

ACTIVIDAD SISMICA EN DECEPCION. ESTUDIO PRELIMINAR

R. Ortiz Ramis, J. Vila Codina, A. Correig y J. Viramonte

RESUMEN

Un pequeño tendido de líneas sísmicas fue desarrollado en la Isla Decepción, Islas Shetland del Sur, Antártida, con el objeto específico de estudiar escalarmente la actividad sísmica en las islas y la interacción regionalmente con los terremotos. Desde enero a febrero más de 400 terremotos con magnitudes de rango locales desde 0,7 a 2,9 fueron registrados en la cadena sísmica de la Isla Decepción.

ABSTRACT

A small aperture seismic array has been deployed in Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. The array was installed to study specifically the scaling of seismic activity in the island and the interaction of regional earthquakes. From January to February more than 400 earthquakes with local magnitudes range from 0,7 to 2,9 were recorded by the Deception seismic network.

INTRODUCCION

El estudio realizado en la campaña antártica de verano de 1987, estuvo dirigido a la evaluación de la actividad sísmica detectable en la Isla Decepción y la clasificación de los eventos registrados en tres categorías según su distancia a la isla: 1) Locales. (< 20 km), 2) Regionales (< 100 km), 3) Telesismos (~ 1000 km). La particular situación geológica, geográfica y geodinámica de la Isla Decepción, supone asimismo la presencia de eventos directamente relacionados con la actividad magmática y geotérmica, los que deberán ser discriminados del elevado ruido generado por la actividad de los glaciares y del mar. El resultado de esta evaluación, permitirá determinar la conveniencia de la realización de un estudio más profundo mediante el despliegue de una red de estaciones sísmicas en próximas campañas antárticas.

DISTRIBUCION DE ESTACIONES

El emplazamiento de una estación sísmica en regiones antárticas exige la búsqueda de zonas donde el ruido sísmico generado por los

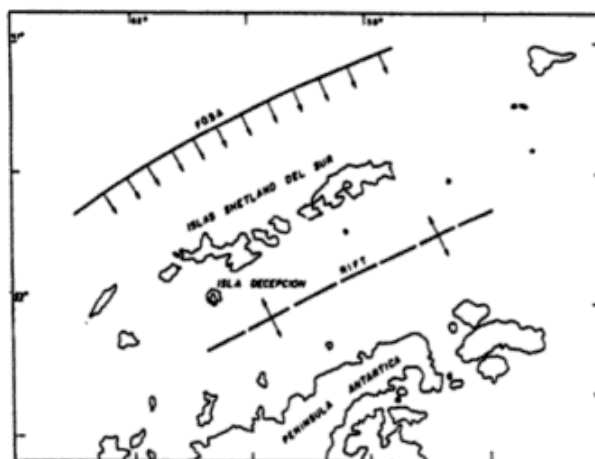


Figura 1: Esquema de la situación geográfica y geodinámica de Decepción.

glaciares y el mar sea mínimo, con accesos relativamente fáciles para el montaje, desmontaje y mantenimiento de los equipos. En el caso de que se emplee telemetría radio deberá, además, existir visión directa entre las antenas transmisora y receptora.

Una primera estación (BAS, BAT) (figura 2) se instaló cerca de la base y unida a ésta mediante telemetría cable. Esta disposición permitió a esta estación operar sin interrupción todos los días, al poderse instalar y desmontar rápidamente, compensando de este modo la menor amplificación a la que debe trabajar debido a la actividad humana en la base.

La segunda estación (RBT) se sitúa al otro lado de la Bahía en la rada Buen Tiempo, enlazándose mediante telemetría radio. Esta estación estuvo operando durante 12 días tras haber superado una semana de pruebas en las proximidades de la base, siendo desmontada antes que la llegada del mal tiempo imposibilitara el acceso a su emplazamiento.

Paralelamente se ha evaluado el ruido y la actividad existente en diversos puntos de la isla (FUM en la Bahía 1^o de Mayo, PFO en la Punta Fontana, TEL en Bahía Teléfono) a fin de seleccionar emplazamientos para la futura red sísmica. Igualmente se han estudiado posibles emplazamientos para la instalación de repetidores con el fin de ampliar la red sísmica fuera del límite de Puerto Foster.

RESULTADOS OBTENIDOS

La instrumentación sísmica ha estado operando durante 30 días, habiéndose mantenido durante más de 20 días la máxima amplificación permitida por el ruido propio de la isla. En este período se han registrado más de 400 eventos de tipo local, más de 20 de carácter regional, situados aproximadamente entre los 20 y 80 km y algunos telesismos (figura 8). Las magnitudes asignadas oscilan entre 0,7 y 2,0 superando en pocas ocasiones el 2,5. La limitada actividad glaciaria de la isla hace que los sismos a ésta asociados sean de muy baja magnitud y con una extraordinaria riqueza en altas frecuencias, que los hace fácilmente identificables de los sismos de aspecto normal y de origen tectónico o volcánico. Especial mención merece la presen-

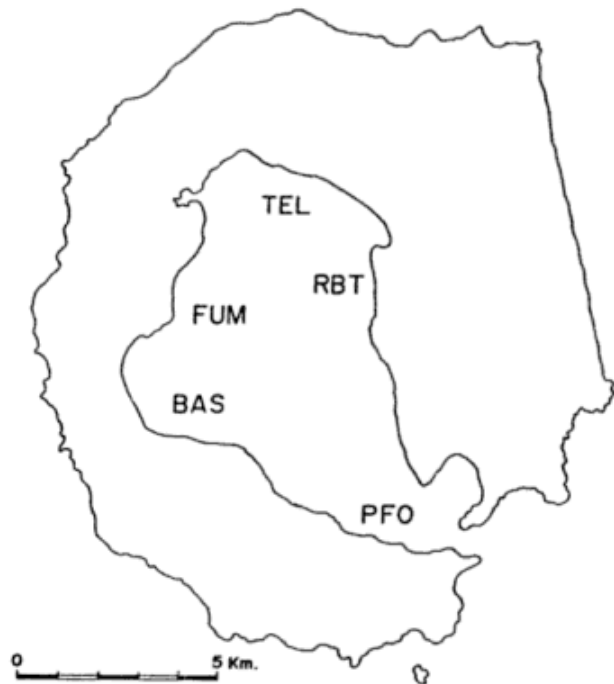


Figura 2: Mapa de situación de las estaciones de registro sísmico. BAS es una unidad con enlace telemétrico vía cable (500 m). RBT ha servido para evaluar el enlace de telemetría radio. FUM, TEL y PFO corresponden a las estaciones mantenidas mediante un registrador portátil.

cia de temblores que aparecen en zonas limitadas de la isla con duraciones de varios minutos. Su semejanza con fenómenos parecidos en otras áreas volcánicas muy estudiadas, permite asociarlos a la existencia de acuíferos geotérmicos o a procesos magmáticos (Schik *et al.*, 1982; Araña y Ortiz, 1984).

Las especiales condiciones geográficas de la isla favorecen la presencia de un elevado ruido producido por el sismo oceánico, que imposibilita trabajar con grandes amplificaciones; si bien incluso durante una borrasca, es todavía posible registrar correctamente sismos locales del orden de magnitud 1,5.

En la figura 3 se presenta la distribución del número de sismos en función de la distancia, calculada ésta de forma muy aproximada a partir del intervalo P-S, para los registros obtenidos en las estaciones BAS y RBT. En estas distribuciones se pone de manifiesto la existencia de un foco muy activo situado aproximadamente a 10-12 km de BAS y a 6-9 km de RBT. Los sismos de carácter regional, aunque presentan una mayor dispersión, parecen agruparse a 30 km de la isla.

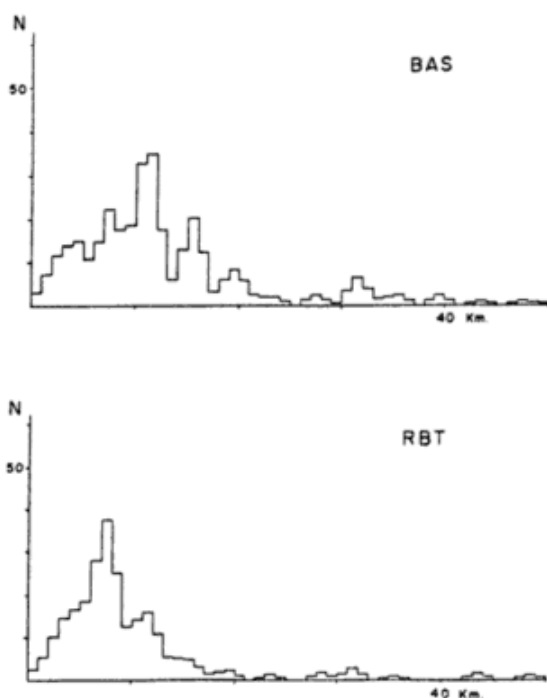


Figura 3: Distribución del número de eventos registrados en función de la distancia a la estación calculada a partir del intervalo P-S. En BAS, los sismos se acumulan sobre los 12 km, mientras que en RBT el máximo aparece situado a 8 km. Un segundo grupo de sismos está centrado alrededor de los 30 km para ambas estaciones.

La asignación de magnitud a sismos locales es hoy un problema de difícil solución (Lee y Stewart, 1981; Bath, 1981) debiéndose acudir a fórmulas empíricas definidas para zonas concretas y por ello de difícil extrapolación, no existiendo bibliografía conocida alguna sobre cálculos de magnitudes para la Península Antártica.

En este caso se ha optado por el cálculo de la magnitud local mediante la expresión:

$$M = 2 \log t + 0,0035 d - 0,87$$

utilizada frecuentemente en áreas volcánicas activas (Araña y Ortiz, 1984; Muñoz y Ortiz, 1986) y donde t es el tiempo en segundos y d la distancia en km. La viabilidad de esta fórmula se ha probado estudiando estadísticamente la relación que liga la duración de los eventos con la máxima amplitud de los sismos (figura 4).

A partir de las magnitudes calculadas se ha estudiado la distribución del número de eventos en función de la magnitud para todos los sismos localizados a menos de 20 km de las estaciones (figura 5) y determinando el coeficiente b de la distribución de Gutenberg-Richter

$$\log N = a - b M$$

obteniéndose 0,732 para BAS y 0,666 para RBT con correlaciones superiores a 0,9 en ambos casos y magnitud máxima estimada de 2,7.

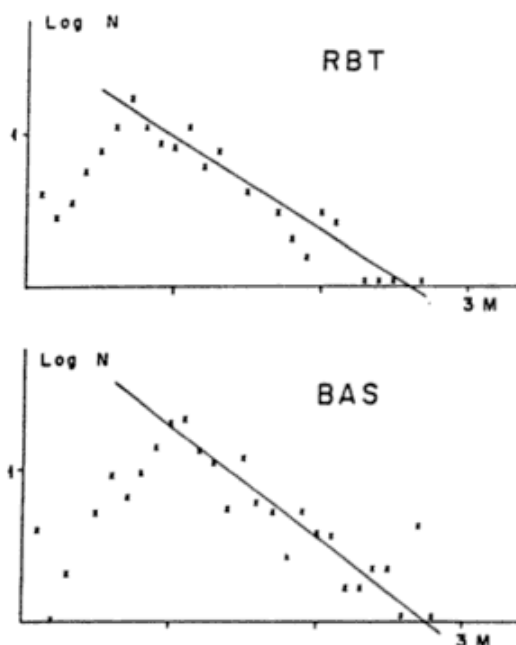


Figura 4: Ley de Gutenberg-Richter para las estaciones RBT y BAS calculada sólo con sismos locales (a menos de 20 km). Los parámetros de ambas distribuciones son distintos, lo que parece indicar un distinto nivel tensional en ambos lados de la isla.

En la figura 6 se presenta la distribución temporal del número de sismos. Destaca la gran actividad registrada en la estación de BAS sobre las 20 hs del 21-1-87 cuando se registraran más de 100 sismos en cuatro horas (figura 8). A primeros de febrero se produce otra crisis de menor importancia. Sin embargo, cuando se estudia la energía liberada diariamente o la energía liberada acumulada (figura 7) se observa que las crisis sísmicas son sólo aparentes, siendo prácticamente constante el ritmo de liberación de energía y correspondiendo la crisis del día 21 a la poca actividad registrada los días anteriores.

El examen de los registros obtenidos pone de manifiesto la presencia de tipos característicos de sismogramas, por lo que se ha procedido a realizar un análisis de formas de los eventos registrados, definiendo cada sismograma por una sucesión de segmentos característicos siendo de tipo "a" cuando presentan amplitud sensiblemente constante, de tipo "b" cuando la amplitud aumenta con el tiempo y finalmente de tipo "c" cuando disminuye.

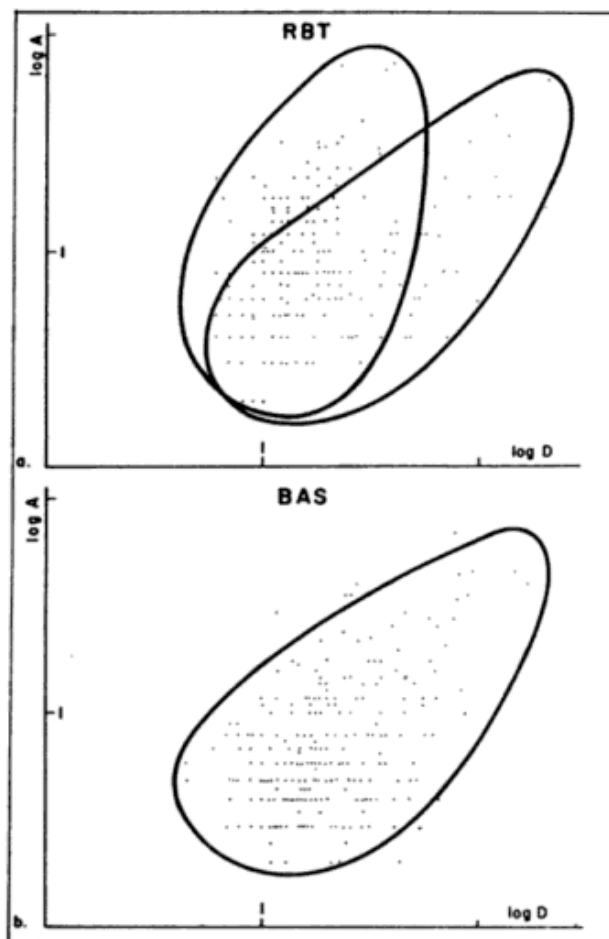


Figura 5: Relación entre la amplitud y la duración de los eventos sísmicos registrados por las estaciones BAS y RBT. Mientras que en BAS la distribución es unimodal, en RBT es bimodal; coincidiendo uno de los lóbulos con el obtenido en BAS, mientras que el segundo define sismos locales de poca amplitud y gran duración.

Los tipos más frecuentes con b, c (18,67 % en BAS y 23,7 % en RBT) y b, c, a (33,1 % en BAS y 22,3 % en RBT) siendo el total de sismos surgentes (b*) del 70 % en BAS y del 80 % en RBT, lo que indica una diferencia notable entre la actividad sísmica detectada en ambas estaciones.

INTERPRETACION DE RESULTADOS

El pequeño número de estaciones disponibles no permite la localización precisa de los eventos registrados, debiéndose acudir a la determinación de la distancia epicentral a partir del intervalo P-S y asignando a las magnitudes mediante esta distancia y la duración de los eventos. El elevado número de sismos registrados compensa estadísticamente la imprecisión del método seguido.

Los focos sísmicos parecen encontrarse en las fracturas de orientación oeste-sureste y noroeste-sursureste, donde también se han producido las dos últimas erupciones fisurales importantes (1842 y 1969). Esta mayor actividad se ha puesto claramente de manifiesto mediante la unidad portátil la cual al ser ubicada en diversas zonas de la isla, detectó un notable incremento de la actividad microsísmica al situarla en las proximidades de dichas fracturas.

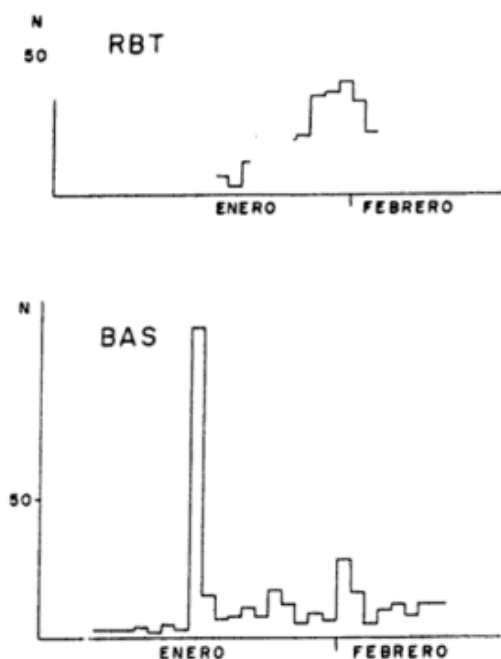


Figura 6: Número de eventos registrados diariamente para las estaciones de RBT y BAS. Destaca la crisis ocurrida el día 21 de enero, cuando se producen más de 100 sismos de pequeña magnitud en dos horas.

La distribución del número de sismos en función de la magnitud permite determinar los parámetros de la distribución de Gutenberg-Richter. La magnitud acumulada, es decir, el

número de sismos de magnitud superior a una dada, en función de la magnitud, da una magnitud para el máximo evento más probable, inferior a 3. Los distintos valores obtenidos para el coeficiente *b* en las estaciones BAS y RBT parece indicar un estado tensional distinto en el entorno activo de ambas estaciones y que se ha asociado para la estación RBT a la proximidad a esta estación de las importantes fracturas de las erupciones de 1969. Este estado tensional distinto también se refleja en el distinto aspecto que presentan los sismos de menor magnitud en ambas estaciones.

La distribución temporal del número de sismos indica la existencia de importantes crisis sísmicas. Sin embargo, la energía liberada diariamente y la energía liberada acumulada, indicarían que estas crisis sísmicas tienen un carácter más aparente que real y que en el momento actual la actividad sísmica en Decepción sería estacionaria aunque mucho mayor que en otros volcanes activos de parecido ámbito geodinámico.

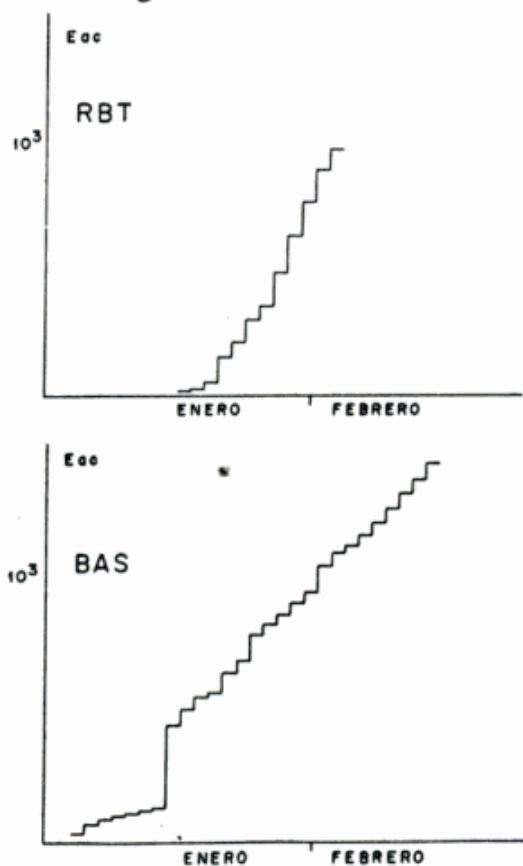


Figura 7: Evolución de la energía sísmica liberada durante la presente campaña. Obsérvese como la crisis del día 21-1-87 corresponde realmente a una falta de actividad en los días precedentes.

La regularidad de esta actividad sísmica y su posible asociación al sistema de fracturas parece indicar se trate de la sismicidad asociada al colapso que estaría sufriendo actualmente Decepción. Este colapso podría estar evidenciado al observar el sistema de fracturas que afectan a los glaciares situados en las zonas altas de la isla. Los pequeños eventos, que en general sólo son registrados por una estación, se han asociado a actividad de los glaciares si predominan las altas frecuencias y a pequeñas explosiones freáticas, moviendo del magma o ruido geotérmico en aquellos cuyo contenido en bajas frecuencias es importante.

Aunque el número de eventos registrados es pequeño desde un punto de vista estadístico, los registros parecen indicar un cierto grado de acoplamiento entre la actividad regional y la meramente local. En general los sismos regionales actúan a modo de disparador de los sismos locales y del temblor. La actividad regional posiblemente esté relacionada con la actividad del rift del Mar de la Flota y/o el límite de la placa de Scotia.

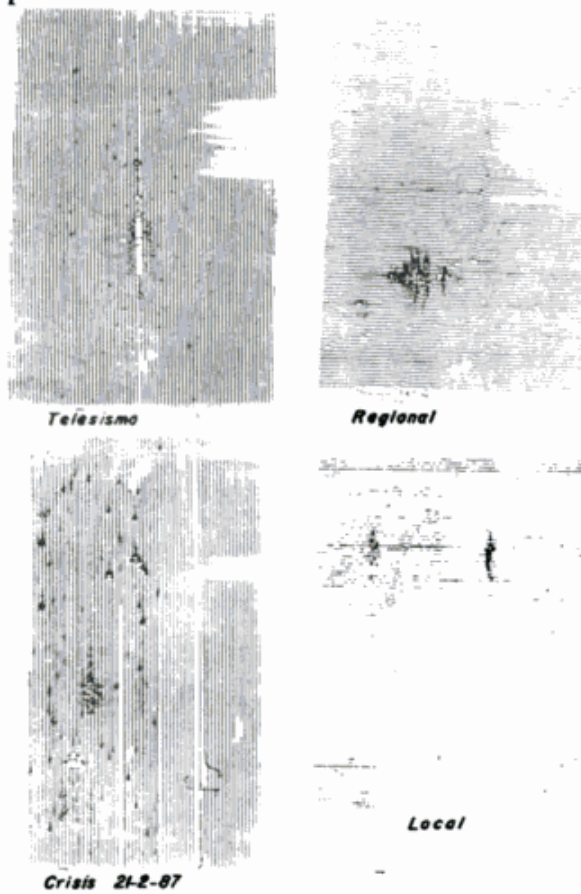


Figura 8: Ejemplos de distintos tipos de sismos registrados en Decepción y crisis sísmicas.

CONCLUSIONES

La actividad sísmica registrada en la presente campaña en la isla Decepción es considerable, con muchos sismos locales, posiblemente relacionados con la actividad volcánica y que justifican la realización de un estudio más profundo. El análisis estadístico de los sismos locales obtenidos indican una magnitud de 3 para el mayor sismo más probable. La regular disipación de energía es reflejo de un estado tensional constante. Las variaciones de esta constante y de la pendiente de la ley Gutenberg-Richter pueden ser usados como una medida de la actividad de la isla.

Asimismo aparece una notable actividad regional que refleja la tectónica actual de la zona. El número de eventos regionales es lo suficientemente elevado para que pueda ser estudiado con una red temporal. El escaso número de telesismos se debe a la poca amplificación a la que es posible operar en la zona; por consiguiente el estudio de las características elásticas a nivel de placa exigiría el mantener una red sísmica de amplia base operando durante un año.

AGRADECIMIENTOS

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

A la Marina de Guerra Argentina nuestro reconocimiento por todas las atenciones reci-

bidadas, en particular al personal del ARA Rompehielos Alte. Irizar y ARA Bahía Paraíso, CAVIAA 1986-87.

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

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

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARAÑA, V. y R. ORTIZ, 1984. *Vulcanología*. Edit. Rueda-CSIC., 1-528, Madrid.
- BATH, M., 1981. *Earthquake magnitude recent research and current trends*. Earth Sci. Rev., 17: 315-398, Amsterdam.
- LEE, W. y S. STEWART, 1981. *Principles and applications of microearthquake networks*. Acad. Press, 1-239, New York.
- MUÑOZ, M. y R. ORTIZ, 1986. *Estudio preliminar de la microsismicidad de Lanzarote*. An. Fisica, B, 82: 54-61.
- SCHICK, R., 1981. *Source mechanism of volcanic earthquakes*. Bull. Volcanol., 44: 491-497.
- SCHICK, R., G. LOMBARDO, G. PATANE, 1982. *Volcanic tremors and shocks associated with eruptions on Etna (Sicily) September, 1980*. J. Volcanol. Geotherm Res., 14: 261-279, Amsterdam.

R. ORTIZ RAMIS

Museo Nacional de Ciencias Naturales (C.S.I.C.)
Departamento Geología y Geofísica
J. Gutiérrez Abascal 2 Madrid, España

J. VILA CODINA

A. CORREIG

Universidad de Barcelona
Departamento de Geología Dinámica, Geofísica
y Paleontología
Barcelona - España

J. VIRAMONTE

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

EVOLUCION VOLCANO-TECTONICA DEL COMPLEJO EFUSIVO COPAHUE-CAVIAHUE Y SU MODELO GEOTERMICO PRELIMINAR

Abel H. Pesce

RESUMEN

En este trabajo se da a conocer una síntesis de la evolución geotérmica del Complejo Extrusivo Copahue-Caviahue. El complejo demarca el campo de actividad geotérmica de Copahue. Se elaboraron los modelos geotérmicos para establecer los principales parámetros. El complejo está integrado por un grupo de centros extrusivos vinculados con tres cámaras magmáticas que evolucionaron independientemente. Esto correspondió con un período de actividad magmática que probablemente comenzó evolucionando en el Plioceno y continuó hasta el Holoceno.

ABSTRACT

This report is a synthesis of Geothermal evolution that is being performed in the "Copahue-Caviahue Extrusive Complex" which has the aim of demarcating the Copahue Geothermal Field and elaborating a geothermal model to establish its principal parameters. This complex is integrated by a group of extrusions centers vinculated with three magmatic chambers that evolved independently. It corresponds to a period of magmatic activity that probably began evolving in the Pliocen and continued until the Holocene.

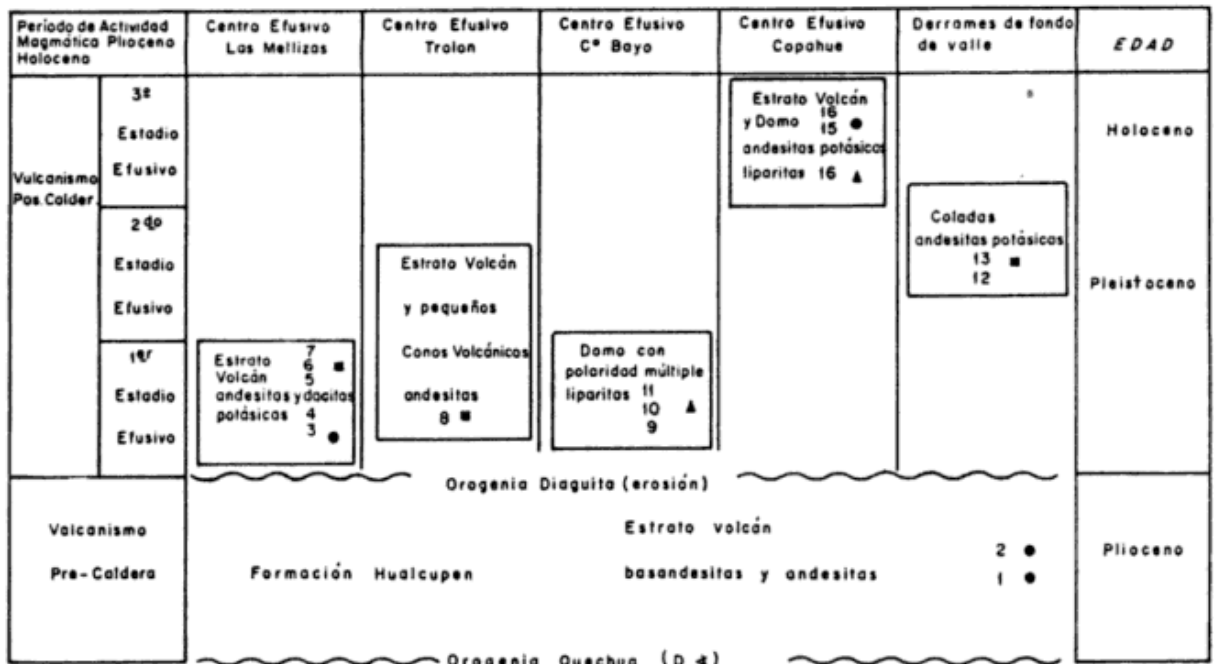
INTRODUCCION

El presente estudio es una síntesis de la "Evaluación Geotérmica" que se está realizando en el Complejo Efusivo Copahue-Caviahue tendiente a delimitar el "Campo Geotérmico Copahue" y a sus principales parámetros. El complejo está integrado por un conjunto de centros efusivos vinculados con tres cámaras magmáticas que evolucionaron en forma independiente. Se corresponde con un período de actividad magmática que comenzó en el Plioceno y se extendió hasta el Holoceno. El trabajo se desarrolla en tres partes iniciales que comprenden la estratigrafía, el volcanismo y la tectónica, que han sido descriptos en forma independiente, pero que se complementan en el análisis integral del desarrollo volcanológico. Cada una de ellas aporta sustanciales elementos para la elaboración del análisis geotérmico en el que se establece la delimitación del reservorio y el modelo geotérmico preliminar.

EVOLUCION ESTRATIGRAFICA

La estratigrafía de la región está estrechamente vinculada con la evolución volcano-tectónica del Centro Efusivo. Sus distintos cambios evolutivos, tanto magmáticos como dinámicos son los que establecen la base estratigráfica, en la que se asienta este trabajo.

Como se ha señalado, el complejo se corresponde con un período de actividad magmática que comenzó en el Plioceno y se extendió hasta el Holoceno. A lo largo de este período se desarrollaron variados cambios en el sistema: desde el punto de vista petrogenético existió aporte de diferentes cámaras magmáticas, originando en superficie, rocas con distintos grados de diferenciación. En lo relativo al dinamismo varió en forma alternante por distintos estados, desde el tranquilo-lento tipo Hawaiano-Estromboliano que formó grandes estrato-volcanes, hasta el explosivo-violento tipo Volcaniano-Pliniano que originó extensos cráteres de explosión y



Números indicativos de las rocas analizadas, (tal 16); ● serie c-a"á"; ■ serie c-a"b"; ▲ serie sh

Figura 1: Cuadro estratigráfico del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue.

fundamentalmente la caldera Copahue-Caviahue, elemento condicionador de todo el sistema. Es en función a este episodio que se han diferenciado a las unidades en volcanismo pre-caldera y volcanismo post-caldera. A su vez al volcanismo post-caldera se lo subdividió en tres estadios efusivos, figura 1.

La base del complejo está integrado por la Formación Hualcupen que se corresponde con un evento efusivo que tuvo su principal boca de emisión en la zona de Las Máquinas y que originó un antiguo estrato-volcán, formando un relieve mesetiforme que abarca gran extensión. La unidad está integrada por una secuencia de basandesitas y andesitas potásicas de colores grises a pardo oscuro con intercalaciones de aglomerados volcánicos grises y pardos.

El perfil realizado en la ladera sur-oeste de la caldera presenta una potencia de 450 m, de los cuales los 220 m iniciales están constituidos por potentes bancos de aglomerados volcánicos y su parte superior está integrada por bancos lávicos de variada potencia. La secuencia litológica es muy variable. Niemeyer y Muñoz (1983) estimaron que la proporción relativa de aglomerados y lavas es de 2:3, considerando que el espesor total de la columna es de alrededor de 1.900 m. Esta unidad, que tiene continui-

dad física hacia el oeste, es denominada en territorio chileno como Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962) y descrito en ese sector por Niemeyer y Muñoz (op. cit.), quienes le dan una edad pliocena. Con posterioridad a este evento se produce dentro del sistema, un cambio en el dinamismo, que origina la formación de una extensa caldera. Este evento es de marcada importancia, dado que condiciona las nuevas vías de emplazamiento de las posteriores emisiones y a su vez habría facilitado la apertura hacia la superficie de nuevas secuencias magmáticas.

Como evento final del volcanismo pre-caldera se interpreta que en el interior de esta gran batea, se depositaron piroclastitas de diferente granulometría producto de las grandes explosiones que acompañaron la formación de la caldera, cuyos mayores exponentes son los niveles de "flujo pumiceo" (*pumice flow*; Ross y Smith, 1961) que se encuentran depositados, algo distantes (fuera de los límites de este trabajo), en su periferia. Los depósitos piroclásticos de fondo de caldera, serían consecuencia de las erupciones tipo plinianas-volcanianas que originan acumulaciones piroclásticas por colapso de columna eruptiva (*ash cloud surge*) y descenso gravitacional de bloques,

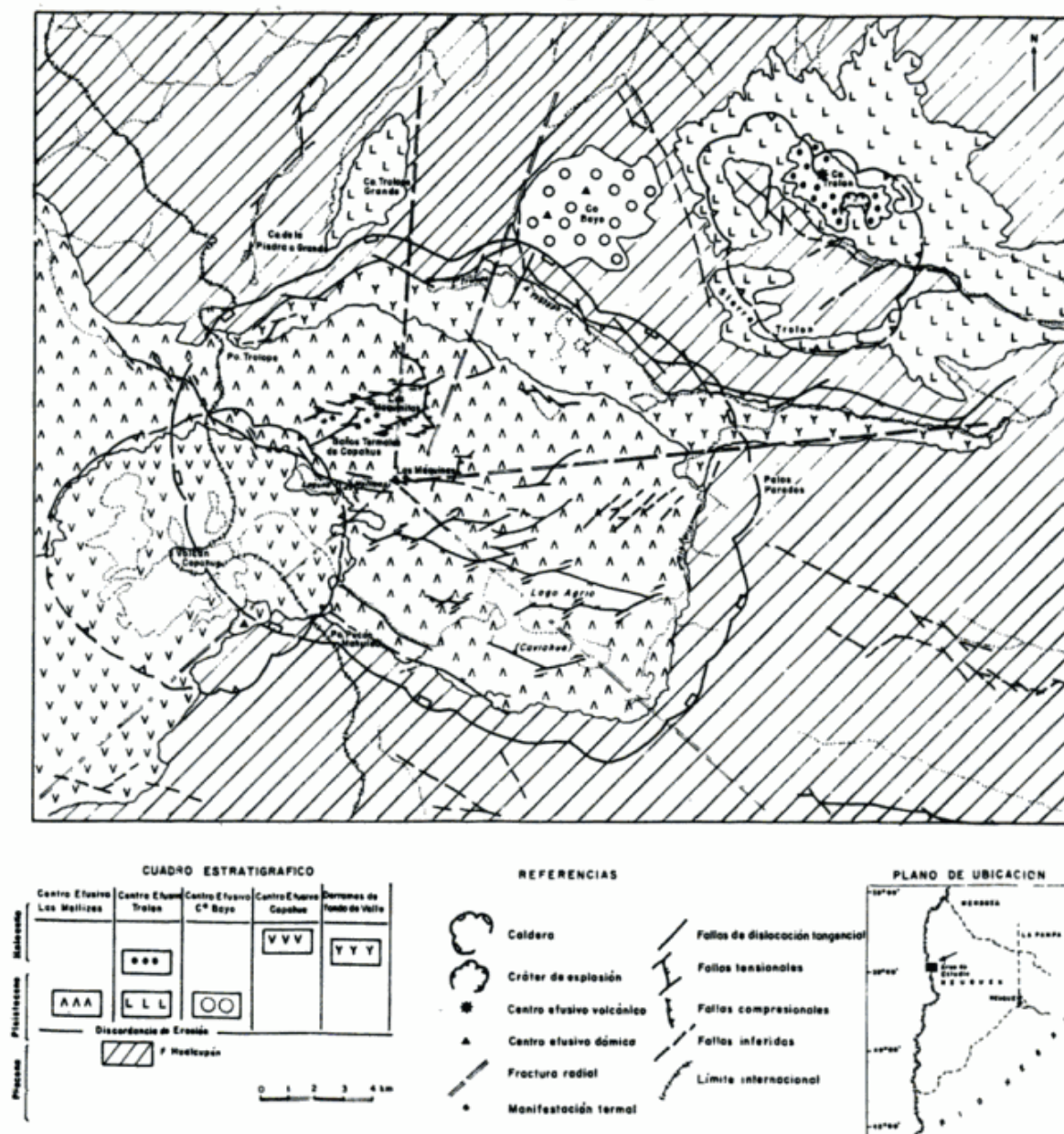


Figura 2: Mapa de ubicación y mapa geológico del área volcánica Copahue-Caviahue.

formando depósitos de flujos piroclásticos no soldados (*block and ash deposit*, Roobal y Smith, 1980), asociados probablemente a piroclastitas de segundo ciclo (sedimentitas epiclásticas).

A fines del Plioceno tuvo lugar el último movimiento terciario; la orogénesis diaguita (Yrigoyen, 1979) coincidiendo con la periodicidad y vinculación de efusiones volcánicas a los períodos inmediatos postorogénicos, se implanta en la región el primer estadio efusivo post-caldera representado por tres centros efusivos (Centro efusivo Las Mellizas, Centro efusivo Trolón y Centro efusivo Cerro Bayo).

Los tres centros volcánicos, se habrían originado en forma concomitante en el inicio del Pleistoceno y estratigráficamente se apoyan sobre rocas de la Formación Hualcupen.

El Centro Efusivo Las Mellizas (CELM), es el que alcanza un mayor desarrollo areal, se emplaza en el extremo suroeste de la caldera favorecido por las dislocaciones profundas del borde de caldera. Sus derrames cubrieron todo el fondo lateral oeste de la misma, originando un estratovolcán con abrupta pendiente oeste-este. Es en función de ello que el espesor de esta unidad varía entre los 1.800 m en la zona del límite con Chile, hasta cientos de metros en el

área mas distal. Está constituido por intercalaciones de lavas, piroclastitas finas y aglomerados volcánicos que varían sus potencias e interdigitaciones, según el sector que se observe. Su litología corresponde a andesitas y dacitas potásicas de textura porfírica con mesostásis pilotóxica y hialopilitica. Los aglomerados volcánicos presentan pobre estratificación y los litoclásticos están constituidos por fragmentos subangulares de variados tamaños de andesitas y basandesitas en muy escasa cantidad.

El **Centro Efusivo Trolón (CET)** se encuentra ubicado en el extremo noreste de la caldera. Le corresponde otro estrato-volcán, de reducidas dimensiones, cuyos derrames lávicos se han extendido en mayor amplitud hacia el este. Su espesor, dadas las características de estos cuerpos, varía según se midan cerca de la boca de emisión (aproximadamente 380 m) o en las partes más distales, que es de pocos metros. Este Centro está integrado, en su gran mayoría, por bancos lávicos de andesitas de colores gris a grises oscuros, texturas porfíricas a afaníticas y en parte vesiculares, presentando intercalaciones de aglomerados volcánicos. Estos bancos se caracterizan por su pobre estratificación constituidos por litos de diversos tamaños y tonalidades (rojizos, grises, negro-grisáceos) de rocas andesíticas. Una característica común, en estos centros volcánicos de composición andesítica es que, tanto el Centro Efusivo Las Mellizas como el Centro Efusivo Trolón, finalizaron su evolución con un brusco cambio en el dinamismo que originó en ambos Centros dos extensos cráteres de explosión.

El **Centro Efusivo Cerro Bayo (CECB)** está emplazado en el flanco norte de la caldera (figura 2) sobre rocas de la Formación Hualcupen. Se corresponde a un extenso cuerpo cóncavo de polaridad múltiple "tortilla" de forma elíptica, cuyos ejes son de aproximadamente 5 y 3,5 km de largo, que abarca una superficie de 16 km² y con una potencia promedio de 355 m. Este Centro Efusivo, derramó un volumen de roca de aproximadamente 6 x 10³ (lavas de composición liporítica).

Las rocas son de colores claros (gris claro, castaño claro y blanco rojizo) de textura porfírica, en donde se observa abundante plagioclase de tamaños medianos y escasos máficos,

en una matriz vítrea, en parte vesicular. Este cuerpo se caracterizó por sus potentes derrames lávicos cuyas coladas forman grandes masas de 250 a 300 m de potencia con una muy marcada fluidalidad. Probablemente habría tenido dos bocas de emisión ubicadas en la dirección de un eje mayor (N25°E) por donde habrían salido sus múltiples coladas.

A fines del Pleistoceno ha tenido lugar el segundo Estadio Efusivo post-caldera. Este se encuentra representado por un conjunto de **Derrames de Fondo de Valle (DFV)** que se disponen en forma pseudoconcordante sobre las rocas del Centro Efusivo Las Mellizas. La asociación de estructuras distensivas, en el flanco norte de la caldera, con las dislocaciones de borde de ésta, originaron una serie de bocas de emisión, conectadas a distintos niveles de la cámara magmática, que produjo la acumulación de andesitas potásicas. Los derrames, si bien encauzaron a lo largo de planos de fractura, como es el caso de las volcanitas en Puerta de Trolopes, donde las coladas están a lo largo de una dislocación de ruptura radial de caldera de rumbo este-oeste, (figura 2). En general son cuerpos monogénicos, cuyas coladas forman depósitos de potencia de 3 a 6 m, que tapizan las partes bajas del relieve existente.

Durante el Holoceno tuvo lugar el tercer Estadio Efusivo post-caldera que está representado por los episodios finales del Complejo Efusivo. Su diferenciación está basada en las evidencias litoestratigráficas y en el cambio de dinamismo del sistema que junto a esfuerzos locales originaron superficies de discontinuidad entre este estadio y los anteriores. Estos episodios finales están integrados por el Centro Efusivo Copahue, los derrames lávicos del Cerro Trolón y un pequeño domo de composición ácida.

El **Centro Efusivo Copahue (CEC)** se encuentra ubicado en el extremo sur-oeste de la caldera, sector de marcada debilidad cortical. Sus bocas de emisión y conos adventicios se han emplazado dentro del extenso cráter de explosión del C.E. Las Mellizas. Con anterioridad a los derrames lávicos del volcán Copahue, el citado cráter de explosión, fue dislocado por estructuras tensionales de rumbo N75-80°O, característica que ha acentuado la discordancia

existente entre las rocas pertenecientes a los distintos pulsos del complejo. El edificio del Volcán Copahue se encuentra formado por basandesitas y andesitas potásicas, de colores negros, grises y pardo rojizos, con reducidas intercalaciones de aglomerados y escasos elementos piroclásticos. Su espesor máximo es del orden de los 1.000 m. Niemeyer y Muñoz (1983) señalan que el volcán ha tenido una actividad preglacial en la que se formó el cuerpo principal, otra interglacial, que es indicada por lavas colgadas, en los flancos del Valle Quenco (Chile) y finalmente una post-glacial, manifestada por cenizas y lapilli en su cumbre y coladas andesíticas que descienden por sus flancos; sur-oeste (Valle del Río Simin en Chile) y norte, en las nacientes de las Lagunas Las Mellizas.

Los derrames lávicos del Cerro Trolón (DCT) son producto de una reducida actividad efusiva que se desarrolló en el extremo norte del cráter de explosión del Centro Efusivo Trolón. Corresponde a tres pequeños centros monogénicos cuyos derrames lávicos se encuentran "colgados" en la ladera del cráter de explosión, característica que indicaría que la actividad ha sido interglaciaria. Estas manifestaciones, que son los pulsos finales de la actividad volcánica en este sector, está constituido por tres pequeños conos cineríticos y coladas de andesitas potásicas.

El Domo de composición ácida (DA) corresponde a un pequeño cuerpo que se ha emplazado en la parte basal del edificio del Volcán Copahue. En el extremo sur-oeste de la caldera, sector ya señalado como el que presenta el mayor número de erupciones periféricas, se ubica una colada dómica que se apoya sobre los derrames lávicos pertenecientes a la parte inferior del Volcán Copahue. Este pequeño aparato extrusivo, se localiza en la intersección de las dislocaciones de borde de caldera y de ruptura radial. Está compuesto por rocas friables, de colores blanco grisáceo, con una marcada fluididad, que presenta textura porfírica y fenocristales de plagioclasa en una mesostásis vítrea. Se corresponde a liparitas de la secuencia shoshonítica. Esta manifestación indica que este magma habría continuado evolucionando desde el Pleistoceno hasta la actualidad en forma independiente de las se-

cuencias andesíticas como se verá más adelante.

CARACTERÍSTICAS DEL VOLCANISMO

De las distintas unidades que componen el cuadro estratigráfico de la región se extrajeron 16 rocas para su análisis químico, con el objeto de establecer las características del magmatismo, cuya ubicación estratigráfica se señala en la figura 1 con numeración correlativa. El análisis del volcanismo se realizó en dos etapas. En la primera se describen las características y su comportamiento evolutivo y en la segunda se la integra con la estratigrafía.

Las rocas fueron procesadas (elementos mayoritarios) en el Laboratorio de Química Geológica y Edafología (LAQUIGE), perteneciente al CONICET y los resultados analíticos se encuentran en el cuadro I. Para su caracterización se utilizaron los siguientes diagramas de variación AFM: $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$; $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$; $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, que permitieron la diferenciación de las distintas series magmáticas.

Del análisis de los elementos mayoritarios surge la existencia de dos asociaciones magmáticas una de carácter shoshonítico (sh) y la otra de carácter calcoalcalino (c-a). A su vez dentro de la asociación c-a, se diferencian dos secuencias magmáticas, que evolucionaron en forma independiente, las que, para su análisis se denominan "a" y "b".

La utilización de los diagramas respondió a las distintas variaciones magmáticas que surgieron en el estudio de los elementos. De tal forma, los diagramas potasio-sílice y álcalis-sílice se utilizaron para establecer las diferencias entre las distintas series magmáticas calcoalcalinas y shoshoníticas. Los diagramas de variación AFM; $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ y $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ tienen por objeto resaltar los diferentes dominios evolutivos que presentan las secuencias calcoalcalinas. Si bien en el diagrama SiO_2 en función de la razón FeO^*/MgO se han marcado los dominios diferenciados por Miyashiro (1974), para las series calcoalcalinas y toleíticas, hay que tener en cuenta que esta diferenciación fue realizada por dicho autor, para el análisis de rocas de otro contexto (zona de

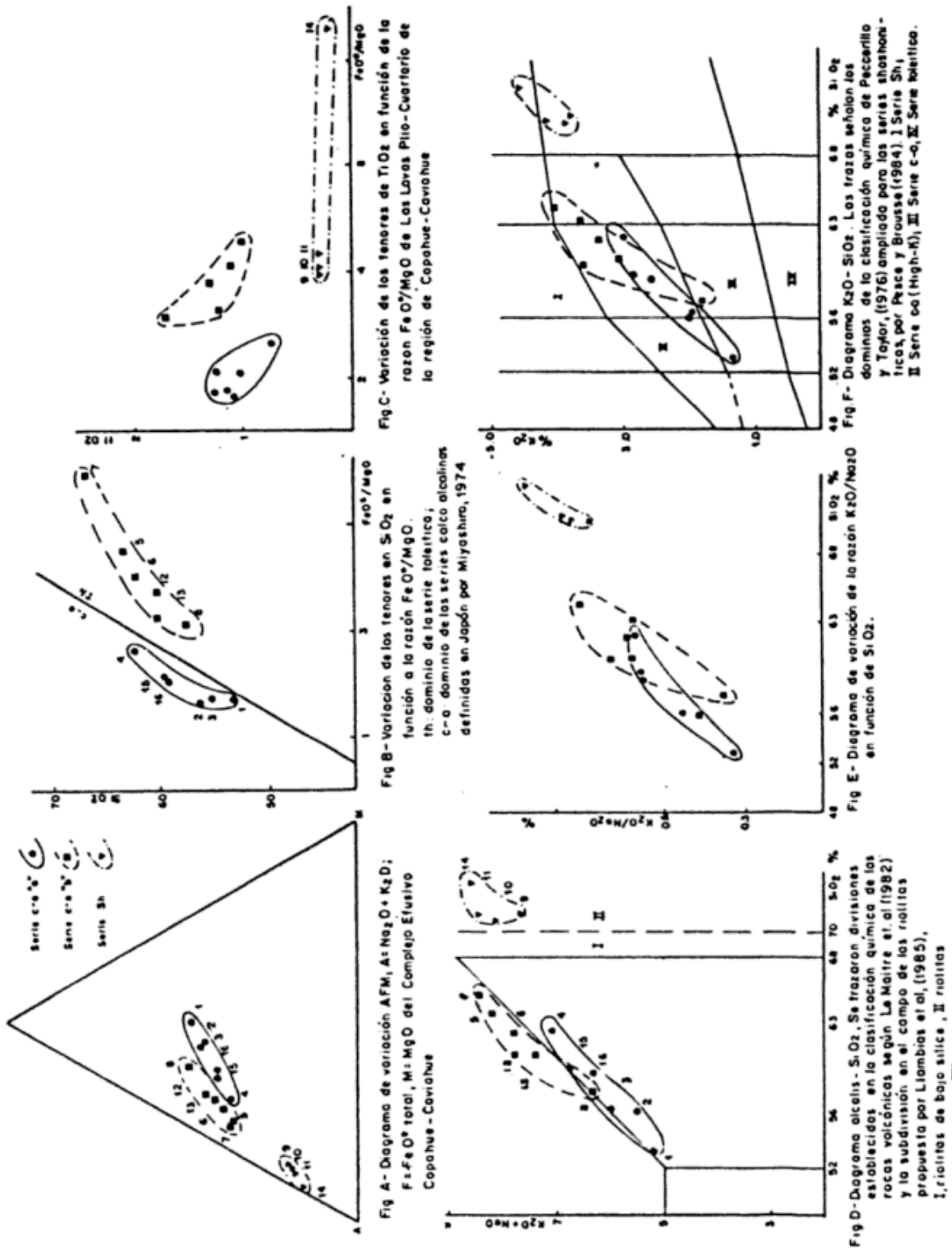


Figura 3: Diagramas de variaciones geoquímicas de los distintos elementos involucrados en los análisis.

arco de islas) y no es válida la diferenciación para las secuencias de márgenes continentales (Jake y White, 1971).

El diagrama AFM (figura 3A) muestra como las secuencias c-a "a" y "b" evolucionaron en forma paralela. Ambas series presentan un marcado contenido inicial en hierro, favorecido por la presencia de magnetita primaria, para pasar gradualmente, a un enriquecimiento en álcalis, característica común de todas las series c-c (Jake y White, *op. cit.*). La serie sh se diferencia netamente de ambas secuencias c-a con un marcado contenido en álcalis.

