, tan sólo ha sido detectada en las unidades 1, 2, 3 y 4.

En lo que respecta a las lavas, la asociación más común es plagioclasa (An_{44-48}) + hipersteno + biotita. Esta última presenta usualmente bordes de reacción con la pasta, con formación de un halo de plagioclasa, hipersteno, magnetita. En otros casos, la biotita se encuentra en equilibrio con la mesostasis. Es distintivo de estas rocas la presencia de cumulos de plagioclasa + hipersteno + biotita, reflejo de los procesos de cristalización fraccionada. El cuarzo constituye en algunos casos fenocristales y muy comúnmente xenocristales con engolfamientos y/o agregados de hipersteno + biotita + pla-

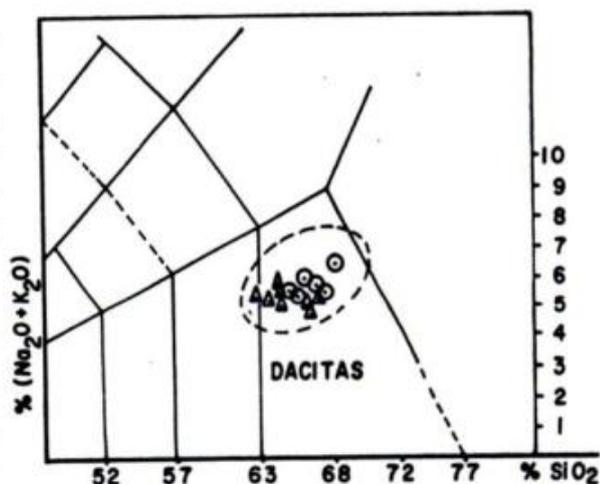


Figura 7: Diagrama TAS (total álcalis sílice) de Zanettin (1984). Círculos (ignimbritas); triángulos (lavas).

gioclasa, según sus contornos. Fenocristales de lamprobolita se reconocen exclusivamente en algunas emisiones tempranas. Las pastas, generalmente hialopílticas, presentan -junto a pequeños cristales de hipersteno, plagioclasa, magnetita y, en algunos casos, biotita- zonas irregulares con ópalo y cristobalita.

Tanto la presencia de xenolitos (labradorita, hipersteno, espinela, magnetita) observados en estas lavas, como la de xenocristales podrían corresponder a procesos de contaminación magmática.

En general las rocas emitidas por el cerro Panizos se caracterizan por un rango composicional limitado 62,5 a 68 % de SiO_2 , (cuadro I). Tanto los DFP como las emisiones lávicas se ubican en el diagrama TAS (Zanettin, 1984) (figura 7) en el campo de las dacitas. Sus contenidos de (Na_2O) , $1,5 < K_2O$ indican el carácter potásico de las mismas. Sobre la base de las relaciones K_2O/SiO_2 corresponden al campo de las rocas calcoalcalinas ricas en potasio, próximas al de las series shoshoníticas.

En la secuencia del centro volcánico en consideración, se observa una zonación composicional hacia términos menos evolucionados, desde los DFP a las emisiones lávicas. Del análisis de los elementos mayoritarios se advierte disminución de SiO_2 y K_2O , e incremento de MgO , FeO , CaO , y muy suave de Na_2O y TiO_2 .