La relación $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ permitió una neta diferencia evolutiva entre las secuencias magmáticas "a" y "b". En la figura 3B la secuencia "a" evoluciona dentro del dominio de las series c-a establecidas por Miyashiro (1974) para las series c-a originadas en zonas de arcos de islas y márgenes continentales activos, definidas para Japón. Mientras que la secuencia "b" evoluciona en forma paralela en el dominio establecido para las series toleíticas de ese ambiente.

Similar diferenciación se observa para las variaciones de contenido TiO_2 y la razón FeO^*/MgO (figura 3C). En ambas secuencias las concentraciones de titanio decrecen con el incremento en la razón FeO^*/MgO , siendo este un típico comportamiento de las series c-a (Miyashiro, 1974). La evolución de las dos secuencias c-a es en forma paralela, indicando que se trataría de dos secuencias diferentes. Si bien este diagrama de variación fué establecido para marcar las diferencias evolutivas en las series c-a, se representaron los tenores de la serie sh para constatar que esta ocupa un dominio diferente. Las rocas de la secuencia sh muestran un comportamiento contrastante con las anteriores, con incremento de la relación FeO^*/MgO sin modificación de los contenidos de TiO_2 .

En el diagrama de variación $\text{K}_2\text{O} + \text{NaO-SiO}_2$ (figura 3D) se han trazado los límites establecidos por Le Maitre *et al.* (1982) en la propuesta elevada por dichos autores al IUGS y la diferenciación en el campo de las riolitas (entre riolitas de bajo sílice y riolitas) establecido por Llambías *et al.* (1985). Esta subdivisión fue realizada por los citados autores, para diferenciar a las riolitas de baja sílice que general-

mente, interpretan, están vinculadas a andesitas y dacitas. En función a las divisiones de esta clasificación la secuencia "a" se encuentra en el campo de las benmoreitas, tristanitas, lacitas y traquitas, y la secuencia "b" en el campo de las andesitas y dacitas, evidenciando la primera una mayor alcalinidad. La secuencia sh se ubica en el subcampo de las riolitas (70 y 75 %) establecido por Llambías *et al.* (1985).

La variación de la razón $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ en función de su contenido de SiO_2 (figura 3E) permite observar las tendencias evolutivas de cada serie. Las secuencias c-a "a" y "b", con distintas tendencias ocupan un dominio diferente a la serie sh.

La variación entre el contenido de K_2O y Si_2 (figura 3F) de las distintas rocas, también permiten establecer una neta diferencia entre las secuencias magmáticas. En dicho diagrama se trazaron los límites de la clasificación química de Peccerillo y Taylor (1976) y la ampliación del campo de la serie Sh, de los términos más diferenciados propuestos por Pesce y Brousse (1984). La secuencia c-a "a" evoluciona desde términos basandesíticos a andesitas potásicas. La secuencia "b", presenta una tendencia potásica mucho más marcada, evolucionando desde el campo de las andesitas hacia las andesitas potásicas y de este hacia los límites superiores del campo de las dacitas potásicas. Ambas secuencias tienen una características común y es su tendencia a un enriquecimiento en potasio como fué señalado por Niemeyer y Muñoz (1983). Las rocas de la serie sh se encuentran distribuidas entre el límite de los campos, de las riolitas y las liparitas. Como es de esperar, en los tres últimos diagramas de variación (figura 3 D, E y F), las rocas de la secuencia c-a ocupan dominios semejantes, mientras que las rocas de la serie sh presentan una tendencia evolutiva diferente. En el diagrama $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$ sólo una muestra (M 16) cae dentro del campo de las sh, ésta pertenece al cuerpo dómico que está ubicado en la base del volcán Copahue. Las restantes que pertenecen al cerro Bayo (cuerpo dómico de polaridad múltiple) que presentan una fuerte alteración tanto de su matriz vítrea como de los feldespatos, caen fuera de los dominios de la serie sh. Si bien los tenores de potasio de estas tres últimas

rocas, son sensiblemente menores, son varios los elementos que se tienen para ubicarlas dentro de la secuencia sh. Como se verá más adelante este conjunto de rocas está genéticamente vinculado. Desde el punto de vista de su composición química y relaciones de óxidos se la ubica dentro de los tenores de las secuencias shoshoníticas mundiales (elevado contenido en alcalis, razón $K_2O/Na_2O \approx 1$; muy débil contenido en Fe, Ti y P, tendencia a aumentar Al_2O_3). Como elemento comparativo se adjunta en el cuadro I la composición promedio de las rocas shoshoníticas de la región y de 15 tipos litológicos similares (liparitas), que corresponden a secuencias shoshoníticas de La Puna (Déruelle, 1980) y del norte del Neuquén (Pesce y Brousse, 1984). Como secuencia magmática, sus elementos se agrupan en los diagramas de variación en un dominio evolutivo

diferente, al de las secuencias c-a y desde su configuración morfológica y textural, su disposición es similar a la de otros cuerpos dómicos de polaridad múltiple de similar composición, descriptos al norte del Neuquén (Brousse y Pesce, 1982; Pesce y Brousse, 1984).

Con el objeto de establecer que las series magmáticas, previamente diferenciadas, son producto de magmas que han evolucionado en forma independiente y, que sus diversos tipos litológicos se encuentran genéticamente vinculados, se ha analizado la variación de sus elementos mayoritarios en función al índice de solidificación (SI; Kuno, 1959). Se toma el SI, por permitir éste una mayor representación de la secuencia evolutiva, en especial en la fracción básica.

El análisis de los elementos mayoritarios (figura 4) permitió establecer netas diferencias

Cuadro I: Análisis químicos de Las Lavas del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, realizados en el Laboratorio de Química Geológica y Edafológica (LAQUIGE). *Composición química promedio de las rocas sh de la región (9-10-11-14) o promedio de 15 tipos litológicos similares de La Puna y norte del Neuquén.

Muestras N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53.30	56.47	56.40	62.30	63.66	62.15	64.76	57.66	70.84	71.05	71.16
TiO ₂	1.28	1.13	0.74	1.74	1.03	1.12	1.02	1.70	0.31	0.31	0.31
Al ₂ O ₃	17.38	17.66	17.64	16.97	16.32	16.02	16.65	15.72	14.89	14.84	14.31
Fe ₂ O ₃	3.14	3.33	2.33	2.96	2.71	2.33	3.41	4.69	0.81	1.56	1.57
FeO	6.17	4.33	4.85	2.02	2.40	3.16	1.86	3.37	1.12	0.46	0.44
MnO	0.19	0.18	0.17	0.12	0.14	0.21	0.13	0.20	0.08	0.08	0.08
MgO	4.97	4.13	3.76	1.68	1.05	1.28	0.81	2.37	0.45	0.46	0.42
CaO	7.73	5.88	6.49	3.53	2.75	3.58	2.53	5.21	1.99	1.74	1.54
Na ₂ O	3.91	4.10	3.62	4.18	4.61	4.54	4.44	4.59	4.43	4.44	3.93
K ₂ O	1.34	1.91	1.94	2.94	3.61	3.34	4.02	1.78	3.81	4.15	3.78
P ₂ O ₅	0.15	0.20	0.22	0.16	0.24	0.21	0.23	0.54	0.06	0.06	0.05
H ₂ O ⁺	0.25	0.86	0.38	0.29	0.45	0.07	0.35	0.30	0.26	0.19	0.60
H ₂ O ⁻											

Muestras N°	12	13	14	15	16	*	⊖
SiO ₂	60.36	60.74	73.74	59.48	59.29	71.69	70.21
FeO ₂	1.29	1.22	0.24	1.21	1.07	0.29	0.54
Al ₂ O ₃	15.80	16.72	13.36	17.55	16.99	14.35	14.33
FeO ₃	3.70	3.30	0.96	2.58	1.87	1.22	2.32
FeO	3.29	2.83	0.55	3.78	3.97	0.64	0.46
MnO	0.16	0.15	0.07	0.15	0.15	0.07	0.06
MgO	1.73	1.72	0.16	2.70	2.59	0.37	0.74
CaO	3.90	4.03	0.90	5.05	5.02	1.54	1.86
Na ₂ O	4.33	4.34	4.14	4.07	3.76	4.23	3.93
K ₂ O	3.49	3.09	4.55	2.80	2.57	4.07	4.27
P ₂ O ₅	0.22	0.15	0.03	0.25	0.26	0.05	0.17
H ₂ O ⁺	0.08	0.30	0.25	0.20	0.54	0.32	0.89
H ₂ O ⁻							0.32

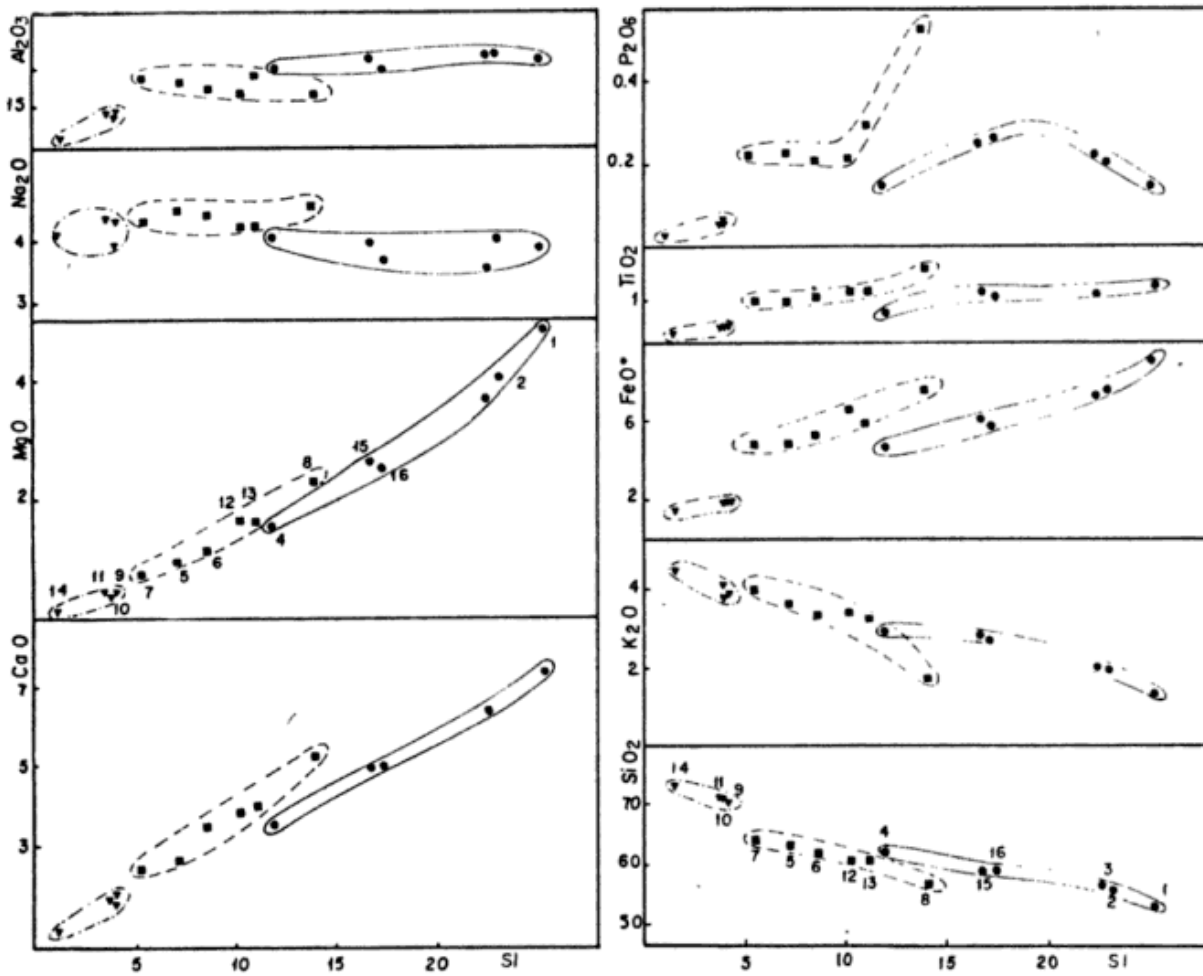


Figura 4: Diagramas de relaciones de los óxidos en función de Si.

en la evolución de las rocas conformando curvas con distintos grados de evolución. Las secuencias c-a presentan dispares orígenes, la tendencia de cada uno de los óxidos, por pertenecer a la misma serie (c-a), es similar pero su trayectoria, para la mayoría de los elementos son subparalelas o con marcadas diferencias (K_2O , P_2O_5). La característica más notoria es la variación en el grado de evolución para cada secuencia, de rocas que pertenecen al mismo tipo litológico. La serie sh sólo está representada por sus términos finales, pero la trayectoria en el caso de los óxidos de SiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 y P_2O_5 manifiesta distinto a los óxidos de las series c-a.

La alineación de los elementos a través de curvas suaves experimentando un diseño de evolución regular, indicaría que se tratan de grupos químicos diferentes, correspondientes con la evolución de distintas cámaras magmáticas.

El comportamiento de los óxidos en función al Si marca la evidencia de un proceso de diferenciación, en la secuencia "a" se ha originado antes del inicio del primer estadio efusivo post-caldera, dado que la roca más evolucionada (M-4) pertenece a la parte media del C.E. Las Mellizas (Pleistoceno inferior) y rocas con grado de diferenciación menor como M-16, que pertenece a la actividad postglacial del Volcán Copahue, salieron a la superficie en el Holoceno (figura 5). Igual característica presenta la secuencia "b", aunque su actividad estuvo más restringida en el tiempo. Estas observaciones contradicen que el enriquecimiento en potasio de la serie c-a se produce hacia el techo de la secuencia (Niemeyer y Muñoz, 1983).

La secuencia sh manifiesta un comportamiento opuesto en igual período de tiempo, es decir, en este caso la diferenciación de sus rocas

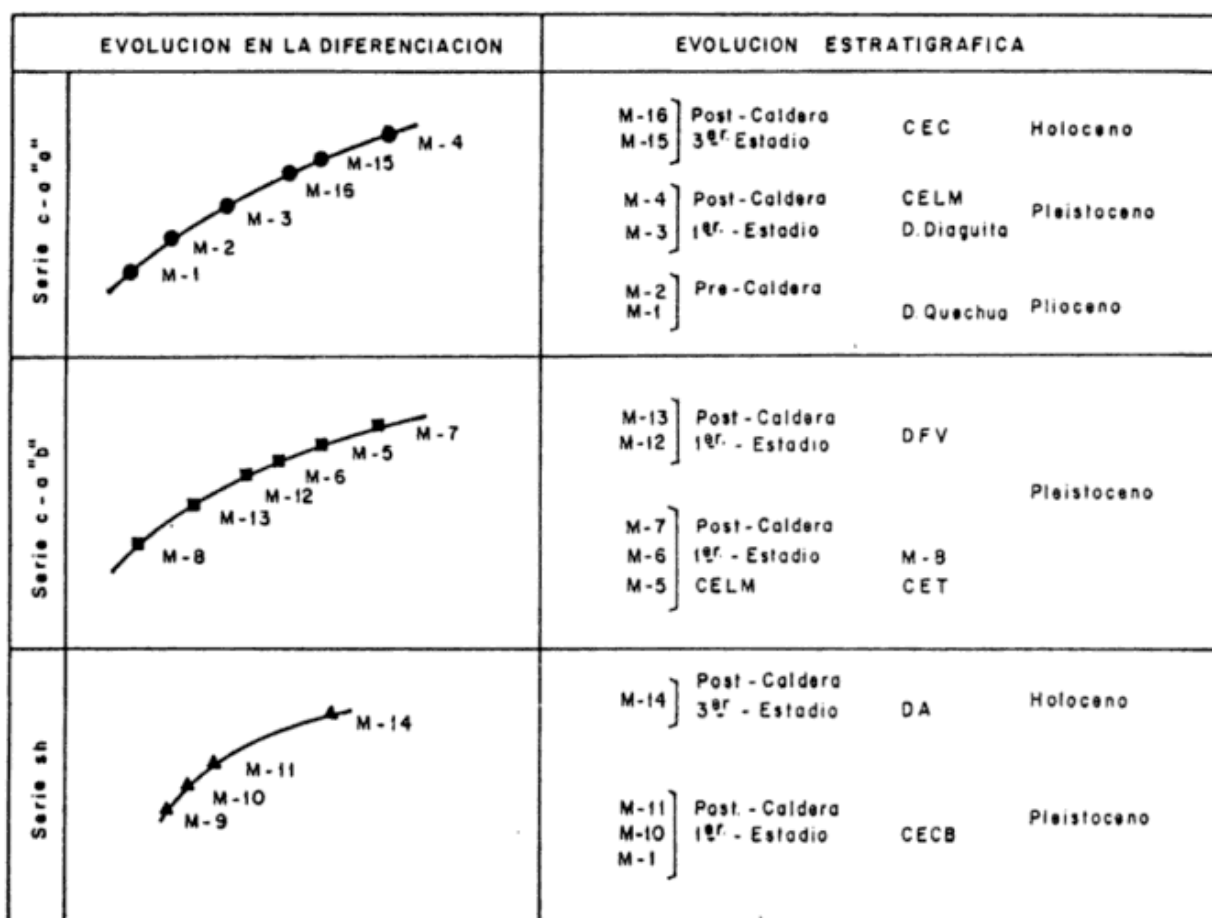


Figura 5: Diagramas de interpretación de la evolución de las diferentes series volcánicas a lo largo del tiempo.

presentan una evolución temporal con enriquecimiento progresivo en potasio. Las rocas menos evolucionadas pertenecen al cerro Bayo (Pleistoceno inferior) y sus términos más diferenciados corresponden al domo liparítico de edad holoceno superior emplazado sobre las coladas del volcán Copahue.

En conclusión, del análisis de los elementos químicos se puede establecer, que el conjunto de rocas que integran el Complejo Efusivo Copahue-Coviahue son producto de tres cámaras magmáticas que han evolucionado en forma independiente, en las que puede haber existido fenómeno de mezcla.

DESARROLLO VOLCANOLOGICO

El complejo Efusivo Copahue-Caviahue comenzó su desarrollo durante el Plioceno sus emisiones originaron los extensos mantos lávicos de la Formación Hualcupen, con erupciones magmáticas tipo Hawaiano Estramboliano, (volcanismo pre-caldera) que está representado por las rocas más básicas de la secuencia c-a "a"; basandesitas andesitas potásicas (figura 6-I; M-1y2). Este episodio finalizó con la formación de la caldera poligénica Copahue-Caviahue, de forma elíptica; cuyo eje mayor tiene una longitud de 20 km y el menor 15 km.

La caldera de origen combinado, es producto de explosiones de grandes volúmenes de material volcánico y la depresión de bloques por ruptura semicircular, asociados a dislocaciones de ruptura radial. Su contorno festoneado indicaría que el hundimiento se fue desplazando en su desarrollo, quedando los ángulos de buzamiento más abruptos en su periferia. A causa del vaciamiento, producto de la actividad magmática continua, y las grandes explosiones por variaciones en el dinamismo del magma, (erupciones magmáticas con volcanismo tipo Volcaniano a Pliniano), se produce el hundimiento de toda la caldera (figura 6-II), por su gran extensión areal. Los procesos dinámicos no finalizan en forma inmediata una vez producido el hundimiento de la construcción volcánica, por cuanto el dinamismo responde a procesos de variaciones en el magma y no del comportamiento externo. La continuidad en los procesos explosivos ha originado que la parte superior del fondo de la caldera estaría constituida por gran cantidad de elementos piroclásticos de variada granulometría, producto del colapso de columnas eruptivas y el descenso gravitacional de bloques. Estos depósitos fragmentarios estarían, a su vez, asociados a sedimentitas epiclásticas, que se habrían originado en forma concomitante y subsiguiente. Mediante este proceso, el fondo de la caldera tendría una marcada zonación, su parte profunda estaría constituida por gran cantidad de bloques (lávicos) fragmentados (por producto de las explosiones) y su parte superior constituida por depósitos fragmentarios, asociados a piroclásticas de segundo ciclo.

Con posterioridad a este episodio, tiene lugar la fase diastrófica Diaguita reiniciándose luego la actividad magmática. Se originaron nuevos centros efusivos que se implantan favorecidos por las dislocaciones profundas de borde de la caldera, produciendo un conjunto de erupciones periféricas.

1er. Estadio Efusivo (Pleistoceno bajo): En el extremo suroeste de la caldera se origina el Centro Efusivo Las Mellizas, constituido por derrames de las secuencias c-a "a" y "b". Las nuevas vías de escape permitieron que continuaran las efusiones de la secuencia c-a "a"

representada en éste estadio por andesitas potásicas (M-3 y 4), cuyos términos se ubican en la parte media de la secuencia estratigráfica del CELM. Se inician los derrames en superficie de la secuencia "b", constituidos por andesitas potásicas (M-6) y dacitas potásicas (M-5 y 7), que corresponden a la parte superior de los niveles estratigráficos del CELM. Las dos secuencias en su conjunto rellenaron gran parte de la caldera (figura 6-III). En forma concomitante en el extremo norte de la caldera se implanta el CEC Bayo el CE Trolón. El primero de ellos está representado por liparitas (M-9, 10 y 11) de la serie Sh, y el segundo, constituido por andesitas (M-8) de la secuencia c-a "b". Ambos son los términos menos evolucionados en el proceso de diferenciación de cada una de las series.

2do. Estadio Efusivo (Pleistoceno alto): Con posterioridad a lo largo de la zona deprimida, del sector norte de la caldera, se alinearon diversas bocas de emisión de la secuencia c-a "b". Originando el derrame de lavas de composición andesíticas potásicas (M-12 y 13) que tienen un grado de diferenciación intermedia, figura 6-IV.

3er. Estadio Efusivo (Holoceno): Está representado por el volcán Copahue, en él actuaron la secuencia c-a "a" y la serie Sh. El edificio volcánico, que se emplazó dentro de un extenso cráter de explosión, está constituido en su mayoría, por derrames de andesitas potásicas de la secuencia c-a "a" (M-15 y 16). En forma paralela se implanta en su extremo sur un reducido domo liparítico (M-14) de la serie Sh, figura 6-V.

En conclusión: la secuencia c-a "a" comenzó en el Plioceno con rocas de composición basandesítica, luego se originó la extensa caldera, continuó en el Pleistoceno con términos que alcanzaron el mayor grado de diferenciación, y finalizó en el Holoceno con coladas de andesitas potásicas que presentan un grado de diferenciación intermedio. La secuencia c-a "b" comenzó a partir del Pleistoceno bajo con emanaciones simultáneas de sus términos con mayor y menor grado de diferenciación y terminó en el Pleistoceno alto con términos de diferenciación intermedio. La serie sh se inició

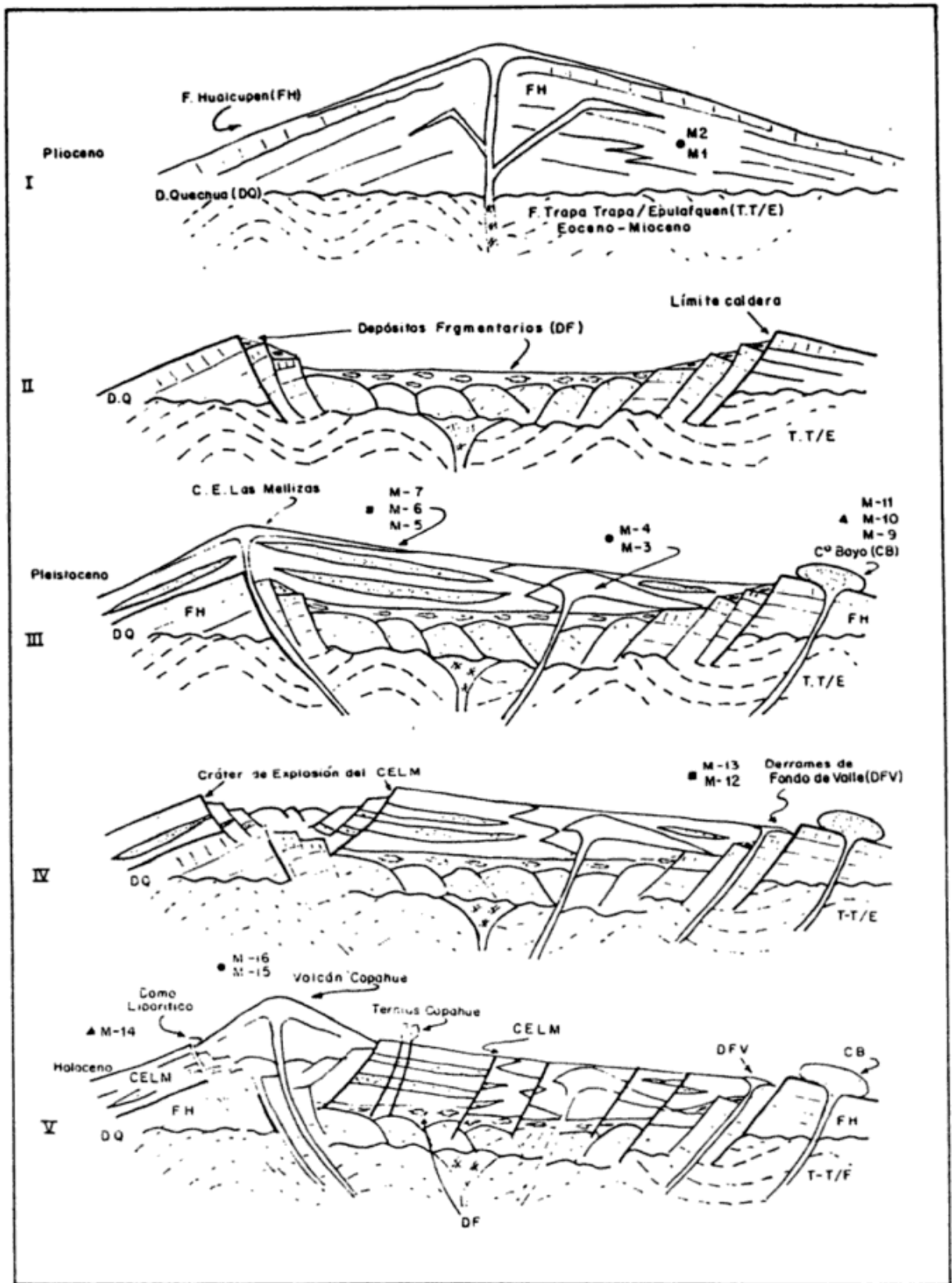


Figura 6: Evolución volcánico-tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue.

en el Pleistoceno con sus términos menos diferenciados y finalizó en el Holoceno con sus términos más diferenciados.

Estas características establecen que:

a - El complejo Efusivo Copahue-Caviahue está constituido por el aporte de tres cámaras magmáticas que en forma independiente, se diferenciaron y evolucionaron en el tiempo.

b - La secuencia c-a "a" se manifestó del Plioceno al Holoceno, sus términos iniciales forman las paredes y el fondo de la caldera. La secuencia "b" sólo se manifestó en el Pleistoceno y la serie Sh del Pleistoceno al Holoceno.

c - Los términos de la secuencia c-a se encontraban diferenciados antes del primer estadio efusivo, mientras que los términos de la serie Sh continuaron su diferenciación en forma temporal con su aparición.

EVALUACION TECTONICA

Durante el desarrollo del Complejo Efusivo tuvieron lugar diversos eventos tectónicos que se encuentran vinculados a distintos orígenes. Existió una interrelación entre: esfuerzos regionales, empujes locales, y movimientos de las cámaras magmáticas, que repercutieron en un sustrato dislocado como es el fondo de la caldera.

Dentro del marco regional la zona se encuentra ubicada en el arco volcánico Plio-Holoceno (figura 7) que se localiza en la Cordillera Principal entre los 37 y 38°45' de latitud sur. Está integrado por un conjunto de ocho Complejos Efusivos que se caracterizan por su marcada similitud evolutiva, tanto en el aspecto genético como dinámico. Los Complejos se ubican a lo largo de una zona de alivio tensional de dirección N10°O integrando una unidad estructural que mantiene una actitud tectónica primaria. Los complejos se encuentran apoyados sobre un sustrato plegado en sistema de anticlinales-sinclinales, provocados por las fases tectónicas compresivas previas.

En su aspecto composicional, el volcanismo de arco Plio-Holoceno está constituido por las series magmáticas c-a y Sh. Su base (Plioceno) se caracteriza por intenso volcanismo que originó grandes estratos volcánicos. En algunos

complejos, de un dinamismo violento, originó grandes calderas (Copahue-Caviahue, Pino Hachado). Continuó (Pleistoceno) con la implantación de centros efusivos locales de variado desarrollo areal y finalizó (Holoceno) con la formación de reducidos centros monogénicos, con excepción del volcán Copahue.

Esta faja de volcanismo de arco Plio-Holoceno se encuentra ubicada en el "Zócalo Volcánico del Copahue" definido por Ramos (1978) y limitado por los lineamientos Nahuever por el norte y Pino Hachado por el sur (figura 7). El volcanismo Plio-Holoceno que fue levemente perturbado por la tectónica, mantiene una actitud primaria. Se apoya mediante discordancia angular sobre un sustrato plegado, que está compuesto en su gran mayoría por volcanitas eocenas-miocenas. El período de deformación y erosión se ubicaría en el Mioceno superior-Plioceno inferior (Niemeyer y Muñoz, 1983), sería asignable a la fase orogénica Quechua (Yrigoyen, 1979; Uliana, 1978) reconocida en territorio chileno por Vicente (1972) y Charrier y Vicente (1972), y ha sido establecido como el último episodio compresivo importante en el sector de los Andes.

A fines del Plioceno tuvo lugar el último movimiento terciario que se corresponde a la orogenia Diaguita (Yrigoyen, 1979) caracterizado en la cordillera por desplazamientos verticales. Se considera que estos movimientos en la región estuvieron asociados a una tectónica distensiva. Se la ubica entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior, asociada a la pausa que se originó en el período de actividad magmática, con posterioridad a la formación de las grandes calderas. En territorio chileno Niemeyer y Muñoz (*op. cit.*) señalan un conjunto de fallas normales de dirección norte-sur y noroeste que afectan a la Formación Cola de Zorro (equivalente a la Formación Hualcupen, Plioceno) y a las unidades más antiguas.

En el área de Copahue-Caviahue, la tectónica distensiva tuvo un marcado rol. En sus extremos norte y sur las rocas pre-caldera (Formación Hualcupen) son atravesadas por un conjunto de fallas de alivio tensional de rumbo N80-85°O. Este fallamiento, tiene una clara evidencia en el extremo sur-este fuera de la

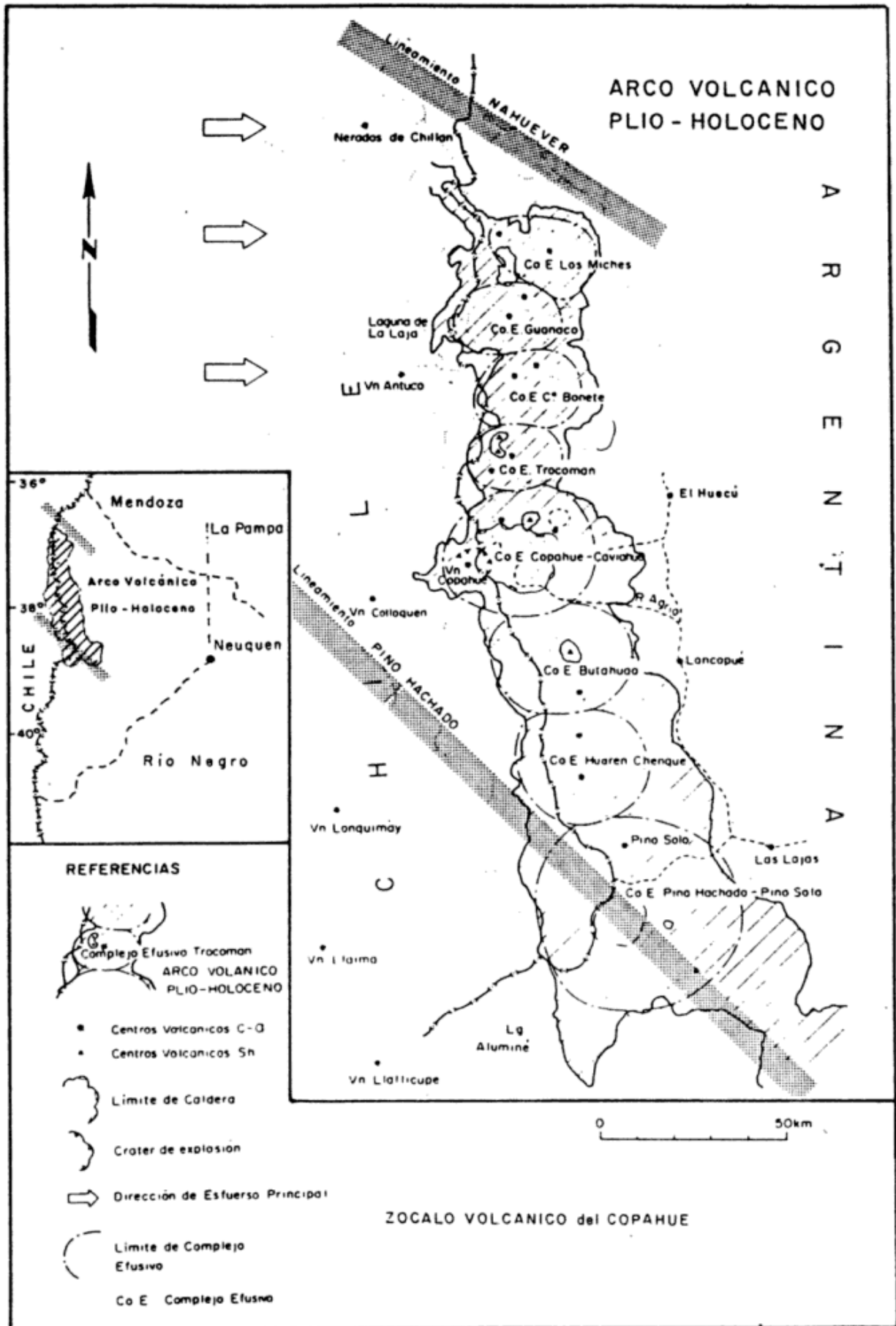


Figura 7: Interpretación del marco estructural del complejo volcánico descrito.

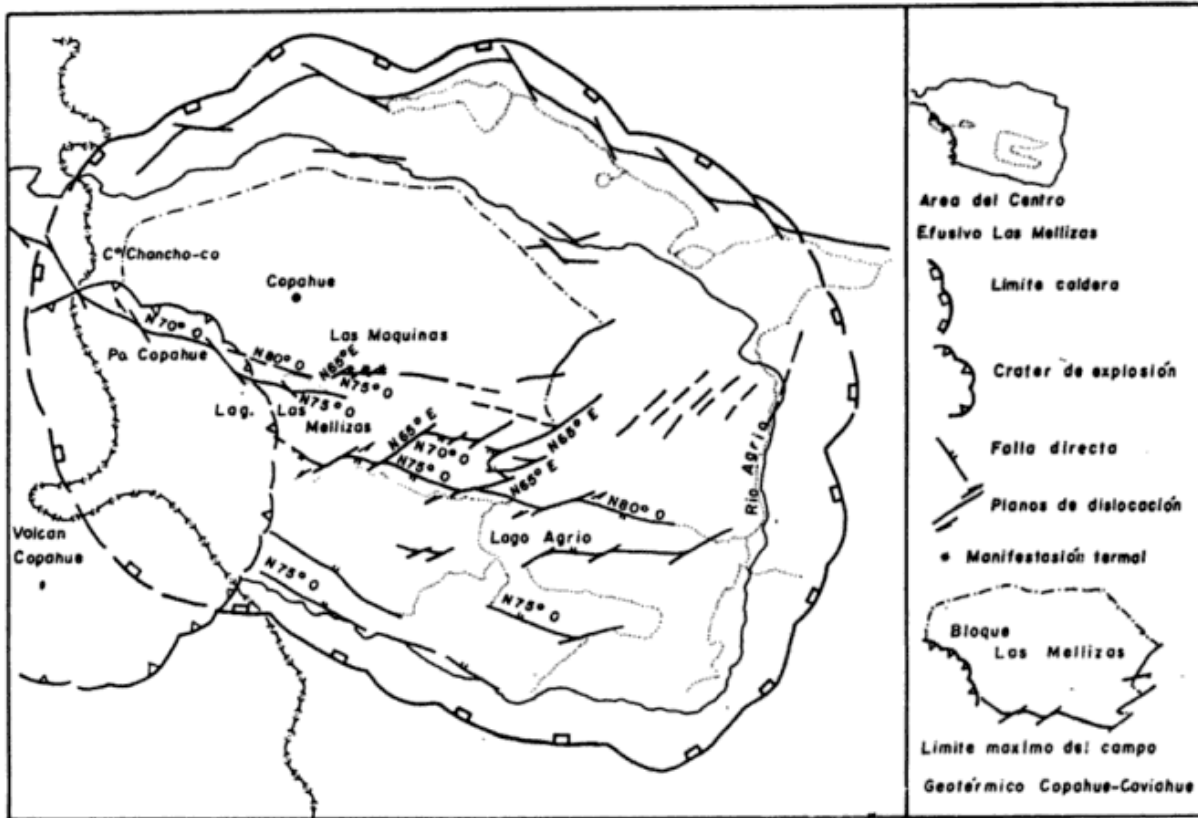


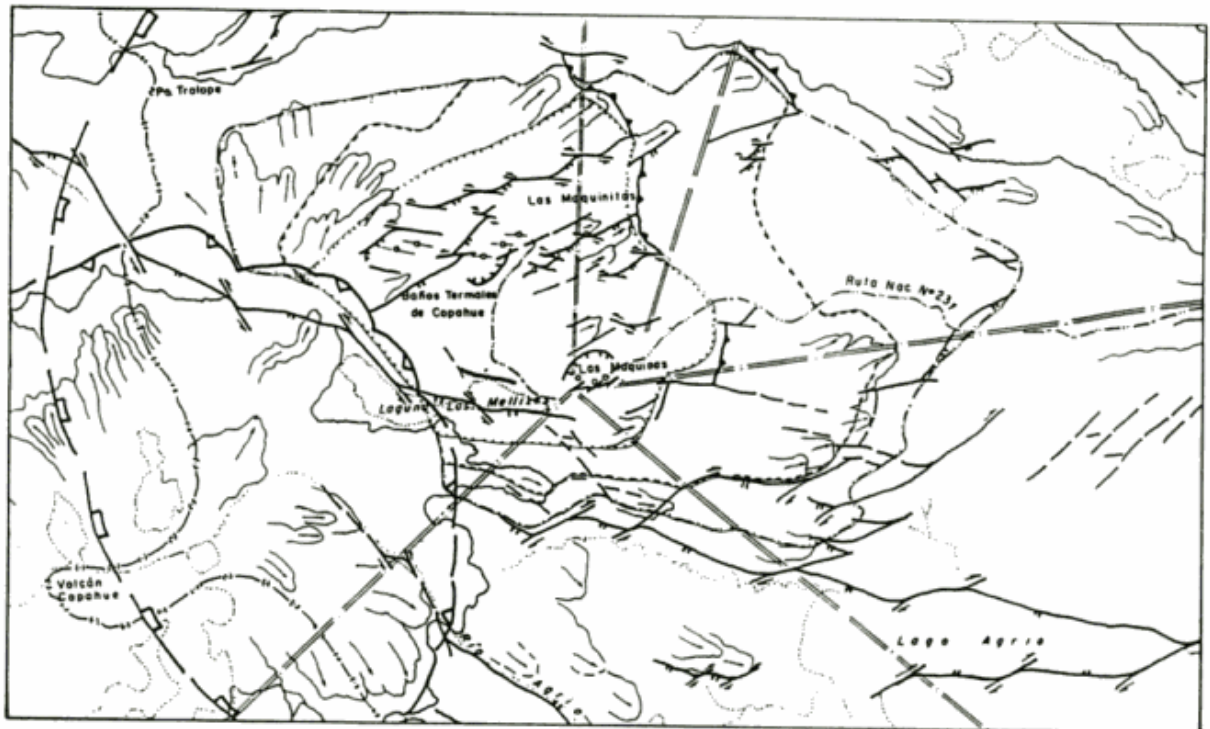
Figura 8: Estructura en detalle del complejo volcánico Copahue-Caviahue.

zona, en donde, por efecto de erosión diferencial, se observan sectores endurecidos, alineados y paralelos en los bancos de "flujo pumíceo" (depósitos fragmentarios asociados a la formación de la caldera), como resultado del aporte de soluciones hidrotermales a lo largo de planos de rumbo N85°O. También la tectónica distensiva, asociada a movimientos de magma dislocó a las rocas del CELM (Pleistoceno inferior) delimitando, de esta forma, el área en donde se pueden entrapar fluidos de alta entalpía, con alternativa de explotación económica. El extremo noroeste (en la zona del paso Copahue) del cráter de explosión del CELM (figura 8) es seccionado por un conjunto de fallas directas de rumbo general N75°O, que a su vez son cortadas por planos de dislocación con sentido de movimiento dextrógiro. Evidencia de la estructura de graben entre la ladera sur de la caldera y la unidad mencionada (figura 8). A ambos lados del graben se midieron fallas directas de rumbo N75°O, estructuras que continúan a lo largo del lago Agrio. En este sector las fallas distensivas se encuentran sec-

cionadas por planos de dislocación de rumbo N65°E. Este sistema, de planos de alivio tensional de rumbo N75°O, disectado por fracturas de dislocación tangencial de rumbo N65°E, con sentido de rotación dextrógeno, es el que ha permitido el escape en superficie de los fluidos termales en la zona de Las Máquinas.

Previa implantación del volcán Copahue, el edificio volcánico del CELM, es nuevamente perturbado por fallas gravitacionales. En este caso se interpreta que la fracturación fue por efecto de movimientos de masas magmáticas, ayudadas por un techo debilitado, como es el fondo de la caldera (Bloques dislocados) sobre el que se levantó el CELM. Estos movimientos gravitacionales asociados a esfuerzos tensionales delimitaron una estructura positiva (figura 9) la que se considera, como el límite máximo del Campo Geotérmico Copahue.

Este bloque positivo que mantiene una posición primaria, es el que ha permitido que se entrapen los fluidos de alta entalpía, obedeciendo sus límites a distintos factores geológicos. Su extremo occidental está limitado por el



DIFERENCIACION DEL RESERVORIO

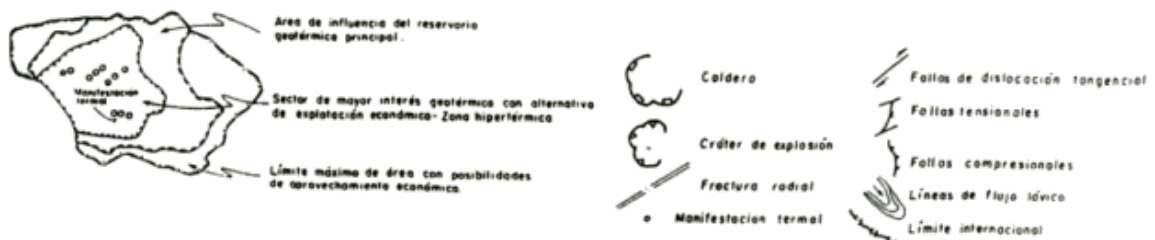


Figura 9: Delimitación del campo geotérmico Copahue-Caviahue.

cráter de explosión que dislocó la parte central del CELM. Sus extremos norte y sur quedaron limitados por efecto de la tectónica distensiva, mientras que su límite oriental quedó condicionado por el descenso gravitacional de bloques por efecto de movimientos de masas magmáticas.

El emplazamiento del volcán Copahue originó nuevas direcciones de esfuerzos, que desarrollaron a su vez nuevos sistemas de fracturación. La voluminosa masa volcánica que se acumuló sobre el cráter de explosión del CELM generó, dentro del sistema tensional imperante, empujes locales. Estos esfuerzos encontraron resistencia en el "bloque positivo de Las Mellizas", originando en él, un nuevo sistema de cupla.

El bloque positivo, que se encuentra apoyado sobre un fondo de caldera móvil, fue sometido a empujes compresivos locales de dirección estenoreste-oestesuroeste, que suscitaron un sistema tensional de rumbo N55°E, debido a un movimiento de cuplas con sentido de rotación levógiro, de rumbo N80°O. Estos nuevos sistemas de fracturación son los que originaron las vías de escape de los fluidos termales en las zonas de Las Maquinitas, Copahue y El Anfiteatro. En el área de las Maquinitas las fuentes termales se ubican en el cruce de ambas estructuras; están alineadas a lo largo de una falla directa de rumbo N50°E, que está disecada por pequeños planos de rumbo N80°O. En Copahue, las fuentes termales se localizan en un graben, producto de fallas directas de rumbo

N55°E, que presenta su flanco occidental dislocado por fallas de desplazamiento de rumbo de dirección N85°O. Las manifestaciones termales, que están estrechamente vinculadas con el sistema de fracturación, tienen un rumbo general de N55°E. En la zona del Anfiteatro, fue el sistema mencionado el que originó la depresión tectónica y la apertura para que emerjan a la superficie los fluidos termales. En este sector se midieron líneas tensionales de rumbo N50°E y de dislocación de rumbo N80°E.

A su vez, los empujes locales, generaron en el sistema zonas compresivas fracturadas por medio de fallas inversas al "bloque positivo Las Mellizas". Esta nueva dislocación acotó el campo geotérmico, debido a que las estructuras compresivas seccionaron al bloque positivo de Las Mellizas, delimitando el área de entrapamiento, originando el "bloque Copahue" (figura 8). Estas zonas de cierre, permiten inferir un sector de mayor interés geotérmico con alternativas de explotación económica, es decir la zona hipertérmica del Campo Geotérmico Copahue.

MODELO GEOTERMICO PRELIMINAR

El análisis de los estudios de bajo costo, estratigráficos, volcanológicos y tectónicos, permitieron determinar las características evolutivas del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, y contar con una base geológica para apoyar los estudios de alto costo. Es en función a estas características que se construye un modelo geotérmico preliminar con el objeto de establecer sus principales parámetros, tales como fuente de calor, reservorio, profundidad y roca sello.

El modelo diseñado tiene el carácter de preliminar, por cuanto el mismo debe ser complementado en forma integral con toda la información existente, que es sumamente extensa y variada. Los primeros estudios datan de la década del 20, llevados a cabo por la ex Dirección Nacional de Minería Geológica e Hidrología (Groeber y Corti, 1920). Con los años, las investigaciones abarcaron gran cantidad de tópicos como lo demuestran los siguientes estudios: Relevamientos gravimétricos, mediciones de

gradientes de veinte pozos (60 a 200 m bbp), estudios geoquímicos de las manifestaciones hidrotermales superficiales y datos de una perforación (934 m) realizados por la Comisión Nacional de Estudios Geotérmicos entre 1974-76 (Méndez, 1980); estudios geoquímicos hidrogeológicos y geoelectrónicos realizados por Latinoconsult, Bs. As., y Electroconsult, Milano (1980 y 1980b), estudios isotópicos de las manifestaciones termales y vapores condensados (Panarello *et al.*, 1986); perforaciones de pozos Geotérmicos, YPF (1976) y Cop-I y Cop-II, EPEN (1985-1986); estudios de mercurio, CO₂ y temperatura en suelo (Pedro *et al.*, 1985), entre muchos otros trabajos. Se considera que esta amplia información junto a los estudios geológicos de base (Evolución volcanotectónica) deben analizarse en forma integral para establecer el modelo geotérmico definitivo.

El desarrollo evolutivo de la región permitió delimitar el Campo Geotérmico Copahue, y dentro de él, establecer una diferenciación en donde se señala el sector de mayor interés geotérmico, con alternativa de explotación económica, zona hipertérmica. Por ese sector se trazó un perfil que une el volcán Copahue con el Cerro Bayo. En él se interpretan los principales parámetros del modelo (figura 10).

FUENTE DE CALOR

a - La fuente calórica que origina los fenómenos geotérmicos estaría vinculada con los episodios volcánicos que se desarrollaron durante el Holoceno, es decir, con los productos finales que constituyen el centro Efusivo Volcán Copahue. Este Centro efusivo está constituido por rocas que pertenecen a la secuencia "a" de la serie c-a y en escasa cantidad a la serie Sh.

b - La existencia de grandes estructuras de colapso, como la caldera y el cráter de explosión del CELM, pueden indicar la existencia de un reservorio magmático ubicado a poca profundidad.

c - La serie Sh se diferenció en forma temporal con su aparición y el volumen de material aportado por la serie durante el Holoceno (pequeño domo liparítico) es muy reducido. Al

ser las liparitas, las rocas más diferenciadas de la secuencia se debe tener en cuenta que han cedido gran cantidad de calor a fin de provocar el pasaje de las rocas básicas a las ácidas.

d - Si consideramos el escaso volumen de rocas ya diferenciadas de la serie Sh que ha alcanzado la superficie, podríamos estimar que el volumen de magma residual no sería significativo.

e - La secuencia c-a "a" se manifestó durante todo el período de actividad magmática. Sus términos iniciales, basandesitas y andesitas potásicas formaron las paredes y fondo de la caldera. Antes del Pleistoceno se produjo el proceso de diferenciación magmática que originó las dacitas potásicas, siendo estas las rocas más evolucionadas de la secuencia.

f - En base a los grandes volúmenes de roca aportados por el magma que pertenece a la secuencia c-a "a" y a que los procesos de diferenciación no han llegado a términos ácidos, se podría inferir que una cantidad considerable de ese magma podría quedar todavía en el interior de la cámara magmática. La estrecha relación entre las estructuras de colapso y esta secuencia, indican que el magma se habría ido ubicando a niveles poco profundos.

Es en función a estas consideraciones que se interpreta que la fuente de calor que origina la anomalía térmica se podría relacionar con la presencia de la cámara magmática que pertenece a la emisión de la secuencia c-a "a".

CUBIERTA Y PROFUNDIDAD

a - La formación de la caldera y la continuidad evolutiva del Complejo fueron los elementos determinativos que dieron origen al Campo Geotérmico Copahue. El origen poligénico de la misma determina que su fondo presente una zonación (figura 10) integrada por una parte superior constituida por depósitos fragmentarios asociados a epiclastitas, y una potente zona inferior formada fundamentalmente por bloques lávicos fragmentados.

b - Los depósitos fragmentarios de la zona superior, estarían originados por el colapso de columnas eruptivas y constituidos por elementos piroclásticos de variada granulometría tales como cenizas, trizas, lapilli, bloques, etc. La

abundancia y cantidad de eyectos en la columna eruptiva conduce a la caída masiva que, en caso de una morfología adecuada, provocaría la generación de flujos piroclásticos (*pumice flows* o *ash flows*). Por haberse originado en una cuenca cerrada (caldera) estos eyectos se habrían acumulado en forma de mantos, en las partes más bajas de la caldera. También es posible que se haya producido una removilización y redepositación de las piroclastitas primarias que habrían originado las piroclastitas retrabajadas o sedimentitas epiclásticas.

c - Sobre el fondo de la caldera se apoya la secuencia volcánica correspondiente al Centro Efusivo Las Mellizas. Esta unidad que corresponde a un potente estrato volcán que habría tenido su centro de emisión principal en el sector suroeste de la caldera está constituido por potentes paquetes de lavas con intercalaciones de piroclastitas y de aglomerados volcánicos. Por su característica deposicional el espesor de esta unidad va disminuyendo a medida que nos alejamos del centro de emisión, habiéndose medido en la vertiente chilena en la zona del cerro Chanco-co y arroyo Trapa Trapa un espesor de 1800 m. Se considera que en la zona del perfil, el "Bloque Copahue" integrante del "Bloque positivo Las Mellizas" tiene un espesor de aproximadamente 1700 m.

d - En la zona del paso Copahue, el "Bloque positivo Las Mellizas", es seccionado por una falla directa de rumbo general N75°O, que se continuaría hasta la zona de Las Mellizas. En la zona del Chanco-co, esta estructura, se manifiesta con un amplio frente de falla que presenta una marcada alteración hidrotermal de tipo propilítica argilítica con abundantes venas de cuarzo. Alteraciones hidrotermales también son observadas al norte de las lagunas Las Mellizas, Las Maquinitas, Las Máquinas, Copahue y El Anfiteatro.

e - El componente mayoritario de los depósitos fragmentarios de la zona superior del fondo de la caldera, es el vidrio, siendo dominante en todas sus fracciones. Esta característica favorece un alto grado de transformación de los depósitos piroclásticos a minerales del grupo de las arcillas por efecto de soluciones hidrotermales. Las evidencias de un hidrotermalismo se manifiestan en superficie, por lo

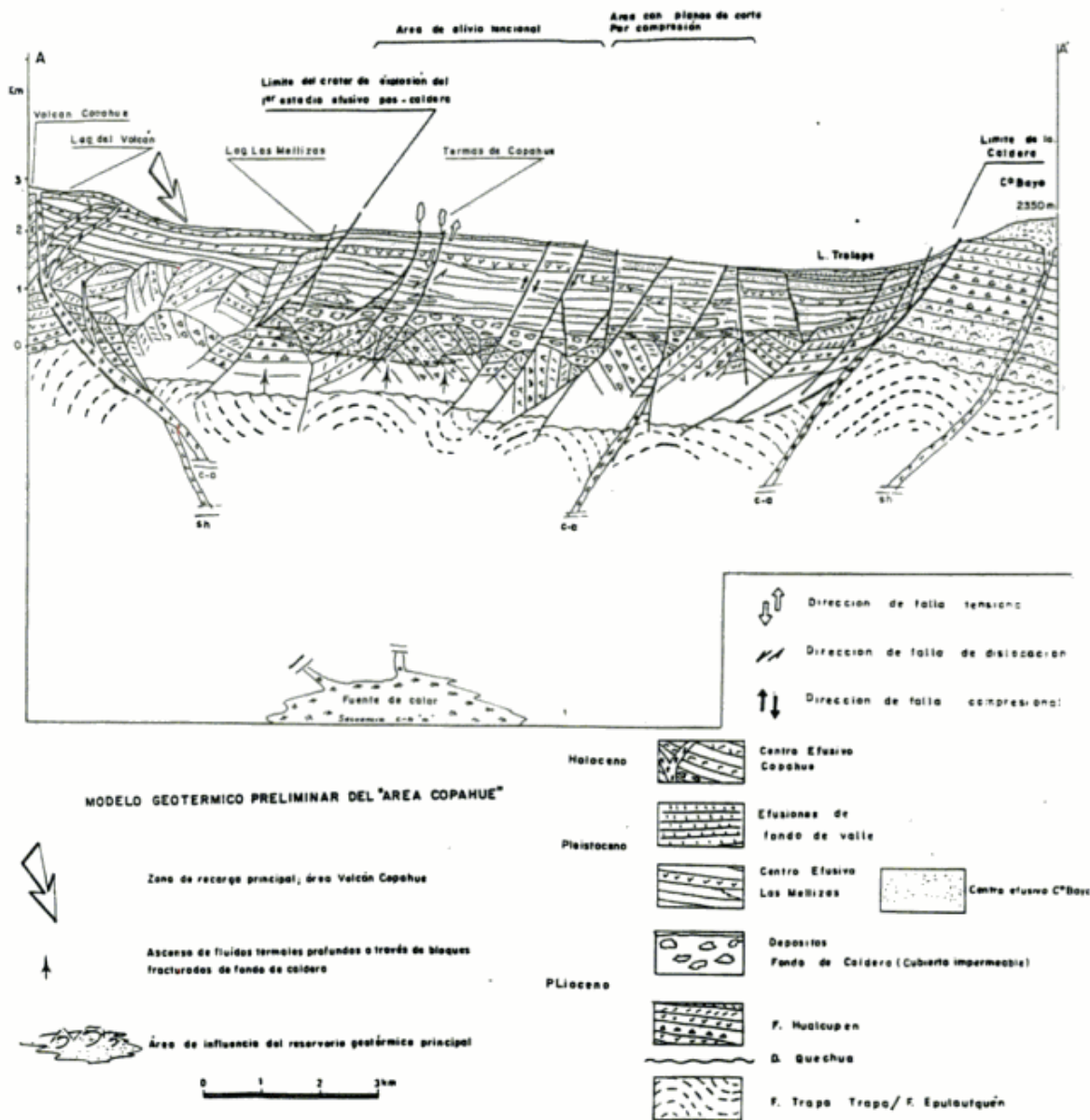


Figura 10: Modelo geotérmico preliminar del área de Copahue.

que es de esperar que éste haya sido mucho más intenso en profundidad. Estas características permiten inferir que una importante cubierta impermeable se encontraría entre los 1700 y 1800 m de profundidad.

RESERVORIO GEOTERMICO

a - El origen de la caldera (vaciamiento de cámara magmática, explosión y subsidencia) ha determinado que la parte inferior del fondo de

ésta, esté constituido por gran cantidad de bloques que formaron la estructura del edificio volcánico pre-existente (Formación Hualcupen). Este conjunto de bloques fragmentados, de muy variados tamaños y caótica distribución (horizonte apto para la circulación de un fluido), se habría depositado sobre las rocas volcánicas no afectadas por los eventos explosivos. Sobre éste (zona inferior) se depositaron las rocas piroclásticas de variada granulometría, producto de las etapas finales del di-

namismo explosivo, las epiclastitas, y la secuencia volcánica del CE Las Mellizas. Esta sucesión de eventos ha determinado que en la "parte inferior del fondo de la caldera" se encuentre un área que ofrece muy buenas alternativas de circulación de fluidos.

b - Los eventos tectónicos posteriores que se fueron desarrollando en forma conjunta con la actividad magmática, delimitaron el "bloque Copahue". Este elemento positivo que ha mantenido una actitud tectónica primaria, presentaría por debajo de los 1800 m un área (zona inferior del fondo de caldera) en la cual pueden acumularse y quedar atrapados los fluidos, que se considera como el reservorio principal del "Campo Geotérmico Copahue". El reservorio abarcaría, aproximadamente los límites del "bloque Copahue", por lo que su distribución en líneas generales sería plana.

c - La tectónica distensiva jugó un papel importante en el Campo geotérmico. El sistema de planos de alivio tensional de rumbo N75°O, disectado por fracturas de dislocación tangencial de rumbo N65°E es el que ha permitido el escape en superficies de los fluidos termales en la zona de Las Máquinas y el sistema de fracturas constituido por fallas directas de rumbo N55°E a N50°E disectado por planos de rumbo N80°O es el que originó las vías de escape de las manifestaciones en las zonas de: Las Maquinatas, Copahue y El Anfiteatro. Estas características indicarían que también podrían existir concentraciones de fluidos en los sectores en donde prevalezcan estas estructuras, pero los reservorios donde se encuentran las concentraciones de fluidos tendrían formas de bolsones o tabulares.

d - Es conocida la existencia de reservorios en niveles superiores. Las dos perforaciones realizadas (COP-I y COP-II) han determinado que a partir de los 800 m, hasta por debajo de los 1000 m existen niveles productivos con excelentes resultados analíticos (EPEN, 1986). Los reservorios en los niveles superiores obedecen a las siguientes características:

I - La unidad que los aloja (CE Las Mellizas) presenta espesos niveles de piroclastitas intercaladas con potentes bancos lávicos y aglomerados volcánicos. La transformación (alteración) de las piroclastitas crea niveles de alta

permeabilidad favorable para el atrapamiento de fluidos termales.

II - La disposición de estos reservorios sería de forma lenticular y su distribución estaría supeeditada a los cambios de fases laterales que presenten los niveles piroclásticos.

III - El origen de éstos puede deberse a aguas meteóricas que circulan en acuíferos medianamente profundos que en estos sectores son calentados con aporte de gases y/o fluidos del reservorio principal que ascienden por sistemas de fracturas.

RECOMENDACIONES

El modelo geotérmico preliminar descrito en este trabajo responde a las observaciones de tipo estratigráfico y volcano-tectónicas. Sería de sumo interés complementar esta información con los demás datos existentes, para una mayor ponderación de sus parámetros.

De lo establecido en el modelo surge la necesidad de reanalizar una perforación que supere los 1800 m, hasta aproximadamente los 1900 m. Se estima que a esa profundidad, se atravesaría por completo la capa impermeable llegándose así al reservorio principal.

AGRADECIMIENTOS

Expreso mi agradecimiento al colega Marcelo D. Vázquez, quien me acompañó y colaboró durante las tareas de campo. En forma especial agradezco al licenciado Julio Lage por la lectura crítica del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BROUSSE, R. y A. H. PESCE, 1982. *Cerro Domo, un volcán cuartario con posibilidades geotérmicas. Provincia del Neuquén, Argentina.* Vº Congr. Geol. IV: 197-208.
- CHARRIER, R. y J. C. VICENTE, 1972. *Liminary and geosynclinal andes: major orogenic phases and synchroical evolution of the central and Magellan sectors of the Argentine-Chilean Andes.* Solid Earth Probl. Conf. Upper Mantle Proyect, 2: 451-470.
- DERUELLE, B., 1980. *Petrologie d'un Volcanisme de Marge Active: Atacama et Andes Meridionales These d'Etat.* Univ. Paris-Sud, Orsay-417.

- EPEN, 1985. *Pozo Cop-I, Interpretación de Resultados*. Ente Prov. de Energ. del Neuquén, Inf. Final.
- _____, 1986. *Pozo Geotérmico Copahue II (Cop-II)*. Ente Prov. de Energ. del Neuquén. Dir. Geot., (inéd.).
- GONZALEZ, O. y M. VERGARA, 1962. *Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 latitud sur*. Chile, Inst. Geol. 24: 1-119.
- GROEBER, P. y H. CORTI, 1920. *Las Termas de Copahue*. Dir. Nac. Min. Geol. e Hidrol., Bol., 3 (serie F).
- JURIO, R. L., 1977. *Características geoquímicas de los fluidos termales de Copahue (Neuquén, Argentina). Principales implicancias geotérmicas*. Rev. Minería, 172: 1-11.
- LATINCONSULT Buenos Aires y ELECTROCONSULT, Milano, 1980. *Estudio de Prospección Geotérmica en el área de Copahue*. COPADE, Neuquén.
- _____, 1980b. *Estudio de factibilidad geotérmica en Copahue*. COPADE, Neuquén.
- MENDEZ, I., 1980. *Estado actual de la exploración Geotérmica, República Argentina*. Secr. Energ., OLADE, IIIº Sem. Desarr. Explot. Geot. Cerro Prieto, México.
- NIEMEYER, H. y J. MUÑOZ, 1983. *Carta Geológica de Chile Hoja Laguna de la Laja*. Serv. Nac. Geol. y Min., 57: 1-52.
- PANARELLO, H. O., M. LEVIN, M. C. ALBERO, J. L. SIERRA, y M. O. GINGINS, 1986. *Isotopic and geochemical study of the vapor dominated geothermal field of Copahue*. Rev. Bras. Geof. (en prensa).
- PECCERILLO, A. y S. R. TAYLOR, 1976. *Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area Northern Turkey*. Contr. Min. Petrol., 58: 63-81.
- PEDRO, G., J. L. SIERRA y S. I. GARCIA, 1985. *Area geotérmica Copahue. Estudio de mercurio, CO₂ y T en suelo*. EPEN, Neuquén, (inéd.).
- PESCE, A. H. y R. BROUSSE, 1984. *Características de la asociación magmática shoshonítica: Su evolución a términos ácidos, provincia del Neuquén*. IXº Congr. Geol. Arg., II: 600-613.
- RAMOS, V. A., 1978. *Estructura, geología y recursos naturales del Neuquén*. VIIº Congr. Geol. Arg., Relat., 99-118.
- ROOBOL, M. J. y A. L. SMITH, 1980. *A classification of pyroclastic deposits from the lesser Antilles*. IXº Caribbean Geol. Conf., Rep. Dominicana.
- ROSS, C. S. y R. L. SMITH, 1961. *Ash-flow tuff: Their origin geologic relations and identification*. U. S. Geol. Survey Prof. Pap., 366: 81.
- VICENTE, J. C., 1972. *Aspects de l'organisation et l'évolution des Andes Argentina-Chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua*. XXIV Congr. Geol. Inter. Montreal. 3 (Tectónica): 423-436.
- Y.P.F., 1976. *Legajo pozo YPF, EG. Nq. I*. Archivo Direcc. Nac. de Conserv. y Nuev. Fuent., Secret. Energ., (inéd.), 11.
- YRIGOYEN, M. R., 1979. *Cordillera Principal*. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., I: 651-694, Córdoba.

ABEL H. PESCE

Secretaría de Energía

ROCAS ERUPTIVAS VOLCANOGENAS ENTRE MONTE OLIVA Y PASO GARIBALDI, ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO

Bernabé J. Quartino, Rogelio D. Acevedo y Jorge Scalabrini Ortíz

RESUMEN

Las rocas eruptivas estudiadas se hallan sobre la Ruta Nacional N° 3 entre Monte Olivia y Lago Escondido en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Se sitúan en el borde norte de la Sierra de Sorondo y en el cruce de la Sierra Alvear-Lucas Bridges. Se caracterizan las rocas eruptivas -por lo menos en parte intrusivas- en un rango toleítico a calcoalcalino, con características espiliticas. Se analiza la intensa deformación en el terreno y al microscopio comprobándose el carácter pretectónico y la conversión en esquistos verdes en un grado metamórfico homólogo de las formaciones esquistosas que contienen las rocas eruptivas. Los autores denominan al conjunto litológico "Complejo Deformado de los Andes Fueguinos", postergando una definición formacional atento a la complejidad estructural de anticlinorio volcado hacia el noreste. Esto se conecta con la problemática identidad o diferencia entre las llamadas formaciones Yahgan y Alvear o Lemaire.

ABSTRACT

The eruptive rocks studied here are located between Monte Olivia and Lago Escondido in the Isla Grande de Tierra del Fuego, in the northern side of Sierra de Sorondo and in a cross section of Cordillera Alvear-Lucas Bridges. The eruptive rocks have a Tholeiitic-Calc-alkaline and spilitic character. The macro and micro deformations were studied. The rocks are pre-tectonic and were transformed in greenstones and greenschists regarding a metamorphic grade in correspondence with the low metamorphism of the parashists where they are located. The authors use the name "Deformed Complex of the Andes Fueguinos", instead of formational denomination, because the litological correlations are not sure. This fact connect with the problematic identity of difference between the so called Yahgan and Alvear or Lemaire Formations.

INTRODUCCION

El estudio de las rocas eruptivas expuestas a lo largo de la Ruta Nacional N° 3 entre Monte Olivia y Lago Escondido fue inicialmente emprendido por los autores a principios de 1981, al dar comienzo entonces a las observaciones geológicas en la Isla Grande de Tierra del Fuego, que han continuado intermitentemente hasta el verano del año actual. El motivo de tal emprendimiento fue cumplir por parte del CIRGEO, el Programa de Recursos Geológicos del Centro Austral de Investigaciones Científicas.

Posteriormente las investigaciones se extendieron a gran parte de los Andes Fueguinos del sector argentino de la Isla Grande y en una ocasión de la Isla de los Estados, merced al pro-

pósito principal de abordamiento de los estudios por parte del segundo de los presentes autores en cumplimiento de las becas del CONICET. En tal desarrollo formaron parte las expediciones de los Proyectos del Extremo Oriental del Archipiélago Fueguino organizadas por el Museo Territorial de Ushuaia. Durante el mencionado lapso fueron reobservadas las exposiciones de rocas eruptivas entre Monte Olivia y Lago Escondido y obtenidos los análisis químicos y los elementos de observación petrográfica, fruto de lo cual fue el estudio cuya reseña aquí se presenta.

Aspectos previos de interés: Desde el comienzo se apreciaron temas llamativos referidos a las rocas eruptivas mencionadas que fueron el acicate, junto con la facilidad de acceso,

para emprender el estudio de aquellas. Tales temas o interrogantes fueron, en apretada e incompleta síntesis: a) la naturaleza petrológica de las rocas eruptivas; b) el grado de deformación atento a evidencias de campo y a los resultados de las primeras observaciones microscópicas; c) relaciones con las rocas leptometamórficas en las cuales las rocas eruptivas se hallan insertas; d) estructura del conjunto constituido por las rocas eruptivas y leptometamórficas; e) edad de las rocas eruptivas; f) edad del conjunto litológico o formación de rocas leptometamórficas que contienen a las rocas eruptivas; g) identidad o distinción entre las rocas leptometamórficas respectivamente al norte y al sur del valle Carbajal-Lashifashaj. Estos interrogantes o problemas fueron abordados en distinta medida, alcanzándose resultados en algunos casos, y el presente trabajo es parte de ello.

GEOLOGIA AREAL

El ambiente geológico donde se hallan situadas las mencionadas rocas eruptivas es, en términos generales, el de dos paquetes o conjuntos de esquistos pelíticos y menos frecuentemente psamíticos que componen las sierras de Sorondo y Alvear. La bibliografía es amplia y vale remitir en ánimo de brevedad a los estudios de Kranck (1932) quien aporta sustancial información litológica, introduce el concepto de rocas "ofiolíticas" y además asienta el criterio formacional estableciendo la Formación Yahgán para los paquetes de esquistos que median entre Canal de Beagle y el valle Carbajal o Lashifashaj, es decir la sierra de Sorondo y los alrededores de Ushuaia. Atribuye a estos esquistos de Cordillera Central una edad paleozoica. La denominación de Formación Yahgán persistió hasta hoy con el solo cambio de la evolución del criterio sobre la edad, privando en la actualidad la aceptación de una edad jurásica superior-cretácica inferior. Puede verse al respecto lo expresado por Dalziel y Elliot (1973) y Caminos *et al.* (1981). Desde un punto de vista riguroso de localización directa de los datos no existe realmente una demostración sobre la edad del conjunto litológico atribuible a la Formación Yahgán tanto sea aquella paleozoica o meso a supramesozoica. Otro tanto

ocurre con la distinción entre los paquetes litológicos situados respectivamente al norte del valle Carbajal-Lashifashaj referidos actualmente a la Formación Lemaire y el conjunto litológico que se encuentra al sur. Como se verá luego, la caracterización de las rocas eruptivas de que aquí se trata se vincula con este último aspecto.

Dejando de lado el esquema formacional, los presentes autores denominan a todo el conjunto litológico como "Complejo Deformado de los Andes Fueguinos", con el carácter de designación informal de todo el paquete esquistoso leptometamórfico y eruptivo sometido a plegamiento.

Al cuadro geológico areal, además de los paquetes leptometamórficos situados al norte y al sur del valle Carbajal-Lashifashaj y alrededores de Ushuaia, se agregan las rocas eruptivas deformadas que se estudian en este trabajo y también las plutonitas postectónicas de Estancia Túnel (hornblenditas piroxénicas; véase Acevedo *et al.*, en prensa) y Península Ushuaia (hornblenditas y dioritas cuarzosas). Estas plutonitas que constituyen muy probablemente manifestaciones laterales del eje plutónico que se continúa en el Batolito Andino y en la llamada "Serie Intrusiva Andina de Antártida" han producido hornfels en los esquistos con formación de sericita, biotita y granate.

Con respecto a la estructura dominante, es de intenso plegamiento volcado al noreste según un anticlinorio cuyo orden mayor puede extenderse desde el Canal de Beagle hasta Carbajal-Lashifashaj.

GEOLOGIA DE CAMPO

Las rocas eruptivas se muestran a la observación directa del relieve en el cuerpo de Monte Olivia y en las faldas serranas a la altura de Paso Garibaldi. La ubicación de las rocas eruptivas puede verse en el mapa de la figura 1 distinguiéndose dos tramos:

1) Tramo longitudinal con respecto a los sistemas serranos, entre Monte Olivia y Rancho Hambre; y 2) Tramo transversal, entre Rancho Hambre y Lago Escondido

En el tramo longitudinal se hallan la masa eruptiva del Monte Olivia (A y B figura 1) y las

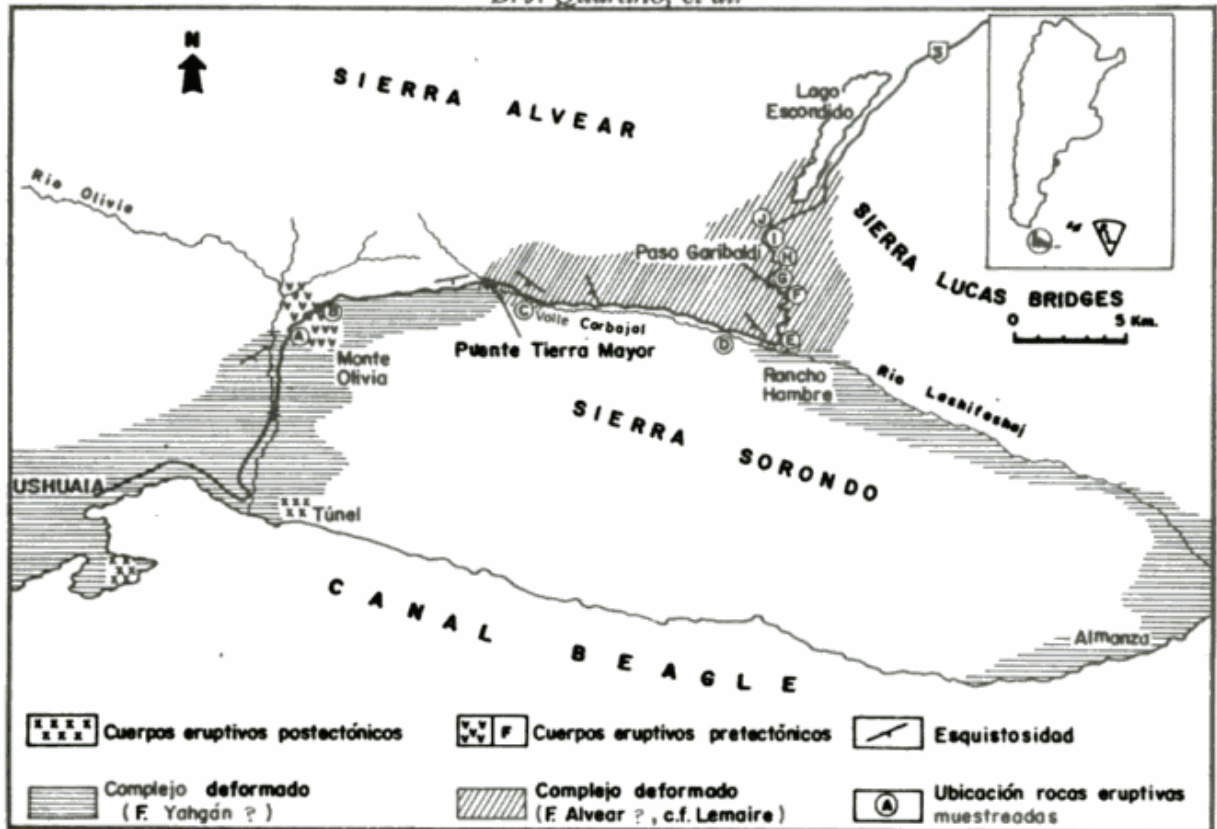


Figura 1: Mapa de ubicación.

rocas eruptivas cortadas por el camino entre el puente de Tierra Mayor y Rancho Hambre. La primera fue estudiada detalladamente por Kranck (*op. cit.*, pág. 103 y siguientes) con atención a aspectos estructurales y litológicos, por lo cual se hace aquí una referencia limitada, por ser el tema exigente de atención muy particular. La masa eruptiva sigue a lo largo de 2,8 km de la ruta, al norte del cruce de río Olivia. La masa aflorante es del orden de los 3 km² constituyendo relieves romos a ambos lados del río Olivia y se halla intruida en las leptometamorfitas del Complejo Deformado (figura 2). Las relaciones de contacto intrusivo son claras habiendo xenolitos dentro del cuerpo en las vecindades del contacto y afectación térmica de la caja.

La roca (basalto-andesita-diabasa) es homogénea, de grano fino. Alteración hidrotermal o deuterismo pirítico ha dado por oxidación áreas rojizas como se aprecia en el sector oriental del cuerpo intrusivo. Esta manifestación eruptiva pretectónica se halla pues alojada en las capas situadas al sur del valle Carbajal, es decir en el extremo noroeste de la Sierra de Sorondo, en lo que correspondería a la Formación Yahgán.

El resto de las exposiciones eruptivas del primer tramo o tramo longitudinal son alrededor de siete cortes del camino entre el puente sobre el río Tierra Mayor y Rancho Hambre. No muestran relaciones geológicas o de contacto con los esquistos salvo a 2,2 km al este del puente de Tierra Mayor donde se observa una alternancia de roca eruptiva y espesores delgados (del orden de los 20-30 cm) de pizarras grises y negras sospechándose que los contactos son anormales, en el sentido que no son los originales, por la alta deformación del conjunto esquistoso. Ello se aprecia también en un *boudinage* de la roca eruptiva y acomodamiento por flujo del esquistos pelítico que describe un pseudo pliegue.

El tramo transversal entre Rancho Hambre y Lago Escondido, como corte transversal a la Sierra Alvear-Lucas Bridges, muestra varias exposiciones de rocas eruptivas siempre de grano fino y del mismo color gris verdoso. Algunas de ellas en visible relación geológica con los esquistos contrariamente a los casos en que se muestran solamente rocas eruptivas en afloramientos o cortes del camino. Tal el caso que se halla a 700 m del puente sobre el río

Hambre, donde a lo largo de 100 m aproximadamente se observa una roca eruptiva masiva con esquistos a ambos lados y nueva repetición de aquella. Seiscientos metros más adelante se encuentra otra masa coherente muy diaclasada sin ningún signo de superposición lávica tal como en los ejemplos antes mencionados. Un caso de contacto neto de dos variedades de roca eruptiva, esto es masiva y esquistosa, se observa muy bien a 3,6 km del ya mencionado puente. Esta característica de rocas eruptivas esquistosas y masivas y de masas eruptivas no verdaderamente expuestas como mantos se repite a 6,3 km del puente de Rancho Hambre. La lenticularidad que han adquirido las masas eruptivas por obra de la deformación de las mismas, concomitantemente con el plegamiento, se halla 300 m más adelante del punto anterior. Una repetición de rocas eruptivas se observa en el tramo entre Rancho Hambre y Paso Garibaldi. Allí diabasas han sido intensamente deformadas dando como resultado esquistos verdes blastofíticos.

Finalmente en la zona de Lago Escondido, siguiendo el camino antiguo entre la hostería y el mirador, a lo largo de alrededor de 850 m se observa una secuencia litológica de clara alternancia de pizarras negras, pizarras negras piritíferas, pizarras grises y esquistos verdes varjadamente esquistosos y eruptivos macizos, que muestran la íntima deformación de las intercalaciones eruptivas en el conjunto esquistoso plegado. La figura 2 ilustra de por sí la abundancia de las rocas eruptivas transformadas en rocas verdes o esquistos verdes como asimismo su aparente alternancia con los esquistos pelíticos. Para este solo objeto se simplificó el perfil presentándolo esquemáticamente debajo de una superficie horizontal.

Como síntesis final sobre lo anterior resulta que las rocas eruptivas se hallan tanto en el borde norte de la Sierra de Sorondo como en el tramo transversal sur de la Sierra Alvear-Lucas Bridges, que fue recorrida entre Rancho Hambre y Lago Escondido. Esta observación trae tras sí la cuestión de la posible identidad de los esquistos plegados al sur y al norte del valle Carbajal-Lashifashaj, es decir de la Cordillera Alvear-Lucas Bridges y la Sierra de Sorondo, interrogante ya esbozado por Kranck (*op. cit.*,

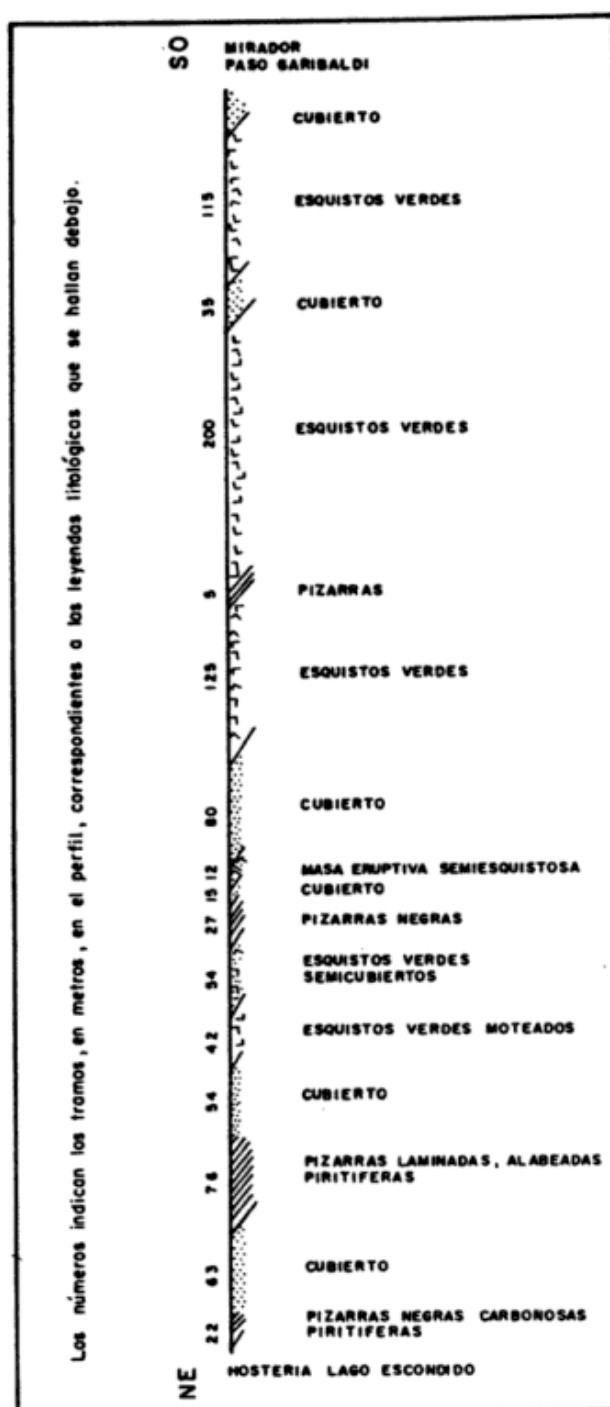


Figura 2: Los números indican los tramos, en metros, en el perfil, correspondientes a las leyendas litológicas que se hallan debajo.

página 107) y sobre el cual Fester (1934 y 1939) volcó un criterio favorable al haber visitado la Cordillera Alvear, apoyando de tal modo la dicha identidad entre las denominadas Formaciones Yahgán y Alvear o Lemaire.

Esta generalización no sería vinculable con la presencia de las rocas eruptivas que aquí se refieren en el caso de que estas hayan resultado de una localización estructural en el lineamiento de Carbajal-Lashifashaj en el cruce con el lineamiento puesto de manifiesto por el Río Olivia y el Lago Escondido. Además, con respecto a las relaciones con los esquistos y a la deformación del conjunto, resulta clara una edad pre-tectónica de las rocas eruptivas, sin que se excluya, ante la necesidad de un mayor esclarecimiento de la geología regional, un carácter intertectónico. La deformación se traduce, en el campo, en el proceso de desarrollo de esquistosidad, que es testigo de la progresiva reducción de las masas de roca eruptiva con mayor deformación y consecuente desarrollo de esquistosidad en los bordes, a lo que se suma el desarrollo de formas lenticulares.

A la observación de campo no existen datos concluyentes sobre un emplazamiento intrusivo o una original superposición lávica, no habiéndose observado ningún rasgo que sirva como elemento de juicio para el último caso. Los xenolitos del arroyo de Monte Olivia y, como se verá luego, algunos resultados de la observación microscópica por la comprobación de la presencia de diabasas apoyan un criterio de intrusividad no necesariamente generalizable.

PETROLOGIA

En lo que se refiere a la petrografía, pese a que las muestras estudiadas, en lo que respecta al número, se encuentra en proceso de complementación, se ha hallado un grado de variación apreciable en cuanto a composición y sobre todo a estructura, pero sin embargo con factores comunes que parecen apuntar hacia un único tipo magmático.

Una síntesis es la siguiente:

1) Las rocas tienen todas textura de grano fino a simple vista, de color gris a gris verdoso. Esta textura cambia cuando la deformación se

traduce megascópicamente en el desarrollo de finas estructuras planares hasta con características de esquistos. Ello se ha observado sobre todo en los bordes de las masas eruptivas.

2) La composición mineralógica muestra constancia de plagioclasa sódica, con alta pero variable proporción de este mineral según los casos dentro del orden del 50 a 90 %, acompañada o no con la presencia de calcita vinculable potencialmente a una plagioclasa más cálcica ulteriormente albitizada. Consistentemente con ello resalta la presencia de epidoto cálcico. El mineral máfico primario es un clinopiroxeno con ángulos de ejes ópticos correspondientes a la augita. El clinopiroxeno no está presente en todas las rocas, variando en cantidades cuando sí se lo halla y siendo abundante en las muestras D, E y F; en estos casos las rocas pueden alcanzar niveles de maficidad superiores al 40 % pero la cuestión no es precisable debido a la alteración o a intensa deformación. Se halla magnetita primaria.

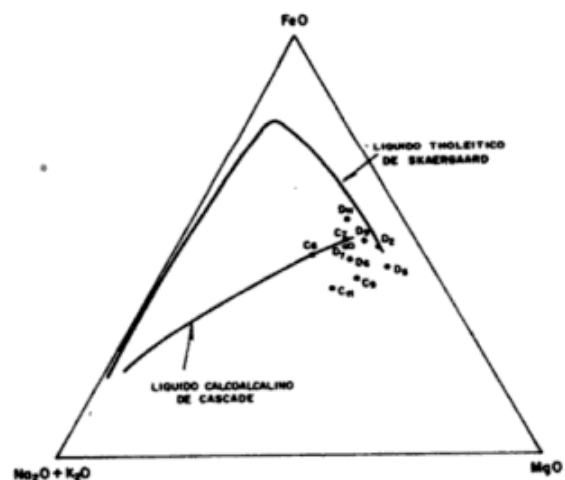


Figura 3: Las letras indican las muestras correspondientes a los análisis de cuadro I coleccionadas por los autores. El círculo vacío corresponde al análisis dado a conocer por Kranck (1932) de la última columna de cuadro I, de una muestra obtenida al norte de Monte Olivia. La muestra C7 corresponde también al norte de Monte Olivia.

3) Las estructuras macroscópicas son variables y precisamente esta variabilidad es característica del conjunto litológico. Las estructuras primarias halladas son, dentro de un campo de

variabilidad irregular, intergranular, pilotáxica-intergranular, microgranosa andesítica, ofítica y subofítica con aproximación en dos casos a microgranosa.

4) La alteración se define por la asociación clinzoisita - clorita - sericita - calcita - epidoto - titanita - limonita - cuarzo y, con génesis dudosa, plagioclasa sódica. Esta alteración no se puede considerar configurante exclusivo de actividad deutérica en razón de la deformación posiblemente acompañada de migración catiónica y de fluidos. Se agrega a ello que el metamorfismo, conducente a rocas verdes y a esquistos verdes, es decir metabasitas de bajo grado, ha producido minerales homólogos.

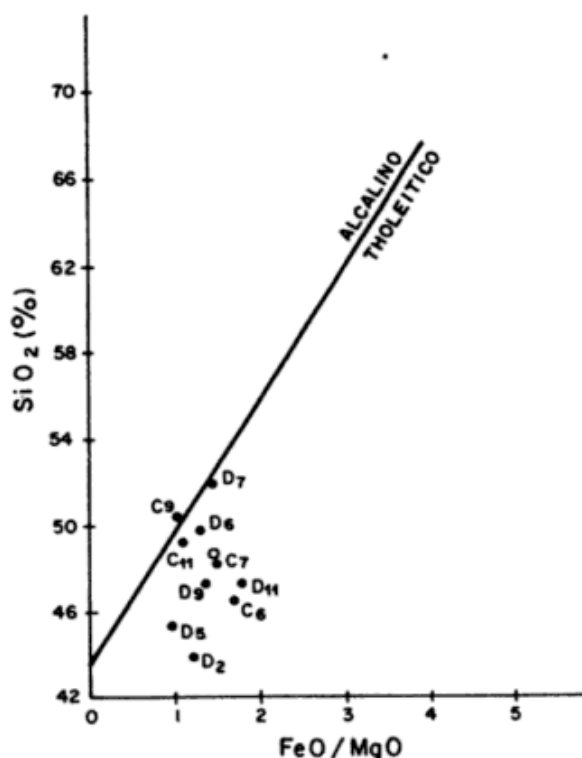


Figura 4: Diagrama de variación de SiO₂/FeO/MgO

5) La deformación al microscopio, en la mayoría de los casos, se muestra con claridad. Se trata de distintos grados de deformación, desde rocas normales con texturas de tipo pilotáxico o pilotáxico intergranular -con pequeñas bandas deformativas- a rocas cataclásticas con movimientos intergranulares, rocas de textura milonítica, levemente esquistosas y verdaderos esquistos. Se entiende que la esquistación

ha sido mayor en los bordes de las masas eruptivas deformadas al ser involucradas en los intensos movimientos propios del plegamiento del conjunto formacional.

El desgaste -por deformación- de masas competentes de rocas eruptiva, al ser involucradas en el plegamiento del conjunto finamente esquistoso leptometamórfico, puede verse como un proceso de contaminación de las rocas esquistosas. En algunos casos es imposible establecer si se trata de rocas eruptivas con alta esquistosidad o de paraesquistos. El sincronismo entre activos movimientos de cizalla y la neomineralización de bajo grado, con evidente procedencia de componentes eruptivos, se halla presente en el hallazgo -en la zona de Lago Escondido- de titanita intensamente plegada con disposición de la ondulación de los pliegues disarmónicos y hasta tortuosos de manera que sus planos axiales coinciden con la esquistosidad de la roca.

Se ha observado un esquisto con relictos de estructura diabásica en el cual ha privado la deformación habiéndose traducido la neomineralización principalmente en la formación de actinolita-clorita-clinzoisita. La denominación de milonita porfiroblástica no sería errónea si no se tuviera en cuenta el proceso de deformación plegante del conjunto, acompañado por bajo metamorfismo.

6) La cuestión nomenclatural de las rocas, deformación aparte, es dificultosa, existiendo un carácter común de tipo espilitico, una variación entre lo andesítico y lo basáltico o, si se quiere, leucobasáltico hasta basandesítico sódico en términos de diabasa, andesita, basalto-espilitica, y, en dos casos, con presunción de condición original microdiorítico-cuarzosa y microgábrica.

El tipo general es tholeítico-calcoalcalino, con la salvedad del carácter espilitico ofrecido por el contenido sódico de la plagioclasa. Dicho carácter general tholeítico-calcoalcalino resulta tanto de los enfoques petrográficos como químicos, estos últimos resumidos más abajo y en relación con el cuadro I. Petrográficamente la roca de carácter diabásico o meramente basáltico muestra una ausencia de olivina o restos de su alteración que sugieran su primitiva presencia lo cual apunta hacia un tipo tho-

Cuadro I: Análisis químicos de las rocas eruptivas de las sierras de Sorondo y Alvear.

	A(c6)	B(c7)	C(c9)	D(c11)	E(d2)	F(d5)	G(d6)	H(d7)	I(d9)	J(d11)	N de Mts. Olivia L. Lanza, 1930
Si O ₂	46,59	48,37	50,42	49,20	43,84	45,43	49,92	52,14	47,48	47,32	48,63
Al ₂ O ₃	19,17	15,54	16,97	17,01	16,30	15,33	14,71	16,13	15,53	16,52	14,85
Ca O	7,82	11,30	1,46	9,29	9,31	8,81	5,38	3,00	8,48	8,77	7,20
Mg O	5,68	5,67	9,53	7,22	9,85	11,06	8,40	7,45	8,46	6,91	7,93
Fe ₂ O ₃	3,25	2,77	2,61	1,70	3,40	3,04	2,81	2,30	3,32	3,99	1,91
Fe O	6,43	5,81	7,36	6,35	8,43	8,13	8,23	8,60	7,89	8,38	9,47
Na ₂ O	4,40	2,15	4,08	4,05	1,87	1,89	3,56	3,24	2,47	2,10	2,94
K ₂ O	0,25	0,32	ND	0,34	0,24	0,20	ND	ND	ND	0,40	0,30
Ti O ₂	1,30	1,02	1,05	0,98	0,88	1,07	1,57	1,18	1,27	1,32	2,34
Mn O	0,04	0,19	0,16	0,13	0,18	0,18	0,14	0,15	0,14	0,20	0,12
P ₂ O ₅	0,36	0,20	0,22	0,18	0,14	0,17	0,36	0,26	0,27	0,31	0,01
H ₂ O ⁺	3,70	2,97	4,40	3,02	3,30	3,22	3,20	3,45	3,25	3,41	4,09
H ₂ O ⁻	0,06	0,08	0,10	0,06	0,12	0,06	0,05	0,11	0,07	0,04	0,21
Fe ₂ O ₃ T	10,39	9,18	10,78	8,75	12,76	12,06	11,94	11,84	12,08	13,28	11,38
Pérdida a 1000°C	3,73	4,88	5,09	2,98	3,86	3,97	3,70	4,18	3,60	3,13	?

Valores en % P/P. LaQuiGe, Bs As (Analistas M.Keller y A.Viglioni)

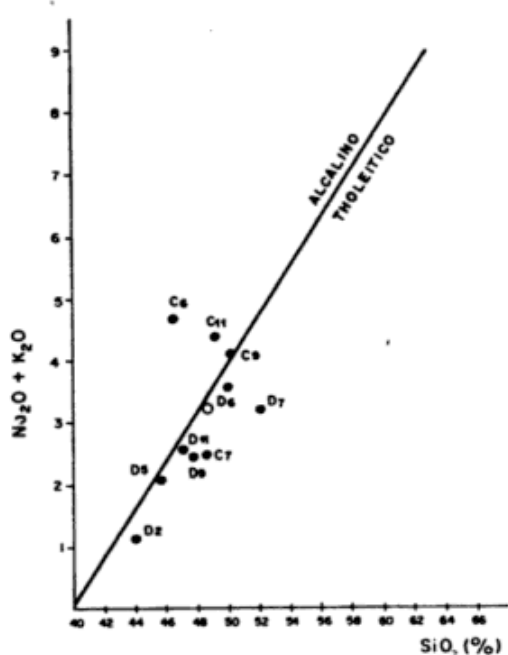


Figura 5: Diagrama de variación de Na₂O+K₂O/SiO₂ el punto de vista químico que en el presente

leítico. Las rocas leucobasálticas hasta basandesíticas con términos andesíticos señalan una característica calcoalcalina. En lo referente al aspecto químico, sobre el cual se vuelve más abajo, se efectuó la ubicación de los puntos composicionales de las rocas en los diagramas de variación figura 3: AFM; figura 4: FeO/MgO - SiO₂, siendo el Fe total expresado como FeO y figura 5: álcalis - SiO₂ (véase Coleman, 1977; páginas 58, 59 y 60). El primero de los diagramas muestra una dispersión de puntos poco significativa con las líneas tholeítica y calcoalcalina pero aproximadamente compatible con los dos casos. El segundo diagrama de variación muestra la predominancia del campo tholeítico con solamente un punto dentro del campo calcoalcalino. El tercer diagrama (figura 5) muestra predominancia de puntos en el campo tholeítico y solamente dos puntos francamente dentro de este último. Debe tenerse en cuenta para considerar el tipo magmático desde

caso las rocas se hallan alteradas y metamorfizadas habiendo seguramente metasomatismo, no siendo desdeñable un aporte sódico dado el carácter de las plagioclasas lo cual explica en el diagrama de la figura 5 la cercanía o avance en el campo alcalino. Precisamente Coleman (*op. cit.*) minimiza el significado de los resultados analíticos comparativos cuando al evento ígneo se han sumado alteración y metamorfismo.

En ánimo de complementar la información petrográfica y de campo se lograron de tal modo análisis químicos altamente confiables producidos por el Laboratorio de Química Geológica y Edafológica, realizados por las licenciadas Mariana Keller y Alicia Viglini. Se agrega además el análisis químico de una muestra procedente del norte de Monte Olivia de una "roca verde ofiolítica" dada a conocer por E. H. Kranck (*op. cit.*). En primer lugar (véase cuadro I) los valores de sílice acusan un rango basáltico y ello vale tanto para rocas que conservan clinopiroxeno como para otras más leucocráticas. Se advierte que las rocas son mucho más ricas en sodio que en potasio ya que el porcentaje de este último es bajo. En la valoración de estos análisis químicos debe tenerse en cuenta lo dicho más arriba sobre la alteración, la mineralización metamórfica y la influencia que pudo haber tenido la deformación, lo cual pone de relieve la importancia de la observación petrográfica al microscopio.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a quienes en distintas oportunidades colaboraron en campaña: el doctor Carlos A. Rinaldi y los licenciados Gabriel P. Quartino y José I. Benito, del CIRGEO, y los señores Claudio D. Coto (CADIC) y Gabriel A. Giordanengo (CIRGEO). Asimismo al señor Roberto Asta por la confección de los cortes delgados.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEVEDO, R. D., G. P. QUARTINO y C. D. COTO, (en prensa). *La intrusión ultramáfica de Estancia Túnel y el significado de la presencia de granate y biotita en el Complejo Deformado de la Isla Grande de Tierra del Fuego*. Acta Geol. Lilloana, San Miguel de Tucumán.
- CAMINOS, R., M. J. HALLER, O. LAPIDO, A. LIZUAIN, R. PAGE y V. RAMOS, 1981. *Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III.
- COLEMAN, R. G., 1977. *Ophiolites*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg.
- DALZIEL, I. y D. ELLIOT, 1973. *Scotia arc and Antarctic Margin*. En A. Nair y F. Stehli (Ed.). *Ocean Basins and Margins*, I: 171-245.
- KRANCK, E. H., 1932. *Geological investigation in the Cordillera of Tierra del Fuego*. Acta Geographica, 4 (2)

**BERNABE J. QUARTINO
ROGELIO D. ACEVEDO
JORGE SCALABRINI ORTIZ**

Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos
Ramírez de Velasco 847 - 1414 Buenos Aires

LA IGNIMBRITA VACAS HELADAS Y EL CESE DEL VOLCANISMO EN EL VALLE DEL CURA, PROVINCIA DE SAN JUAN

Víctor A. Ramos, Suzanne Mahlburg Kay,
Roberto N. Page y Francisco Munizaga

RESUMEN

La actividad volcánica del Terciario medio a superior en el área Vacas Heladas-Cerro Tórtolas, en la provincia de San Juan, registra los estadios finales del volcanismo en el arco magmático de la Cordillera Principal, y coincide con el desarrollo del régimen de subducción subhorizontal de los Andes Centrales entre los 28 y 33°S de latitud. Las tobas ácidas de la Ignimbrita Vacas Heladas (6 Ma) representan la última actividad volcánica registrada en este segmento de Los Andes. Las secuencias cenozoicas previas están discordantemente yaciendo sobre depósitos volcanoclásticos correlacionados con la Formación Baños del Toro (Jurásico superior-Cretácico), y están representadas por un volcanismo andesítico-dacítico de la Formación Cerro de Las Tórtolas (16,6-9 Ma) y por remanentes de erosión y escasas lavas del Basalto Máquinas (22,8 Ma), una erupción de basaltos de retroarco coetánea con las volcanitas riódacíticas a andesítico-basálticas de la Formación Doña Ana, desarrollada a lo largo del arco volcánico principal en el territorio chileno adyacente.

Los nuevos datos geocronológicos y geoquímicos que se presentan son usados para refinar el modelo de evolución geológica cenozoica de la moderna zona de subducción subhorizontal a los 30° de latitud.

ABSTRACT

The history of the mid-late Tertiary volcanic activity in the Vacas Heladas-Cerro Tórtolas area in the province of San Juan, Argentina, records the final stages of volcanism in the magmatic arc of the Main Cordillera and coincides with the development of the modern nearly horizontal subduction regime in the Central Andes (28-33°S). The acidic tuffs of the Vacas Heladas Ignimbrite (6 Ma) represent the last volcanic activity along this segment of the Andes. The previous Mid-Tertiary sequences unconformably overly a volcanoclastic deposit which is probably the Baños del Toro Formation of late Jurassic-Cretaceous age. These mid-Tertiary volcanic rocks consist of calc-alkaline andesites and dacites of the Cerro de Las Tórtolas Formation (16,6-9 Ma) and the erosional remnants of the basalt flows of the Las Máquinas Basalt (22,8 Ma), which represent a retroarc eruption behind the basaltic-andesitic to rhyodacitic volcanic rocks of the Doña Ana Formation of similar age in the main arc to the west in Chile.