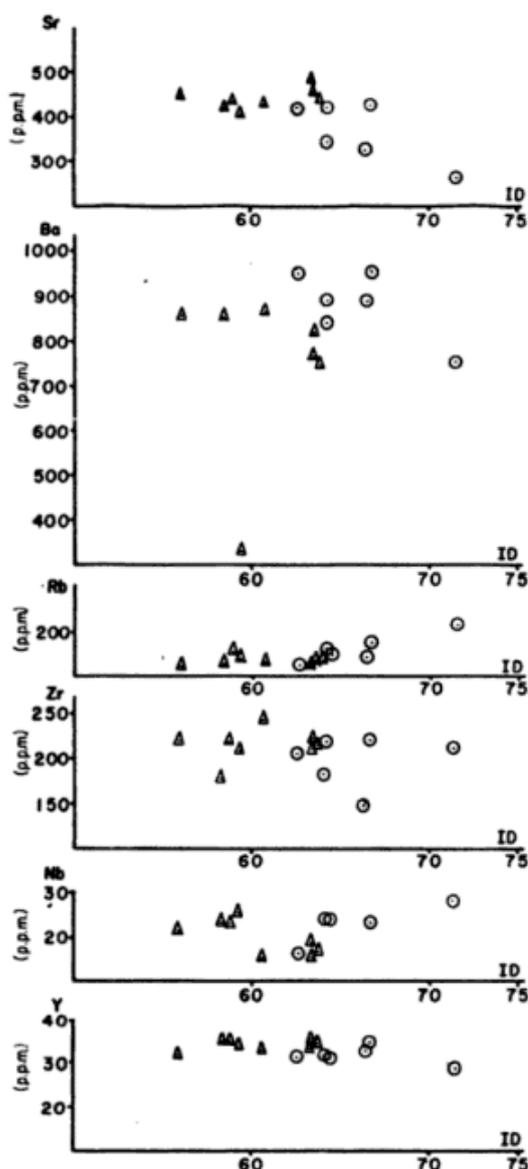


Figura 8: Diagrama de la variación de elementos trazas (Sr, Ba, Rb, Zr, Nb y Y) en relación al índice de diferenciación. Círculos significan ignimbritas, triángulos significan lavas.

en correlación lineal. Los valores de Al_2O_3 muestran importante dispersión (figura 8).

El análisis de los contenidos de Ba, Sr y Zr, en relación al índice de diferenciación (ID), registra disminución creciente, más evidente para el caso de los DFP (figura 9). Dicho empobrecimiento hacia los términos más ácidos es consistente con procesos de cristalización fraccionada, los que dieron lugar a la formación de plagioclasa, biotita y circón. Por otra parte, el Rb muestra enriquecimiento hacia los términos más evolucionados, del mismo modo que el Nb, y relación inversa

respecto al Sr (figura 10). El comportamiento de los elementos traza analizados, sería compatible así con procesos de cristalización fraccionada, sin que por ello sea descartable la posibilidad de gradientes composicionales pre-eruptivos, como ha sido reconocido por Hildreth (1979) en la toba Bishop.

El limitado rango composicional que caracteriza a los productos emitidos por el centro del cerro Panizos, permite ubicar a los mismos dentro de las "asociaciones monótonas de composición intermedia", distinguidas por Hildreth (1981) para cámaras magmáticas silíceas, con distintos estilos de zonación composicional, de rango reducido en el caso considerado. Al igual que dichas asociaciones, las volcanitas se caracterizan por la abundancia en cristales, así como por los grandes volúmenes del material emitido.

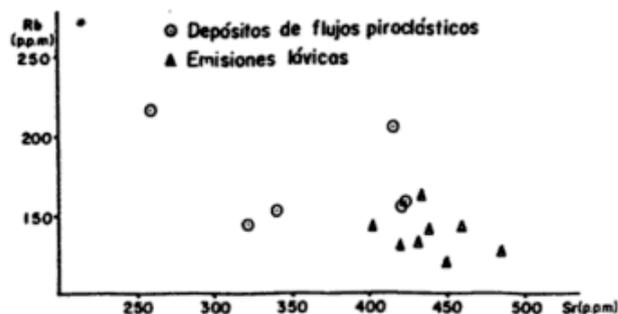


Figura 9: Diagrama de la variación de Rb en relación a la de Sr. Círculos significan ignimbritas, triángulos significan lavas.

CONSIDERACIONES FINALES

La actividad del Cerro Panizos corresponde con el vaciamiento intermitente de una cámara magmática voluminosa débilmente zonada, de actividad mayormente explosiva, la que genera flujos piroclásticos, y de lavas menos evolucionadas en su estadio final.

Los hiatos de la actividad intermitente corresponden con los intervalos entre DFP 2 y 3, 4 y 5, 5 y 6 y 6 y 7. Es posible la existencia de otro hiato entre la plataforma lávica (Coira y Mazzoni, 1986) y las coladas de los conos centrales, sólo comparable con más dataciones radimétricas.