The new geochronologic and geochemical data presented here are used to refine the model of Cenozoic geologic evolution of the modern zone of shallow subduction at 30°S.

INTRODUCCION

El objetivo de la presente contribución es dar a conocer las características geológicas de las diferentes secuencias volcánicas que caracterizan este sector de la Cordillera de Los Andes a los 30° de latitud, aportar nuevos datos geocronológicos y caracterizar su evolución geoquímica. Algunos datos preliminares fueron dados a conocer por Ramos *et al.* (1987), aunque los datos presentes permiten rectificar algunas de las interpretaciones previas.

Ubicación del área

El área estudiada comprende el sector limítrofe entre Argentina y Chile ubicado aproximadamente a los 30° de latitud sur, en la margen occidental del Valle del Cura, parte norte de la provincia de San Juan. El área está delimitada al norte por el centro volcánico erodado del cerro Vacas Heladas (5.105 m s.n.m.), y al sur por el cerro Tórtolas (6.100 m), mientras que el valle del Cura constituye su límite oriental (véase ubicación en figuras 1 y 2).

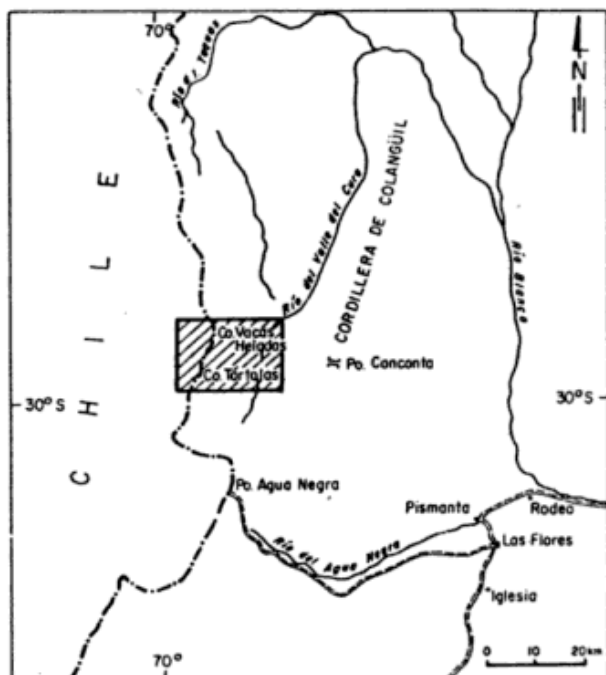


Figura 1: Ubicación del área Vacas Heladas-Cerro Tórtolas, en la provincia de San Juan con indicación del área

Esta área se halla ubicada en el segmento de subducción horizontal de la zona de Benioff, la que en la actualidad y ya a partir del Plioceno no ha registrado actividad volcánica (figura 2).

ANTECEDENTES

Las primeras descripciones geológicas de este sector se deben a Groeber (1951), quien en sus hojas geológicas a lo largo del meridiano 70° realizó algunas observaciones generales. Fue este autor quien describió las secuencias volcánicas del cerro Tórtolas y Vacas Heladas, asumiendo para las tobas y escoriales de este último una edad cuaternaria. Separó a estas rocas de las típicas volcanitas miocenas, inclinadas tectónicamente hacia el este que correlacionó con el huincalitense, actualmente considerado como mioceno. Describió unos conos volcánicos básicos supuestamente posglaciales.

Con posterioridad algunos reconocimientos fotogeológicos realizados por Minera TEA (1968) brindaron un bosquejo geológico aproximado del área, posteriormente compilado y complementado con observaciones propias por Aparicio (1975). Este autor, posiblemente influenciado por las descripciones de Groeber

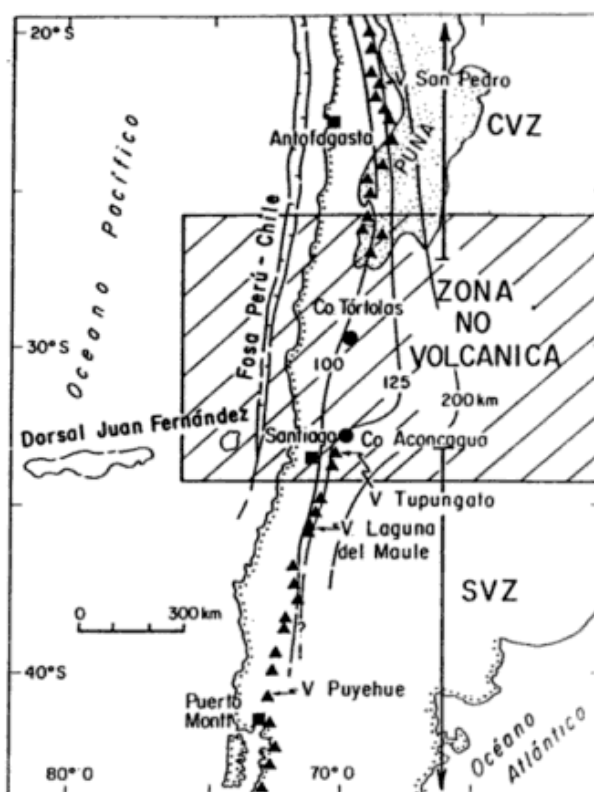


Figura 2: Ubicación dentro del segmento de subducción subhorizontal de la región analizada. Isobatas a la zona de Benioff según Isacks (1987). Basado en Kay *et al.*, 1987a.

(*op. cit.*) menciona nuevamente un evento volcánico posglacial de composición basáltica que denomina Formación Tórtolas (Aparicio, 1975). Este mismo autor describe posteriormente al cerro Tórtolas, como uno de los centros volcánicos cuaternarios más destacados de la provincia (Aparicio, 1984: 94).

Los estudios geotérmicos realizados en los últimos años (ESINS.A., 1981) permitieron datar algunas de las rocas aflorantes en el área como pertenecientes al límite Plio-Pleistoceno, y brindar un marco geológico que no difiere mayormente del presentado por Minera TEA.

Los resultados de un reconocimiento preliminar y primer levantamiento del área fueron dados a conocer por Ramos *et al.* (1987), así como otros trabajos de más detalle realizados en este sector del Valle del Cura (Ramos y Sacomani, 1987).

En la región adyacente chilena los estudios de Makshev *et al.* (1984) permitieron establecer

la estratigrafía del área y brindar un marco de referencia que permitió correlacionar las secuencias aquí aflorantes. Estos estudios fueron complementados posteriormente por los de Kay *et al.* (1987 a y b), que han permitido correlacionar la evolución geoquímica del área con los cambios en el ángulo de la zona de subducción que llevaron a producir el segmento de subducción subhorizontal sin volcanismo activo que caracteriza a este segmento en la actualidad.

MARCO GEOLOGICO

La región bajo análisis había sido considerada tradicionalmente como parte integral de la Cordillera Frontal (Aparicio, 1984), sobre la base que se suponía constituida por secuencias típicas del magmatismo permotriásico y cubiertas por rocas volcánicas más jóvenes. Es por ello que tradicionalmente se interpretaron como pertenecientes al Grupo o Formación Choiyoi a las volcanitas ácidas más antiguas aflorantes en este sector del valle del Cura, en parte influenciados por el mapeo de la Hoja Las Tórtolas (Groeber, 1951), que incluía al substrato de las rocas aflorantes en el área como correspondientes a esta unidad.

Sin embargo el estudio realizado ha permitido constatar que estas rocas en la región corresponden en realidad a una secuencia de volcanitas y depósitos volcánico-clásticos de edad más joven, por lo menos jurásica superior. Sobre este substrato se ha acumulado en discordancia angular una espesa secuencia volcánica de edad terciaria correspondiente a los cerros Tórtolas y Vacas Heladas.

La estratigrafía local se compone de las siguientes unidades, muchas de las cuales han sido definidas en este sector de la Cordillera de Los Andes por Ramos *et al.* (1987) (véase figura 3).

Formación Baños del Toro

Una serie de depósitos, que afloran en la vertiente argentina de la cordillera, han sido tentativamente correlacionados a esta unidad, cuya localidad tipo se halla en el sector aledaño chileno fue así denominada por Thiele (1964). Con posterioridad Makshev *et al.* (1984), du-

rante el levantamiento del sector inmediatamente adyacente al oeste del Volcán Tórtolas, le asignaron una edad jurásica superior a cretácica al estar apoyada sobre depósitos marinos (calizas y evaporitas) atribuidos al Jurásico (Mpodozis y Cornejo, 1987).

En el sector argentino está constituida por una serie abigarrada donde dominan los colores rojos, verdes y blanco amarillentos, de tobas ácidas, con intercalaciones de areniscas tobáceas bien estratificadas, y pelitas y areniscas gris verdosas a oscuras de grano mediano a fino. Esta secuencia se halla bien expuesta en el tramo inferior de la quebrada de las Máquinas, hasta el paraje de Los Catres y en el sector aledaño hacia el sur. En esta quebrada se halla fallada, muy alterada y oxidada, con frecuentes ocre y pátinas ferruginosas.

En el sector adyacente al límite internacional, se han homologado a esta unidad, una serie de tobas ácidas como las que afloran en la naciente de la quebrada de Las Tórtolas o al norte del cerro Vacas Heladas, las que no están asociadas a secuencias epiclásticas de color rojo. Estas tobas ácidas tienen una ubicación estratigráfica incierta y no podría excluirse la posibilidad de que pertenezcan a la Formación Doña Ana, de edad oligocena-miocena inferior (Makshev *et al.*, 1984).

Si bien no se cuenta con dataciones de esta unidad por apoyarse en territorio chileno adyacente sobre depósitos jurásicos, se descarta su asignación previa a la Formación Choiyoi y se le asigna una edad probable jurásica superior-cretácica siguiendo a Makshev *et al.* (1984).

Basalto Las Maquinas

Bajo esta denominación, Ramos *et al.* (1987) agruparon una serie de cuellos volcánicos basálticos que afloran en el sector al sur de la localidad de Los Catres. Estos constituyen remanentes profundamente exarados por la acción glaciaria, estando sus afloramientos constituidos por fragmentos, con estructura lajosa. En ocasiones los basaltos se hallan brechados, con bloques de hasta dos metros de diámetro. El basalto tiene textura porfírica, aspecto fresco, en una mesostasis de grano fino, donde se destacan pequeños cristales de olivina.

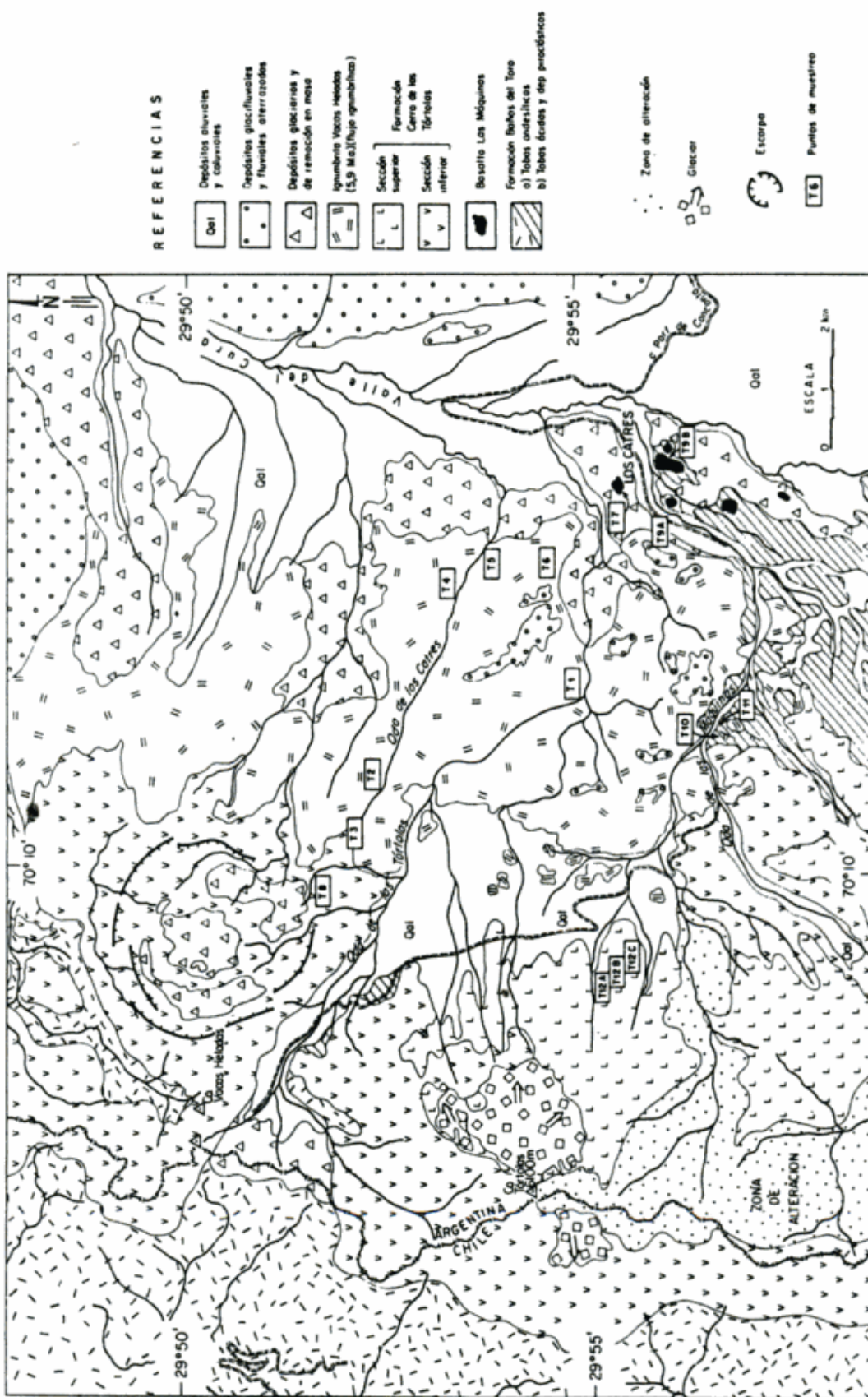


Figura 3: Mapa geológico.

Por sus relaciones de campo se puede afirmar que son posteriores a los depósitos de la Formación Baños del Toro y previos a parte de las volcanitas terciarias miocenas. Debido al grado de arrasamiento por erosión que presenta, en comparación a las volcanitas miocenas, se los había interpretado como pre-Formación Cerro Tórtolas. Corresponderían a canales de alimentación de antiguas coladas basálticas.

Una edad radimétrica procedente de la localidad de Los Catres, permitió datar a estas rocas por el método K/Ar sobre roca total, arrojando una edad de $22,8 \pm 1,1$ Ma (véase cuadro I). La edad obtenida indica que el Basalto Las Máquinas es parcialmente contemporáneo con las rocas más ácidas de la Formación Doña Ana, cuyos registros varían entre 27,0 y 18,9 Ma.

Estos basaltos son asignados al intervalo Oligoceno superior-Mioceno basal, por lo que serían coetáneos con el volcanismo de arco de la Formación Doña Ana. Representarían un episodio basáltico de retroarco de escaso desarrollo a estas latitudes.

Formación Cerro de Las Tórtolas

Esta unidad fue definida sobre la vertiente occidental del cerro homónimo por Maksaeu *et al.* (1984), donde se apoya en discordancia angular sobre lavas andesíticas de la Formación Baños del Toro.

Está constituida en territorio argentino por una sección inferior compuesta por una secuencia lávica de andesitas y dacitas que constituyen el cuerpo principal del cerro Tórtolas y la mayor parte del cerro Vacas Heladas. Están compuestas por dacitas de color violáceo, porfíricas y de grano grueso, con fenocristales dominantes de feldespatos alterados. Estas se alternan con andesitas porfíricas de color morado, frescas, con cristales de anfíbol y plagioclasa.

La sección superior está compuesta por volcanitas de color gris oscuro interpretadas como basaltos por diversos autores, y que en realidad corresponden a secuencias andesíticas a dacíticas. Es así que una muestra representativa de esta sección se caracteriza por una composición modal correspondiente a una andesita melanocrática, de color gris oscuro (índice de

color 50 %), de textura porfírica y pasta afanítica. Los fenocristales resultan poco notorios en muestras de mano; entre ellos hay un predominio de feldespato subedral (2 a 3 mm), observándose muy pocos y sólo megascópicamente de minerales féficos. En el corte delgado aparecen fenocristales de andesina, con micofenocristales de esta plagioclasa, de hornblenda verde y de mineral opaco en una pasta de textura pilotáxica. La pasta está constituida por microlitos dispersos de feldespato entre los que se dispone material microcristalino como feldespato anedral argilitizado, opacos, cuarzo, y productos de alteración de los minerales féficos. Se estima que el porcentaje de cuarzo es inferior al 20 %. En particular la plagioclasa puede mostrar una estructura zonal, está algo fracturada y posee un grado de alteración incipiente. A pesar del índice de color de la roca, semejante más al de una roca basáltica, tanto su composición y textura indicarían una composición más ácida. Estas rocas fueron reconocidas como Basalto Tórtolas por Aparicio (1975) o como Dacita Tórtolas por Ramos *et al.* (1987). Esta última está constituida por dos coladas aparentemente independientes que se preservan sobre la ladera oriental del cerro Tórtolas, compuestas de una roca melanocrática de grano fino, maciza, y de aspecto fresco, que no tienen relación alguna con los depósitos glaciares de la zona. Sobre la base de supuestas relaciones con depósitos inter y posglaciares, estas rocas habían sido asignadas al Pleistoceno por Groeber (1951).

Las rocas volcánicas de la Formación Cerro de Las Tórtolas se hallan tectónicamente basculadas hacia el este, en sectores con inclinaciones superiores a 35°. Si bien este basculamiento podría ser primario, cuando se examina su continuidad hacia el norte, se observan diversas láminas de corrimiento, que indican que esta unidad ha sido deformada y plegada con posterioridad a su formación. En el sector sudoeste del área estudiada se hallan profusamente alteradas por una actividad fumarólica intensa, constituyendo una interesante zona de prospección de yacimientos de oro, similar a la descrita por Ramos y Sacomani (1987).

Una toba andesítica procedente del cerro Tórtolas ha brindado una edad de $16,6 \pm 0,7$ Ma,

datada por K/Ar sobre biotita (Maksaev *et al.*, 1984). Otra muestra procedente de la sección superior del mismo cerro, de aspecto basáltico pero en realidad más ácida, ha arrojado una edad de $12,8 \pm 0,4$ Ma, K/Ar sobre roca total (véase cuadro I). Una muestra alterada procedente de esta sección había arrojado una edad de $2,5 \pm 1,5$ Ma (ESIN S.A., 1981), aunque ésta debe ser considerada una edad mínima debido a su grado de alteración (Viramonte, 1987, com. pers.).

Una muestra obtenida de la pared sur de la caldera del volcán Vacas Heladas arrojó una edad de $9,1 \pm 0,5$ Ma.

Sobre esta base se la asigna al Mioceno medio y se la correlaciona con importantes secuencias volcánicas aflorantes en el valle del Cura que han brindado edades similares (Page *et al.*, en prep.). En el sector adyacente chileno, esta unidad ha brindado edades comprendidas entre 16,6 y 11,0 Ma (Maksaev *et al.*, 1984). Hacia el sur se correlacionaría con la Formación Farellones que presenta edades equivalentes (Ramos *et al.*, 1985, Ramos e Yrigoyen, 1987) en la región del Aconcagua.

Ignimbrita Vacas Heladas

Con esta denominación Ramos *et al.* (1987) reunieron un importante campo de ignimbritas que se desarrolla en forma periférica al cerro Vacas Heladas y que ha fluído principalmente hacia el sector argentino.

En territorio chileno podrían corresponder a la parte superior de la Formación Vallecito, constituida por depósitos de brechas mal consolidadas, sedimentitas lacustres e ignimbritas riolíticas, que se describen al oeste del paso Vaquitas Heladas y al oeste del Cerro Tórtolas (Maksaev *et al.*, 1984).

Esta unidad se apoya mediante discordancia angular sobre las rocas volcánicas de la Formación Cerro de Las Tórtolas y a diferencia de ellas no se halla deformada. Está compuesta por ignimbritas riolíticas, con diferente grado de aglutinación, donde es común observar fiammes de diverso grado de aplastamiento, texturas entrecruzadas de flujo en los niveles basales y un pasaje gradual a los términos más distales que presentan un menor grado de

soldadura. Su petrología se caracteriza por la presencia de cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, asociados a abundante biotita de color pardo. En la base presenta una importante participación de litoclastos mesosilíceos, los que son más frecuentes en los sectores proximales donde constituyen hasta el 20 % de la toba ignimbrítica y ocasionalmente, bloques de hasta un metro de diámetro. En la quebrada de Las Tórtolas se hallan intercalados niveles de toba de caída pliniana, así como delgados niveles epiclásticos. Su espesor es máximo en las nacientes de la quebrada de Las Tórtolas y en las nacientes de la quebrada de Los Catres oscila alrededor de 100 a 120 m, mientras que en la parte distal, cercana al valle del Cura es de sólo 30 a 40 m y aún menor.

Estas características litológicas permiten correlacionarla con el miembro superior ignimbrítico de la Formación Vallecito, y sobre esta base asignarle una edad de $5,9 \pm 0,3$ Ma de acuerdo con Maksaev *et al.* (1984). Esta edad es corroborada con la obtenida en la muestra de ignimbrita procedente de la quebrada de Los Catres (T4 del mapa de la figura 3), en la que se obtuvo una edad de $6,0 \pm 0,4$ Ma que corrobora la correlación propuesta con la Formación Vallecitos (5,9 Ma, Ramos *et al.*, 1987).

La edad miocena superior de estas ignimbritas permite datar la discordancia angular que las separa de la Formación Cerro de Las Tórtolas como correspondiente al intervalo entre los 11 y los 6 Ma, pudiendo asignarse a la fase quechua.

Depósitos cuaternarios

Se han reconocido depósitos glaciares, de remoción en masa, glacifluviales, aluviales y coluviales cuya distribución se ilustra en el mapa geológico de la figura 3.

CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS

Se han realizado análisis geoquímicos de los elementos mayoritarios y trazas de muestras representativas de las diferentes unidades con el fin de establecer sus características, correlacionarlas con las ya conocidas en territorio adyacente chileno (Kay *et al.*, 1987a y b) y

Cuadro I: Edades radimétricas de las volcanitas de la región Vacas Heladas-Cerro Tórtolas

Unidad	N°	N°Lab.	%K	Ar ⁴⁰ rad*	%Ar atm	Edad (Ma)
F. Vacas Heladas	T-4	-	2,245	0,527	39	6,0+/-0,4
F. Cerro Tórtolas	T-8	-	2,422	0,858	51	9,1+/-0,5
F. Cerro Las Tórtolas	T-12A	P381/87	3,163	1,583	22	12,8+/-0,4
Basalto Las Máquinas	T-9B	P375/87	0,832	0,742	57	22,8+/-1,1

(*) Expresado en mol/gr. Edades K/Ar sobre roca total obtenidas en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.

aportar así al conocimiento de la evolución petrológica del área. Los resultados de los análisis se presentan en el cuadro II y han sido realizados en el Laboratorio de la Universidad de Cornell, mediante una microsonda electrónica (JEOL 733 superprobe) en vidrios hechos a partir de polvo de las muestras. Análisis de activación instrumental de los elementos traza (INNA) fueron realizados de acuerdo a las técnicas analíticas descritas en Kay *et al.* (1987a, apéndice 2).

Las rocas volcánicas de la región muestran una amplia variación en el contenido de sílice. En la figura 4 se ilustran las variaciones del contenido de SiO₂ en relación al contenido de K₂O. Se puede observar que las riolitas más antiguas procedentes de la quebrada de Las Máquinas (Formación Baños del Toro?) tienen contenidos cercanos a 75 % (M10, cuadro III). Desde el punto de vista químico estas rocas pueden correlacionarse con las riolitas del Miembro Tilito de la Formación Doña Ana de edad oligocena (Kay *et al.*, 1987a). Las rocas más básicas correspondientes al Basalto Las Máquinas, que tendrían una edad equivalente a la Formación Doña Ana presentan, cuando se

comparan con las rocas más máficas de esa unidad, un menor contenido de sílice (49-51 %) y un contenido de K₂O comparativamente mayor. Las andesitas y dacitas del cerro Tórtolas se ubican en el campo de las andesitas ricas en potasio y su extensión es equivalente a las de la Formación Cerro de Las Tórtolas en territorio chileno (Maksaev *et al.*, 1984). Las rocas de la sección superior se ubican en términos más ácidos. Otras andesitas de ubicación estratigráfica no precisa, se pueden correlacionar con la sección inferior de la Formación cerro de Las Tórtolas o ubicarse en una posición intermedia con respecto a las de la parte superior de la Formación Doña Ana. Las ignimbritas de Vacas Heladas son riolitas de bajo tenor silíceo, con características equivalentes a las de la Formación Vallecito (Maksaev *et al.*, 1984, Kay *et al.*, 1987b).

Cuando se compara la distribución de los elementos del Basalto Las Máquinas con las andesitas basálticas de Doña Ana se observa el definido carácter de magmatismo de arco que presentan las andesitas basálticas (véase figura 5). El Basalto Las Máquinas tiene afinidades de basaltos de retroarco o intraplaca. Los elemen-

REGION DE LOS CERROS VACAS HELADAS Y TORTOLAS

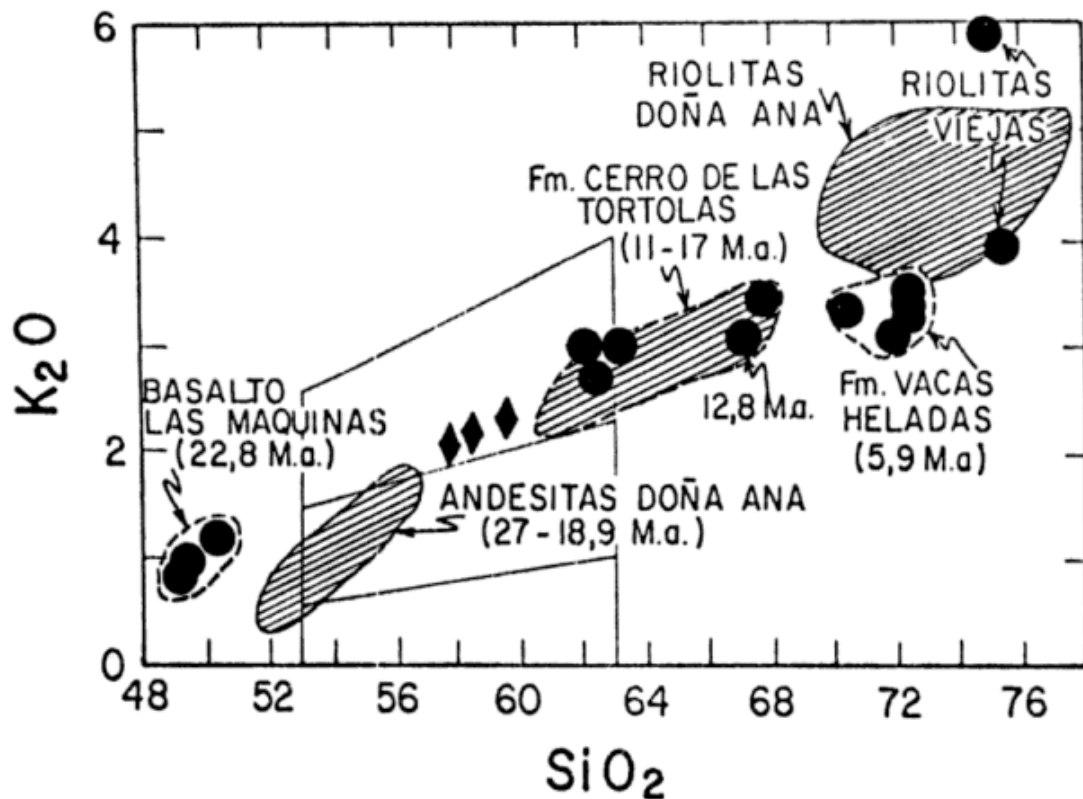


Figura 4: Contenido de SiO₂ versus K₂O de las rocas volcánicas de la región. Se indican los campos de andesitas pobres, medias y ricas en potasio de acuerdo a Gill (1981); los campos de las Formaciones Doña Ana y Cerro de Las Tórtolas han sido obtenidos de Makshev *et al.* (1984) y Kay *et al.* (1987b). Los círculos y rombos representan los nuevos análisis (datos de los cuadros II-IV). Los rombos son muestras de la sección inferior de la Formación Cerro de Las Tórtolas.

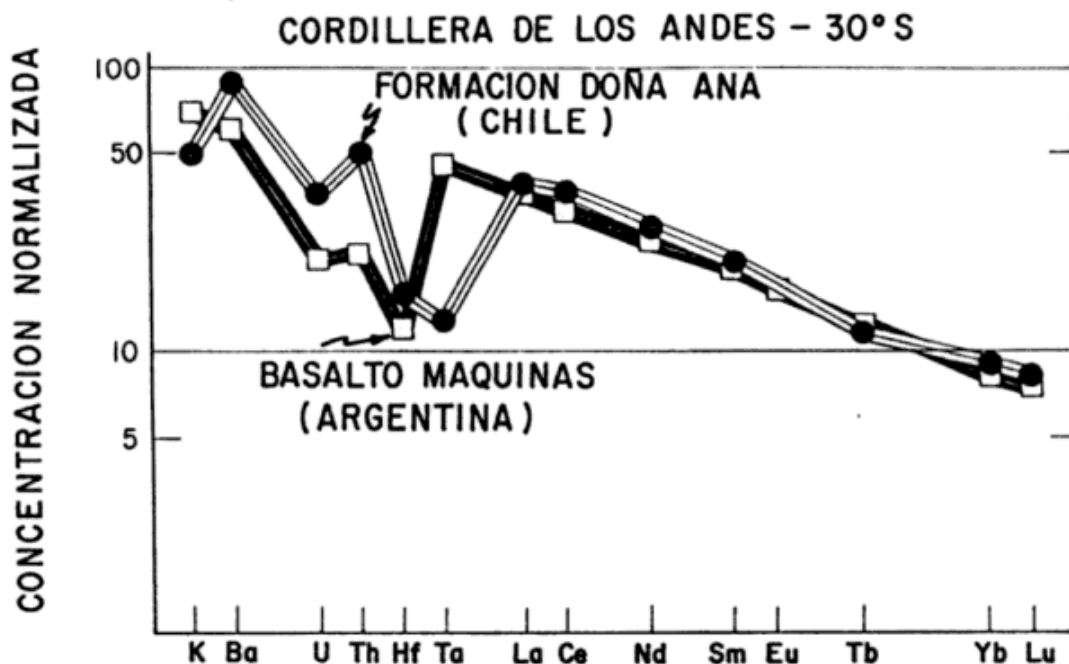


Figura 5: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza de la Formación Doña Ana y del Basalto Las Máquinas. Los valores de Doña Ana corresponden a Kay *et al.* (1987a). Los valores de normalización son los mismos que en Kay *et al.* (1987a).

Cuadro II: Valores analíticos de la Ignimbrita Vacas Heladas (*)

Muestra	1	2	3	4	6
SiO ₂	71,81	73,11	70,32	72,04	72,31
TiO ₂	0,20	0,22	0,26	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	16,02	15,00	15,65	15,63	14,97
FeO	1,46	1,30	1,60	1,35	1,49
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
MgO	0,31	0,38	0,52	0,30	0,32
CaO	2,46	2,17	2,53	2,26	2,06
Na ₂ O	4,54	4,52	5,72	4,78	5,05
K ₂ O	3,17	3,30	3,37	3,46	3,60
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
La	25,3	18,2	18,1	22,3	26,1
Ce	56,4	38,1	37,2	47,5	54,4
Nd	21,4	14,7	15,2	18,6	21,2
Sm	3,53	3,02	3,29	3,29	3,58
Eu	0,698	0,665	0,771	0,679	0,789
Tb	0,260	0,252	0,268	0,257	0,285
Yb	0,722	0,724	0,773	0,695	0,970
Lu	0,098	0,108	0,098	0,093	0,140
Ba	815,00	893,00	1075,00	901,00	877,00
Cs	8,1	7,2	6,9	5,3	8,0
U	3,6	3,8	4,4	3,7	4,1
Th	7,78	6,89	6,89	7,17	9,02
Hf	3,57	3,97	4,07	3,49	4,48
Ta	0,80	0,89	0,93	0,98	1,18
Sc	2,02	1,90	2,29	1,91	2,35
Cr	1,00	2,00	3,00	2,00	8,00
Ni	0,5	2,0	0,8	1,0	2,0
Co	2,0	-	-	-	4,0
FeO/MgO	4,71	3,42	3,08	4,50	4,66
CaO/Al ₂ O ₃	0,154	0,145	0,162	0,145	0,138
K ₂ O/Na ₂ O	0,698	0,730	0,589	0,724	0,713
Ba/La	32,2	49,0	59,4	40,4	33,6
La/Sm	7,17	6,03	5,50	6,78	7,30
La/Yb	35,1	25,2	23,4	32,1	26,9
Eu/Eu*	0,80	0,85	0,91	0,81	0,86
Ba/Th	104,8	129,8	156,0	125,6	97,2
Ba/Ta	1016,00	1002,00	1157,00	920,00	743,00
La/Ta	31,6	20,5	19,5	22,9	22,1
Th/U	2,15	1,82	1,58	1,93	2,19

(*) Ubicación de las muestras en el apéndice 1 y figura 3.

tos traza en este diagrama han sido normalizados a condrita con excepción del potasio, uranio y bario, los que fueron normalizados a basaltos de dorsales oceánicas (véase Kay *et al.*, 1987a para los valores de normalización utilizados). Se puede observar que las muestras de Doña Ana tienen un más alto contenido en bario y torio e inferior contenido de tantalio, respecto al lantano, como es característico en los basaltos de arco. El Basalto Las Máquinas tiene bajo torio y relativamente ba-

jo bario, y un alto contenido de Ta comparado a La como sería de esperar en los basaltos de retroarco o de intraplaca, a pesar de que ambos tienen diseños similares de tierras raras.

El Basalto Las Máquinas presenta diferencias significativas con respecto a las rocas máficas de la Formación Doña Ana. Estas se pueden observar en el diagrama de Hf-Th-Ta de Wood (1980), que se ilustra en la figura 6. Las andesitas basálticas de Doña Ana caen en el campo de

Cuadro III: Valores analíticos de las Formaciones Baños del Toro, Cerro de Las Tórtolas y del Basalto Las Máquinas (*)

Muestra	5	163	8	7	9A	9B	10
SiO ₂	57,66	58,24	59,41	50,37	49,13	49,38	75,20
TiO ₂	0,82	0,81	0,96	1,66	1,38	1,63	0,35
Al ₂ O ₃	17,85	17,72	16,60	17,67	19,19	17,94	14,28
FeO	6,88	6,83	6,61	10,00	9,24	10,36	1,63
MnO	0,10	0,00	0,10	0,15	0,15	0,16	0,05
MgO	3,47	3,45	3,71	5,57	5,97	5,73	0,30
CaO	8,05	7,99	7,19	10,32	11,38	10,74	0,30
Na ₂ O	3,04	2,86	3,06	3,09	2,72	3,07	3,92
K ₂ O	2,12	2,11	2,34	1,16	0,84	0,98	3,96
Total	99,99	100,01	99,98	99,99	100,00	99,99	99,99
La	21,5	20,0	14,3	11,3	13,5	57,6	
Ce	42,0	42,5	30,4	25,8	29,9	122,6	
Nd	20,8	19,7	18,0	15,9	18,0	48,0	
Sm	4,25	4,43	4,28	3,73	4,44	9,77	
Eu	1,288	1,042	1,391	1,174	1,412	1,700	
Tb	0,613	0,530	0,675	0,594	0,750	1,302	
Yb	2,156	1,728	2,000	1,742	2,078	4,164	
Lu	0,291	0,245	0,291	0,243	0,290	0,569	
Ba	479,00	410,00	256,00	208,00	231,00	1448,00	
Cs	2,4	7,3	0,5	10,3	29,0	12,0	
U	1,4	4,0	0,5	0,3	0,3	5,6	
Th	5,28	11,6	1,57	0,97	1,10	25,6	
Hf	4,03	2,88	2,71	1,98	2,60	8,85	
Ta	0,75	1,10	1,01	0,87	1,00	1,71	
Sc	18,3	18,7	31,6	29,5	34,2	6,99	
Cr	23,00	32,00	60,00	112,00	66,00	5,4	
Ni	13,00	17,00	24,00	41,00	21,00	2,00	
Co	18,00	27,00	42,00	40,00	41,00	0,6	
FeO/MgO	1,98	1,98	1,78	1,80	1,55	1,81	5,43
CaO/Al ₂ O ₃	0,451	0,451	0,433	0,584	0,593	0,599	0,021
K ₂ O/Na ₂ O	0,697	0,738	0,765	0,375	0,309	0,319	1,01
Ba/La	22,3		20,5	18,0	18,4	17,1	25,2
La/Sm	5,06		4,52	3,33	3,04	3,04	5,89
La/Yb	9,97		11,6	7,13	6,49	6,50	13,8
Eu/Eu*	0,97		0,80	1,01	0,98	0,97	0,57
Ba/Th	90,8		35,2	163,7	215,1	210,4	56,5
Ba/Ta	639,00		374,00	255,00	240,00	232,00	847,00
La/Ta	28,8		18,3	14,2	13,0	13,6	33,7
Th/U	3,88	2,91	3,41	3,13	3,38	4,57	

(*) Ubicación de las muestras en el apéndice 1 y figura 3.

arcos calcoalcalinos típicos mientras que el Basalto Las Máquinas se ubica en el campo alcalino de intraplaca de ese autor. Se interpreta al Basalto Las Máquinas como un volcanismo de retroarco que ocurrió contemporáneamente con la erupción de la Formación Doña Ana en el arco magmático principal, en forma similar a los basaltos de retroarco de la Patagonia (Muñoz y Stern, 1985).

Cuando se compara la distribución de los elementos traza de las unidades volcánicas de la región de Vacas heladas-Cerro Tórtolas en Argentina con las equivalentes en territorio chileno adyacentes presentadas por Kay *et al.* (1987a), se observa una notable coherencia. En la figura 7 se ilustra la relación Ba/La versus La/Yb. Las relaciones pueden también ser altas como resultado de contaminación cortical o

Cuadro IV: Valores analíticos de la Formación Cerro de Las Tórtolas (*)

Muestra	12A	12B	12C	119	131	156
SiO ₂	67,76	67,09	60,95	63,43	62,07	62,48
TiO ₂	0,57	0,64	1,06	0,87	0,86	0,88
Al ₂ O ₃	16,61	16,71	17,87	16,77	17,22	17,41
FeO	2,78	3,04	5,74	4,26	5,60	4,81
MnO	0,04	0,05	0,09	0,07	0,09	0,00
MgO	1,52	1,48	1,82	2,30	1,64	2,38
CaO	3,76	3,50	5,38	5,13	5,64	5,41
Na ₂ O	3,50	4,39	4,73	4,36	4,11	4,01
K ₂ O	3,46	3,11	2,34	2,88	2,86	2,61
Total	100,00	100,01	99,98	100,00	100,00	100,00
La	29,0	29,7	32,7	28,1	33,9	
Ce	55,2	56,9	68,3	57,0	65,3	
Nd	22,8	24,6	33,4	25,3	28,7	
Sm	3,96	3,98	5,85	4,66	5,78	
Eu	0,907	0,876	1,47	1,17	1,39	
Tb	0,279	0,272	0,537	0,377	0,695	
Yb	0,574	0,541	1,24	0,876	2,30	
Lu	0,069	0,069	0,153	0,113	0,320	
Ba	952,00	1063,00	944,00	858,00	843,00	
Cs	4,2	4,6	2,2	3,5	4,2	
U	2,0	2,6	2,2	2,2	2,6	
Th	9,03	9,23	8,04	7,82	10,5	
Hf	4,14	4,80	5,17	4,34	5,05	
Ta	0,46	0,63	0,73	0,69	1,12	
Sc	5,49	6,04	10,45	8,62	10,9	
Cr	14,00	17,00	16,00	30,00	4,00	
Ni	8,00	11,00	14,00	16,00	5,00	
Co	10,00	12,00	16,00	16,00	16,00	
FeO/MgO	1,83	2,05	3,15	1,85	3,42	2,02
CaO/Al ₂ O ₃	0,226	0,209	0,301	0,305	0,328	0,311
K ₂ O/Na ₂ O	0,989	0,708	0,495	0,661	0,696	0,651
Ba/La	32,9	35,8	28,9	30,6	24,9	
La/Sm	7,32	7,46	5,58	6,02	5,87	
La/Yb	50,5	54,9	26,4	32,0	14,7	
Eu/Eu*	0,94	0,91	0,94	0,98	0,82	
Ba/Th	105,4	115,2	117,4	109,7	80,7	
Ba/Ta	2073,00	1687,00	1293,00	1239,00	752,00	
La/Ta	63,1	47,1	44,7	40,6	30,2	
Th/U	4,42	3,60	3,68	3,57	4,03	

(*) Ubicación de las muestras en el apéndice 1 y figura 3.

de fusión de un manto antiguo enriquecido en elementos litófilos. En rocas de composición más silíceas, la relación Ba/La puede variar debido a la cristalización de minerales que incorporan estos elementos. A su vez, la relación La/Yb es una medida de la pendiente en el diseño de distribución de tierras raras, la que está fuertemente afectada por la presencia de granate y anfíbol, ya sea en la fuente magmática

o como minerales durante el fraccionamiento. En los equivalentes chilenos de las rocas aquí estudiadas, Kay *et al.* (1987a y b) han demostrado que la relación La/Yb está fuertemente controlada por el porcentaje de granate en la fuente magmática y que este porcentaje ha variado a través del tiempo debido a la disminución del ángulo de inclinación de la placa subductada.

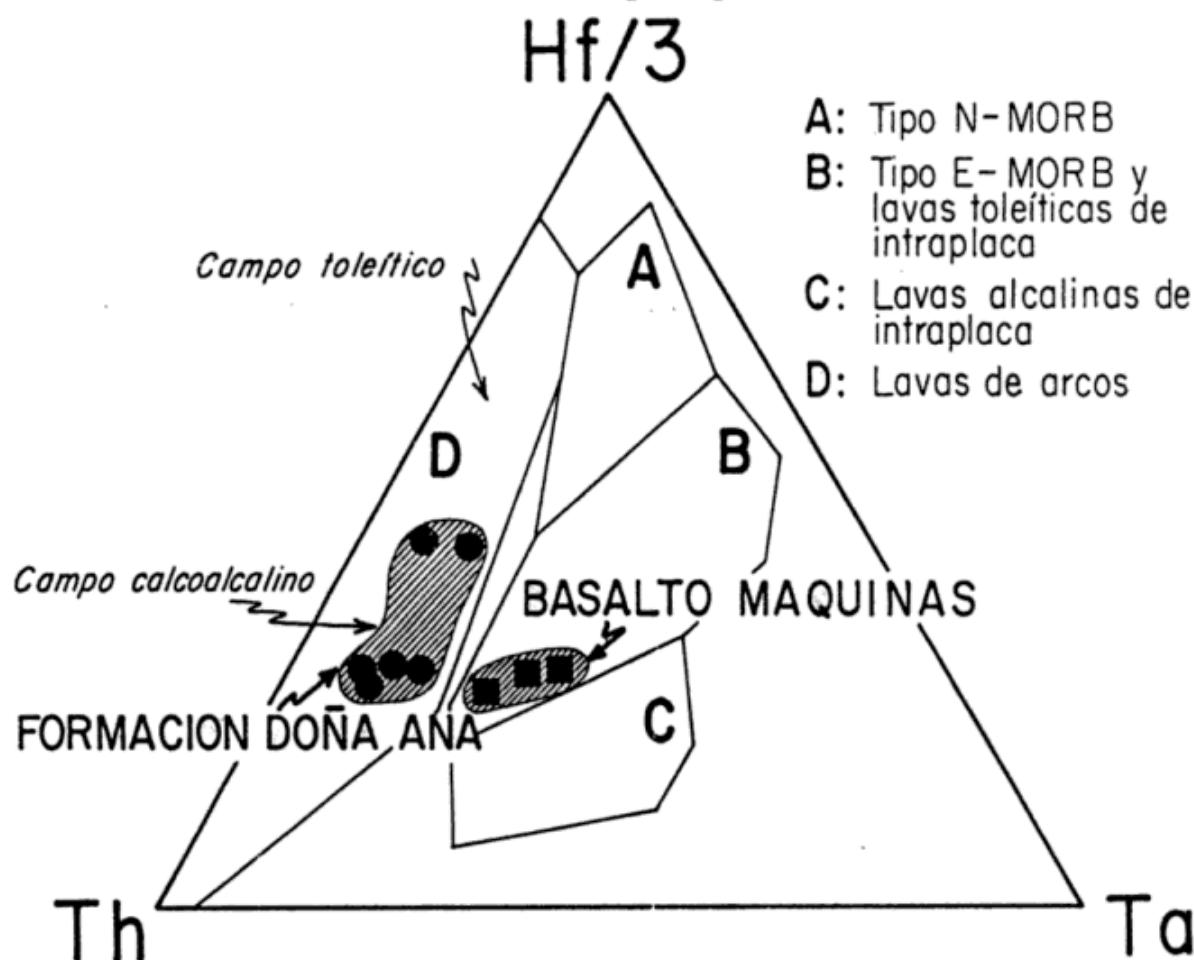


Figura 6: Diagrama de Wood (1980) donde se ubican las asociaciones del arco magmático principal (Formación Doña Ana) y las de retroarco pertenecientes al Basalto Las Máquinas.

En forma similar al diagrama K_2O/SiO_2 (figura 4), los elementos traza muestran una buena correlación entre las secuencias volcánicas de Argentina y Chile, en particular con las riolitas más antiguas de la Formación Doña Ana, con la sección inferior del Cerro Tórtolas y en las características de la Ignimbrita Vacas Heladas y en la ignimbrita intercalada en la Formación Vallecito. Las andesitas más antiguas son similares a las de la Formación Doña Ana y podrían, quizá, correlacionarse con ellas. Las diferencias entre las rocas más antiguas son vistas fundamentalmente en la relación Ba/La del Basalto Las Máquinas, como debería esperarse de una posición más cercana al retroarco. Otras diferencias son el diseño de tierras raras de mayor pendiente de la sección inferior respecto a la superior de la Formación Cerro de Las Tórtolas.

Cuando se compara la distribución de los elementos traza normalizados para las mues-

tras del sector argentino, se realizan las diferencias entre las riolitas más antiguas y las andesitas en comparación con las dacitas de la sección superior de la Formación Cerro de Las Tórtolas y con las riolitas de Vacas Heladas. Las muestras 10 y 8 son respectivamente, las riolitas y las andesitas más antiguas, la muestra 6 corresponde a la Ignimbrita Vacas Heladas y la muestra 12 a la sección superior de la Formación Cerro de Las Tórtolas. Obsérvese la similitud en el diseño de tierras raras livianas desde La a Sm y la diferencia significativa en el diseño desde Sm a Lu (véase figura 8).

El diseño de las dacitas de la sección superior (particularmente la muestra 12b) muestra una muy fuerte influencia del granate en la formación de estas rocas.

Es interesante destacar el contraste en el diseño de las riolitas antiguas (Formación Baños del Toro?) y las riolitas de la Formación Vacas Heladas (v.gr. T6). Para mayores

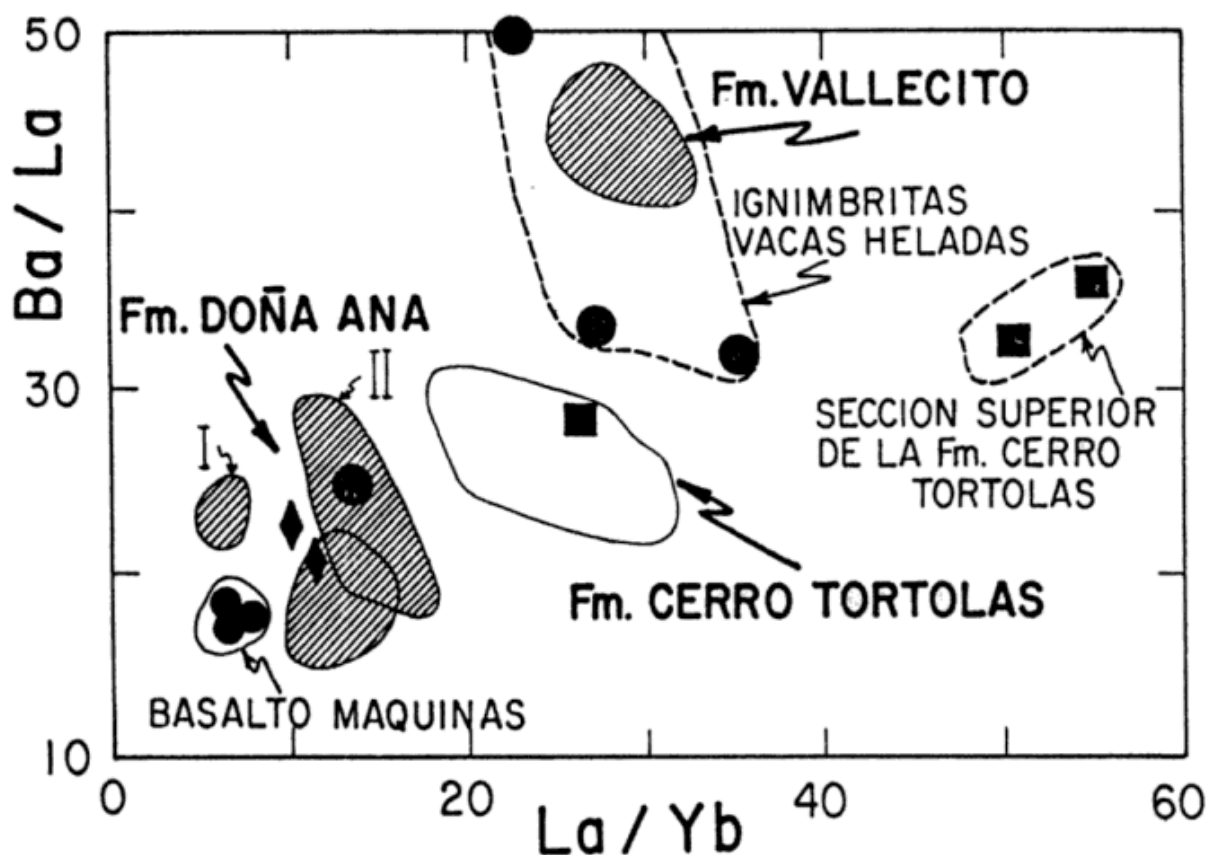


Figura 7: Relación entre Ba/La y La/Yb de las muestras de la región de Vacas Heladas-Cerro Tórtolas, en comparación con sus equivalentes del sector chileno adyacente, basado en Kay *et al.* (1987a y b). I: Andesitas basálticas de Doña Ana; II: riolitas-andesitas de Doña Ana.

detalles véase la discusión de este diagrama en Kay *et al.* (1987a).

MARCO TECTONICO

La secuencia descrita es clave para la interpretación de la evolución geológica de la comarca. Por un lado permite restringir la distribución del Grupo Choiyoi al este del valle del Cura en territorio argentino a estas latitudes. Por otro resalta el importante desarrollo de las rocas jurásicas, las cuales se constataron en este sector de la Cordillera Sanjuanina.

Sin embargo, la existencia de un magmatismo cuya edad es posterior a la deformación principal del área, atribuida a la fase quechua, en el segmento de subducción subhorizontal, cuyo desarrollo coincidía con el cese de la actividad volcánica en el arco magmático cordille-

rano (Jordan *et al.*, 1983 a y b, Kay *et al.*, 1987 a y b) permite completar la evolución geológica durante la etapa de segmentación de la placa subducida. El desarrollo periférico de un campo ignimbrítico con respecto a la estructura anular del cerro Vacas Heladas, permite interpretar a éste como una pequeña caldera de unos tres kilómetros de diámetro, cuyo colapso dio origen a la Ignimbrita Vacas Heladas. Si se acepta esta hipótesis la región comprendida dentro de la misma debería ser más joven que la Formación Cerro de las Tórtolas. La extensa cobertura cuaternaria de la depresión no ha permitido visualizar el desarrollo de domos resurgentes, u otra actividad potencialmente asociada al desarrollo de la caldera.

A su vez esta secuencia volcánica, apoyada en discordancia sobre la Formación Cerro de Las Tórtolas, permite circunscribir la etapa di-

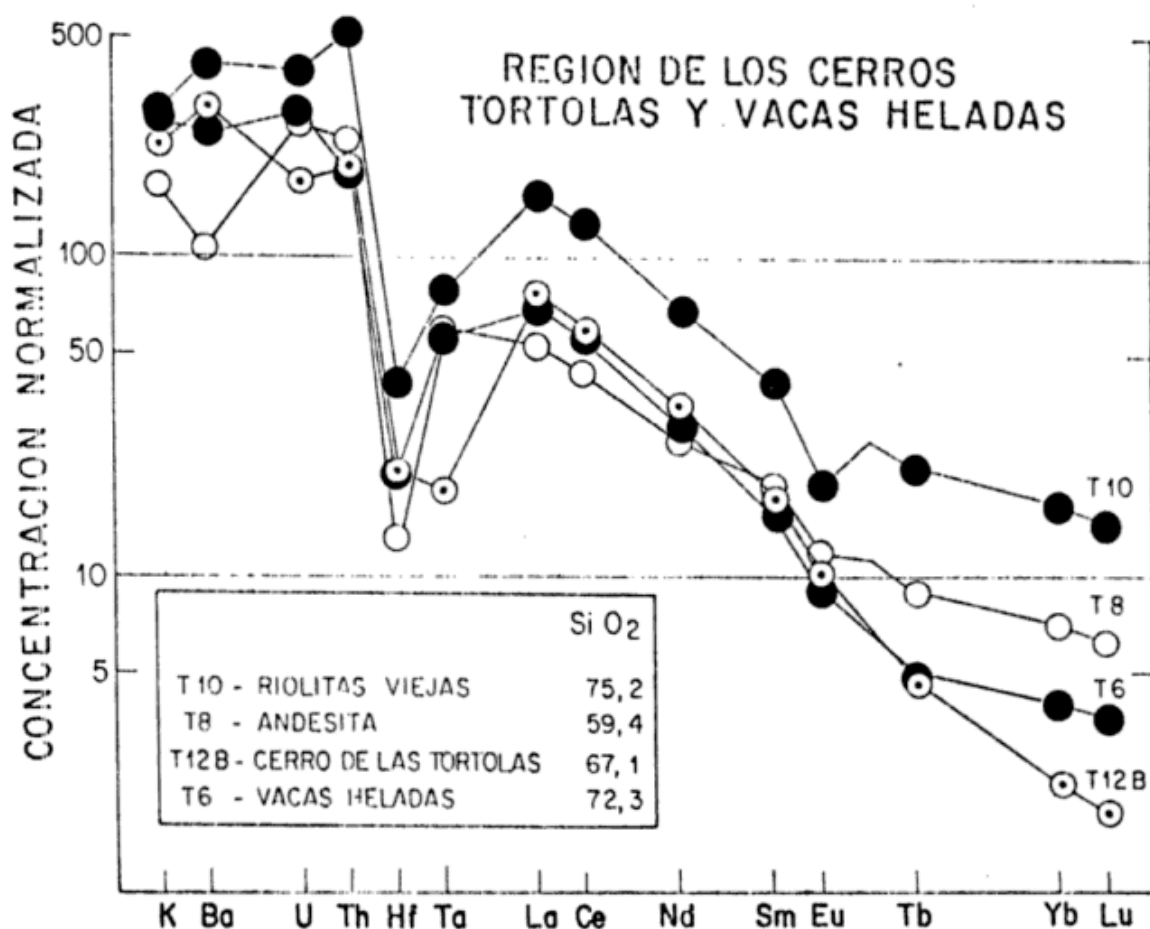


Figura 8: Diseño de tierras raras y elementos traza de muestras representativas de la región de Vacas Heladas-Cerro Tortolas. Los valores de normalización según Kay et al. (1987).

astrófica principal en la comarca al Mioceno superior y por lo tanto homologarla a la fase quechua.

CONCLUSIONES

La secuencia volcánica cenozoica de la comarca y sus características geoquímicas permiten proponer un modelo de evolución geológica y petrológica de la misma que se ilustra en la figura 9. Este se ha basado en el propuesto previamente por Kay *et al.* (1987b), al que los presentes datos permiten complementar. El modelo muestra la evolución magmática de la región ubicada alrededor de los 30° de latitud, asociada a una zona de subducción cuya inclinación decreció entre el Terciario medio y el superior.

En el diagrama de la figura 9 se muestran las variaciones en inclinación de la placa oceánica subducida a través del tiempo y las de la interfase litósfera-asténósfera en la placa cabalgante. A su vez, se indican las zonas donde el granate es un constituyente importante y las áreas donde la deformación fue contemporánea u ocurrió en el intervalo de tiempo de cada uno de los esquemas, a los 20, 12 y 6 Ma.

El esquema *a* ilustra la geometría de la placa y el volcanismo asociado durante la efusión de la Formación Doña Ana, alrededor de los 20 Ma. En este tiempo la actividad volcánica principal ocurrió en un arco volcánico ubicado en lo que es hoy el territorio chileno adyacente. Al-

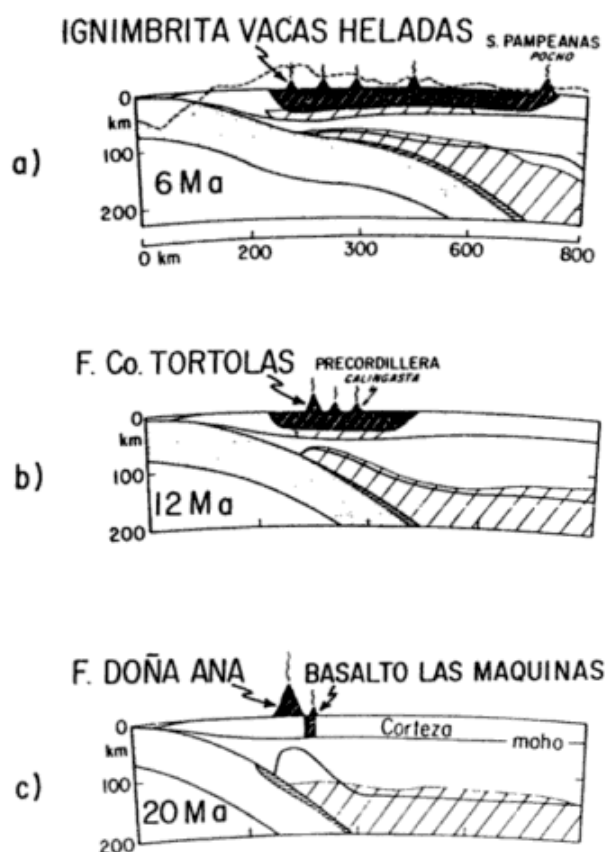


Figura 9: Sección transversal de la litósfera-astenósfera de la Cordillera de Los Andes a los 30°S latitud a los 6, 12 y 20 Ma. La región punteada corresponde a la litósfera oceánica; la sección blanca superior corresponde al manto sobreyacente, en la que una línea continua divide la litósfera de la astenósfera; las áreas rayadas oblicuamente corresponden a áreas donde el granate es estable; las áreas oscuras indican sectores de deformación activa para la época analizada y la línea entrecortada de la sección superior corresponde a la topografía.

gunas ignimbritas procedentes de estos centros pueden haberse extendido al lado argentino, mientras que algunas andesitas pueden haber sido emitidas en la región cercana al límite. El Basalto Las Máquinas fue emplazado a lo largo del valle del Cura. La geometría parece haber sido similar a la que existe en estos momentos en la Zona Volcánica Sur (Stern *et al.*, 1976), tal vez a la actual latitud de Bariloche. La zona de subducción inclinaba por lo menos 30°, y fue probablemente más inclinada.

El esquema *b* muestra la situación alrededor de los 12 Ma, durante la efusión de la Formación Cerro de Las Tórtolas. En territorio chileno adyacente ha sido demostrado un período de fallamiento inverso en forma previa a este momento (Maksaev *et al.*, 1984). Esta deformación pudo haber sido el resultado de un continuo aplanamiento de la zona de subducción asociado al cabalgamiento de la placa Sudamericana sobre la placa de Nazca (Isacks, 1987, Kay *et al.*, 1987b). Como consecuencia de esta deformación y cabalgamiento se produjo enfriamiento y por lo tanto un adelgazamiento de la astenósfera y un engrosamiento concomitante de la corteza. Ambos factores promovieron la formación de granate. Los magmas encontraron mayor dificultad en atravesar la corteza engrosada, dominando por lo tanto la erupción de andesitas y dacitas. El incremento de granate en las fuentes magmáticas produjo un incremento en la pendiente de los diseños de tierras raras. Si bien todavía no existe una precisa ubicación cronológica de las secuencias volcánicas del valle de Calingasta y de la Precordillera, parece haber habido un volcanismo dacítico y andesítico contemporáneo en esa región. La deformación parece haber comenzado también en la región de retroarco en estos tiempos.

El esquema *c* muestra la situación al momento de la erupción de la Ignimbrita Vacas Heladas en territorio argentino y la equivalente sedimentación de la Formación Vallecito en territorio chileno a los 6 Ma, con posterioridad a la fase quechua. En ese momento la zona de subducción pareciera haber alcanzado una posición subhorizontal aproximándose a la actual geometría. El volcanismo fue activo en diferentes ubicaciones a través del segmento de subducción subhorizontal, alcanzando sectores tan orientales como el del campo volcánico de Pocho en las sierras de Córdoba (Kay *et al.*, 1987b). La deformación ha abarcado la región

cordillerana, siendo todavía activa en las Sierras Pampeanas orientales. El engrosamiento cortical y el adelgazamiento astenosférico que han acompañado la disminución de la inclinación de la zona de subducción, han afectado el carácter del volcanismo. Es así que en la Cordillera Principal, éste estuvo limitado a efusiones pequeñas como las de la Ignimbrita Vacas Heladas. Sólo las rocas más silíceas fueron capaces de penetrar la corteza engrosada, por lo que estas ignimbritas pueden contener importantes componentes de corteza reciclada. Por otro lado en la zona de Pocho, donde la astenósfera era más espesa, andesitas y andesitas basálticas pudieron ser emitidas.

Con posterioridad a la efusión de la Ignimbrita Vacas Heladas, cesó la actividad volcánica a la latitud de los 30°S en el segmento de subducción subhorizontal.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro reconocimiento al profesor doctor John Rodgers, de la Universidad de Yale, Estados Unidos, por su gentil participación en las tareas de campaña, así como a los colegas del Servicio Geológico Nacional, licenciados Omar Lapido y Daniel Delpino por el apoyo brindado. Al doctor Constantino Mpodozis nuestro reconocimiento por haber facilitado la datación de las muestras en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, y por su revisión crítica del manuscrito. La investigación fue financiada por los subsidios UBACYT EXA-114 y por el EAR-8307599 de la National Science Foundation. La presente es una contribución al programa IGCP 249 sobre Magmatismo Andino y su marco tectónico.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

APARICIO, E. P., 1975. *Mapa geológico de San Juan*. Inst. Invest. Geol. Univ. Nac. San Juan, 1-39, San Juan.

_____, 1984. *Geología de San Juan*. Fac. Cienc. Ex.,

Fis. y Nat., Univ. Nac. San Juan, 1-167, San Juan.

ESIN SA, 1981. *Estudio reconocimiento geotérmico de la zona de Iglesia, provincia de San Juan*. Gob. Prov. San Juan, Secr. Rec. Hídric., (inéd.), San Juan.

GILL, J., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer Verlag, 1: 390, Nueva York.

GROEBER, P., 1951. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'S*. Rev. Cient. Geol. Mus. Arg. Cienc. Nat., I (5): 1-352, Buenos Aires.

ISACKS, B., 1987. *Formación de montañas no colisionales en los Andes Centrales: el oroclino boliviano*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 211-214, San Miguel de Tucumán.

JORDAN, T. E., B. ISACKS, R. ALLMENDINGER, J. BREWER, V. A. RAMOS y C. ANDO, 1983a. *Andean tectonics related to geometry of subducted plates*. Geol. Soc. Amer., Bull., 94 (3): 341-361, Boulder.

_____, _____, V. A. RAMOS y R. W. ALLMENDINGER, 1983b. *Mountain building in the Central Andes*. Episodes, 1983 (3): 20-26, Ottawa.

KAY, S. M., V. MAKSAEV, R. MOSCOSO, C. MPODOZIS y C. NASI, 1987a. *Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction*. Jour. Geophys. Res., 92 (B7): 6173-6189, Washington.

_____, _____, _____, _____ y C. E. GORDILLO, 1987b. *Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone*. Jour. South Amer. Earth Sci. (en prensa), South California.

MAKSAEV, V., R. MOSCOSO, C. MPODOZIS y C. NASI, 1984. *Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31°S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización*. Rev. Geol. Chile, 21: 11-51, Santiago de Chile.

MINERATEA, 1968. *Geología de la Alta Cordillera de San Juan: su prospección y áreas con posibilidades mineras*. Dep. Minería (inéd.), San Juan.

MUÑOZ, J. y Ch. STERN, 1985. *El complejo volcánico Pino Hachado en el sector nor-occidental de la Patagonia (38°1'39"S): volcanismo plio-cuaternario tras-arco en Sudamérica*. IVº Congr. Geol. Chileno, Actas, III (4): 381-412, Antofagasta.

RAMOS, V. A. y L. SACOMANI, 1987. *Geología del área Veladero Survalle del Cura, provincia de San Juan*. Serv. Geol. Nac., (inéd.), Buenos Aires.

_____, _____ y M. R. YRIGOYEN, 1987. *Geología de la región del Aconcagua, provincia de Mendoza*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 267-271, San Miguel de Tucumán.

_____, S. M. KAY, C. CINGOLANI y K. KAWASHITA, 1985. *The volcanic rocks of Cerro Aconcagua-Cordillera Principal, 32°S, Argentina*. Comunicaciones, 35: 191-194, Santiago de Chile.

_____, R. N. PAGE, S. M. KAY, O. LAPIDO y D. DELPINO, 1987. *Geología de la región del Volcán Tórtolas, valle del Cura, provincia de San Juan*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 260-263, San Miguel de Tucumán.

- STERN, Ch., M. A. SKEWES y M. DURAN, 1976. *Volcanismo orogénico en Chile Austral*. 1º Congr. Geol. Chileno, Actas II (F): 195-212, Santiago de Chile.
- THIELE, R., 1964. *Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui*. Univ. de Chile, Dep. Geol., Pub. 27: 1-73, Santiago de Chile.
- WOOD, D. A., 1980. *The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectomagnetic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province*. Earth and Planetary Sc. Let., 50: 11-30, Amsterdam.

APENDICE 1

UBICACION DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

Ignimbrita Vacas Heladas

- T1: Margen septentrional de la quebrada Las Tórtolas.
- T2 a T5: Quebrada de los Catres.
- T6: Sector comprendido entre estas dos últimas quebradas.

Basalto Máquinas

- T7; T 9A y T 9B: Paraje Los Catres.

Formación Baños del Toro

- T10, T11 y 163: Margen sur de la quebrada de las Máquinas.

Formación Cerro de las Tórtolas

- T12 A, B y C: Sección superior al este de la cima.
- 131 y 156: Sección inferior al sur del cerro.
- 119: Sección inferior al norte del cerro.
- T8: Flanco sudeste del cerro Vacas Heladas.

VICTOR A. RAMOS

ROBERTO N. PAGE

Servicio Geológico Nacional
Buenos Aires, Argentina

SUZANNE MAHLBURG KAY

Cornell University, Ithaca, N. Y., Estados Unidos

FRANCISCO MUNIZAGA

Universidad de Chile
Departamento de Geología
Santiago de Chile

CARACTERIZACION GEOQUIMICA E ISOTOPICA DE BASALTOS DEL SECTOR NORESTE DE LA MESETA DE SOMUNCURA

Marcela B. Remesal y Claudio A. Parica

RESUMEN

El Complejo Volcánico de Somuncurá, ubicado en el norte de la Patagonia Exrandina, está compuesto por una meseta basáltica (Formación Somuncurá) y una secuencia lávico-piroclástica (Formación Quiñelaf) con una tendencia evolutiva común de características alcalinas.

Las relaciones isotópicas del estroncio definen a estas rocas como pertenecientes al campo continental y sus rangos de variación muestran la influencia de la contaminación de Sr radigénico cortical, fundamentalmente en los eventos que involucran menor volumen lávico. En las rocas con relaciones iniciales normales es factible establecer vinculaciones genéticas entre unidades litológicas con diferente grado de diferenciación.

ABSTRACT

The Somuncura Eruptive Complex, at the north of extra-andean Patagonia, is composed by a basaltic plateau (Somuncura Formation) and a post-plateau lavic-pyroclastic sequence (Quiñelaf Formation). These formations, with alkaline character, are enclosed in the same evolutive scheme.

The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plotted versus Rb/Sr, Rb and Sr show that all these rocks are included in the continental field. Making another considerations, it was possible to establish Sr radiogenic crustal contamination, particularly for the small lavic events.

Rocks with normal initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and dissimilar differentiation grade show a genetic relation.

INTRODUCCION

Se exponen aquí algunos resultados de estudios petrogenéticos realizados sobre muestras correspondientes a las estribaciones nororientales del Complejo Volcánico de Somuncura (provincia de Río Negro).

La denominada meseta de Somuncurá se ubica en la parte central y sur de la provincia de Río Negro y centro-norte de la provincia de Chubut, entre los paralelos 41° y 42°30' y cubre una superficie aproximada de 25.000 km². La misma forma parte de la provincia geológica del Macizo Nordpatagónico y constituye un manto monótono de basaltos olivínicos (Formación Somuncurá) que se digita hacia el norte y al que se superponen efusiones de una amplia gama composicional que gradúa desde términos basálticos hasta traquíticos y riolíticos alcalinos (Formación Quiñelaf) los cuales integran una secuencia lávico-piroclástica.

Las muestras procesadas para este trabajo corresponden al centro-norte del Complejo (Mapa de ubicación, figura 1), en el sector occidental de la hoja geológica 40h, Cerro Corona (Ravazzoli, 1982) y son parte del material descrito en una publicación anterior (Remesal, 1984) cuyo objetivo era dar a conocer rasgos morfológicos, petrográficos y químicos generales de una parte del Complejo.

Para el presente estudio, las volcanitas han sido analizadas en sus elementos mayores y algunos elementos menores tales como Rb, Sr, Ni, Co y Cr y las relaciones isotópicas del Sr.

ANTECEDENTES

La geología del sector nororiental del Complejo fue considerada en estudios de índole regional (Wichmann, 1919, 1927a, 1927b; Croce, 1956, 1963; Nuñez *et al.*, 1975; Stipanovic y Methol, 1972; Ravazzoli, 1982) muchos de los

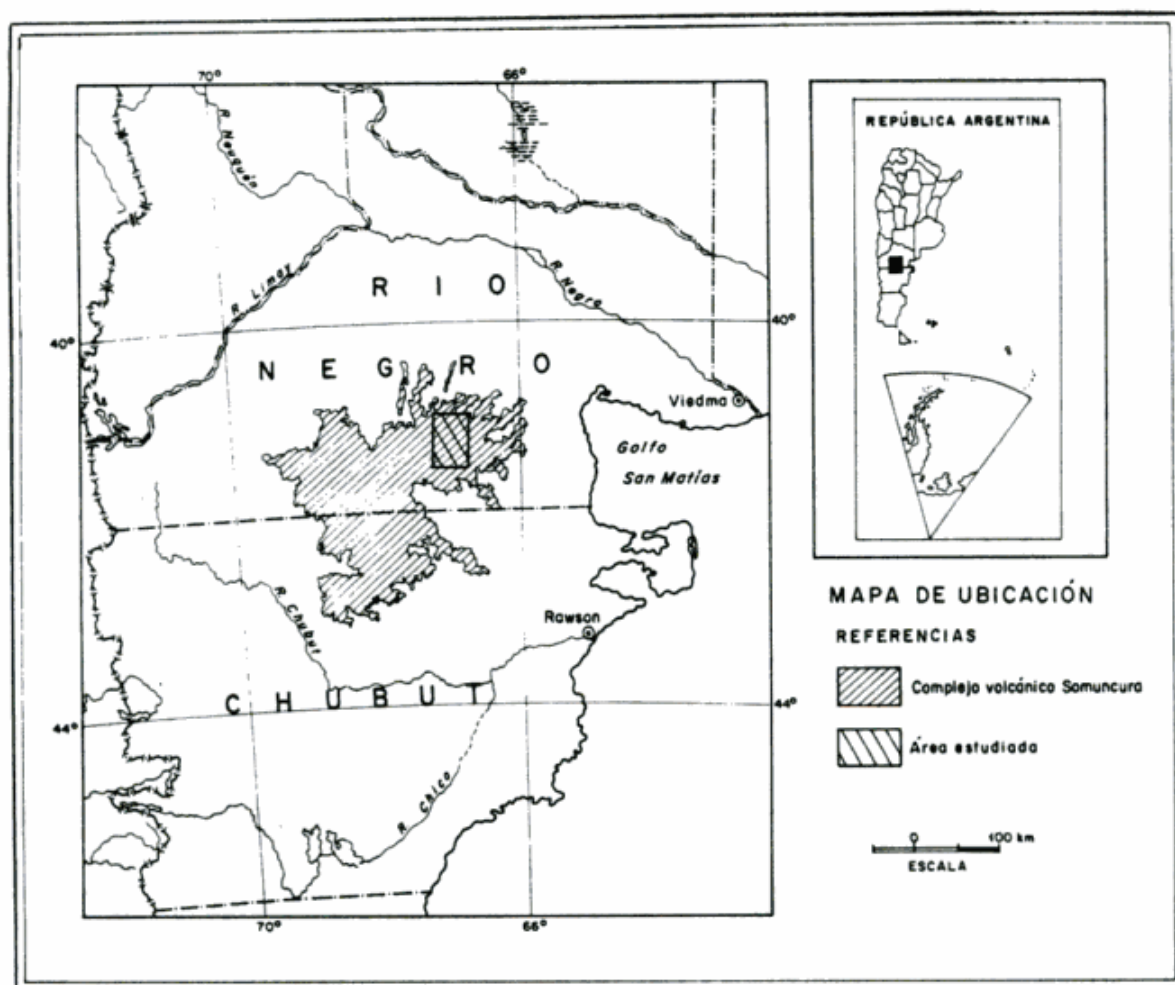


Figura 1: Mapa de ubicación.

cuales aportan además datos generales sobre los rasgos composicionales de las variedades volcánicas presentes.

La caracterización petrológica del área se conoce a través de trabajos específicos que analizan las variedades litológicas de la secuencia volcánica (Corbella, 1975, 1984, 1985; Remesal, 1984).

Metodología de trabajo

Los análisis isotópicos del Sr han sido efectuados en el Laboratorio Rubidio-Estroncio del INGEIS, para lo cual las muestras han sido procesadas según las metodologías propuestas por Parica (1983) y V. G. Micromass (1979) y como instrumento de medición se utilizó un espectrómetro de masas Micromass 30-B. Los valores leídos fueron corregidos solamente por

la relación $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,1194$ propuesta por Faure y Powell (1974), sin haberse efectuado corrección por edad, dado que las muestras son muy jóvenes y cualquier corrección de este tipo está dentro del error de aplicación del método.

Las concentraciones de Rb y Sr se determinaron por Fluorescencia de Rayos X con un equipo Philips PW 1410, en el INGEIS, habiéndose utilizado dos patrones diferentes para una determinación más ajustada (GSP-1 y BCR-1, ambos patrones originales de NBA) y como fondo de medición un patrón interno del INGEIS denominado QG-1 (Cuarzo Goias) cedido por el Dr. Umberto Cordani de la Universidad de San Pablo.

Los análisis de Ni, Cr y Co fueron realizados por el método de Activación Neutrónica en la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA).

Los elementos mayoritarios fueron analizados por las licenciadas Ana María Fazio y Patricia Miretzky según la metodología de vía húmeda en el Laboratorio de Análisis de Rocas del Departamento de Ciencias Geológicas, F. C. E. y N., UBA.

Caracterización petrográfica y geoquímica

La secuencia volcánica de Somuncurá es considerada como un Complejo Efusivo (Remesal, 1983, 1988) cuyos componentes litológicos pueden ser agrupados en dos eventos principales:

- 1 - Basaltos de meseta (Formación Somuncurá).
- 2 - Volcanitas post-meseta (Formación Quiñelaf).

En el perfil estudiado para este trabajo la Formación Somuncurá (Ardolino, 1981) está constituida por extensas coladas de basalto olivínico, que forman el cuerpo principal de la meseta, y se adelgazan notablemente hacia el norte. Son rocas de textura affrica o pobremente porfírica, de grano grueso y mineralogía uniforme representada por olivina, augita titanífera, plagioclasa (An 52-62), titanomagnetita y/o ilmenita y una mesostasis vítrea o desvitrificada en feldespatos alcalinos y ceolitas, a las cuales se asocian cristales aciculares de apatita y minerales opacos (foto 1). Esporádicos xenocristales de cuarzo y plagioclasa parcialmente fundidos indican que estas lavas asimilaban rocas corticales en su ascenso a la superficie.

Los rasgos petrográficos y químicos de estas rocas permiten establecer sus afinidades alcalinas y el comportamiento geoquímico subalcalino de alguna de las muestras podría explicarse por la importante oxidación de la olivina, que siempre se presenta parcial o totalmente reemplazada por iddingsita y por cierto grado de contaminación cortical. Los promedios de los valores de Mg y Ni y el índice de solidificación indican que son rocas poco diferenciadas.

La Formación Quiñelaf (Nuñez *et al.*, 1975) que cubre en parte a la Formación Somuncurá, esta representada por los afloramientos septentrionales de la Alta Sierra de Somuncurá. La integran una variada serie de basaltos y traquitas alcalinas.

Los basaltos y hawaiitas de la Formación Quiñelaf son rocas notoriamente porfíricas con pastas pilotáxicas finas, a veces vítreas, producidos por eventos localizados, con extensión areal reducida. Muestran con frecuencia cristales de plagioclasa y cuarzo con coronas de reacción (foto 2) que atestiguan un origen por contaminación.

Característicamente en estos términos básicos se destaca la presencia de megacristales (foto 3) y nódulos gábricos. Estos pueden considerarse como productos cognados de cristalización a presión relativamente alta (con fraccionamiento de olivina, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa principalmente, aunque también fueron encontrados cristales del grupo de los espinelos tales como magnetitas con reemplazos importantes de Mn y exsoluciones de ulvöspinel). Sus evidencias de reabsorción serían la respuesta a los cambios de presión-temperatura ocurridos en el sistema al producirse el ascenso del magma, mientras cristalizaban fases minerales de menor presión.

En sus términos más diferenciados, la Formación Quiñelaf incluye una facies lávica y otra dómica extrusiva. Su desarrollo se restringe a las proximidades de las bocas de salida. Está compuesta por rocas que clasifican químicamente como benmoreitas y fonolitas. Estas volcanitas se caracterizan por la presencia de grandes cristales de anortoclasa, y escasos y variados microfenocristales de minerales máficos (olivina, aegirina, kaersutita, kataforita y/o biotita). En las variedades benmoreíticas y en algunas de las traquitas persiste todavía la presencia de megacristales "semidigeridos" de orto y clinopiroxeno que pueden asimilarse a los nódulos máficos identificados en las facies básicas de esta Formación. Los evidentes signos de reacción de estos minerales aumentan gradualmente con el nivel de diferenciación de la roca portadora.

A partir del análisis comparativo de los datos geoquímicos obtenidos para los basaltos de la Formación Somuncurá y de la Formación Quiñelaf, se puede establecer un incremento en los porcentajes de álcalis, Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 , así como también de CaO, MgO, FeO, Ni, Cr y Co para la unidad relativamente más joven. También es evidente que esta Formación tiene una



Foto 1

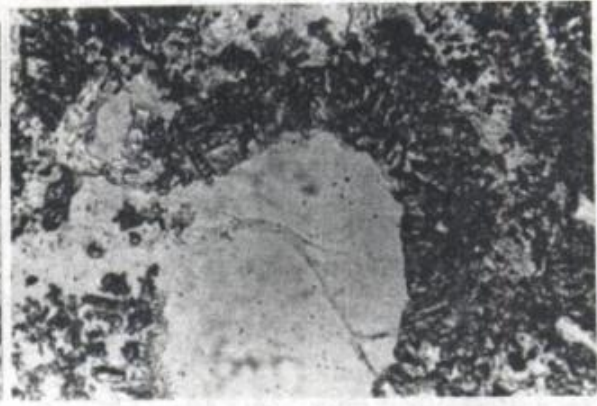


Foto 2



Foto 3



Foto 4

Foto 1: Basalto de meseta (Formación Somuncurá) de grano grueso con textura intergranular a subofítica. Compuesto por augita titanífera, olivina iddingsitizada, plagioclasa, ilmenita y parches de vidrio parcialmente desvitrificado a feldespató alcalino. **Foto 2:** Xenocrystal de cuarzo con reborde de reacción compuesto esencialmente por clinopiroxeno acicular. Se puede observar que parte del borde como las fracturas del cuarzo ha sido fundido a vidrio de color castaño claro. **Foto 3:** Hawaiiita de la Formación Quiñelaf en la que se observa un megacrystal de ortopiroxeno con reborde de olivina fuertemente oxidada. **Foto 4:** Traquita de la Formación Quiñelaf con textura porfírica y pasta bostonítica. Los fenocristales corresponden a anortoclasa, con macla de periclino y fenómenos de exolución (textura pseudocribada) y reborde potásico; subordinado en tamaño hay un cristal de oligoclasa con fina macla de albita y reborde de anortoclasa.

variedad composicional que alcanza mayores grados de diferenciación.

El aumento de sodio está reflejado en los grandes cristales de anortoclasa y la tendencia a enriquecerse en alúmina, rasgo característico de los términos diferenciados en las series alcalinas como consecuencia de la cristalización tardía de plagioclasa, favorece la presencia de flogopita modal, y es un indicio de las condiciones de fraccionamiento a alta $P_{H_2O-O_2}$ que parecen haber tenido lugar durante la diferenciación magmática (Barbieri *et al.*, 1971).

La distribución de las muestras en el diagrama de clasificación (figura 2; Zanettin, 1984) permite la tipificación sobre base química, la cual es coherente con las determinaciones pe-

trográficas; además esta distribución puede interpretarse como una línea evolutiva con escalones dentro de la serie alcalina basalto-traquita. Su escasa tendencia al enriquecimiento en hierro dentro del diagrama ternario AFM (figura 3) concuerda con la cristalización temprana de óxidos de Ti y Fe.

Para el estudio de la línea de descenso del líquido se ha preferido como índice de fraccionamiento el I.S. = $100 \text{ MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O})$, propuesto por Kuno, por ser uno de los que mejor registran el orden evolutivo de la secuencia (figura 4) concordando con las evidencias mineralógicas y estratigráficas. El análisis de los diagramas de variación de los óxidos de elementos mayores y de elementos menores

Asociación Geológica Argentina

Cuadro de valores analíticos de los basaltos y traquitas del Complejo Volcánico Somuncurá.

	FORMACION SOMUNCURA					FORMACION QUIÑELAF				
	RN25	RN62	RN66	RNB	RN11	RN34	RN52	RN58	RN48	RN36
* SiO ₂	49.76	49.98	54.76	47.97	48.85	48.99	50.47	51.32	56.94	58.52
* TiO ₂	1.80	1.46	1.97	1.92	2.58	1.58	1.96	2.86	1.22	0.50
* Al ₂ O ₃	15.60	17.54	16.03	17.94	17.90	17.91	18.05	18.98	19.75	17.88
* Fe ₂ O ₃	3.32	2.57	0.46	4.84	0.82	2.95	5.68	1.99	4.57	2.40
* FeO	6.71	6.49	6.40	5.87	6.15	6.90	4.27	4.37	1.12	2.50
* MnO	0.14	0.14	0.08	0.14	0.10	0.15	0.11	0.16	0.09	0.07
* MgO	6.54	5.91	6.01	6.27	6.05	5.94	4.35	2.95	1.22	1.02
* CaO	8.52	9.70	8.53	7.06	7.27	7.31	7.67	7.50	2.87	2.24
* Na ₂ O	3.59	3.63	2.60	3.70	3.54	3.85	3.38	3.30	5.58	7.33
* K ₂ O	0.71	0.82	0.90	1.56	2.81	0.99	1.53	1.80	3.86	5.60
* P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.78	0.57	1.08	0.44	0.59	0.98	0.91	0.40
Total	96.70	98.25	98.52	97.84	97.15	97.01	98.06	96.21	98.13	98.46
** Ni	235	141	236	190	150	160	91	94	—	—
** Co	69	65	71	65	53	60	55	41	—	—
** Cr	380	280	380	330	310	280	200	140	—	—
Ni/Co	3.41	2.17	3.32	2.92	2.83	2.67	1.65	2.29	—	—
** RB	10	12	16	21	11	11	15	19	58	60
** SR	352	304	489	503	620	304	427	430	373	301
AN	44.50	48.69	57.21	46.98	46.17	46.81	50.83	52.45	14.94	0.00
Q	0.00	0.00	9.08	0.00	0.00	0.00	2.14	6.64	3.84	0.00
or	4.20	4.85	5.32	9.22	16.61	5.85	9.04	10.64	22.81	33.09
ab	30.38	30.72	22.00	31.31	28.74	32.58	28.60	27.92	47.22	39.69
an	24.36	29.15	29.41	27.74	24.65	28.67	29.56	30.81	8.29	0.00
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00	11.43
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	3.35	0.00
di	14.39	15.33	6.34	2.88	3.51	3.83	3.76	0.00	0.00	7.14
hy	12.27	3.15	20.15	3.57	0.00	9.72	14.63	9.30	4.06	0.00
ol	2.89	8.54	0.00	13.06	14.39	8.07	0.00	0.00	0.00	2.12
ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.08
mt	4.78	3.73	0.67	4.96	1.19	4.28	5.02	2.89	3.94	1.96
il	3.42	2.77	3.74	3.65	4.90	3.00	3.72	5.43	2.32	0.95
ap	0.02	0.02	1.81	1.32	2.50	1.02	1.37	2.27	2.11	0.93
I.S.	31.34	30.43	36.71	28.19	31.23	28.79	22.64	20.47	7.46	5.41
FeO*	9.70	8.80	6.81	10.23	6.89	9.56	9.38	6.16	5.23	4.66
F/F+M	0.601	0.602	0.534	0.623	0.536	0.620	0.686	0.682	0.814	0.823
Rb/Sr	0.028	0.039	0.033	0.042	0.018	0.036	0.035	0.044	0.155	0.199
K/Rb	589	567	467	617	2120	747	847	786	552	775

(*)Departamento Ciencias Geológicas - F.C.E. y N - UBA.

(**) Comisión Nacional de Energía Atómica

(***) INGEIS

MUESTRA	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O+K ₂ O	CLASIFICACION
66	54.76	2.60	.90	3.50	ANDESITA BASALTICA
62	49.98	3.63	.82	4.45	BASALTO
25	49.76	3.59	.71	4.30	BASALTO
58	51.32	3.30	1.80	5.10	HAMAITA
52	50.47	3.38	1.53	4.91	BASALTO
34	48.99	3.85	.99	4.84	BASALTO
11	48.85	3.54	2.81	6.35	TRAGUIBASALTO
8	47.97	3.70	1.56	5.26	HAMAITA
36	58.52	7.33	5.60	12.93	FONDLITA
48	56.94	5.58	3.86	9.44	BENMOREITA

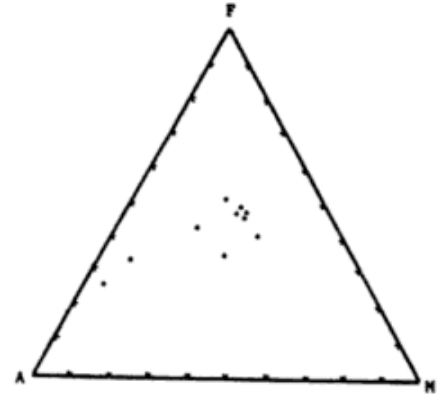
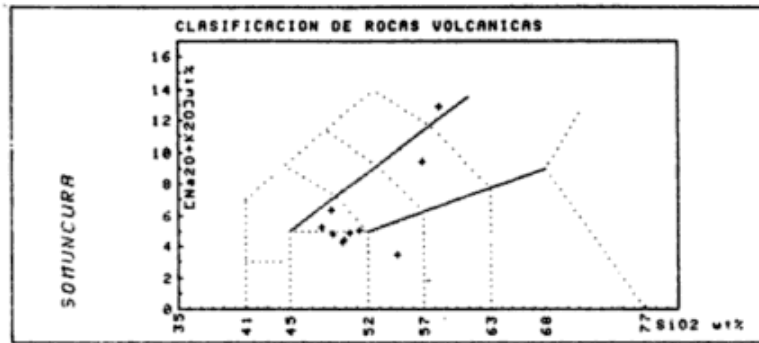


Figura 2: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas según Zanettin (1984). Figura 3: El diagrama triangular AFM muestra la tendencia evolutiva con escaso enriquecimiento en hierro.

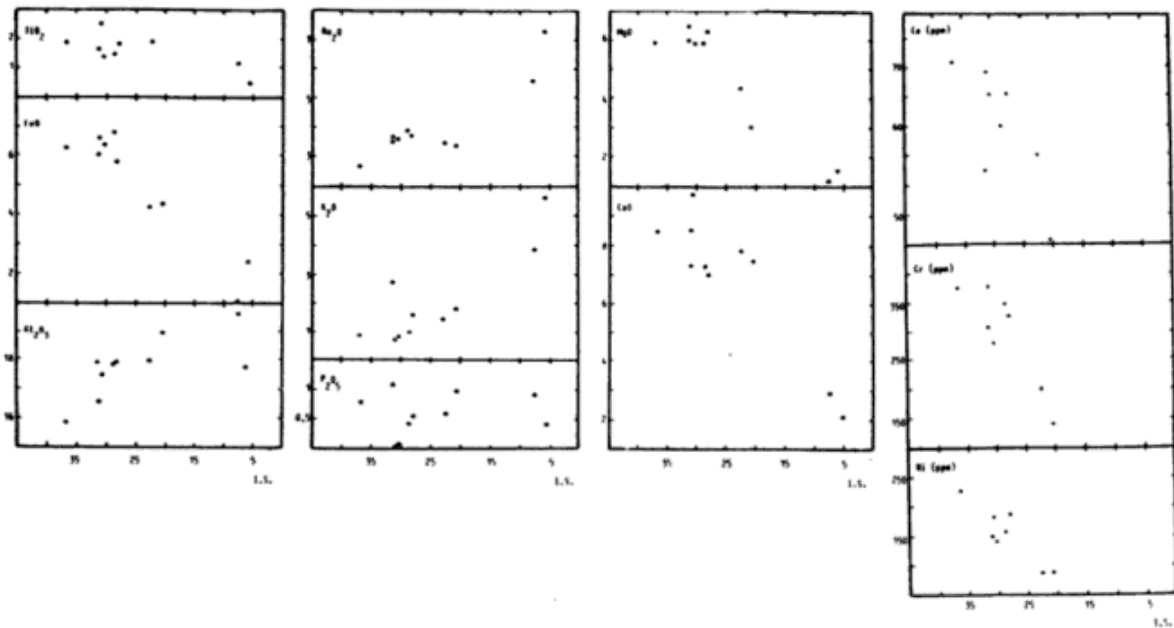


Figura 4: Diagramas de variación de elementos mayores y menores respecto del índice de solidificación (I.S.).

respecto del índice de solidificación (figura 4) muestra una buena correlación, aún cuando se hace evidente cierto grado de dispersión que se atribuye al carácter porfírico de algunas de las rocas.

La disminución continua de MgO y FeO con el aumento de la diferenciación en la serie, indica la cristalización de minerales tales como olivina y piroxeno. La observación de los diagramas correspondientes a Ni, Cr y Co también demuestra una correlación negativa que tiende

a probar la cristalización y remoción de minerales ferromagnesianos en el magma basáltico. Estas fases minerales producen el empobrecimiento en Mg y Fe en el líquido residual, el cual no llega a ser compensado por la precipitación de otros minerales en los que tales elementos no intervienen (como por ejemplo las plagioclasas).

Esta característica puede ser evaluada en un diagrama CaO vs. MgO (figura 5), donde se observa que efectivamente el contenido de calcio

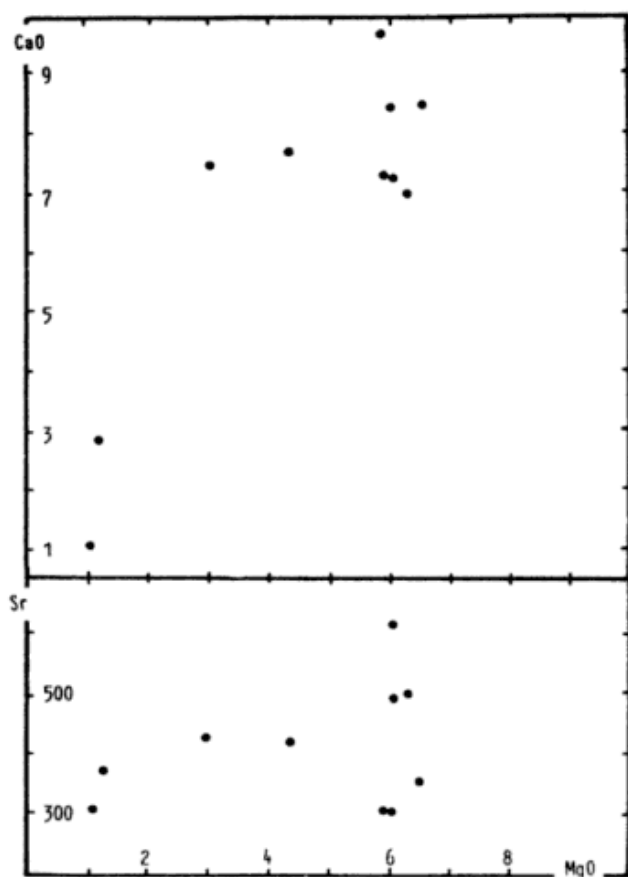


Figura 5: Diagramas CaO vs. MgO y Sr vs. MgO que permiten evaluar el fraccionamiento de minerales máficos y plagioclasas.

se mantiene bastante constante en los términos básicos de la secuencia, mientras que por el contrario el Sr se empobrece más lentamente en el líquido puesto que su incorporación a la estructura de los piroxenos es más limitada (figura 5).

La idea de una cristalización tardía de la plagioclasa que mantiene estable el contenido de CaO y produce incremento de Al₂O₃ en el residuo, es reforzada por el incremento moderado del Sr, que alcanza un máximo antes de

empezar a disminuir, y es otro indicio de que la olivina y los piroxenos se forman antes que la plagioclasa (Faure y Powell, 1972).

Estas fases minerales responderían a condiciones iniciales de P H₂O alta (retrasando el fraccionamiento de las plagioclasas al disminuir el campo de *liquidus* y por consiguiente favoreciendo la cristalización de olivina y piroxeno titanífero) que habrían determinado la evolución alcalina de estas rocas.

Análisis Isotópicos

Datos Analíticos

Las muestras analizadas en sus relaciones (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_o fueron representadas en los gráficos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. Rb; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. Sr; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. Rb/Sr (Faure y Powell, 1972) y su ubicación coincide con el campo de las rocas basálticas continentales (figura 6).

Con el objetivo de establecer la relación existente entre las tres composiciones consideradas (basaltos de la Formación Somuncurá, basaltos y hawaiitas de la Formación Quiñelaf y traquitas de la Formación Quiñelaf), se han confeccionado los gráficos (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_o vs. K/Rb y (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_o vs. Ca/Sr (figura 7). Los mismos han permitido definir tres agrupaciones de muestras.

El Grupo I está representado por las muestras de la Formación Somuncurá. Corresponde químicamente a rocas poco evolucionadas, pero presenta relaciones (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_o no habituales para magmas de este tipo.

El Grupo II, que incluye a las muestras de basaltos de la Formación Quiñelaf ha sido subdividido. El Subgrupo IIa está determinado por la muestra 52, con una relación (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_o = 0,7042 ± 0,0007, considerada normal para "re-

Cuadro de valores analíticos con datos de Rb, Sr y relaciones isotópicas de las muestras del Complejo Volcánico Somuncurá.

	44	42	25	58	52	34	11	8	36	48
Alb	827	858	852	857	856	853	851	850	854	855
Rb	14	12	10	19	15	11	27	21	40	58
Sr	489	504	552	430	427	504	420	503	501	575
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _o	0.7081±0.0008	0.7049±0.0004	0.7091±0.0009	0.7087±0.0005	0.7042±0.0007	0.7151±0.0009	0.7119±0.0008	0.7112±0.0009	0.7047±0.0007	0.7044±0.0005

Laboratorio Rubidío-Estroncio, INGEIS.

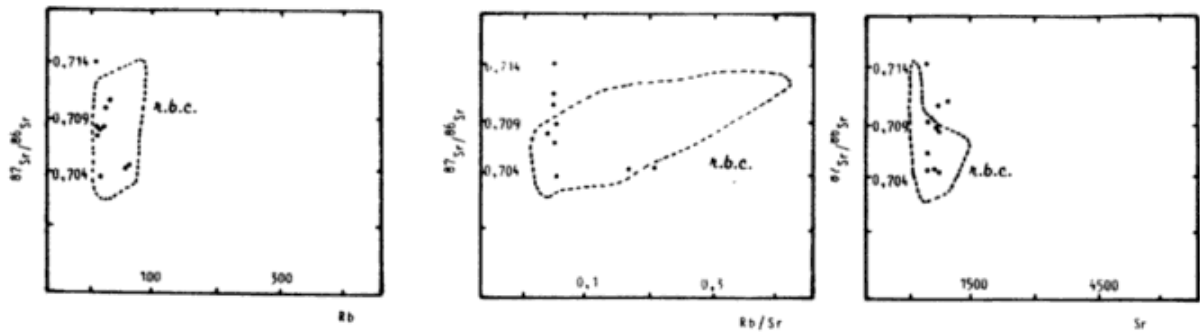


Figura 6: Representación de los campos de rocas basálticas continentales definidos por Faure y Powell (1974) y la distribución de puntos correspondientes a las muestras del Complejo Volcánico Somuncurá.