Cuadro I: Datos geoquímicos de ignimbritas y lavas del cerro Panizos.

| % en peso | Depósitos de flujos piroclásticos | | | | | | Emisiones lávicas | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------------------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|
| | A8 | C4 | D3 | B1 | A9 | A11 | E8 | E3 | E6 | E4 | E2 | D5 | D4 |
| SiO ₂ | 67,04 | 63,83 | 65,37 | 62,81 | 64,76 | 62,81 | 62,81 | 65,04 | 63,34 | 64,26 | 64,73 | 63,54 | 63,26 |
| TiO ₂ | 0,55 | 0,78 | 0,79 | 0,74 | 0,66 | 0,74 | 0,79 | 0,76 | 0,79 | 0,76 | 0,82 | 0,65 | 0,86 |
| Al ₂ O ₃ | 14,51 | 15,83 | 14,02 | 14,40 | 15,82 | 15,12 | 16,20 | 15,59 | 14,55 | 15,00 | 14,58 | 14,72 | 15,50 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,23 | 3,99 | 2,16 | 2,51 | 2,15 | 2,99 | 1,65 | 2,37 | 1,77 | 0,67 | 2,76 | 1,38 | 1,22 |
| FeO | 1,50 | 1,67 | 2,85 | 2,54 | 1,96 | 2,77 | 4,22 | 2,81 | 4,41 | 4,05 | 2,62 | 4,47 | 4,60 |
| MnO | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,05 | 0,03 | 0,07 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,08 |
| MgO | 1,50 | 2,03 | 1,69 | 2,03 | 1,54 | 1,71 | 2,70 | 2,25 | 3,43 | 2,19 | 2,14 | 3,26 | 2,08 |
| CaO | 3,36 | 4,47 | 3,88 | 3,95 | 3,88 | 4,27 | 4,75 | 4,07 | 4,55 | 3,48 | 4,55 | 4,86 | 4,98 |
| Na ₂ O | 1,83 | 1,61 | 1,38 | 1,46 | 1,46 | 1,46 | 1,31 | 1,26 | 1,61 | 1,31 | 1,49 | 1,68 | 1,68 |
| K ₂ O | 4,45 | 3,77 | 4,11 | 4,19 | 3,69 | 3,60 | 3,77 | 3,52 | 3,43 | 3,86 | 3,52 | 3,94 | 4,11 |
| P ₂ O ₅ | 0,31 | 0,28 | 0,36 | 0,31 | 0,33 | 0,31 | 0,45 | 0,38 | 0,35 | 0,35 | 0,36 | 0,38 | 0,35 |
| H ₂ O ⁺ | 1,75 | 1,27 | 2,25 | 1,30 | 1,47 | 1,02 | 0,60 | 1,27 | 0,90 | 2,20 | 1,50 | 0,32 | 0,62 |
| H ₂ O ⁻ | 0,57 | 0,82 | 0,67 | 3,25 | 1,75 | 3,47 | 0,72 | 0,30 | 0,50 | 2,05 | 0,50 | 0,55 | 0,70 |
| TOTAL | 99,65 | 100,40 | 99,61 | 99,54 | 99,50 | 100,34 | 100,07 | 99,72 | 99,73 | 100,26 | 99,65 | 99,83 | 100,04 |
| Zr | 210 | 180 | 220 | 217 | 148 | 204 | 222 | 216 | 180 | 214 | 226 | 212 | 245 |
| Nb | 27 | 24 | 23 | 24 | - | 16 | 24 | 17 | 24 | 19 | 18 | 26 | 16 |
| Ba | 750 | 895 | 950 | 840 | 890 | 950 | 860 | 750 | 855 | 765 | 825 | 330 | 870 |
| Rb | 216 | 154 | 170 | 152 | 144 | 124 | 162 | 140 | 130 | 126 | 142 | 141 | 132 |
| Y | 28 | 31 | 34 | 31 | 32 | 31 | 35 | 34 | 35 | 35 | 34 | 34 | 33 |
| Sr | 258 | 420 | 422 | 340 | 322 | 415 | 434 | 440 | 420 | 485 | 460 | 402 | 432 |

La subsidencia central de la caldera ha sido posterior a las emisiones lávicas que conforman su plataforma.

La unidad 7, con depósitos de caída, pequeños flujos piroclásticos y flujos expandidos, es particularmente indicativa de fluctuaciones en la columna eruptiva.

La presencia de sanidina en las 4 unidades inferiores, de hipersteno en las dos superiores (con escasa hornblenda y augita) indican zonación mineralógica y, probablemente, la evacuación de niveles magmáticos más profundos hacia el final de la historia eruptiva.

La mayor parte de los flujos piroclásticos del cerro Panizos corresponden al Mioceno superior, y tienen una antigüedad mayor, y cercana a los $9,3 \pm 1,9$ Ma. Las lavas son posteriores, aunque se desconoce por el momento su antigüedad absoluta.