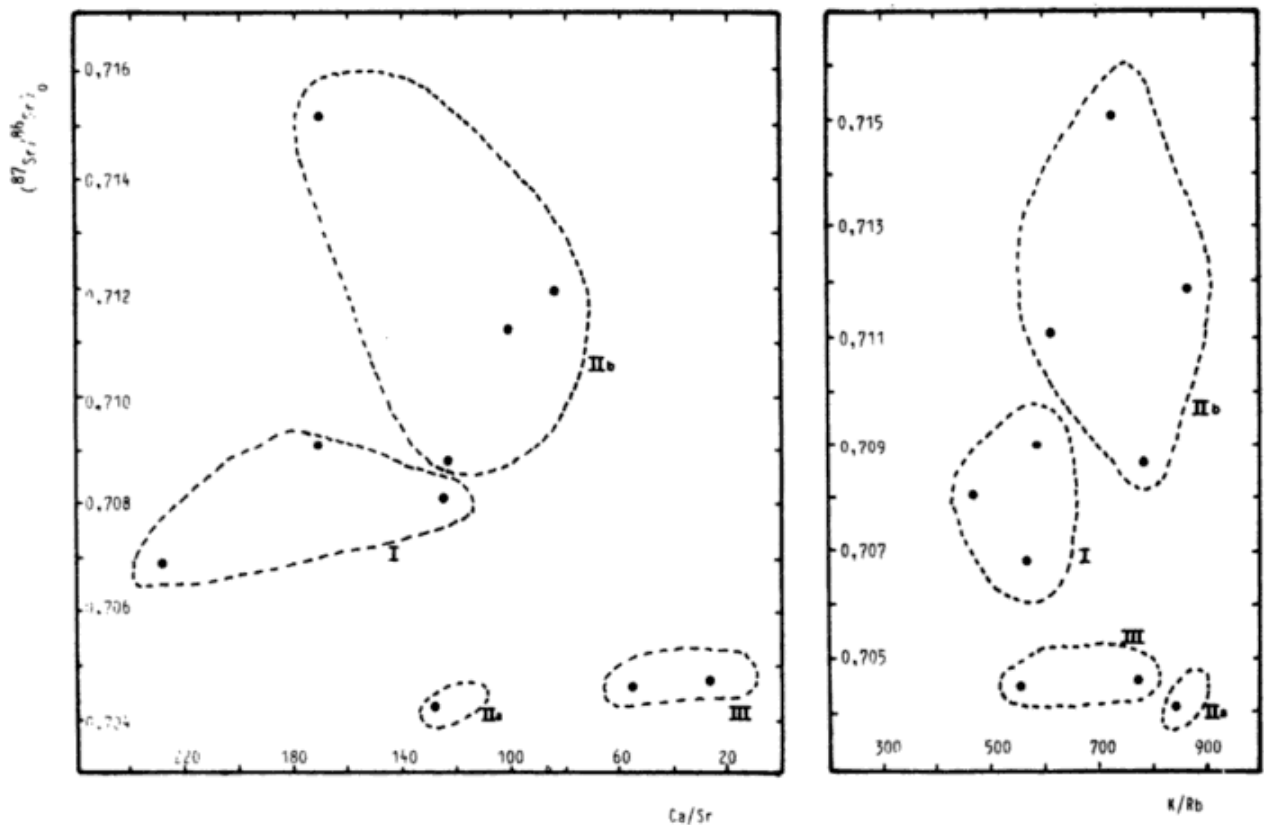


Figura 7: Distribución de puntos correspondientes a las muestras del Complejo Volcánico Somuncurá según la cual se han definido campos que permiten interpretar la relación existente entre las rocas de las dos Formaciones estudiadas.

giones de origen de rocas basálticas”, en el Terciario (Faure y Powell, 1974; Moorbath, 1977). El Subgrupo Iib, en cambio, con relaciones K/Rb y Ca/Sr relativamente constantes, muestra un incremento notable en la relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)o.

El Grupo III, constituido por las traquitas de la Formación Quiñelaf, consideradas petrologicamente como los términos más evolucionados del área, presenta relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)o principalmente bajas, similares a las del Subgrupo IIa.

Discusión de los resultados

Sobre la base de los análisis químicos y petrográficos es posible observar la tendencia evolutiva de la secuencia. Los datos isotópicos, por su parte, permiten efectuar otro tipo de consideraciones, principalmente en lo que a su génesis respecta.

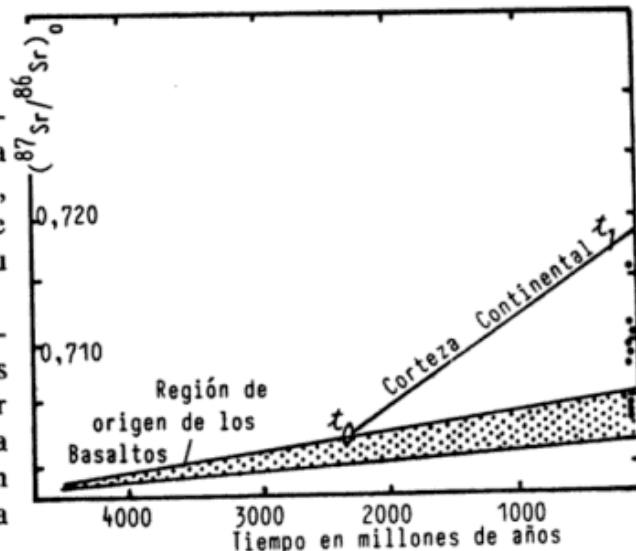
Teniendo en cuenta las diferencias existentes en la composición isotópica del Sr de las rocas basálticas en general, se pueden plantear dos hipótesis; la primera sería considerar a la "zona de generación de basaltos" como un sistema cerrado y con heterogeneidades en la relación Rb/Sr.

La segunda es considerar al manto como un sistema abierto, donde los sucesivos procesos magmáticos conducen a fraccionamientos químicos que afectan a las concentraciones del Rb y, por ende, a una heterogeneidad compatible con una homogeneidad inicial.

Esta segunda hipótesis parecería la más correcta, ya que la elevada concentración actual de elementos radiactivos en la corteza continental (K, Rb, U y Pb) se relaciona con el fraccionamiento y empobrecimiento de los mismos en el manto. Este fraccionamiento se debe a que el elevado radio iónico de estos elementos (LIL) dificulta su entrada en las densas estructuras cristalinas del manto y favorece su migración hacia capas más externas, donde se incorporan a estructuras cristalinas más abiertas. Siendo el ^{87}Sr un isótopo generado por el Rb, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la corteza ha ido aumentando en una proporción mucho mayor a la del manto o regiones de generación de basaltos durante el tiempo geológico.

La relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) para rocas basálticas en la corteza tiene la particularidad de presentar diferencias de acuerdo a los ambientes geotectónicos; así por ejemplo en ambientes marinos esta relación es notablemente inferior a la que puede ser determinada en ambientes continentales, por distintas causas, siendo una muy importante la contaminación radiogénica cortical.

Como se observó en los gráficos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) vs. K/Rb y ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) vs. Ca/Sr, el Grupo I presenta relaciones isotópicas consideradas elevadas para el bajo grado de evolución de estos



Para t_0 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) cortical = ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) manto
Para t_i ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) cortical \gg ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) manto

Figura 8: Evolución del Sr en las zonas de origen, manto superior (zona sombreada) y corteza continental (Faure y Powell, 1974). Las muestras analizadas quedan incluidas dentro de la corteza continental. Se observa que muestras libres de contaminación indican el origen del Complejo en el manto superior.

basaltos, justificándose las mismas en la asimilación de material cortical durante el ascenso a la superficie.

En los Grupos II y III, más evolucionados química y petrográficamente, de los cuales se hubieran esperado relaciones isotópicas elevadas, se pueden establecer dos tendencias. El Subgrupo IIa y el Grupo III, al contrario de lo esperado, presentan relaciones isotópicas notablemente bajas. En cambio, el Subgrupo IIb muestra relaciones elevadas, lo cual puede responder a la contaminación cortical con ^{87}Sr de origen radiogénico (importante en las rocas ígneas ácidas y sedimentarias con altos contenidos de K y Rb) durante el ascenso a través de la corteza. Se pueden citar evidencias petrográficas (xenocristales de cuarzo y plagioclasa parcialmente reabsorbidos) encontradas en las muestras de este Grupo que corroboran esta hipótesis. La magnitud de esta contaminación ha sido relativamente más importante en el Subgrupo IIb que en el Grupo I, lo cual se explica por la diferencia en el volumen de lava involucrado en cada uno de los eventos volcánicos considerados.

El Subgrupo IIa y el Grupo III, por su parte, representarían la relación isotópica original

de todo el Complejo (Formación Somuncurá y Formación Quiñelaf) dado que no se encontraron evidencias de contaminación durante el ascenso a la superficie. Esto sería consecuencia de que estas lavas utilizaron los mismos canales de salida que los basaltos de la Formación Quiñelaf, los cuales actuaron como "escudo" protector evitando la interacción entre los magmas ascendentes y las rocas corticales (Taylor, 1980).

Las relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) o similares para los Grupos IIa y III (basaltos alcalinos y traquitas respectivamente) permiten establecer una relación genética entre ellos.

CONCLUSIONES

Se considera que en el área de trabajo, el Complejo Volcánico de Somuncurá está integrado por: basaltos de meseta (Formación Somuncurá) y volcanitas post-meseta (Formación Quiñelaf).

Se determinaron evidencias petrográficas que indican asimilación cortical tanto en los basaltos de meseta como en las rocas básicas de la secuencia post-meseta.

Los xenolitos gábricos detectados en la Formación Quiñelaf son considerados fases de cristalización profunda a alta presión y son indicio de la estrecha relación genética entre los términos litológicos de esta parte de la secuencia.

Las evidencias petrográficas y geoquímicas permiten interpretar a las rocas de este Complejo Volcánico dentro de una misma línea comagmática de marcado carácter alcalino. Se considera que el fraccionamiento de olivina y piroxeno determina la tendencia evolutiva del líquido magmático.

A través de las concentraciones de Rb, Sr, K, Ca y las relaciones isotópicas del Sr, se han determinado tres agrupamientos de muestras coincidentes con las unidades litológicas estudiadas.

Se encontraron evidencias isotópicas importantes de contaminación cortical en los basaltos de la Formación Somuncurá (Grupo I) y en algunos de los términos básicos de la Formación Quiñelaf (Subgrupo IIb). Se determinó que sus relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) o varían en sentido inverso a la magnitud del episodio volcánico. Estas relaciones, consideradas anómalas, no pueden ser utilizadas para establecer patrones genéticos.

Las traquitas de la Formación Quiñelaf presentan relaciones isotópicas más bajas que las correspondientes a las rocas subyacentes, por lo cual se las considera relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) iniciales incontaminadas y con un origen común al de los basaltos de la misma Formación.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a las instituciones que hicieron posible este trabajo: CNEA, CONICET, F.C.E. y N-UBA Departamento Ciencias Geológicas, INGEIS, Servicio Geológico Nacional; así como también al doctor Roberto Caminos por la lectura crítica del original y las sugerencias aportadas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARDOLINO, A. A., 1981. *El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la Meseta de Somuncurá, provincia de Chubut*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 7-23.
- BARBERI, F., H. BIZOUARD y J. VARET, 1971. *Nature of the clinopyroxene iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas*. Contr. Mineral. Petrol., 33: 97-107.
- CORBELLA, H., 1974. *Contribución al conocimiento geológico de la Alta Sierra de Somuncurá, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIX (2): 155-170, Buenos Aires.
- _____, 1984. *El vulcanismo de la Altiplanicie del Somuncurá*. En Relatorio IXº Congr. Geol. Arg., Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Cap. I (10): 267-300.
- _____, 1985. *Foiditas noseánicas y otras volcanitas básicas en la Alta Sierra de Somuncurá, Patagonia Exrandina, Argentina*. IVº Congr. Geol. Chileno, Actas, 4 (7): 89-107.

Asociación Geológica Argentina

- CROCE, R., 1956. *Formaciones características de las estructuras basales de la Altiplanicie de Somuncurá en Río Negro*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XI (3): 158-194.
- _____, 1963. *El Sistema de Somuncurá. Las Altas Sierras de Somuncurá y sus alrededores*. *Mus. Arg. Cs. Nat., Bernardino Rivadavia, Rev., Cs. Geol.*, VI (7): 303-321.
- FAURE, G. y J. L. POWELL, 1974. *Strontium Isotope Geology*. Springer Verlag.
- MOORBATH, S., 1977. *The oldest rocks and the growth of continents*. *Sci. Am.*, 240: 92-104.
- NUÑEZ, E., E. W. BACHMANN, I. RAVAZZOLI, A. BRITOS, M. FRANCHI, A. LIZUAIN y E. SEPULVEDA, 1975. *Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina*. IIº Congr. Iberoamer. Geol. Econ., IV: 247-266.
- PARICA, C. A., 1983. *Esquema general del método Rubidio-Estroncio*. INGEIS, (inéd.), Buenos Aires.
- RAVAZZOLI, I., 1982. *Descripción geológica de la hoja 40h, cerro Corona, provincia de Río Negro*. *Serv. Geol. Nac., Bol.*, 190.
- REMESAL, M. B., 1983. *Geología y petrografía de los basaltos de la Meseta de Somuncurá*. CONICET, (inéd.).
- _____, 1984. *Las rocas volcánicas del sector nororiental de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 614-628.
- _____, 1988. *Geología y Petrografía de los basaltos de la Meseta de Somuncurá*. Univ. Buenos Aires, Tesis Doct.
- STIPANICIC, P. y E. METHOL, 1972. *Macizo de Somuncurá*. En *Geología Regional Argentina*, 1º Ed., Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- TAYLOR, H. P., 1980. *The effects of assimilating country rocks by magmas on 180/160 and 87Sr/86Sr systematics of igneous rocks*. *Earth Planet. Sci. Let.*, 47: 243-254.
- V. G. MICROMASS, 1979. *M.M.30-B Oners Manual*. England.
- WICHMANN, R., 1919. *Contribución a la geología de la región comprendida entre el Río Negro y el arroyo Valcheta, con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por F. Pastore*. *Anal. Min. Agr. Secc. Geol. Miner. y Minería*, XIII (4).
- _____, 1927a. *Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios de Río Negro y del Chubut efectuados durante los meses de enero hasta junio del año 1923*. *Publ. 33 Min. Agr. Nac., Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol.*
- _____, 1927b. *Observaciones geológicas en la parte central del territorio del Río Negro efectuadas durante el año 1923 (continuación)*. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.).
- ZANETTIN, B. 1984. *Proposed New Chemical Classification of Volcanic Rocks*. *Episodes* 7 (4): 19-20.

MARCELA B. REMESAL

CONICET
UBA

CLAUDIO A. PARICA

INGEIS
UBA

EL COMPLEJO VOLCANICO PIRE MAHUIDA, PROVINCIA DEL CHUBUT

Flavia M. Salani y Roberto F. N. Page

RESUMEN

Se describe un complejo volcánico, de edad terciaria media a tardía, que constituye el cuerpo principal de la Sierra de Pire Mahuida, provincia del Chubut (68°30'O, 42°S). Tiene una superficie de aproximadamente 800 km² y un volumen del orden de los 100 km³. Estas rocas están ubicadas en una zona transicional entre el extremo más oriental conocido del arco magmático andino y el dominio basáltico de intraplaca del plateau de Somuncurá.

Las rocas volcánicas han sido subdivididas en diferentes grupos de acuerdo a su petrografía, geoquímica y relaciones de campo: riolitas de alta sílice, andesitas, ignimbritas y traquitas y basaltos. Las andesitas muestran una evolución de tipo calcoalcalina mientras que el resto tiene fuertes afinidades alcalinas. No hay una clara evidencia de la relación entre ambos grupos de rocas.

La estratigrafía volcánica sugiere tres estadios en la evolución de la secuencia: la erupción de riolitas y andesitas primero; segundo ignimbritas y por último traquitas y basaltos, probablemente durante el Mioceno tardío o Plioceno. Se define a la secuencia como una asociación volcánica de retroarco desarrollada en un ambiente extensional relacionado a cambios en la dinámica del margen convergente sudamericano.

ABSTRACT

A Middle to Late Tertiary, 800 km²-100 km³ Volcanic Complex is described. It makes the bulk of the 60 km long-20 km width of the Sierra Pire Mahuida (68°30'W, 42°S). These rocks lie in a transitional zone located between the eastern known extreme of the Tertiary Patagonian Magmatic Arc and the supposedly to be Within-Plate Basaltic Somuncura Plateau.

The volcanic rocks have been sub-divided in different groups according to their petrography, geochemistry and field relationships: High-Silica Rhyolites, Andesites, Ignimbrites and Trachites and Basalts. The Andesites show a calc-alkaline type evolution while the rest have strong alkaline affinities. There is no clear evidence of the link between both groups.

The volcanic stratigraphy suggest a three stage evolution sequence: The eruption of Rhyolites and Andesites first; second the Ignimbrites. The Trachites and Basalts at the end, probably during Late Miocene of Pliocene Times. The suite is defined as a back-arc assemblage developed in an extensional environment related to previous to contemporaneous changes in the continental margin dynamics.

INTRODUCCION

En el centro norte de la provincia del Chubut, en la sierra de Pire Mahuida se encuentra expuesta una asociación de rocas volcánicas, ácidas en forma dominante, posiblemente oligocenas o más jóvenes. Estos derrames ocupan toda la extensión de la sierra así como sus estribaciones norte y sur, definiendo un campo volcánico de aproximadamente 800 km² y un volumen cercano a los 100 km³. Se propone para esta asociación la denominación

de Complejo Volcánico Pire Mahuida. En este trabajo se dan a conocer las principales características de su constitución y estratigrafía, y se hacen consideraciones respecto del significado tectónico de la serie.

La Sierra de Pire Mahuida está ubicada en el límite entre las provincias de Río Negro y Chubut, entre los meridianos 68°30' y 69° de longitud oeste (figura 1). Es una unidad orográfica de rumbo general este-oeste, con una ligera inflexión hacia el norte en el tercio occidental. Tiene una extensión de 40 km y un ancho

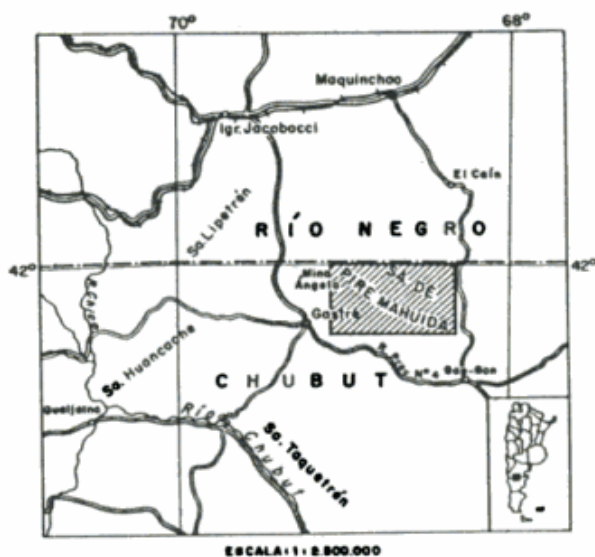


Figura 1: Mapa de ubicación

variable entre 10 y 20 km y sus alturas máximas superan los 2000 m s.n.m. De acuerdo con sus dimensiones y alturas es una de las mayores elevaciones de la Patagonia Extrandina.

Contexto geológico

El sustrato de la sierra está constituido por rocas ígneas, intrusivas y efusivas de composición ácida y edad paleozoica equivalentes a la Formación Garamilla (Nullo, 1978) y Sierra Colorada (Stipanovic *et al.*, 1968) y Formación Lipetrén (Nullo, 1978). Sobre ellas se derramaron en el jurásico brechas y lavas andesíticas de la Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio, 1975). En el Cretácico, se acumularon sedimentos continentales con gran participación piroclástica correspondientes a la Formación Angostura Colorada (Proserpio, 1978) y en el Oligoceno se produjo el episodio piroclástico-sedimentario correlacionable con el Grupo Sarmiento. La historia geológica se completa con el evento ígneo que dio lugar a la formación del Complejo Volcánico Pire Mahuida y con las efusiones básicas pliocenas o pleistocenas que se reconocen al norte y sur de la sierra.

Page *et al.* (1987) han descripto recientemente las características más salientes de la estratigrafía local.

Por la naturaleza de su sustrato (rocas metamórficas Formación Chushamen, Volkhei-

mer, 1964) y granitos foliados (Formación Mamil Choique, Sesana, 1969, al oeste, en las inmediaciones de Gastre) esta región es parte del extremo occidental del Macizo Nordpatagónico. Su evolución mesozoica es similar a la del Chubut Extrandino. Durante el Terciario inferior quedó ubicada entre los exponentes más orientales del arco magmático andino y el borde occidental del Plateau de Somuncurá. Dado que la primera asociación magmática es el producto de la actividad del arco volcánico del margen continental convergente, mientras la segunda supuestamente se debe al magmatismo de Pire Mahuida, contemporáneo a las antes mencionadas asociaciones magmáticas, ilustre sobre la naturaleza de la transición entre ambos dominios tectónicos.

Complejo Volcánico Pire Mahuida

El Complejo Volcánico Pire Mahuida es una secuencia lávica piroclástica, con un volumen aflorante cercano a los 100 km³, producto de un volcanismo riolítico, andesítico-dacítico, traquítico y basáltico. Los términos lávicos son los más frecuentes; no obstante, en el sector central y norte se han derramado extensos volúmenes de ignimbritas.

Las primeras descripciones de estas rocas se deben a Croce (1950) quien propuso para ellas la denominación de "Serie Riotaxítica". Este autor describió las lavas y sus principales estructuras. Dessanti (1956), posteriormente denominó Formación Pire Mahuida a las riolitas de los cerros Cueva del León y Buitrera. Como consecuencia de haber observado la íntima asociación existente entre las lavas riolíticas, ignimbritas, los basaltos y las rocas de composición intermedia, Salani y Page (1987) redefinieron la unidad de Dessanti (*op. cit.*) como Complejo Volcánico, unidad estratigráfica más versátil para este tipo de asociaciones magmáticas.

No se conoce la edad de CVPM con precisión; sin embargo en función de su relación de yacencia sobre tobas equivalentes a las del Grupo Sarmiento, se supone que su acumulación se produjo en el Oligoceno superior o Mioceno inferior.

El Complejo volcánico constituye el cuerpo principal de la sierra. Hacia el este sus aflora-

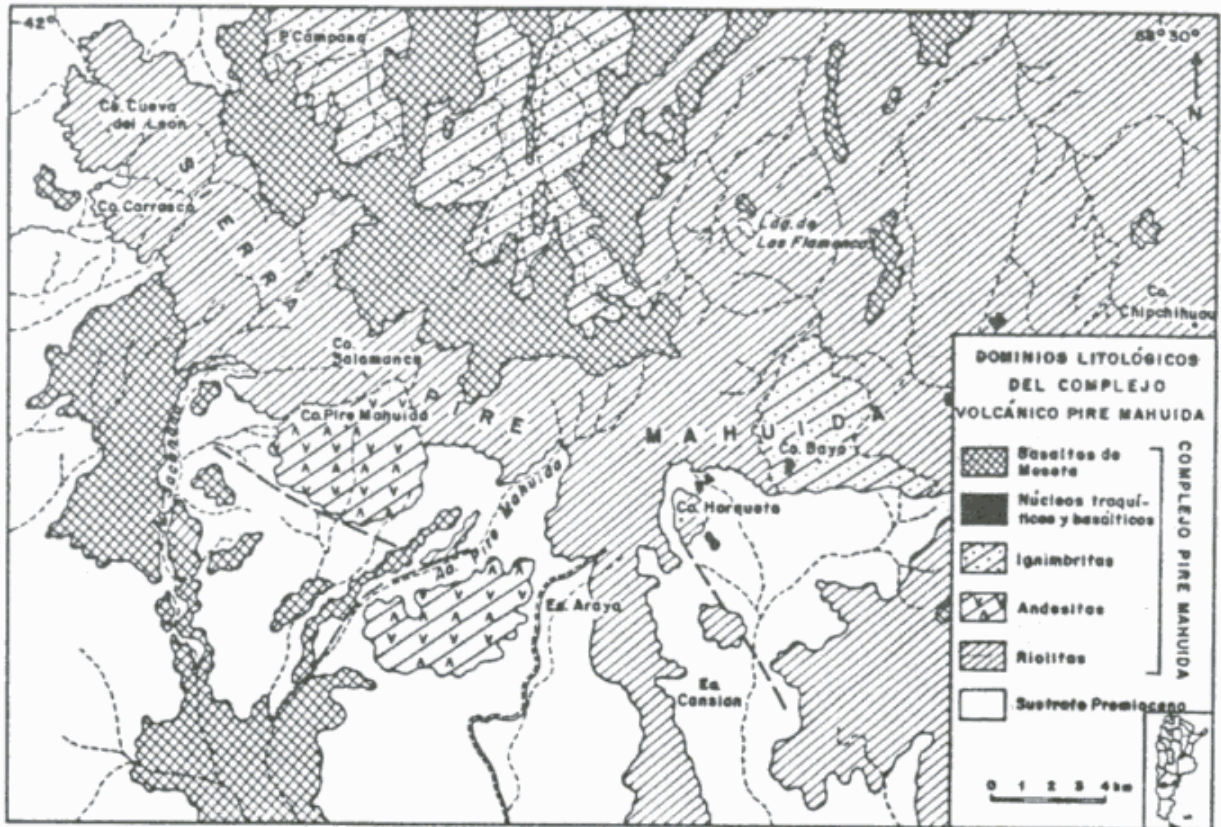


Figura 2: Esquema de distribución de los dominios litológicos del Complejo Volcánico Pire Mahuida

mientos alcanzan el cerro Chipchihuau, mientras que el Cueva del León marca su límite occidental. Fuera del ámbito de la sierra, se halla expuesto en la región de Rucu-Luán en el norte y a ambos lados de la quebrada de Catan Lil en el sur.

Esta asociación volcánica reúne los productos de varios centros de emisión, los que se interdigitan entre si. No existe una secuencia única ya que cada centro posee una historia y sucesión litológica independiente. No obstante se han podido definir dominios litológicos según el predominio de uno u otro tipo rocoso, los que se han esquematizado en la figura 2. Así, las riolitas ocupan el sector oriental, meridional y el eje de la sierra. Las ignimbritas se han derramado desde el eje de la sierra hacia el norte y en las inmediaciones del cerro Bayo. En el sector suroccidental afloran las andesitas-dacitas y las traquitas hacen lo propio en el extremo oriental.

Los núcleos basálticos se ubican en el sector oriental, mientras que las coladas de esta composición constituyen una meseta en el filo de la

sierra, desde donde se derraman hacia el norte y sur.

Riolitas

Las lavas ácidas del Complejo son el tipo litológico más frecuente; afloran en el eje de la sierra y en el sector meridional de la misma. Algunas variaciones texturales, composicionales y en particular la morfología permite diferenciarlas.

En el extremo occidental las riolitas son el constituyente principal de los cerros Cueva del León, Carrasco y El Chileno (foto 1). La gran viscosidad de estas lavas las restringe a las proximidades de su centro de emisión. Forman cuerpos dómicos, con diámetros que varían entre 1,5 y 2 km y una altura promedio de 200 m, compuestos por el apilamiento de numerosas coladas que en algunos casos llegan a superar los 100 m de espesor. Cada colada está integrada por unidades de flujo las que suelen ser masivas o presentar diaclasamiento vertical y paralelo al flujo rompiendo en lajas de espe-

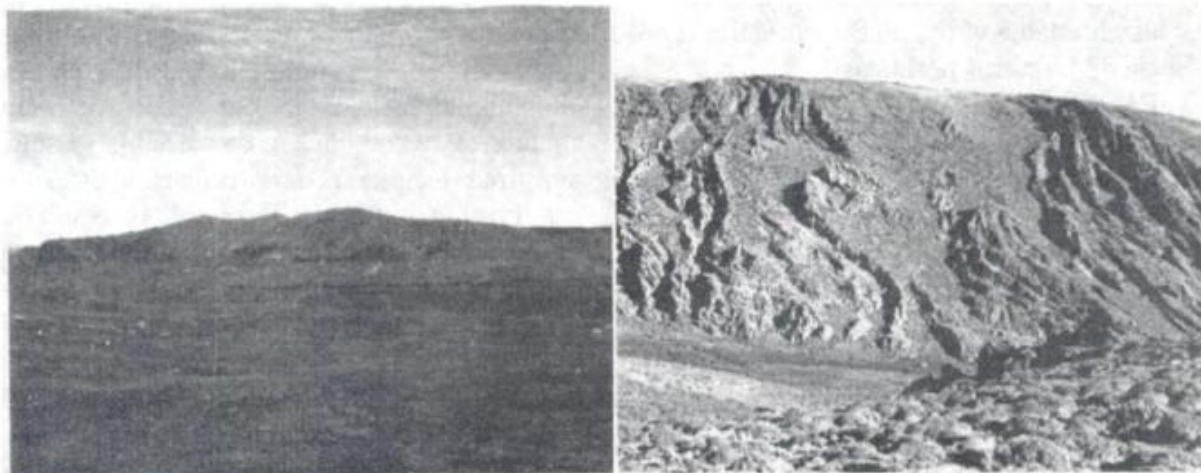


Foto 1: Vista del cerro El Chileno, domo riolítico del sector noroccidental de la sierra de Pire Mahuida. En primer plano conformando suaves lomadas, se observan rocas mesosilíceas jurásicas de la Formación Taquetrén y, cubriendo las laderas de este cerro, depósitos de flujo piroclástico de coloraciones claras. Se destacan en este ambiente efusiones basálticas del Complejo. **Foto 2:** Colada riolítica integrante del macizo centro oriental, próxima a la Ea. Araya.

sores variables desde 0,5 hasta 50 cm. Es común la presencia de oquedades por escapes de gases las que alcanzan los 50 cm, y estructuras litofisales. Poseen intercalaciones de niveles brechosos, compuestos por fragmentos en general vítreos con tamaños de lapilli a bloques.

En el sector central, próximo a la Ea. Araya, se encuentran las coladas más espectaculares del Complejo (foto 2). La mayor fluidez relativa de estas lavas les permite derramarse cubriendo grandes áreas. Una de ellas ubicada entre la Ea. Araya y la quebrada de Catan-Lil tiene una longitud de 5 km y un espesor superior a los 60 m. Se presentan subhorizontales con suave pendiente al sur.

Más al este, siempre dentro del área central, el cerro Horqueta se destaca como una estructura integrada por lavas algo más viscosas, cuyo enfriamiento diferencial y las variedades litológicas presentes definen distintos niveles. En parte son masivos, tienen disyunción columnar fina o grosera y alternan con sectores sumamente fluidales que muestran cavidades orientadas. Las rocas que componen estos niveles son variedades de riolitas, que en ocasiones presentan carácter brechoso, integradas por fragmentos de 1 a 5 cm de longitud, o se hallan silicificadas.

Hacia el sector oriental de la sierra las coladas pierden definición y forman un macizo rocoso homogéneo, que incluye las mayores elevaciones las que alcanzan los 2000 m s.n.m. Son riolitas claras que alternan con vidrios de igual composición. Se han observado intercalaciones brechosas y en ocasiones marcado flexuramiento de las líneas de flujo las que forman pliegues del orden de 1 m de longitud de onda. Se presentan masivas y con menor frecuencia muestran disyunción columnar que puede ser fina y marcada, o grosera. En este sector se han estimado espesores del orden de los 30 m para cada unidad.

Petrográficamente las riolitas son rocas aférricas o escasamente porfíricas. Se presentan en general de colores grises y rosados, caracterizadas por un bandeamiento textural y composicional, el que se manifiesta como capas de diferente color, grado de vesicularidad; o por variaciones en el grado de cristalinidad de cada lámina.

Los componentes principales son feldespato alcalino (sanidina) y cuarzo como fenocristales o conformando intercrecimientos, y tridimita en la pasta. El máfico más común es biotita parda, y en menor proporción se identifica un anfíbol alcalino, verde azulado (rie-

beckita?). Los minerales accesorios son circón y opacos.

Las texturas más frecuentes de la pasta son esferulíticas, microgranosas, y granofíricas; y en las variedades vítreas es característica la presencia de fracturas perlíticas.

El análisis comparativo de las rocas de cada sector indica algunas variaciones texturales y composicionales las que responden a una distinta concentración de volátiles, uno de los factores que también controla la viscosidad de estas lavas. Las riolitas del área occidental muestran mayor grado de alteración, presencia de minerales de cristalización de fase vapor como tridimita, a la vez que se caracterizan por menor proporción de fenocristales y estar asociadas más frecuentemente a material brechoso.

Ignimbritas

Afloran en dos sectores bien definidos (figura 2): el área central de la sierra, al norte y noreste del cerro Bayo y en el sector noroccidental y piedemonte septentrional.

Las ignimbritas del sector central son flujos piroclásticos que se presentan en forma de coladas de corta longitud, menores a los 0,5 km, ancho del orden de los 30 m y espesores cercanos a los 15 m. Su base suele mostrar pendiente entre 10 y 20 hacia su extremo distal.

Al noroeste de la sierra, cambia el carácter de estas rocas; en los cerros Cueva del León, Cáceres y Buitrera afloran mantos de ignimbritas pumíceas, de color blanco, con estratificación grosera, escasamente seleccionados, que cubren las laderas de estos cerros. Su espesor raramente supera los 4 m y en general se encuentran poco soldados.

Al este, en las inmediaciones del paraje conocido como Piedra Campana, se encuentran depósitos mejor estratificados, seleccionados y con grado de soldamiento menor que los anteriores. Presentan una disposición horizontal y ocupan las depresiones. Por sus características morfológicas y estructurales corresponden a depósitos de oleadas piroclásticas (*surge*). Poco al norte estas rocas son cubiertas por ignimbritas que constituyen espesos mantos cubiertos por lavas basálticas.

Depósitos de flujo

A - Ignimbritas del cerro Bayo

Al norte de este centro de emisión los afloramientos están constituidos por ignimbritas con abundantes fiammes, de hasta 4 cm de longitud, de colores morados oscuros y en algunos casos con núcleos de sílice blanca, que muestran incipiente desvitrificación esferulítica. Los litoclastos que forman la roca son de riolita y de basalto alveolar. De dimensiones mucho menores se hallan elementos líticos provenientes de ignimbritas y rocas volcánicas mesosilícicas. Entre los componentes se encuentran además fragmentos pumíceos que alcanzan 6 cm, y trizas ligeramente deformadas, desvitrificadas en material feldespático. Se reconocen escasos cristaloclastos de plagioclasa, cristales de sanidina y con menor frecuencia biotita.

Al noreste del cerro Bayo los depósitos de flujo muestran como carácter distintivo la presencia de fiammes de vidrio negro, de dimensiones variables, entre 1 y 10 cm, perlíticos. Se disponen orientados de manera tal que definen una típica textura eutaxítica (foto 3). La fracción cristaloclastica está representada por feldespato alcalino, sanidina; y en menor proporción y tamaño cuarzo. Los litoclastos se encuentran en forma subordinada al resto de los elementos y corresponden a riolitas. El material aglutinante está parcialmente desvitrificado en arcillas.

B - Ignimbritas del sector noroccidental

En el extremo noroeste de la sierra, por debajo de los afloramientos riolíticos del cerro Cueva del León, se han reconocido depósitos de flujo piroclástico, caracterizados por su escasa selección y estructura. Están compuestos por elementos líticos de naturaleza volcánica, que en su mayoría son de riolitas vítreas, de colores grises y negro, y de una riolita esferulítica bandedada, como las que forman algunos de los niveles de este cerro. Tienen dimensiones de 10 a 15 cm en general, y alcanzan en ocasiones a constituir bloques, que ocupan la parte basal de la unidad a la que confieren un carácter brechoso. También poseen líticos de andesitas propilitizadas. La matriz está constituida por

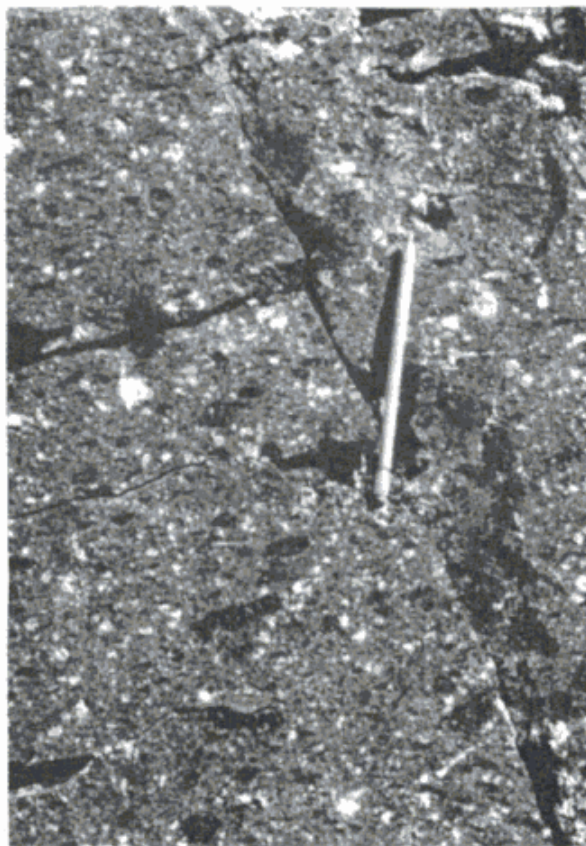


Foto 3: Textura eutaxítica marcada por la orientación de fiammes de vidrio perlítico, en flujos piroclásticos del cerro Bayo.

abundantes fragmentos pumíceos y líticos pequeños, de igual composición que los mayores. En el cerro Cáceres los depósitos presentan composición esencialmente pumicítica. El espesor es de 15 m y muestran estratificación poco marcada. Se reconocen escasos cristoclastos de feldespato alcalino y plagioclasa, algunos de los cuales muestran un delgado reborde vítreo constituyendo piroclastos mixtos. Menos comúnmente aparecen cristales de piroxeno.

La alternancia de sectores con distinta granulometría da lugar a una estratificación gruesa en algunos niveles, que presentan bancos de 5 a 10 cm, choníticos y sectores más espesos y constituidos por pumíceos de mayor tamaño. Suelen aparecer capas más delgadas (3 mm) de ceniza en la parte superior.

C - Ignimbritas de Rucu-Luán

Un poco más al norte que los anteriores, los depósitos de flujo piroclástico están representados por extensas coladas de hasta 40 m de

espesor, parcialmente soldadas. Se presentan de colores rojizos y grises, con un grado avanzado de alteración y constituidos en general por vitroclastos. En su mayor parte son fragmentos pumíceos con distinto grado de colapsamiento, caolinitizados, y trizas parcialmente desvitrificadas, que muestran textura axiolítica. En menor proporción se encuentran cristales y litoclastos. Los primeros en general son de cuarzo y en forma subordinada de feldespato alcalino; menos frecuentemente aparecen láminas de biotita. Los líticos provienen de rocas volcánicas básicas, de riolitas y andesitas. La textura general es eutaxítica.

La presencia de tridimita caracteriza estos flujos. Este mineral aparece formando el núcleo de algunas trizas o como cristales euhedrales tapizando cavidades y en sectores donde la cristalización está favorecida por la concentración de volátiles.

La unidad apoya sobre depósitos esencialmente pumicíticos de coloraciones claras y bajo grado de soldamiento, que forman bancos, con laminación.

Depósitos de oleadas piroclásticas

Este tipo de depósitos afloran al norte de la sierra y muestran un perfil representativo en el sector de Piedra Campana, por debajo de las coladas de ignimbritas eutaxíticas de Rucu-Luan.

Por sus rasgos estructurales se han distinguido dos tipos de acumulaciones. La primera se caracteriza por una delgada estratificación plana, definida por la alternancia de capas de distinta granulometría y/o composición. Cada lámina está integrada por fragmentos pumíceos cuyos tamaños varían entre 1 mm y 3 cm y excepcionalmente alcanzan 5 cm. También participan en su composición litoclastos de naturaleza volcánica, ácidos y básicos, que en general son de escaso tamaño, aunque las unidades basales muestran algunas capas en las que se destacan líticos de andesitas de hasta 8 cm.

El segundo tipo de depósitos reconocido se diferencia por estar constituido esencialmente por fragmentos pumíceos. Se identifican distintos pulsos cuyo inicio está marcado por una superficie de discontinuidad erosiva plana u on-

dulada (foto 4). Se distinguieron ocho unidades con un espesor entre 60 cm y 1 m. En general comienzan con bancos integrados por lapillis finos a medianos, masivos, los que hacia arriba muestran estratificación plana mal definida o entrecruzada de bajo ángulo. En otros casos pasan a granulometrías más finas, con estratificación entrecruzada, y pueden culminar con bancos choníticos.

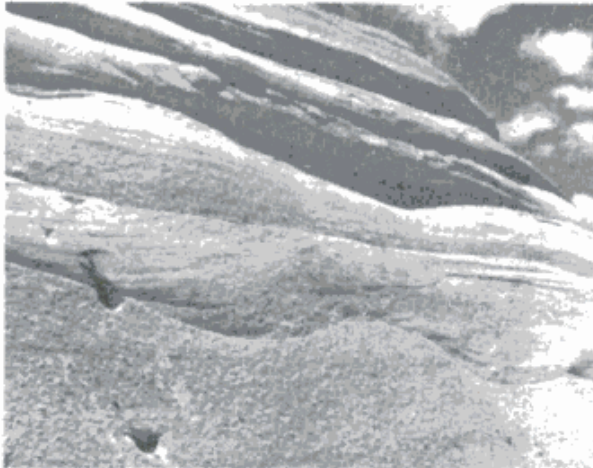


Foto 4: Depósitos de oleadas piroclásticas en Piedra Campana.

La escasez de líticos o la ausencia de los mismos en muchos de los niveles caracteriza a esta secuencia, así como la presencia de estructuras que reflejan cambios en la energía del medio de transporte.

Andesitas

Dentro de la facies lávica del Complejo Volcánico Pire Mahuida, se ha reconocido un conjunto de rocas de composición mesosilícica, predominantemente andesítica, cuyas mejores exposiciones constituyen el cerro Pire Mahuida. También afloran entre el Arroyo Pire Mahuida y la Ea. Araya.

La morfología es semejante a la que presentan las riolitas de los centros de emisión del sector noroccidental. A diferencia de aquellas, en este caso, la cubierta detrítica dificulta la identificación de las estructuras de emplazamiento y la proveniencia de las lavas.

Constituyen bancos de espesor variable, de 2 m en promedio, y forman lajas de 2 a 5 cm. Muestran evidencias de flujo el que suele hallarse muy replegado.

Son rocas de color gris verdoso, porfíricas, con fenocristales de plagioclasa (andesina) y hornblenda verde, maclada y con marcada zonación. La pasta posee texturas pilotáxicas y seriadas integradas por microlitas de plagioclasa, con escasos cristales de feldespato alcalino, en una mesostasis con distintos grados de desvitrificación. En ocasiones el incremento de feldespato alcalino transporta estas rocas a términos traquiandesíticos. Como accesorios se encuentran cristales de apatito y minerales opacos.

Traquitas y basaltos

En el sector central y oriental de la sierra un conjunto de rocas básicas y mesosilícicas cubren o intruyen a las volcanitas ácidas. Constituyen aparatos volcánicos, cuerpos subvolcánicos de escasa magnitud, o bien como en el caso de las rocas básicas, se presentan en forma de cortas coladas que coronan pequeños edificios volcánicos del sector central o forman extensas mesetas.

En el cerro Chipchihuau, extremo oriental de la sierra, las volcanitas están representadas por traquitas, que forman un aparato parcialmente erosionado, en el que se pueden distinguir sectores que muestran variaciones texturales y en ocasiones se diferencian por el grado de alteración. Son rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino (anortoclasa). La pasta presenta textura seriada, en parte bostonítica y traquítica, integrada por sanidina, olivina alterada en bowlingita, augita rosada, ligeramente pleocroica; y analcima secundaria. Los accesorios son cristales de apatito y opacos.

Poco al este del cerro Chipchihuau aparece un conjunto de tres cuerpos subvolcánicos de escasas dimensiones, de 30 m de diámetro y 10 m de altura. Son basaltos afíricos de color gris oscuro y textura fina.

En el cerro Negro, también en el área oriental, las rocas básicas forman un neck, que es el de mayores dimensiones de la región. Tiene un diámetro de aproximadamente 100 m y alcanza una altura de 80 m. Estas volcanitas están caracterizadas por una textura intersertal gruesa, constituida por plagioclasa, clinopiroxeno (au-

gita titanífera), olivina alterada en serpentina; y apatito e ilmenita como accesorios.

En el ambiente riolítico del área central de la sierra, en las inmediaciones del cerro Horqueta las rocas básicas forman dos cuerpos de escasa dimensión, el mayor tiene 25 m de diámetro y el menor de 12m. Son rocas porfíricas con gran proporción de fenocristales. Constituyen casi el 50 % y son de labradorita, augita maclada y con inclusiones de apatito, y olivina en cristales de dimensiones mucho menores. Casi todos los individuos muestran desequilibrio con la pasta ya sea por la presencia de engolfamientos o la textura cribada que caracteriza a las plagioclasas. La pasta es hialopilitica.

En este mismo ambiente, se han reconocido rocas básicas que en forma de coladas de corta magnitud coronan algunos centros de emisión como el cono lávico-piroclástico del cerro Bayo. Las volcanitas constituyen una colada entre 20 y 30 m de espesor que se derrama hacia el sur, integrada por rocas de textura fina en las que se distinguen cristales de olivina de buen desarrollo. Las características petrográficas señalan una afinidad alcalina (Salani, 1987 y Salani y Page, en preparación).

En el sector central, una planicie arrasada de basalto, cubre las lavas ácidas del Complejo y constituyen el filo de la sierra. Está compuesta por el apilamiento de varias coladas de escaso espesor (3 a 8 m). Comúnmente poseen estructuras de enfriamiento, las que definen sectores de entablado y columnata muy marcadas; otras veces muestran disyunción catafilas y la presencia de túneles lávicos es característica en las efusiones del área de Rucu-luán. Petrográficamente son basaltos de textura en general gruesa, porfíricos, constituidos por fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Aparecen formando parte de la pasta, junto con olivina, a veces iddingsitizada, opacos y apatita. Se disponen en arreglos intersetales que en ocasiones gradan a subofíticos. Algunas variedades de textura más fina y afíricas muestran pastas pilotácicas.

Estratigrafía y evolución de la asociación volcánica

Como se ha mencionado el Complejo volcánico Pire Mahuida reúne los productos de

varios centros de emisión los que se interdigitan entre sí. No existe una secuencia única y cada centro posee una historia evolutiva y sucesiones litológicas independientes. Es posible, sin embargo, integrar perfiles representativos en los principales dominios de la sierra.

Así, en el área noroccidental caracterizada por los domos riolíticos, la secuencia está constituida por oleadas y flujos piroclásticos que parecen haber sucedido a las efusiones riolíticas. Los flujos se presentan como coladas extensas, horizontales, de orientación norte-sur, cubiertas por basaltos que provienen de la meseta arrasada que corona la sierra. Estos depósitos ignimbríticos cubren rocas pumicíticas de bajo grado de soldamiento. Al este de Piedra Campana afloran depósitos de oleadas piroclásticas, los que infrayacen a los flujos antes mencionados.

En el eje de la sierra, particularmente al este de la Ea. Araya, las rocas riolíticas se presentan intruidas por necks, o se implantan sobre ellas pequeños aparatos volcánicos de distinta composición como el cerro Bayo o el cerro Chipchihuau.

Al noroeste del cerro Bayo, cuerpos subvolcánicos de composición basáltica intruyen a las riolitas, en el cerro Horqueta.

En el extremo oriental de la sierra se encuentra el cerro Negro y el cerro Chipchihuau, basáltico el primero, traquítico el segundo. Si bien ambas estructuras son posteriores a las riolitas el grado de preservación morfológica del cerro Chipchihuau podría atestiguar menor antigüedad relativa.

El campo andesítico-dacítico en el área centro oeste y sur de la sierra, muestra sus mejores afloramientos en el cerro Pire Mahuida. La relación estratigráfica entre estas rocas y las restantes del Complejo no es clara. Por su expresión morfológica, similar a la de las lavas riolíticas, se las relaciona temporalmente con estas. Giacosa (com. pers.) ha observado rocas similares que cubren a las riolitas del cerro Buitrera.

En función de las relaciones de yacencia observadas, puede establecerse una evolución de la efusividad caracterizada por tres estadios. El primer evento involucró la formación de los centros de emisión más importantes del sector noroeste y el macizo rocoso oriental; quedan

Cuadro I: Elementos mayoritarios y minerales normativos.

	5	6	7	8	9	10	11	12	14	15	16	480	393	523	360	488	486	460
SiO ₂	77.30	63.99	65.62	65.11	76.29	66.86	76.44	77.18	74.32	73.67	75.88	74.79	67.39	71.02	53.49	67.86	69.63	74.58
TiO ₂	0.10	0.51	0.49	0.52	0.00	0.41	0.15	0.11	0.00	0.00	0.00	0.14	0.49	0.20	0.77	0.38	0.20	0.14
Al ₂ O ₃	12.76	15.98	17.03	16.22	13.22	16.47	13.35	12.96	12.90	13.48	14.43	13.42	13.07	17.36	19.73	11.95	13.18	9.74
Fe ₂ O ₃	1.30	3.38	2.94	3.19	1.48	2.16	1.24	0.96	1.31	1.27	1.31	1.56	2.89	2.37	6.95	2.92	1.90	1.48
MnO	0.01	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	0.02	0.09	0.01	0.60	0.03
MgO	0.08	3.12	2.71	2.55	0.00	1.91	0.08	0.00	0.07	0.00	0.00	0.17	2.23	0.19	3.07	0.55	0.47	0.22
CaO	0.03	5.67	4.92	4.76	0.00	4.16	0.00	0.00	0.30	0.20	0.39	5.01	0.27	6.58	1.00	0.66	0.53	
Na ₂ O	3.49	3.49	4.29	3.94	3.76	3.70	4.38	3.88	3.14	2.94	4.04	3.93	4.11	3.83	3.75	1.23	2.51	2.55
K ₂ O	4.59	2.02	2.24	2.35	4.75	2.10	4.75	4.74	5.20	3.19	4.66	5.18	2.23	4.47	1.60	2.86	4.40	5.50
P ₂ O ₅	0.00	0.17	0.23	0.25	0.04	0.19	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.15	0.05	0.25	0.02	0.02	0.02
H ₂ O ⁺												0.22	0.82	0.36	2.49	5.94	4.91	3.93
H ₂ O ⁻	1.21	2.24	1.02	1.47	0.45	1.98	0.59	0.39	4.17	3.35	0.55	0.27	1.01	0.32	0.81	4.75	1.90	0.51
Total	100.87	100.60	101.53	100.40	100.11	99.96	100.99	100.28	101.52	100.31	101.18	100.12	99.45	100.46	99.58	99.47	100.38	99.23
AN	0.50	42.66	36.20	37.06	0.83	38.25	0.00	1.00	5.30	5.64	2.82	4.79	23.41	3.03	49.43	31.70	12.89	0.00
Q	39.25	20.73	18.66	20.41	36.35	26.07	32.66	36.61	35.41	36.06	34.12	31.13	24.17	30.91	7.58	46.85	36.13	38.31
Or	27.13	11.94	13.24	13.89	28.07	12.41	28.07	28.01	30.73	30.67	27.54	30.61	13.18	26.42	9.46	16.90	26.00	32.50
Ab	29.53	29.53	36.30	33.34	31.82	31.31	37.06	32.83	26.57	24.88	34.19	33.25	34.78	32.41	31.73	10.41	21.24	19.48
An	0.15	21.97	20.60	19.63	0.26	19.40	0.00	0.33	1.49	1.49	0.99	1.67	10.63	1.01	31.01	4.83	3.14	0.00
C.	2.00	0.00	0.00	0.00	1.99	1.00	1.00	1.57	1.56	2.48	2.38	0.74	0.00	5.85	0.46	5.06	3.14	0.00
Di	0.00	2.64	0.59	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.14	0.00	0.00	0.00	0.00	1.18
Hy	0.20	6.35	6.47	6.10	0.00	4.76	0.20	0.00	0.17	0.00	0.00	0.42	1.32	0.47	7.65	1.37	1.17	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.85
At	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.38	0.00
Il	0.02	0.06	0.09	0.09	0.09	0.04	0.02	0.02	0.06	0.06	0.06	0.02	0.11	0.04	0.19	0.02	0.38	0.06
Hea	1.30	3.38	2.94	3.19	1.48	2.16	1.24	0.96	1.31	1.27	1.31	1.56	2.89	2.37	6.95	2.92	0.95	0.84
Ti	0.00	1.17	1.09	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26
Ap	0.00	0.39	0.53	0.58	0.09	0.44	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.09	0.35	0.12	0.58	0.05	0.05	0.05
Ru	0.09	0.00	0.00	0.00	0.03	0.39	0.14	0.10	0.05	0.05	0.05	0.13	0.00	0.18	0.67	0.37	0.00	0.00

Cuadro II: Contenidos de elementos traza.

	5	6	7	8	9	10	11	12	14	15	16
Rb	342.0	35.0	106.0	27.0	483.0	16.0	298.0	344.0	363.0	353.0	337.0
Sr	8.1	697.0	229.0	169.0	8.7	166.0	6.0	6.0	5.6	4.3	4.0
Y	39.0	24.0	37.0	9.0	28.0	5.4	131.0	25.0	66.0	67.0	55.0
Zr	383.0	194.0	553.0	144.0	253.0	144.0	746.0	402.0	250.0	236.0	240.0
Nb	155.0	34.0	69.0	5.0	166.0	4.2	125.0	124.0	97.0	96.0	92.0
Pb	28.0	7.3	14.0	15.0	22.0	10.0	30.0	35.0	34.0	32.0	30.0
Th	28.0	2.0	11.0	5.0	43.0	3.3	23.0	27.0	41.0	42.0	40.0
Cu	21.0	48.0	16.0	16.0	12.0	21.0	24.0	13.0	22.0	9.0	13.0
Zn	125.0	108.0	100.0	44.0	138.0	31.0	91.0	109.0	122.0	126.0	12.0
Ga	31.0	22.0	26.0	20.0	37.0	20.0	29.0	30.0	33.0	33.0	32.0
Ni	2.0	145.0	3.0	39.0	3.4	40.0	3.0	0.5	0.7	2.7	0.1

incluidas en este estadio la mayoría de las lavas riolíticas y las andesitas del cerro Pire Mahuida. Las ignimbritas asociadas a los cuerpos dómicos podrían corresponder a este evento. Se interpreta como segundo episodio a la emisión de las coladas ignimbríticas y los depósitos de oleadas piroclásticas del sector septentrional y los flujos del cerro Bayo. Por último los necks y coladas de basalto que intruyen y cubren a las rocas ácidas. Las rocas traquíticas también posteriores al magmatismo ácido pertenecen al mismo estadio.

Geoquímica

La interpretación preliminar del quimismo de las rocas pertenecientes al Complejo Vol-

cánico Pire Mahuida, se efectuó sobre determinaciones de roca total de 18 muestras de la facies lávica y piroclástica de la secuencia. La información disponible proviene esencialmente de las rocas ácidas y mesosilícicas.

En el cuadro I y II figuran los valores analíticos obtenidos para elementos mayoritarios y traza. Corresponden a ocho riolitas del área noroccidental de los cerros Buitrera y Cueva del León (14, 15, 16 y 480) y de las coladas del centro de la sierra (5,9, 11 y 12); cuatro ignimbritas pertenecientes al sector de Piedra Campana y del cerro Cueva del León (460, 488 y 523); cuatro rocas que forman parte del dominio andesítico-dacítico del sector próximo al cerro Pire Mahuida (6, 7, 8, 10 y 393). El único

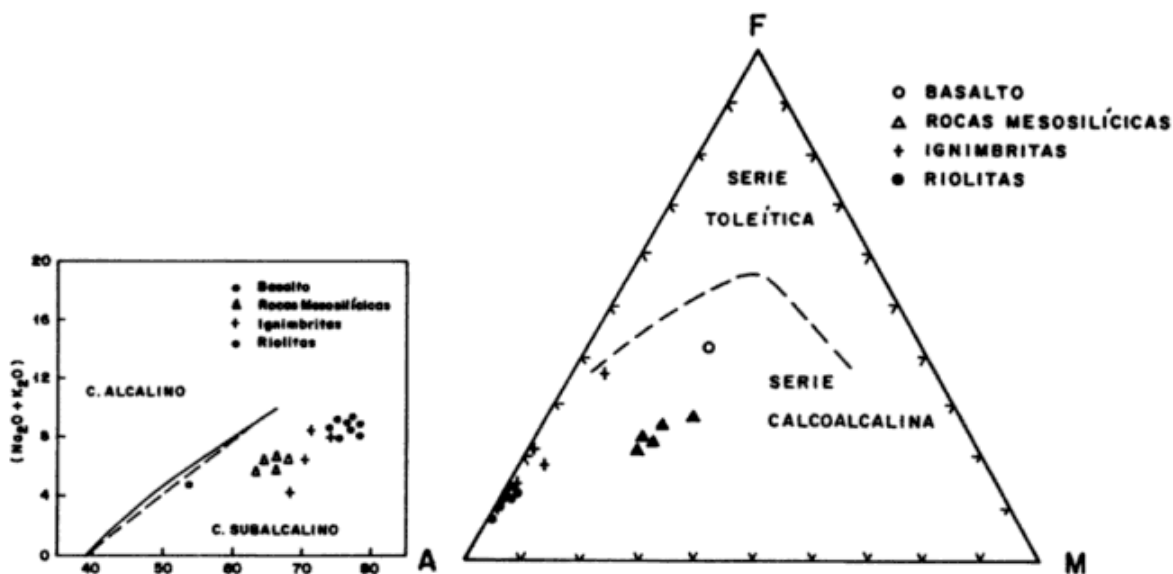


Figura 3: A-Diagrama álcalis-silice con discriminación de campos según Macdonald (1968), Irvine y Baragar (1971); B-Diagrama álcalis-óxido de hierro-óxido de magnesio de discriminación de series según Irvine y Baragar (1971).

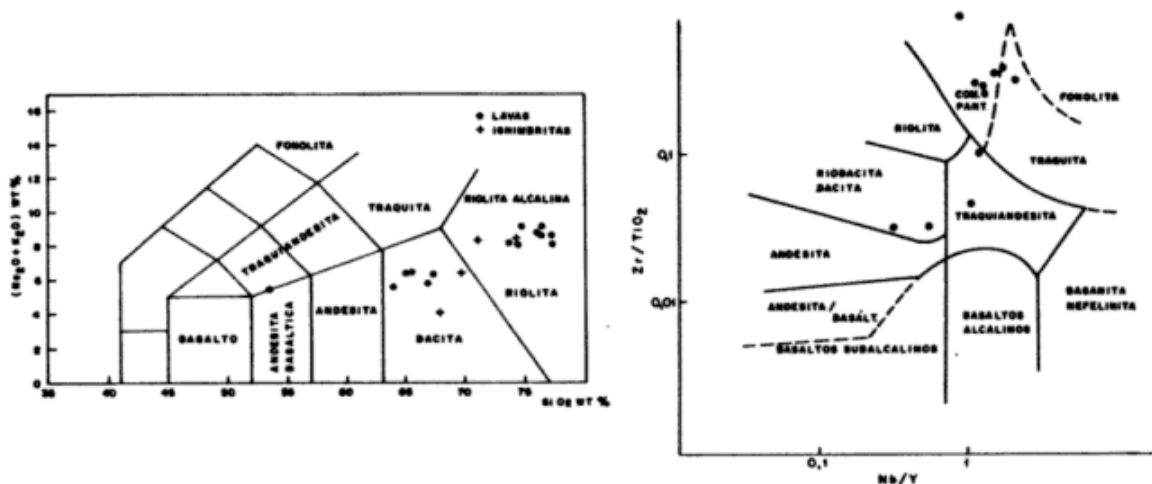


Figura 4: a. Clasificación de las rocas volcánicas según Zanettin (1984); b. Diagrama clasificatorio de Winchester y Floyd (1977).

análisis de rocas básicas que se dispone hasta el momento es el que constituye los cuerpos subvolcánicos cercanos al cerro Horqueta (360).

Parte de las muestras fueron analizadas por fluorescencia de rayos X (11), tanto en sus elementos mayores como en trazas, en el departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Abierta de Gran Bretaña; las restantes determinaciones se efectuaron en el Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires, por vía húmeda, por las licenciadas Ana Fazio y Patricia Miretzky.

La asociación volcánica incluye rocas con un rango de sílice que varía entre 53,5 % representado por las rocas máficas del Cerro Horqueta y el extremo ácido señalado por las lavas riolíticas con una concentración de 77,3 %.

La ubicación de los valores analíticos en los diagramas álcalis versus sílice (figura 3a) y AFM (figura 3b) discriminatorios de series (Macdonald, 1968, Irvine y Baragar, 1971), destacan una naturaleza subalcalina y calcoalcalina para la asociación.

En el caso de las rocas mesosilíceas la tendencia calcoalcalina está confirmada por las

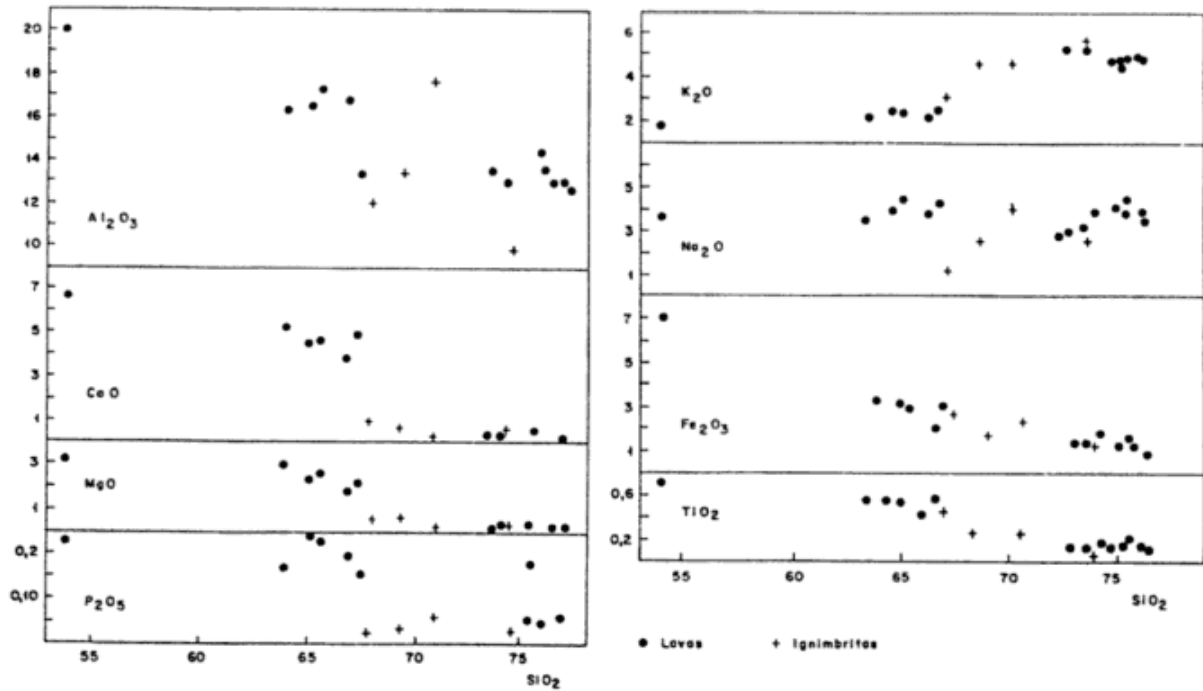


Figura 5: Diagrama de variación de elementos mayoritarios en función de la sílice.

altas proporciones de Al_2O_3 , consistentes con las que presentan rocas pertenecientes a estas series.

Sin embargo los términos más evolucionados poseen ciertas características, químicas y petrográficas, que apuntan a una alcalinidad, posiblemente enmascarada por fenómenos de lixiviación (Salani, 1985, 1987).

Según los diagramas de Peccerillo y Taylor (1976) y Zanettin (1984), figura 4a, los tipos litológicos básicos e intermedios clasifican como términos más ácidos que los determinados petrográficamente. Las clasificaciones en base a elementos inmóviles permiten independizarse de los efectos de alteración que pueden presentar las rocas, y ajustar la composición modal (figura 4b).

Los diagramas de variación de elementos mayoritarios respecto de la sílice (figura 5) muestran un incremento de los álcalis con la diferenciación, reflejado en las altas proporciones de ortosa normativa. En general las variaciones son graduales, excepto en el caso de la alúmina, donde las rocas ignimbríticas presentan valores dispares. Las curvas mejor definidas corresponden al Ti, Fe y Mg. El Na muestra alguna dispersión, como en el caso de las piroclásticas de composición intermedia (488 y 486).

Riolitas

Las lavas ácidas corresponden a riolitas de alta sílice (73-77,3 %) con elevados contenidos de potasio. Poseen índices de diferenciación de Thornton y Tuttle entre 92 y 97,79. Todas muestran corindón en la norma, lo cual refleja las concentraciones de alúmina superiores a las de los álcalis y óxido de calcio, que caracterizan al conjunto como peraluminoso.

La pronunciada alteración de estas rocas ha producido una importante pérdida de sodio; situación que hace que la química de elementos mayores semeje tendencias calcoalcalinas.

El diagrama discriminador de Winchester y Floyd (1977) revela una afinidad alcalina para algunas de las riolitas analizadas. Las relaciones Nb/Y son superiores a 1 y clasifican a las rocas como correspondientes a comenditas y pantelleritas.

Las concentraciones de elementos como Nb, Zr, Ga, Zn, Th y en ciertas ocasiones los contenidos de Y, son superiores a los promedios de las rocas ígneas ácidas determinados por Turekian y Wedepohl (1961), Krauskopf (1979). Hildreth (1981) señala las tendencias al enriquecimiento de algunos de estos elementos (Zn, Nb, Th y Zr) en rocas producto de cámaras magmáticas zonales, que atribuye a

fenómenos de difusión líquida o transporte mediante complejos volátiles.

Las representaciones de contenidos de elementos traza compatibles e incompatibles Ni-Rb, Ti-Zr, Ni-Y y Ni-Th en diagramas log-log (Gill, 1981) definen aproximadamente una recta señalando la tendencia evolutiva por medio de la cristalización fraccionada.

Ignimbritas

Las ignimbritas son rocas de composiciones dacíticas y riolíticas, caracterizadas por altos contenidos de potasio. Poseen Índice de diferenciación entre 70 y 89 e índice de color entre 1,5 y 5. Muestran contenidos variables de alúmina, y en general bajos. El sodio en algunos casos presenta valores inferiores al promedio de la secuencia, lo que se atribuye a procesos secundarios (hidratación de los componentes vitroclásticos e intercambio iónico). La disminución en álcalis en ciertos ejemplares se traduce en una variación del índice de peralcalinidad, que va desde 0,4 (M 488 y 486) hasta algo superior a 1 en el caso de la muestra 460. Esta última posee concentraciones de sílice que la asemejan a las riolitas: 74,58 %, 1,85 % de acmita en la norma y un índice agpaítico de 1,04, todas evidencias claras de su filiación alcalina (Macdonald, 1974).

Rocas mesosilícicas y básicas

Las concentraciones de elementos mayoritarios para las rocas mesosilícicas del dominio central de la sierra indican una mayor acidez que la determinada petrográficamente clasificándolas como términos dacíticos. Los contenidos de elementos traza ploteados en el diagrama $TiO_2/Zr-Y/Nb$ de Winchester y Floyd (*op. cit.*) las ubican como dacitas y traquiandesitas.

Los porcentajes de alúmina están en un rango entre 15 y 17 % y el TiO_2 es menor que 0,6 %. Los valores de potasio determinados para estas volcanitas son normales a altos y su índice de diferenciación está entre 68 y 72. Presentan cuarzo e hipersteno en la norma.

En cuanto a los contenidos de elementos traza, poseen los mayores valores de Sr, y en

general Cu y Ni. El Nb está en bajas concentraciones, no obstante se registra un incremento hacia los términos traquiandesíticos.

A pesar de las escasas determinaciones, las representaciones en diagramas petrológicos de elementos compatibles-incompatibles (Gill, *op. cit.*), sugieren la participación de la cristalización fraccionada en la diferenciación de estas rocas. Las relaciones entre elementos incompatibles muestran valores dispares, que no son consistentes con este proceso, y podrían indicar efectos de contaminación y/o asimilación.

El extremo básico analizado de esta secuencia es una andesita basáltica con alta proporción de alúmina (19,75 %). Por sus valores de álcalis y sílice, según Irvine y Baragar (*op. cit.*) corresponden al campo de las rocas subalcalinas y dentro de este, de acuerdo a las relaciones de Al_2O_3 y plagioclasa normativa pertenece a la serie calcoalcalina. Posee cuarzo e hipersteno en la norma, índice de color de 37 y de diferenciación de Thornton y Tuttle de 47,8. La proporción Fe/Mg es de 2,041.

DISCUSION

Las relaciones estratigráficas y la morfología de las acumulaciones de las lavas ácidas y mesosilícicas inducen a suponerlas debidas a un mismo ciclo volcánico, comagmáticas y con una petrogénesis común. Sin embargo, el análisis de su petrografía y quimismo revela dos grupos de rocas con líneas evolutivas relativamente independientes. Por una parte, las riolitas, algunas ignimbritas y las rocas traquíticas y basálticas muestran fuertes afinidades alcalinas. En particular en el caso de las riolitas, la presencia de feldespatos de Na y K y la casi total ausencia de plagioclasa; los máficos como anfíbol verde azulado ponen de manifiesto el carácter alcalino. El lavado de los álcalis y la alteración de estas rocas hace que su química de elementos mayores disimule esta situación; así, los diagramas de Macdonald (1968) e Irvine y Baragar (1971) catalogan todos estos especímenes como rocas subalcalinas, y los índices de alcalinidad como el agpaítico, dan valores menores que la unidad, a excepción de una muestra con un índice de 1,04 que además presenta acmita en la norma, ambos criterios válidos de alcali-

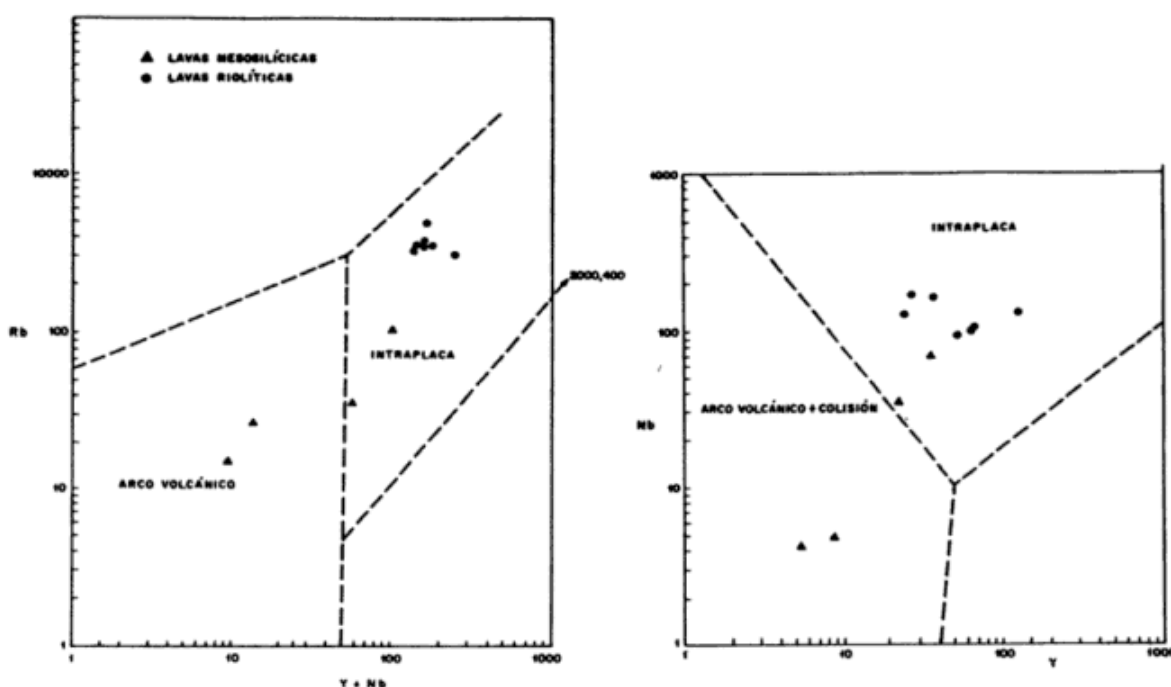


Figura 6: Diagramas de discriminación de elementos traza, Rb-Y + Nb y Nb en función de Y, para interpretación de ambientes tectónicos, Pearce *et al.* (1984).

nidad (Macdonald, 1974). Las composiciones de elementos traza y su clasificación por medio de diagramas como el de Winchester y Floyd (1977), corroboran esta división en dos grupos y destacan el carácter alcalino de las riolitas, con valores de la relación $Nb/Y > 1$.

En el segundo lugar, las andesitas (dacitas químicas) muestran caracteres modales y normativos típicos de dominios orogénicos.

Estas diferencias composicionales se reflejan en los diagramas discriminatorios de ambientes tectónicos (Pearce, 1980 y Pearce *et al.*, 1984) como los de la figura 6. De ellos se desprende que las riolitas y algunas andesitas corresponden a dominios de intraplaca, mientras que las restantes andesitas a arco volcánico. Existe por lo tanto cierta endeblez en la delimitación de estos dominios, ya que, por ejemplo las andesitas se presentan al mismo tiempo en dos campos; surge también un interrogante respecto del significado del dominio de intraplaca el que resulta ambiguo. De todos modos, los gráficos incompatible-incompatible y compatible-incompatible muestran líneas evolutivas

que parecerían señalar al mecanismo de cristalización fraccionada como principal proceso diferenciador (Gill, 1981). Como contrapartida, la comparación de los cocientes entre elementos incompatibles, tanto en general como entre las riolitas mismas, muestran una dispersión de valores que parece excluir la posibilidad que la cristalización fraccionada por si misma haya sido la única responsable de la diferenciación de estas rocas (Macdonald *et al.*, 1987; Davies y Macdonald, 1987). Lo expuesto revela que la información geoquímica disponible es escasa y contradictoria; esta situación, junto con la falta de valores isotópicos inhibe la determinación del carácter de la vinculación entre las secuencias alcalinas respecto de las andesitas calcoalcalinas, así como las causas del enriquecimiento en los elementos incompatibles que muestran las rocas alcalinas. El mismo surge con claridad al normalizar las concentraciones de los elementos traza con los valores de granitos de dorsales oceánicas de acuerdo con el criterio de Pearce *et al.* (1984). Es evidente que estas rocas presentan concentraciones de ele-

mentos traza incompatibles superiores que el promedio de las rocas ígneas ácidas y muestran un notorio enriquecimiento respecto de los ambientes orogénicos en general. Se destaca el aporte cortical y la naturaleza "continental" de estas rocas, a diferencia de las variedades mesosilícicas, más típicamente orogénicas.

Ajustar el significado de este magmatismo requiere de mayor y más detallada información geoquímica e isotópica, y del auxilio del contexto regional.

Por su posición geográfica la sierra Pire Mahuida se ubica entre el dominio basáltico de Somuncurá y el extremo oriental del arco magmático paleógeno. Su litología polimodal, basalto, andesita, dacita, riolita; los altos tenores de sílice y el carácter alcalino de estas rocas destacan su naturaleza de volcanismo de antepaís. La presencia de asociaciones semejantes y contemporáneas en Ingeniero Jacobacci (Coira *et al.*, 1985) y la cuasi continuidad de afloramientos entre ambas regiones señalan la extensión y volumen de este evento volcánico. Si bien no se conoce con precisión la edad del Complejo Volcánico Pire Mahuida, por sus relaciones estratigráficas parece ser oligocena superior o algo más joven (Salani y Page, 1987); es decir algo más nueva que la expresión principal del arco magmático (Formación Ventana, Huitrera y Formación Ñirihuau) en el dominio cordillerano. En este sentido se debe mencionar que Rapela y colaboradores (1983) han destacado un progresivo atenuamiento cortical desde el Paleoceno hacia el Oligoceno, señalando que la erupción de teschenitas en el área de Ingeniero Jacobacci sería la expresión de un cinturón geoquímico alcalino oriental consecuente con el atenuamiento cortical del antepaís.

Más al este, en la meseta de Somuncurá, Corbella (1984) ha postulado un estadio de desarrollo de atenuación cortical en un régimen de extensión, contemporáneo con la efusión basáltica y emplazamiento de cuerpos traquíticos.

Es posible que las rocas alcalinas de Pire Mahuida reflejen esta incipiente extensión; en este sentido se debe destacar que la concentración de algunos elementos incompatibles de las riolitas es consistente con los valores hallados en las rocas peralcalinas menos evolucionadas del rift del África Oriental (Macdonald *et al.*, 1987).

La extensión responsable del atenuamiento podría estar ligada a un cambio en la dirección de convergencia en el margen continental occidental. De acuerdo a Cande y Leslie (1986) entre los 52 y 27 Ma se produjo un período de convergencia oblicua entre la corteza oceánica y la placa sudamericana; a partir de los 27 Ma el sistema retornó gradualmente a una configuración perpendicular. El período de cambio de la dirección de convergencia coincide aproximadamente con el emplazamiento del Complejo. Es posible que su quimismo refleje este componente traccional de la trasducción; otros autores proponen una interpretación similar para las lavas más occidentales del arco magmáticos andino (Kay y Rapela, 1987, en este simposio).

En este contexto de atenuamiento cortical, y de condiciones de extensión en la región extrandina, se observa que en la Cordillera Patagónica la actividad volcánica tuvo un pico en el lapso Paleoceno-Eoceno medio (González Díaz, 1979; Rapela *et al.*, 1984). Al oriente, en Pire Mahuida parece haberse producido durante el Oligoceno medio-superior o Mioceno inferior. En la meseta de Somuncurá la actividad del Plateau comenzó en el Oligoceno y culminó en el Mioceno medio (Ardolino, 1981). Esta secuencia de eventos volcánicos con importantes variaciones composicionales, marca una clara migración del volcanismo hacia el este durante el lapso Paleoceno-Mioceno inferior. En el Mioceno la actividad volcánica cesa prácticamente hasta la finalización del período (Ramos y Cortes, 1984). La continuidad temporal de las asociaciones magmáticas ubicadas a lo largo del paralelo 42°, el arco volcánico occidental, la faja extrandina y el volcanismo de Somuncurá es notoria. Más aún, el reinicio de la actividad durante el Mioceno superior en el sector interno del arco y la concomitante ausencia de volcanismo más al oriente, sugieren que estas migraciones deben estar vinculadas a procesos de orden mayor, probablemente la actividad del margen continental activo y en particular fluctuaciones en el ángulo de convergencia e inclinación de la subducción.

Se carece de información geoquímica suficiente como para poner a prueba un modelo que explique las variaciones entre las rocas del macizo de Somuncurá, Pire Mahuida, Chubut

Medio y Cordillera patagónica. No obstante ya Bruhn *et al.* (1978), Baker *et al.* (1981) y Kay *et al.* (1988) han destacado los procesos relacionados con la subducción como responsables de la actividad ígnea en el antepaís, a distancia que en el caso de lo tratado por Kay y colaboradores, supera los 800 km de la trinchera oceánica. De esta manera, se postula como hipótesis la posibilidad de un origen común para las distintas asociaciones mencionadas.

CONCLUSIONES

En la sierra Pire Mahuida, provincia del Chubut, se halla expuesta una asociación volcánica predominantemente ácida que ocupa una superficie de 800 km² y un volumen cercano a los 100 km³ denominada Complejo Volcánico Pire Mahuida. Está constituida por lavas e ignimbritas riolíticas, andesitas-dacitas, traquitas y basaltos. Los términos lávicos son los más frecuentes; no obstante en el sector central y norte se han derramado extensas acumulaciones ignimbríticas.

La petrografía y el quimismo de estas volcanitas ponen de manifiesto que el Complejo Volcánico Pire Mahuida reúne rocas de filiación alcalina junto con rocas calcoalcalinas. La información geoquímica disponible no permite aún establecer la naturaleza de la vinculación entre ambas líneas evolutivas.

Se definen distintos campos o dominios según los tipos litológicos más frecuentes: Dominio riolítico en el eje de la sierra y el sector meridional; Ignimbrítico en el área noroccidental y alrededores del cerro Bayo; y Andesítico en la región del cerro Pire Mahuida y al oeste de la Ea. Araya. Los núcleos de basaltos se ubican en el sector oriental; y las coladas de esta composición constituyen la meseta en el filo de la sierra desde donde se derraman hacia el norte y sur.

De acuerdo con las relaciones de yacencia observadas, se postulan tres estadios o epi-

sodios principales en la evolución de la asociación volcánica: a) En primer lugar, la emisión de lavas ácidas y mesosilícicas; y posiblemente los flujos piroclásticos del sector noroccidental; b) Con posterioridad, las efusiones ignimbríticas del área septentrional de la sierra y las del cerro Bayo; c) Por último el volcanismo basáltico que constituye necks y coladas de poca magnitud, en el ambiente oriental; y los basaltos que integran la meseta.

Los grandes volúmenes de rocas riolíticas, con altos tenores de sílice, y su geoquímica permiten vincular la asociación volcánica a un ambiente de extensión consistente con el proceso de atenuamiento cortical acaecido durante el paleógeno.

Las graduales migraciones en sentido longitudinal de la actividad volcánica terciaria a lo largo del paralelo 42°, entre el arco volcánico y el Macizo de Somuncurá, permiten relacionar estas variaciones con procesos de orden mayor, particularmente dirección de la convergencia y ángulo de la subducción.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con fondos de la Secretaría de Minería en el marco del levantamiento geológico de la Hoja 42e Pire Mahuida, del PID 470 y PID 204 Conicet, y UBA.

Los autores manifiestan su agradecimiento al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Abierta (G.B.) y en particular a John Watson por haber colaborado con R. Page en la realización de los análisis por fluorescencia de Rayos X; y al Dr. R. Caminos por la lectura del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ARDOLINO, A., 1981. *El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la Meseta de Somuncurá, provincia del Chubut*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 7-23, San Luis.

- BARKER, P., W. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS y D. REX, 1981. *Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46°S*. Phil. Trans. Roy. Soc. London (A) 303: 105-149.
- BRUHN, R. L., Ch. R. STERN y M. J. de WIT, 1978. *New field and geochemical data bearing on the development of mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America*. Earth Planet. Sci., Lett., 41 (1): 32-46.
- CANDE, S. y R. LESLIE, 1986. *Late Cenozoic tectonic of the Southern Chile trench*. Jour. Geoph. Res., 91, b1: 471-496.
- COIRA, B., M. FRANCHI y F. NULLO, 1985. *Volcanismo terciario al oeste de Somuncurá y su relación con el Arco Magmático de la Cordillera Nordpatagónica, Argentina*. IVº Congr. Geol. Chileno, Antofagasta, V. 4, 3: 4-68.
- CORBELLA, H., 1984. *El volcanismo de la altiplanicie de Somuncurá*. IXº Congr Geol. Arg., Relat., (10): 267-300.
- CROCE, R., 1950b. *Contribución al conocimiento de la geología y constitución de la Sierra de Pire Mahuida y sus estribaciones al noreste de Gastre, Chubut*. Mus. Cs. Nat. Bernardino Rivadavia, Rev., I, 2, Buenos Aires.
- DAVIES, G. R. y R. MACDONALD, 1987. *Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints*. Jour. Petrol., vol. 28, part 6, (1009-1031).
- DESSANTI, R., 1956. *Vetas metalíferas y fracturas en Mina Angela, departamento de Gastre*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XI (2): 116-142, Buenos Aires.
- GILL, J. B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, New York.
- GONZALEZ DIAZ, E., 1979. *La edad de la Formación Ventana en el área norte y este del lago Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV (2): 113-124, Buenos Aires.
- HILDRETH, W., 1981. *Gradients in silicic magma chambers: implication for lithospheric magmatism*. Jour. Geoph. Res., 86 (b 11): 10.153-10.192.
- IRVINE, T. y W. BARAGAR, 1971. *A guide to chemical classification of the common volcanic rocks*. Canad. Jour. Earth Sc., 8: 523-548.
- KAY, S. y C. W. RAPELA, 1987. *El volcanismo del Terciario inferior de los Andes Nordpatagónicos (40°30'): origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción*. Xº Congr. Geol. Arg., Simposio de Volcanismo Andino, Actas, IV: 192-195.
- _____, V. MAKSAEV, R. MOSCOSO, C. MPODOZIS, C. NASI y C. E. GORDILLO, 1988. *Tertiary andean magmatism in Chile and Argentina between 28° and 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone*. Jour. S. Am. Earth Sc., 1: 21-38.
- KRAUSKOPF, B., 1979. *Introducción to geochemistry*. Mc Graw Hill Book Company. Second Ed.
- LESTA, P., 1968. *Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge*. IIIº Jorn. Geol. Arg., Actas, I: 251-289, Buenos Aires.
- MACDONALD, G. A., 1968. *Composition and origin of Hawaiian lavas*. Geol. Soc. Amer. Mem., 116: 447-552.
- MACDONALD, R., 1974. *Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks*. Bull. Volcanol., 38, 498-516.
- MACDONALD, R., G. R. DAVIES, C. M. BLISS, P. T. LEAT, D. K. BAILEY y R. L. SMITH, 1987. *Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley*. Jour. Petrol., vol 28, part 6, 979-1008.
- PAGE, R., S. PAGE y F. SALANI, 1987. *Estratigrafía de la Sierra de Pire Mahuida, provincia del Chubut*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 345-350.
- NULLO, F., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetren, provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Bol., 158.
- _____, y C. PROSERPIO, 1975. *La Formación Taquetren en el Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia de acuerdo a la flora, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (2): 133-150, Buenos Aires.
- PEARCE, J., 1980. *Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from tethyan ophiolites*. Proc. Internat. Ophiolite Symposium, Cyprus, 261-272.
- _____, N. HARRIS y A. TINDLE, 1984. *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. Jour. Petrol., 25, 4: 956-983.
- PECCERILLO, A. y S. R. TAYLOR, 1976. *Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Katmandu, Asia, Northern Turkey*. Contr. Min. Petrol., 58: 63-81.
- PROSERPIO, C., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre*. Serv. Geol. Nac., Bol. 159.
- RAMOS, V. y J. M. CORTES, 1984. *Estructura e interpretación tectónica*. IXº Congr. Geol. Arg., Rel., 1 (12): 317-346.
- RAPELA, C. W., L. A. SPALLETTI y J. C. MERODIO, 1983. *Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Nordpatagónica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (3-4): 469-484.
- RAPELA, C., L. SPALLETTI, J. MERODIO y E. ARAGON, 1984. *El vulcanismo paleoceno-eoceno de la provincia volcánica andino patagónica*. IXº Congr. Geol. Arg., Rel., 1 (8): 189-213.
- SALANI, F., 1985. *Caracterización petrológica y metalogénica del volcanismo ácido terciario de la sierra de Pire Mahuida, provincia del Chubut*. CONICET, (inéd.).
- _____, 1987. *Caracterización petrológica y metalogénica del vulcanismo ácido terciario de la Sierra de Pire Mahuida, provincia del Chubut. Segunda Parte*. CONICET, (inéd.).
- _____, y R. PAGE, 1987. *El Complejo Volcánico Pire Mahuida, provincia del Chubut*. Xº Congr. Geol. Arg., Simp. de Volcanism., Actas, IV: 165-167.
- _____, y _____. *Rasgos petrográficos y estructurales de la asociación volcánica del cerro Bayo*. (En prep.)

- SESANA, F., 1969. *Rasgos petrográficos de la comarca del Río Chico, Río Chico*. IIIº Jorn. Geol. Arg., Actas, 3: 99-105.
- STIPANICIC, P., F. RODRIGO, O. BAULIES y C. MARTINEZ, 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIII (2): 67-98.
- TUREKIAN, K. y K. WEDEPOHL, 1961. *Distribution of elements in some major units of the earth's crust*. Geol. Soc. Amer. Bull., 72: 175-192.
- VOLKHEIMER, W., 1964. *Estratigrafía de la zona extrandina del departamento de Cushamen (Chubut), entre los paralelos 42º y 42º30' y los meridianos 70º y 71º*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 19 (2): 85-107.
- WINCHESTER, J. A. y P. A. FLOYD, 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemic. Geol., 20: 325-343.
- ZANETTIN, B., 1984. *Proposed new chemical classification of volcanic rocks*. Episodes, vol. 7, 4.

FLAVIA M. SALANI

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
CONICET

ROBERTO F. N. PAGE

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Secretaría de Minería

VOLCANISMO NEOJURASICO-NEOCOMIANO DE LA QUEBRADA DE VARGAS, ALTA CORDILLERA DE MENDOZA

Alicia S. Sanguinetti

RESUMEN

Se caracterizan geológica y petrográficamente las **volcanitas** y facies asociadas neojurásicas-neocomianas de la Cordillera Principal del norte de Mendoza, desarrolladas al sur del río Cuevas entre Puente del Inca y la quebrada de Vargas. En la sección mesozoica aflorante en esta zona de la cuenca Aconcagüina se reconoce un volcanismo vinculado con episodios de bajo nivel del mar en las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Mulichinco. Lentes de lavas fenobasálticas olivínicas intercaladas en la secuencia sedimentaria se asocian a areniscas líticas rojas y facies piroclásticas menores. Estos afloramientos son interpretados como remanentes de posibles paleovolcanes exhumados relacionados con el arco mesozoico chileno.

La presencia de estas rocas en sectores orientales de la cuenca revalida la importancia de procesos extensionales en una zona de arco magmático pudiendo representar a un volcanismo de retroarco.

ABSTRACT

A general geologic and petrographic characterization of the Neojurassic-Neocomian **volcanics** and associated facies from northern Mendoza, Argentina, is done. This region is situated in the Cordillera Principal south of Río Cuevas between Puente del Inca and Quebrada de Vargas. In the Mesozoic section exposed in this zone of the Aconcagua Basin episodes of low stand in sea level are related with volcanism that took place in Tordillo, Vaca Muerta and Mulichinco Formations. It occurred as lenses of olivinic fenobasaltic lavas intercalated in the sedimentary sequence and associated to red lithic sandstones and minor pyroclastic facies. A possible interpretation as remnants of exhumated paleovolcanoes related to the Chilean Mesozoic arc is analyzed.

The existence of these rocks at eastern areas of the basin are related to important extensional processes in the magmatic arc and may represent a back-arc volcanism.

INTRODUCCION

Este trabajo da a conocer los caracteres fundamentales, geológico-regionales y petrográficos, del volcanismo neojurásico-neocomiano del norte de Mendoza (República Argentina) desarrollado al sur del río Cuevas (Alto río Mendoza) entre Puente del Inca y las cabeceras de la quebrada de Vargas (figura 1).

En el tramo inferior de la quebrada de Vargas se atraviesan los últimos afloramientos correspondientes a la Cordillera Frontal, que al acuñarse rápidamente forman el basamento de las unidades mesozoicas. El área estudiada per-

tenece al ámbito morfoestructural de la Cordillera Principal.

Es de interés la presentación de estos resultados preliminares debido al escaso conocimiento sobre el volcanismo mesozoico de la Alta Cordillera y en particular de afloramientos tan orientales como los descriptos. Así, la información previa con que se cuenta es sólo de tipo regional.

Las primeras menciones y descripciones generales se deben a Schiller (1912) y Gerth (1931).

Groeber (1951) realiza un análisis global de la actividad volcánica jurásica en el área del

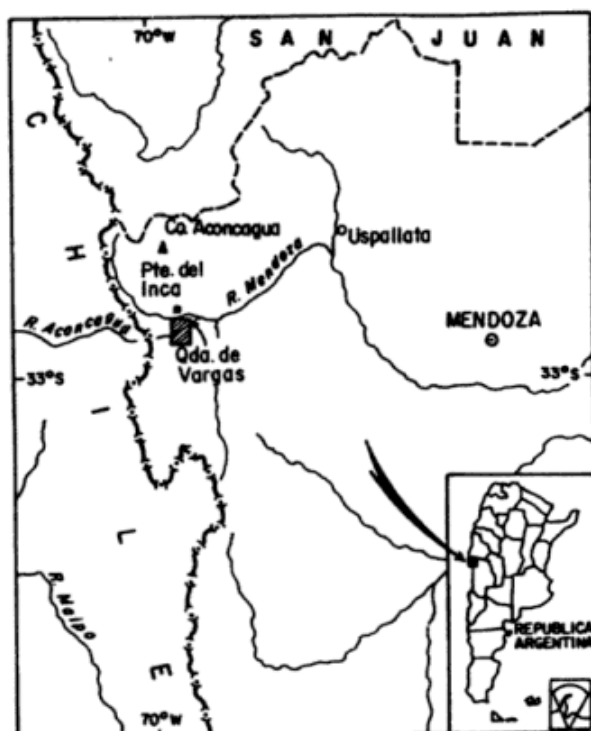


Figura 1: Ubicación de la zona estudiada.

cerro Aconcagua mencionando a las "porfiritas con labrador" mesozoicas. Groeber (1952) agrupa y define a las eruptivas del Ciclo Andico como: "Tordillolitense" para el Jurásico superior, en la base de este ciclo sedimentario, y "Diamantelitense" para el Cretácico superior alto, en su culminación.

Recientemente, Ramos (1985 a y b), al establecer el desarrollo estratigráfico y tectónico al sur del río Cuevas, llama la atención sobre las intercalaciones volcánicas en las secuencias clásticas jurásicas y cretácicas.

Como una primer aproximación al problema se presentan varios perfiles en esta región cuyas trazas se indican en la figura 2.

GEOLOGIA

Sobre la base del levantamiento geológico de Ramos (1985a) y de acuerdo a observaciones propias se representan con mayor detalle las relaciones entre las intercalaciones volcánicas y las unidades sedimentarias (figura 2). En este mapa y en los perfiles se exageraron los espesores de las volcanitas y facies menores aso-

ciadas; sus valores exactos son mencionados en las descripciones correspondientes.

La región se ubica en el extremo sur del segmento de los Andes Centrales relacionado actualmente con subducción subhorizontal (Isacks *et al.*, 1982) y caracterizado por extensos corrimientos de vergencia al este que producen la repetición tectónica de las secuencias mesozoicas. Estas, de desarrollo estratigráfico atípico respecto del área neuquina de la cuenca, se disponen homoclinalmente dentro de cada lámina de corrimiento con rumbo norte-noroeste e inclinaciones medias de 30°O.

Dentro de este contexto y adoptando el esquema estratigráfico propuesto por Ramos (*op. cit.*) se resumen los caracteres de las unidades aflorantes.

Se han reconocido tres conjuntos estratigráficos: un substrato preándico, una secuencia ándica y otra cenozoica.

SUBSTRATO PREANDICO

a) Las rocas más antiguas de la región están constituidas por: sedimentitas marinas del Carbónico a Pérmico inferior (**Formación Alto Tumpungato**), intruídas por granitoides pérmicos que forman parte del **stock de Cruz de Caña** y cubiertas en discordancia angular por rocas piroclásticas del Pérmico medio a Triásico inferior (**Formación Choiyoi**).

b) En los alrededores de Puente del Inca y en discordancia sobre las rocas anteriores afloran piroclastitas moradas posiblemente asignables al Liásico (Ramos, 1985a).

c) **Formación La Manga** (Caloviano superior-Oxfordiano superior): Mayormente integrada por areniscas calcáreas y conglomerádicas, calizas macizas y lumachélicas de colores amarillos, rojos y grises claros. En la mitad inferior de la secuencia se intercalan conglomerados (figuras 3 y 4) con clastos principalmente volcánicos; ellos podrían vincularse con variaciones faciales observadas más al sur por Ramos (*op. cit.*).

Se han hallado varios niveles fosilíferos (figuras 3 y 4), identificándose: *Anditrigonia eximia* (Phillipi), del Jurásico superior, y *Myophorella araucana* (Leanza), del Jurásico medio, de acuerdo a determinaciones de Leanza

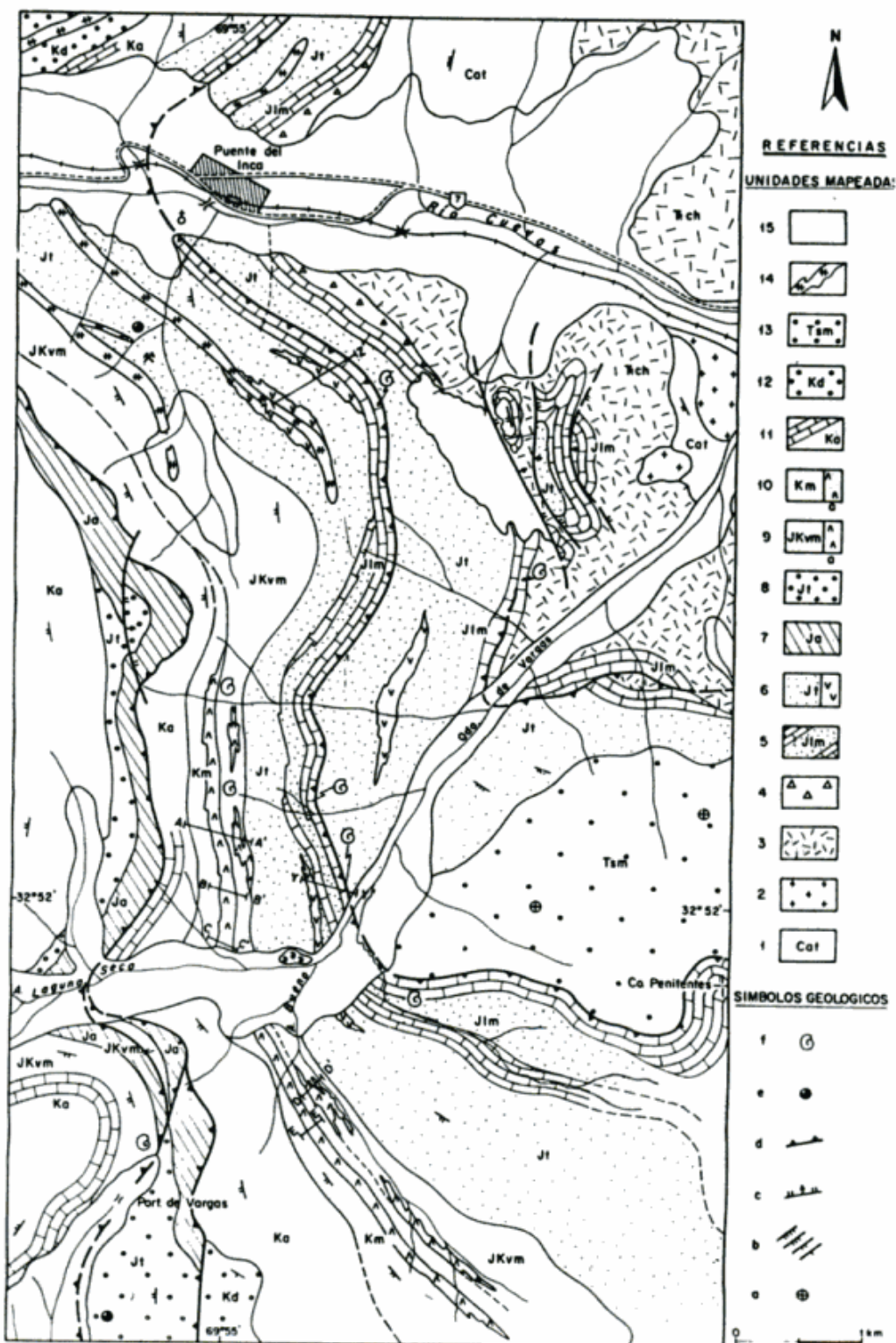


Figura 2: Bosquejo geológico de la quebrada de Vargas y alrededores, Alta Cordillera de Mendoza, (modificado de Ramos, 1985a). A-A', etc.: trazas de los perfiles realizados.

Unidades mapeadas: CARBONICO-PERMICO - 1. Formación Alto Tupungato, 2. Granitoides pérmicos; PERMO-TRIASICO - 3. Formación Choiyoi; JURASICO - 4. Liásico?, 5. Formación La Manga, 6. Formación Tordillo s.l., a) facies volcánica, 7. Formación Auquileo, 8. Formación Tordillo s.str., 9. Formación Vaca Muerta, a) facies volcánica; CRETACICO - 10. Formación Mulichinco, a) facies volcánica, 11. Formación Agrio, 12. Formación Diamante; CENOZOICO - 13. Conglomerados de Santa María, 14. Dacita Puente del Inca, 15. Depósitos aluviales, glaciares y de remoción en masa. **Símbolos geológicos:** a- Estratos horizontales; b- Rumbo e inclinación de los estratos; c- Falla directa; d- Corrimiento; e- Manifestaciones de cobre; f- Fósiles.

(1986, M. S.), y *Decipia desertorum* (Stehn), estudiada por Aguirre Urreta (1986, M. S.).

d) **Formación Auquilco** (post-Oxfordiano-Kimmeridgiano medio): Estos depósitos evaporíticos ("Yeso Principal") sólo aparecen en la escama corrida más occidental, altamente deformados a causa de su fluencia plástica ante los esfuerzos tectónicos.

CICLO ANDICO

a) **Formación Tordillo** (Kimmeridgiano): En las dos primeras escamas tectónicas se apoya con notable espesor sobre las calizas de la Formación La Manga; en la tercer escama sobreyace con menor potencia al "Yeso Principal". En el primer caso se la identifica como **Formación Tordillo s. I.** pues incluiría a la Formación "Tordillo" chayacana de Ramos (1985a) de la cual no es distinguible al no desarrollarse la Formación Auquilco. En el segundo, se la denomina como **Formación Tordillo s. str.** ya que sigue discordantemente a los depósitos de yeso.