El rango composicional limitado 62,5-68 % SiO₂ de las volcanitas del centro

volcánico cerro Panizos permite asimilarlas a las "asociaciones monótonas de composición intermedia" distinguidas por Hildreth (1981) para cámaras magmáticas silíceas. Ellas se encuadran en el diagrama TAS dentro de las dacitas, y, particularmente, en las dacitas potásicas considerando que sus contenidos de (Na₂O) - 1,5 < K₂O.

Sobre la base de las relaciones K₂O/SiO₂, las volcanitas quedan encuadradas dentro del campo de las rocas calcoalcalinas ricas en potasio, lindantes con el de las series shoshoníticas.

El comportamiento de los elementos mayoritarios y traza, de las distintas rocas efusivas, es consistente con procesos de cristalización fraccionada, sin que por ello sean totalmente descartables posibles gradientes composicionales preruptivos.

Xenolitos y xenocristales son indicativos de procesos de contaminación cortical, que

han operado en el sistema cerro Panizos simultáneamente con los procesos de diferenciación magmática.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BAKER, M. C. W., 1981. *The nature and distribution of upper Cenozoic ignimbrite centres in the central Andes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 11: 293-315, Amsterdam.
- COIRA, B. y M. MAZZONI, 1986. *Depósitos de flujos piroclásticos del Cerro Panizos, Jujuy, Argentina*. Iº Reun. Arg. Sediment., Res. Exp.: 89-92, La Plata.
- FRANCIS, P. W. y M. C. W. BAKER, 1978. *Sources of two large ignimbrites in the central Andes: Some Landsat evidence*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 4: 81-87, Amsterdam.
- _____, C. HALLS y M. C. W. BAKER, 1983. *Relation ships between mineralization and silicic volcanism in the central Andes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 18: 165-190, Amsterdam.
- _____, M. McDONOUGH, M. HAMMILL, L. J. O'CALLAGHAN y R. S. THORPE: *Cerro Purico shield complex, north Chile*. En R. S. Harmon y B. A. Barreiro (Ed.): *Andean Magmatism: chemical and isotopic constraints*. Shiva Publ.: 106-123.
- FRIEDMAN, J. D. y G. HEIKEN, 1977. *Volcanoes and volcanic landforms*. En: *Skylab explores the earth*. NASA Sp. 380: 137-170.
- GARDEWEG, M. y C. F. RAMIREZ, 1987. *La Pacana caldera and the Atana ignimbrites: A major ash-flow and resurgent caldera complex of the Andes of northern Chile*. Bull. Volcanol., 49: 547-566.
- GORUSTOVICH, S., A. VULLIEN, B. ANIEL y R. BUSTOS, 1987. *Uranio en ignimbritas cenozoicas del sector Coranzulí-Ramallo, Puna, Argentina*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas: 367-369, San Miguel de Tucumán.
- HILDRETH, W., 1979. *The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 180: 43-75, Boulder.
- _____, 1981. *Gradients in silicic magma chambers: Implications for silicic magmatism*. J. Geophys. Res., 86, B11: 10153-10192.
- ISACKS, B. L., T. E. JORDAN, R. W. ALLMENDINGER y V. A. RAMOS, 1982. *La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la Placa de Nazca subductada*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., 3: 587-606, Buenos Aires.
- KUSSMAUL, S., L. JORDAN y E. PLOSKONKA, 1975. *Isotopic ages of Tertiary volcanic rocks of SW Bolivia*. Geol. Jahrb. B14: 111-120.
- _____, P. K. HÖRMANN, E. PLOSKONKA y T. SUBIETA, 1977. *Volcanism and structure of southwestern Bolivia*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 8, 73-111, Amsterdam.
- TURNER, J. C. M., 1978. *Descripción geológica de las hojas 1 a y b Santa Catalina, y 2a San Juan de Oro, provincia de Jujuy*. Serv. Geol. Nac., Bol. 157: 1-56, Buenos Aires.
- ZANETTIN, B., 1984. *Proposed new chemical classification of volcanic rocks*. Episodes, 7 (4): 19-20, Ottawa.

M. ORT
R. V. FISHER

University of California
Santa Barbara, Ca 93106 USA

B. COIRA
Universidad Nacional de Jujuy
C.C. 258, 4600 S. S. de Jujuy - Argentina

M MAZZONI
J. C. MERODIO
Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP)
Calle 1 N° 644, 1900 La Plata - Argentina