Son conglomerados medianos a gruesos y conglomerados finos con areniscas subordinadas de colores pardo rojizo a pardo amarillento claro, rojo y gris verdoso que, desde la base al techo de la secuencia, muestran variaciones en su textura, composición, espesores y estructuras. Desde el este hacia el oeste: aumentan el grado de selección, el redondeamiento de los clastos y el contenido en cuarzo, así como disminuyen el tamaño del grano y el espesor total; la composición, fundamentalmente volcánica y piroclástica, muestra mejor este carácter hacia el este donde la estratificación es grosera con desarrollo local de bancos granodecrecientes con estructuras internas de corte y relleno, en cambio, el sector occidental es más arenoso y cuarzoso con estratificación planar, diagonal y entrecruzada e incluso laminación entrecruzada (figuras 3 y 4).

Facies volcánica: Estas intercalaciones lentiformes tienen longitudes máximas de 1,5 km, localmente no mayores de 200 m, con potencias variables desde 20 m en el primer nivel de Puente del Inca (figura 3) hasta 3 m en el nivel equivalente de la quebrada de Vargas (figura 4). Se

interdigitan con los depósitos clásticos a lo largo del rumbo pasando desde coladas lávicas erodadas a sedimentitas epiclásticas con mayor o menor participación volcánica y volcanoclástica. Las bases son discordantes respecto del depósito clástico grueso en el que están incluidas; sus techos siempre son concordantes con las sedimentitas suprayacentes.

Al sud-sudeste de Puente del Inca (figura 3) se identifican dos niveles volcánicos de iguales características. El primero de ellos, que tiene su equivalente más al sur en la quebrada de Vargas (figura 4), aflora en la base de la Formación Tordillo. El otro aparece unos 200 m más arriba siendo intruído por el gran dique de dacita miocena de Puente del Inca.

El cuerpo de estas lentes es formado por lavas basálticas asociadas a areniscas líticas rojas de sólo algunos centímetros de espesor.

En la quebrada de Vargas (figura 4) hacia la desembocadura del arroyo Laguna Seca se reconoce un pequeño afloramiento de brecha andesítica gruesa que puede seguirse pocos metros más al sur, hacia la confluencia con el arroyo Bueno, donde pasa a brechas finas color gris verdoso amarillento que se intercalan con areniscas o tufitas de igual color. Estas rocas, también incluidas entre los conglomerados de la Formación Tordillo, se ubican estratigráficamente por encima del primer nivel basáltico.

b) **Formación Vaca Muerta** (Tithoniano): Representa el primer subciclo marino (Ramos, 1985a) que registra el Grupo Mendoza (Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio). El nivel del mar, de baja profundidad en esta zona, era muy inestable con sucesivos avances y retrocesos. Esto lo demuestra la alternancia de calizas "vadosas" y conglomerádicas de color gris verdoso claro con conglomerados y areniscas conglomerádicas rojizas y amarillas intercaladas con lentes volcánicas. Las calizas "vadosas", de 1,5 a 0,5 m de espesor, se caracterizan por numerosas cavidades rellenas por sílice coloidal. En algunas secciones suelen englobar clastos de calizas finas, escaso cuarzo y grandes rodados de los basaltos infrayacentes.

Esta litología atípica correspondería a facies muy proximales de escasa potencia (poco

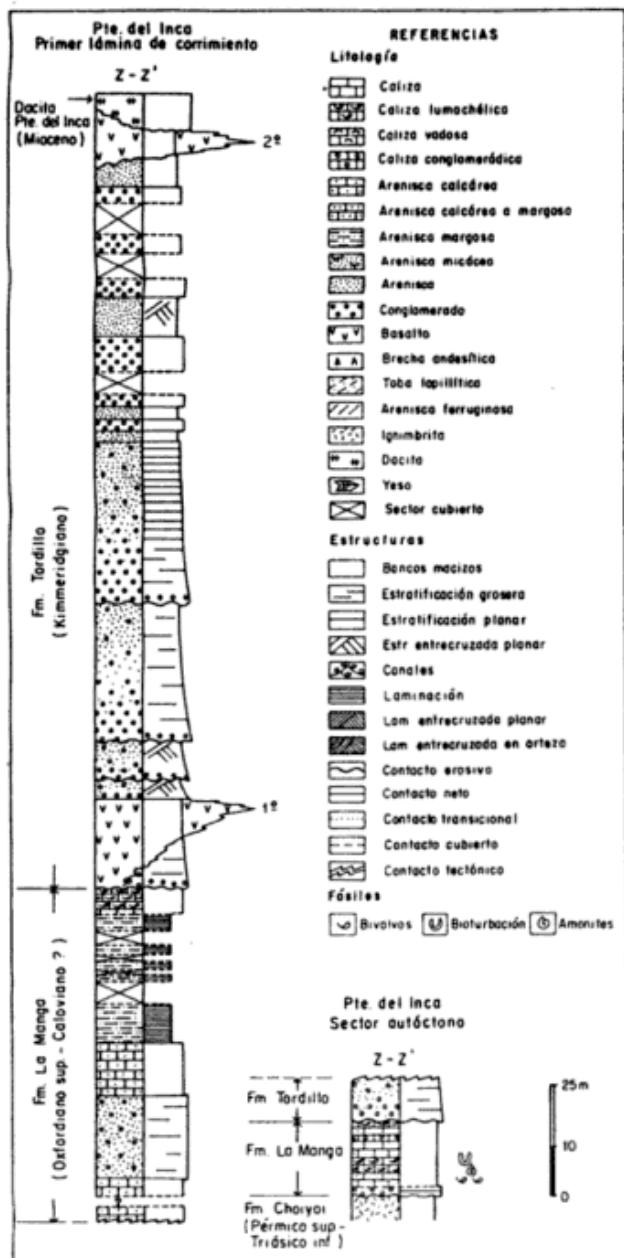


Figura 3: Perfil general del Jurásico en Fuente del Inca.

más de 20 m en el arroyo Bueno; figuras 5 y 6) que pasarían transicionalmente hacia el norte a las areniscas finas y pelitas rojas amonitíferas mencionadas por Ramos (*op. cit.*).

Facies volcánica: Aparece en dos niveles (figura 5) lentiformes de afloramiento discontinuo y espesores variables. En el arroyo Bueno los valores máximos son 4 m y 6,5 m para la primer y la segunda lente respectivamente. Sus bases están generalmente cubiertas y el contacto con los estratos superiores es erosivo y paralelo. Dado el tipo de exposición de estas

lentes sólo se observa su acuñaamiento hacia el norte y el sur pero no se distinguen otros caracteres que revelen su relación con el contexto sedimentario.

Se componen de lavas basálticas asociadas a capas de areniscas rojizas de unos 0,40 m de potencia y excepcionalmente 2 m al sur-sureste del arroyo Bueno.

c) **Formación Mulichinco (Valanginiano):** Marca un notorio episodio regresivo dentro del Grupo Mendoza reconocido en toda la cuenca Neuquino-Aconcagüina (Yrigoyen, 1979; Gulisano *et al.*, 1984; Ramos, 1985a). En la margen norte del arroyo Laguna Seca es un conjunto granodecreciente hacia el oeste con dos secciones distinguibles (figura 5).

La sección inferior (figura 6) está conformada por conglomerados medianos a gruesos matriz sostén y de colores pardo amarillento a pardo rojizo. Se caracteriza por una conspicua intercalación volcánica persistente a lo largo del rumbo que es cubierta por areniscas rojas, ferruginosas, que cambian lateralmente su espesor en breve recorrido pasando a areniscas conglomerádicas y paraconglomerados de igual color y menor potencia. En el techo de la sección aparecen conglomerados pardo rojizos y amarillentos, similares a los basales pero mejor estratificados. Los clastos, subangulosos a subredondeados, de todos los conglomerados se componen de volcanitas (riolitas y andesitas, y basalto amigdaloido en los conglomerados superiores) y tobas, y en menor proporción areniscas y cuarzo.

La sección superior es una potente serie de areniscas rojas de grano medio a fino, parcialmente cubiertas, y que hacia el tope de la unidad intercalan delgados niveles de yeso que marcarían una transición hacia las facies marinas de la Formación Agrio supraestante (figura 5).

Facies volcánica: Corresponde al tercer nivel volcánico del Titononeocomiano que aparece como un manto concordante a la secuencia sedimentaria (figura 5). Se extiende a lo largo de 5,5 km con espesores variables entre 20 m (perfil E-D', figura 6) y 6,5 m (perfil C-C', figura 6). En estos sectores se preservan los contactos con las sedimentitas del techo; por lo general, ellos están cubiertos y las volcanitas se

exponen muy erodadas y con potencias menores.

Son lavas basálticas similares a las de la facies volcánica de la Formación Vaca Muerta. Al igual que en el Kimmeridgiano y el Tithoniano y con las mismas relaciones se asocian con capas de areniscas rojas de entre 0,20 a 0,80 m de espesor. En el perfil B-B' (figura 6) la capa roja basal es precedida por un delgado banco (0,10 m) de toba lapillítica gris verdosa clara a amarillenta que se extiende algunos metros más hacia el norte en la misma posición estratigráfica.

d) **Formación Agrio** (Valanginiano superior-Hauteriviano): Registra el segundo subciclo marino del Titononeocomiano marcando transgresión de importancia que pone fin a las prolongadas condiciones continentales en la región. Este mar fue aquí poco profundo según lo expresa la secuencia de areniscas margosas, calizas algales y areniscas bien estratificadas de colores grises y verdoso amarillento. No se hallaron fósiles.

Poco más al oeste, ya fuera de esta zona y en las cercanías de las quebradas Blanca y de los Horcones, al sur y al norte del río Cuevas respectivamente, las facies correspondientes son más profundas y fosilíferas.

e) **Formación Diamante** (Barremiano-Aptiano): Se compone de sefitas y samitas rojas que hacia el oeste intercalan rocas volcánicas y volcánicas e indica la definitiva continentalización de la comarca y el fin del Ciclo Andino.

CENOZOICO

Terciario: representado por los potentes Conglomerados de Santa María (Schiller, 1912) del Oligo-Mioceno aflorantes en el cerro Penitentes y que se apoyan en fuerte discordancia angular sobre las formaciones anteriores, y también por los diques dacíticos de los alrededores de Puente del Inca asignados al Mioceno por correlación con otros intrusivos similares de los Andes de Aconcagua (Munizaga y Vicente, 1982).

Cuartario: Constituye importantes acumulaciones glaciares, sobre todo en las altas quebradas de la comarca, y diversos tipos de sedi-

mentos aluviales. Los fenómenos de remoción en masa, condicionados por el alto relieve y el clima, modifican extensamente el paisaje con gran variedad de depósitos.

CARACTERIZACION DEL VOLCANISMO

Las volcánitas están muy alteradas a causa de una actividad hidrotermal posterior muy extendida en este sector según lo muestra la abundante presencia de calcita asociada a cuarzo tanto como relleno de vesículas en basaltos como en cavidades menores en areniscas y conglomerados. La calcita también participa en venillas concordantes y discordantes que cortan la secuencia y es cemento importante en las sedimentitas. Acorde con el ambiente en el que se desarrolló el magmatismo el potencial de preservación de los afloramientos es bajo. Las facies reconocidas sobre la base de las clasificaciones de Teruggi (1980, 1982) y Teruggi *et al.* (1978), son:

FENOBASALTOS OLIVINICOS (Teruggi, 1980)

Son amigdaloides y forman coladas lávicas, más extensas en el Valanginiano, con dos flujos sobrepuestos de poca potencia. Cada uno de ellos tiene una zona central masiva de color gris claro y finamente amigdaloides o con vesículas esféricas de 1 mm de diámetro alineadas verticalmente. En sectores, amígdalas elongadas se orientan subparalelamente a la estratificación. En las zonas superior e inferior a cada uno de los flujos el color es gris oscuro a negro con mayor concentración de amígdalas de 2 a 3 cm de diámetro. Todos los alvéolos tienen contornos redondeados y están rellenos por calcita y cuarzo suavemente bandeados. En las zonas basales de las coladas suelen hallarse amígdalas tubulares de hasta 20 cm de longitud y 1 a 2 cm de ancho.

Los límites entre las distintas coladas también se destacan por la intercalación de areniscas rojizas en capas delgadas concordantes y la incorporación a la masa lávica de clastos del substrato. En las superficies superiores expuestas se suelen desarrollar fenómenos de meteo-

rización esferoidal con fracturas concéntricas de no más de 25 cm de diámetro.

Las rocas neojurásicas son porfíricas, con tablillas de plagioclasa de 1 a 2 mm de longitud y a veces con leve orientación fluidal; las rocas del Cretácico inferior son afaníticas. Todas sin excepción exhiben abundantes gránulos de óxidos de hierro rojo-anaranjados de hasta 2 y 3 mm de diámetro. Las texturas son intersertales en las lavas neojurásicas y tienen tendencia variolítica en las neocomianas cuyo tamaño de grano es más fino.

La asociación mineral es plagioclasa + olivina. La olivina, más abundante en las rocas neocomianas, está iddingsitizada y en algunos granos, especialmente en las rocas neojurásicas, está reemplazada por óxidos opacos (magnetita?). Muchos de estos cristales tienen núcleos de calcita y clorita pardo verdosa y verde. Existen dos generaciones de olivina, la primera se refiere a fenocristales euhedrales, de bordes corroídos hasta engolfados con penetración de la pasta, y tendencia glomeruloporfírica, y la segunda, aparece como un reborde de estos e intersticialmente en gránulos equidimensionales a euhedrales. Los fenocristales representan una fase de cristalización temprana en el magma original (Augustithis, 1978) desarrollada en dos etapas ortomagmáticas alternadas con oxidación y seguida finalmente por la movilización del magma. La plagioclasa (An_{52}) ocurre en microlitas no zonadas de bordes corroídos con maclas de albita y algunas maclas de Carlsbad. Muestras neojurásicas tienen cristales de mayor tamaño con maclas combinadas de albita y Carlsbad. En una base muy alterada abundan también cristales tabulares anchos hasta anhedral, de generación posterior y probablemente más albiticos, sin maclas y con incipiente zonación (sólo un reborde externo, difuso). Unos y otros tipos incluyen diminutos cristales. La alteración está dada por calcita.

La existencia de piroxenos es muy subordinada o está enmascarada por la alteración. Sólo en muestras del tercer nivel cretácico se reconoció escaso clinopiroxeno de hábito prismático alargado y pequeño tamaño, incoloro y alterado a carbonato; también aparece en granos intersticiales. Los minerales opacos, muy abundantes en las rocas jurásicas, aparecen en

gránulos (magnetita) y en agregados aciculares densos (ilmenita).

La pasta es un mosaico de calcita y minerales opacos granulares con menor proporción de clorita pardo-verdosa y arcillas, las que son más comunes en las lavas neocomianas. En las rocas de la quebrada de Vargas se identificó además escasa analcima actuando como un relleno posterior.

La relación fenoides/pasta varía entre 30/70 y 60/40 en muestras neocomianas y neojurásicas. La composición es de 45% de máficos y 55% de labradorita ácida.

FACIES ASOCIADA Y RELACIONES

Areniscas líticas a líticas feldespáticas: También llamadas areniscas ferruginosas por la abundancia de óxidos de hierro que les dan color rojo, son facies importantes por su clara procedencia volcánica. Aunque con escasa potencia siempre infrayacen, se intercalan o cortan discordantemente a las coladas basálticas.

Son rocas de grano fino localmente brechoides o conglomerádicas que al microscopio revelan una textura clástica matriz soportada a tangencial en sectores, con pobre selección y tamaño de grano gradacional entre la fracción gruesa arenosa y la más fina intersticial limosa. Los granos son angulosos con mayor redondeamiento en las muestras neocomianas. Los litoclastos derivan de volcanitas ácidas y mesosilíceas y piroclastitas ácidas, con escasos de otro origen (granitoides en rocas neojurásicas; areniscas y cuarzo policristalino en las neocomianas). En Puente del Inca también aparecen abundantes clastos calcáreos, escasos en areniscas neocomianas.

Todas las muestras jurásicas y cretácicas se caracterizan por una importante participación de litoclastos basálticos y fragmentos de amígdalas, con numerosos granos opacos y pocas trizas vítreas alteradas con texturas axiolíticas. Los cristaloclastos son de cuarzo con plagioclasa ácida y sanidina subordinados. Las areniscas neocomianas contienen más feldespatos y algunos clastos extravolcánicos (cuarzo redondeado o con extinción en mosaico; microclino). Las micas están presentes como unas pocas laminillas de moscovita en las rocas jurásicas y

como sericita, biotita y cloritas en las cretácicas. Los promedios estimados para los lito, cuarzo y felclastos son de: 50 %, 45 % y 5 %, respectivamente, para las rocas neojurásicas, y de 30 %, 40 % y 30 % para las neocomianas.

El cemento es calcita en parches, en ocasiones asociada a cuarzo, calcedonia fibrosa en menor proporción y analcima. Se estima que esta última precedió a los demás minerales. Son características las arcillas ferruginosas bordeando clastos y masas irregulares de óxidos de hierro.

En muestras de areniscas neocomianas tomadas de diques irregulares y delgados que cortan las coladas se observó un aumento notorio de litoclastos basálticos, de la cantidad y distribución de las micas, y de la matriz filosilicática intersticial (clorita, sericita, arcilla). Además las micas se orientan subparalelamente o rodean clastos a veces con láminas algo recurvadas. Todos estos efectos reflejarían un leve dinamometamorfismo causado por la interacción de la colada lávica caliente y sedimentos húmedos.

Tobas lapillíticas fenoriolíticas: De escasa representación areal no sólo aparecen en sectores basales de las lentes volcánicas sino también en clastos en los conglomerados infrayacentes y suprayacentes registrando un volcanismo fragmentario que precedió a las efusiones basálticas.

Son piroclastitas de color gris verdoso claro a verde muy claro y suelen ser deleznable hasta pulverulentas. El tamaño de grano es fino e incluye hasta un 10 % de lapillis subredondeados de composición lítica. Una muestra cretácica analizada tiene textura porfiroclástica con trizas (60 %) tipo pared de burbuja, reemplazadas por sericita y sílice en una matriz desvitrificada, cuarzo-feldespática. Los cristoclastos (25 %) son de cuarzo volcánico. Los litoclastos (15 %) son de tobas de similar composición, calizas recristalizadas con rebordes finos de óxidos y granos alterados de rocas básicas.

Brechas volcánicas andesíticas: Son depósitos piroclásticos gruesos de color gris verdoso oscuro muy alterados con bloques, generalmente angulosos, de hasta 40 cm de

diámetro de lavas andesíticas grises y verdes con texturas porfíricas finas. La matriz que contiene a los fenoclastos presenta similar composición y está muy cloritizada; es tobácea, con litoclastos angulosos, también andesíticos, que gradúan su tamaño desde lapilli hasta los bloques que forman los fenoclastos. En sectores esta matriz es más escasa y los piroclastos se contactan estrechamente.

DISCUSION

En este sector de la cuenca Aconcagüina las transgresiones mesozoicas corresponden a mares de poca profundidad y nivel variable, que desarrollan depósitos carbonático-silicoclásticos de facies someras (Formaciones La Manga, Vaca Muerta y Agrio). Poco más al oeste las Formaciones Vaca Muerta y Agrio, representadas por calizas, calizas fétidas y pelitas negras, muestran la profundización de la cuenca en esa dirección. Los episodios regresivos, de mayor potencia e importancia en la zona, quedan registrados en las Formaciones Tordillo y Mulichinco que según sus caracteres también indican la existencia de un depocentro hacia el oeste.

El volcanismo neojurásico-neocomiano se relaciona con momentos de caída del nivel del mar incluso en el Tithoniano. Es intermitente, de escasa extensión y se implanta siempre en ambientes continentales aunque cercanos a la costa. Los basaltos que lo representan se corresponden con las andesitas porfíricas intercaladas en capas rojas del Jurásico superior y Cretácico de Chile (Aguirre, 1960; Thiele, 1980). En secuencias neojurásicas de Las Cuevas, en la provincia de Mendoza, afloran volcánicas estratigráficamente equivalentes pero muy porfíricas con fenocristales de 1 a 2 cm de longitud. Hacia el límite con Chile sobre la vertiente argentina y ya en secuencias cretácicas estas rocas son muy abundantes. Tales variedades porfíricas serían similares a los basaltos y andesitas cretácicas llamados "ocoitas" en Chile (Aguirre *et al.*, 1974).

Ramos (1985a) interpretó los afloramientos de la quebrada de Vargas como paleovolcanes exhumados de acuerdo al modelo planteado por Francis (1983). Este último autor observó

que la mejor preservación de estructuras volcánicas desmanteladas se relacionaba con el rápido enterramiento en zonas litorales. Las volcanitas estudiadas, en cambio, se asocian a ambientes de mayor levantamiento y rápida erosión. Sin embargo, el modelo puede aplicarse a las rocas neojurásicas.

En dichos niveles volcánicos (perfil Y-Y', figura 4) se reconoce la interdigitación entre lavas y sedimentos clásticos con fuerte composición volcánica la que se expresa como una discordancia en la base de la lente basáltica y es resultado de la alternancia y continuidad de los procesos de acumulación volcánica, erosión y sedimentación (Francis, *op. cit.*). Los topes de las lentes son concordantes con los depósitos clásticos superiores señalando el sepultamiento final de estos cuerpos. En la quebrada de Vargas ellos se asocian a brechas andesíticas gruesas por las que se infiere la cercanía del centro emisor.

El espesor de cada lente no representa la secuencia completa que pudo estar relacionada a la estructura volcánica pues no es posible calcular los efectos totales de la erosión previa al soterramiento de los remanentes. Ese desmantelamiento suele ser de gran alcance, preservándose, en algunos ejemplos descritos en el mundo, sólo los sectores basales de una megestructura (Francis, *op. cit.*). Así, habitualmente sólo se reconocen las facies distales de pequeños aparatos, intercalados como lentes asimétricas dentro de secuencias sedimentarias, en relación a una subsidencia lateral en dirección al acuñaamiento de tales lentes (Francis, *op. cit.*). Se considera que debe tenerse en cuenta la sección en la que se observa el afloramiento pues si esa traza es perpendicular a la dirección de flujo original la asimetría resultará enmascarada. Ya que la secuencia sedimentaria en la quebrada de Vargas es inclinada hacia el oeste y en esa dirección habría estado orientada la paleopendiente intracuenca, la asimetría característica de estas lentes sólo puede ser parcialmente conservada y, localmente, incluso mostrar un afloramiento simétrico (p. e., tercer nivel cretácico en la margen norte del arroyo Laguna Seca). Las diferencias del modo de afloramiento así como las variaciones en su composición sugieren para

las volcanitas neojurásicas y neocomianas mecanismos de origen posiblemente distintos.

CONSIDERACIONES GEOTECTONICAS

Para estas latitudes de los Andes Centrales ha sido establecido que el margen continental pacífico responde a un régimen de subducción desde el Triásico superior hasta la actualidad (Nasi, 1984; Rivano, 1984). Los depósitos volcanosedimentarios mesozoicos que aparecen en la Cordillera de la Costa representan al arco volcánico, el que alcanza su pleno desarrollo a partir del Jurásico medio a superior migrando desde entonces su eje hacia el este (Thiele y Nasi, 1982). La observación de rocas volcánicas neojurásicas a neocomianas en la quebrada de Vargas, en el meridiano de Puente del Inca, exige un nuevo análisis de estos esquemas geotectónicos donde la actual Cordillera Principal es interpretada como una cuenca de trasarco pues es necesario explicar la ubicación en posiciones geográficas tan orientales de volcanitas que pueden correlacionarse con otras de igual edad en el área chilena.

Los elementos disponibles para tener en cuenta en la región estudiada son:

a) Los caracteres generales y distribución paleogeográfica de las facies sedimentarias de esta cuenca que muestran su profundización hacia el oeste.

b) Las lentes volcánicas, de composición principalmente fenobasáltica, intercaladas entre los conglomerados y areniscas del Kimmeridgiano, Tithoniano y Valanginiano. Ellas evidencian una actividad volcánica en el área externa de la cuenca.

c) La ausencia de volcanismo en las mismas secuencias sedimentarias pero dispuestas en escamas tectónicas intermedias entre el sector de estudio y el área de Las Cuevas. Esto hace pensar en que existían centros emisores independientes al oeste y al este.

d) La reconstrucción palinspástica de un perfil en esta región realizada por Ramos (1985b), que permite establecer que la distancia original entre estas volcanitas de la zona considerada y sus equivalentes en Las Cuevas y sector limítrofe con Chile es al menos de 30 km.

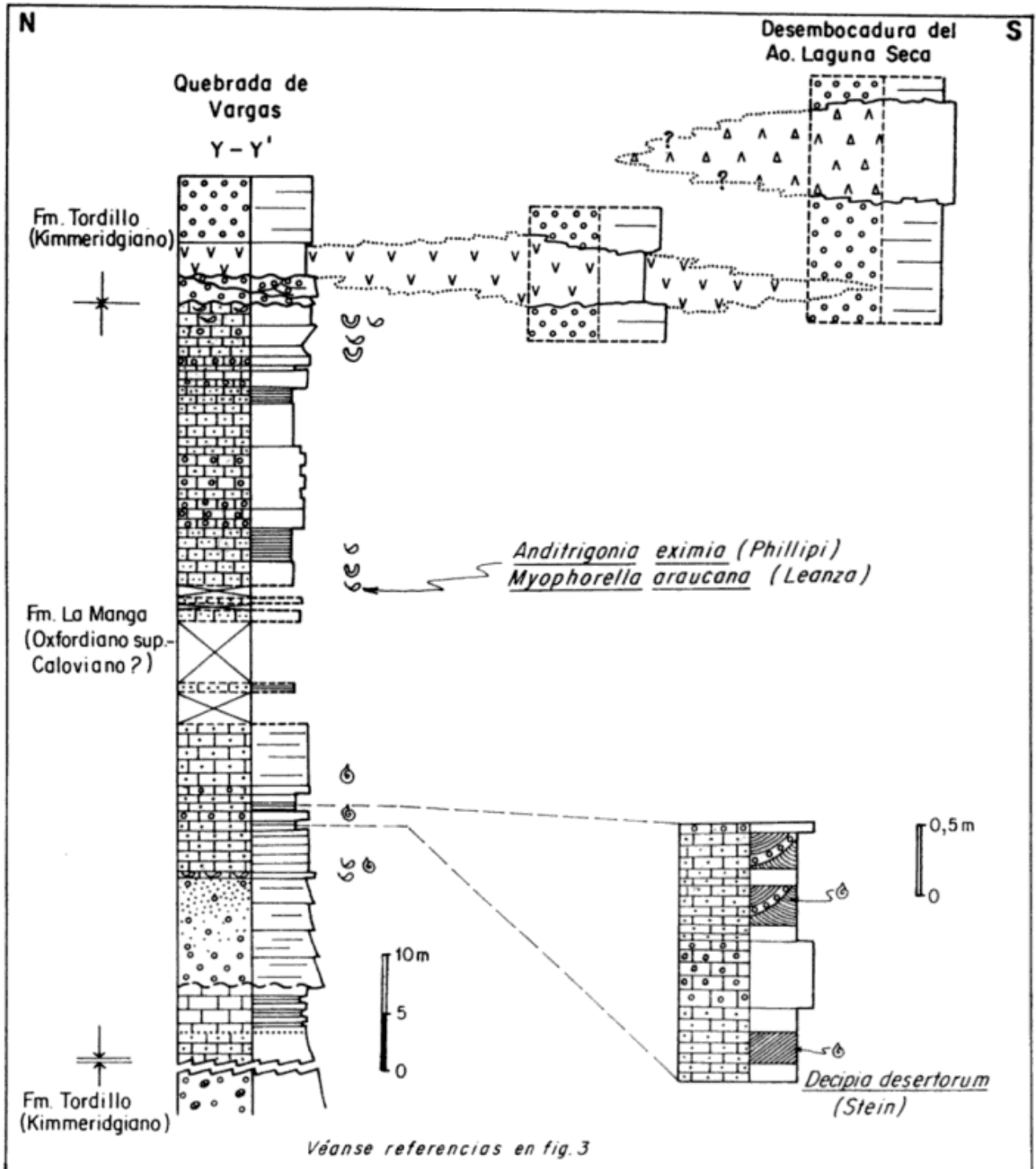


Figura 4: Perfil del Jurásico en la quebrada de Vargas.

Estos elementos podrían apoyar la hipótesis de la existencia de una cuenca de intraarco en el área aconcagüina para el Titononeocomiano (Ramos, 1985a y b), así como modelos semejantes al de cuencas extensionales y de intraarco propuesto al sur de los 34°S por Charrier (1984) en secuencias kimmeridgianas y neocomianas

de Chile. Asociaciones equivalentes del Cretácico inferior de Chile, entre los 27°S-35°S, se han interpretado como pertenecientes a una cuenca marginal abortada de origen ensiálico (Aberg *et al.*, 1984).

En la literatura geológica se ha analizado con cierta profundidad el desarrollo de proce-

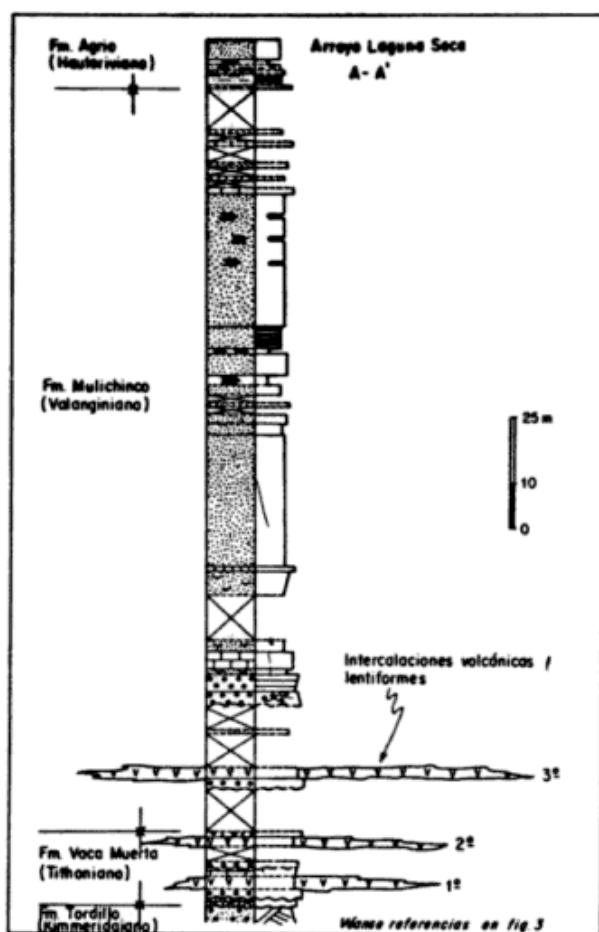


Figura 5: Perfil general del Cretácico inferior en el arroyo Laguna Seca, afluente a la quebrada de Vargas.

Extensionales con importante extrusión volcánica en un área orogénica como los Andes Centrales (Aguirre *et al.*, 1974; Mpodozis, 1984). Incluso se ha propuesto que para el lapso Jurásico superior-Cretácico inferior las condiciones geodinámicas entre las placas sudamericana y pacífica han sido tales que la subducción fue de tipo Marianas (Mpodozis, *op. cit.*). Si se asume que las variaciones en las velocidades de expansión oceánica en el Pacífico y de convergencia en el margen sudamericano se asocian, concomitantemente, a variaciones en el ángulo de inclinación de la zona de Benioff, en el caso de una disminución relativa de estas velocidades dicho ángulo aumentaría lo suficiente como para aminorar la compresión propia de un margen convergente. Dado que este régi-

men de esfuerzos en el Jurásico superior-Cretácico inferior, desde los 27°S hasta el sur del continente, ha sido bajo y variable (Mpodozis y Ramos, 1987), en el extremo norte de la región el atenuamiento cortical asociado habría sido apenas incipiente.

Aún sin definir con precisión el ambiente tectónico de las volcanitas neojurásicas y neocomianas de la quebrada de Vargas y alrededores, sus caracteres generales y modo de ocurrencia sugieren que estarían relacionadas a un régimen extensional dentro o en las cercanías de un arco volcánico cuyos centros efusivos principales se ubicaban en Chile.

CONCLUSIONES

Se describen lentes volcánicas neojurásicas a neocomianas, principalmente formadas por fenobasaltos olivínicos, en el borde oriental de la cuenca mesozoica de la Cordillera Principal de Mendoza, entre Puente del Inca y la quebrada de Vargas.

Las lentes neojurásicas se interpretan como paleovolcanes exhumados.

De acuerdo a su posición paleogeográfica y caracteres generales estas rocas del Jurásico superior y del Cretácico inferior serían producto de un volcanismo asociado a procesos extensionales en un área de convergencia y relacionado tanto a la generación de cuencas de intraarco como de retroarco.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece especialmente al doctor V. A. Ramos por la orientación en el tema de trabajo, la lectura crítica del manuscrito y las valiosas sugerencias aportadas. A los doctores M. B. Aguirre Urreta y H. Leanza, por las determinaciones fosilíferas. A los doctores R. R. Andreis, S. Page y M. Koukharsky, por sus interesantes críticas e ideas, el que se hace extensivo a mis compañeros del Departamento de Ciencias Geológicas (U.B.A.) por su continuo apoyo. Las tareas de campaña contaron con la

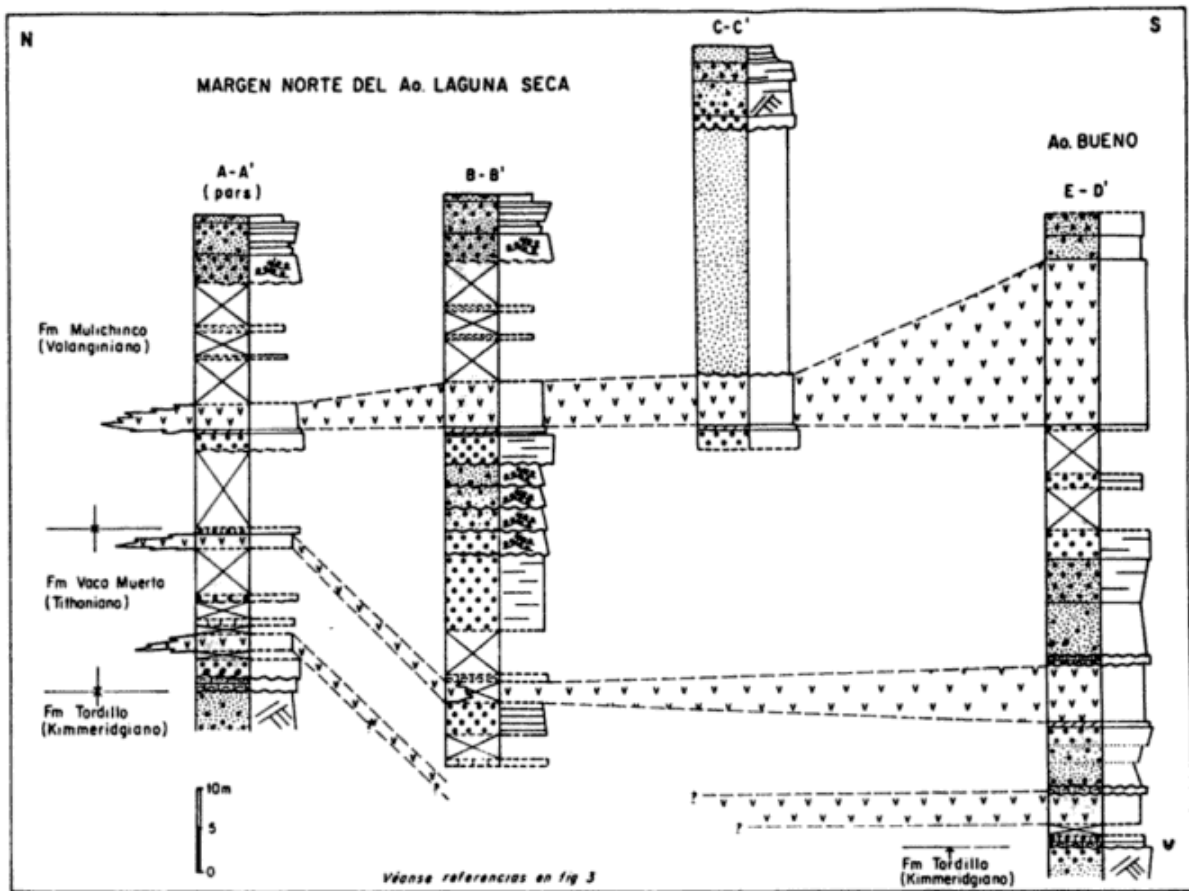


Figura 6: Perfiles del Neocomiano basal en las cabeceras de la quebrada de Vargas.

logística del Servicio Geológico Nacional. Este trabajo es parte de los proyectos de investigación del GT2 del CAPLI.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ABERG, G., L. AGUIRRE, B. LEVI y J. O. NYSTROM, 1984. *Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from the early Cretaceous of central Chile*. En: *Marginal Basins Geology*. Kokelaar ed., Geol. Soc. Spec. Publ., 16: 185-193, London.
- AGUIRRE LE BERT, L., 1960. *Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua*. Inst. Invest. Geol., Bol. 9, 1-66, Santiago.
- AGUIRRE, L., R. CHARRIER, J. DAVIDSON, C. MPODOZIS, S. RIVANO, R. THIELE, E. TIDY, M. VERGARA y J. C. VICENTE, 1974. *Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35°S) of the Southern Andes*. *Pacific Geology*, 8: 1-38, Tokyo.
- AUGUSTITHIS, S. S., 1978. *Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance*. Elsevier (ed.), 1-323, Amsterdam.
- CHARRIER, R., 1984. *Areas subsidentes en el borde occidental de la cuenca de trasarco jurásico-cretácica, Cordillera Principal Chilena entre 34° y 34°30'S*. IX° Congr. Geol. Arg., Actas, II: 107-124, Buenos Aires.
- FRANCIS, E. H., 1983. *Magma and sediment-II. Problems of interpreting palaeovolcanics buried in the stratigraphic column*. *J. Geol. Soc. Lond.*, 140: 165-183, Northern Ireland.
- GERTH, H., 1931. *La estructura geológica de la cordillera argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza*. *Acad. Nac. Cienc., Actas*, 10 (2): 123-172, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1951. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'*. *Mus. Arg. Cienc. Nat., B. Rivadavia, Cienc. Geol.*, I, 5, Buenos Aires.
- _____, 1952. *Mesozoico*. En: *Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. Est. Geogr., 2: 1-541, Buenos Aires.
- GULISANO, C. A., A. R. GUTIERREZ PLEIMLING y R. E. DIGREGORIO, 1984. *Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén*. IX° Congr. Geol. Arg., Actas, I: 221-235, Buenos Aires.
- 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. Lat. Geol., Actas, III: 587-606, Buenos Aires.
- MPODOZIS, C., 1984. *Dinámica de los márgenes continentales activos*. En: *Seminario Actualización de la Geología de Chile*. Serv. Nac. Geol. Min., Misc., 4A: 1-22, Santiago.
- _____ y V. A. RAMOS, 1987. *The Andes of Chile and Argentina*. Symp. of Circumpacific Energy and Minerals, AAPG, (in press), Tulsa.
- MUNIZAGA, F. y J. C. VICENTE, 1982. *Acerca de la zonación plutónica y del vulcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (lat. 32º-33ºS): Datos radiométricos K-Ar*. Rev. Geol. Chile, 16: 3-21, Santiago.
- NASI, C., 1984. *Geología de la Cordillera de la Costa de Chile Central*. En: *Seminario Actualización de la Geología de Chile*. Serv. Nac. Geol. Min., Misc., 4L: 1-17, Santiago.
- RAMOS V. A., 1985a. *El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: facies y desarrollo estratigráfico - Argentina*. IVº Congr. Geol. Chil., Actas, I: 492-513, Antofagasta.
- _____, 1985b. *El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies - Argentina*. IVº Congr. Geol. Chil., Actas, II: 104-118, Antofagasta.
- RIVANO, S., 1984. *Geología del Meso-Cenozoico entre los 31º y 33º lat. sur*. En: *Seminario Actualización de la Geología de Chile*. Serv. Nac. Geol. Min., Misc., 4K: 1-16, Santiago.
- SCHILLER, W., 1912. *La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan*. An. Min. Agric., Sec. Geol. Mineral. Min., VII (5): 1-68, Buenos Aires.
- TERUGGI, M. E., 1980. *La Clasificación de las Rocas Igneas*. Col. Cienc. Tierra, Est., 1: 1-34, Libart ed., Buenos Aires.
- _____, 1982. *Diccionario sedimentológico, Vol. I: Rocas clásticas y piroclásticas*. Libart, ed., 1-104, Buenos Aires.
- _____, M. M. MAZZONI, L. A. SPALLETTI y R. R. ANDREIS, 1978. *Rocas piroclásticas, interpretación y sistemática*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie B (Did. y Compl.), 5, Buenos Aires.
- THIELE, R., 1980. *Hoja Santiago. Región Metropolitana*. Inst. Invest. Geol., 39: 1-51, Santiago.
- _____ y C. NASI, 1982. *Evolución tectónica de los Andes a la latitud 33º-34ºS (Chile Central) durante el Mesozoico-Cenozoico*. Vº Congr. Lat. Geol., Actas, III: 403-426, Buenos Aires.
- YRIGOYEN, M. E., 1979. *Cordillera Principal*. En: *IIº Simp. Geol. Reg. Arg.* Acad. Nac. Cienc., 1: 651-694, Córdoba.

ALICIA S. SANGUINETTI

Universidad de Buenos Aires

LOS CICLOS PIROCLASTICOS DEL AREA TIOMAYO-CORANZULI, PROVINCIA DE JUJUY.

R. E. Seggiaro y B. Aniel

RESUMEN

Se reconocieron cuatro ciclos volcánicos piroclásticos para el Cenozoico en el norte de la Puna Argentina. Los primeros tres ciclos volcánicos están interestratificados con rocas volcánicas cuyo nuevo nombre es Formación Tiomayo.

Elementos mayoritarios y trazas en los análisis geoquímicos muestran que los ciclos volcánicos son homogéneos. La mayoría de las rocas cae en el campo de las riodacitas. El último ciclo volcánico muestra una evolución desde una roca de alta diferenciación en la base a menos diferenciada en el techo.

ABSTRACT

Four Cenozoic volcanic pyroclastic cycles in northern Argentine-Puna, were recognized. The first three volcanic cycles are interbedded in a new volcanoclastic unit, Tiomayo Formation.

Major and trace elements geochemical analysis show homogeneous volcanic cycles. Most of the rocks fall in the rhyodacitic field. The last cycle shows an evolution from high differentiated rock in the bottom to less differentiated in the top.

INTRODUCCION

Este trabajo intenta aportar nuevos elementos de juicio para el conocimiento de las volcanitas cenozoicas de la Puna Septentrional.

Se han separado diferentes ciclos piroclásticos basados en criterios estratigráficos, y se los ha comparado con sus características geoquímicas.

Por otra parte se detallan las sedimentitas cenozoicas intercaladas, cuyos antecedentes de estudio en la zona son muy escasos hasta el presente.

GEOLOGIA REGIONAL

La región estudiada se encuentra ubicada al oeste de la sierra de Carahuasi, entre los meridianos de 66°36' y 66°14' Long. oeste y los paralelos de 22°14' y 23°06' Lat. sur (véase mapa).

En general, las sedimentitas cenozoicas de la región apoyan sobre un basamento Ordovícico constituido por areniscas y pelitas inten-

samente deformadas, pertenecientes a la Formación Acoite (Harrington y Leanza, 1957).

Sin embargo, en algunas partes del área se encontraron afloramientos muy restringidos de calizas y areniscas rosadas y amarillentas, fósilíferas (restos de tortugas, peces y gasterópodos), pertenecientes a la Formación Yacoraite (Cretácico superior), cuyas relaciones con los depósitos cenozoicos no están bien expuestas debido a perturbaciones de naturaleza tectónica (Gorustovich, com. verb.). Los depósitos continentales cenozoicos comienzan con la Formación Peñas Coloradas definida por Bellman y Chomnales (1960) en el valle de Santa Catalina y descrita luego por Turner (1978) en el área de San Juan de Oro.

Dicha Formación está constituida por un conglomerado mediano en la base, sobre el que apoyan areniscas y pelitas rojizas, masivas, sin estratificación. En las mismas se destaca la presencia de venas y nódulos de yeso y calcita, cristales de aragonita y abundantes depósitos salinos.

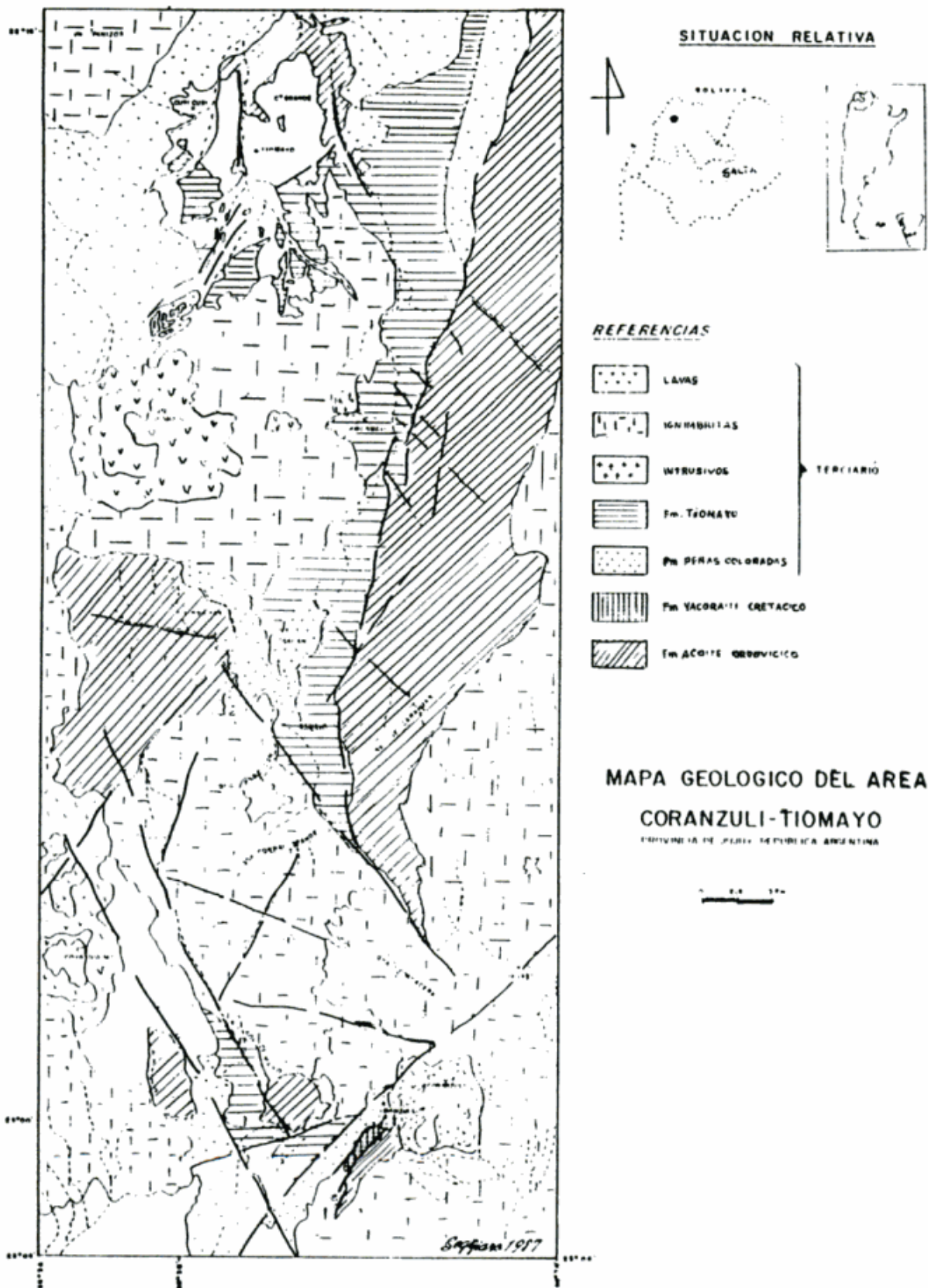


Figura 1: Mapa geológico del área Coranzulí-Tiomayo.

Cuadro I: Análisis químicos de muestras representativas de los cuatro ciclos volcánicos cenozoicos de la región de la Puna (CRPG, Nancy).

Ciclos	1º	2º		3º	4º					
Nº					GRANADA		CORANZULI			
%	Mn 9	Mn 7	Mn 8	Mn 12	M60-P8	Mn 21	M1119-P17	C2-P1	C7-P1	C11-P1
SiO ₂	62,60	64,74	60,89	64,16	66,42	67,70	62,80	69,42	69,11	67,31
Al ₂ O ₃	16,85	13,48	16,05	14,94	14,52	15,46	16,83	13,92	14,56	15,64
Fe ₂ O ₃	3,59	1,85	4,56	3,06	3,33	3,27	4,35	2,88	3,47	3,27
MnO	0,04	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03	0,05	0,05	0,04	0,01
MgO	1,24	0,68	1,19	1,11	1,26	0,74	1,74	1,01	0,99	1,13
CaO	3,34	3,80	3,34	3,02	2,72	2,85	3,50	2,71	2,80	2,68
Na ₂ O	3,04	1,72	1,83	1,54	3,64	3,05	2,49	2,15	2,75	2,85
K ₂ O	4,01	3,68	5,69	4,17	3,75	4,09	4,38	3,90	3,91	4,31
TiO ₂	0,76	0,26	0,84	0,50	0,48	0,76	0,86	0,51	0,68	0,17
P ₂ O ₅	0,30	0,07	0,23	0,16	0,19	0,21	0,23	0,23	0,23	0,05
P.F.	4,71	8,55	5,39	6,31	2,43	1,50	2,90	2,38	1,43	2,93
Total	100,48	99,86	100,13	99,01	98,80	99,66	100,13	99,16	99,97	100,36
FeO	1,96	0,44	2,15	0,26	0,82	1,04	1,32	1,48	1,38	0,94
CO ₂	0,16	0,07	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,48	0,07	0,08
ppm										
Ba	682	793	699	1366	530	450	623	561	490	566
Sr	448	354	415	723	402	399	374	343	369	400
Rb	190	198	399	197	183	221	236	180	201	227
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6,24	n.d.	n.d.	7,04	6,75	7,71
Th	"	"	"	"	14,17	"	"	12,06	7,75	15,45

Sobre esta Formación, se apoya concordantemente un conjunto de rocas sedimentarias, no descriptas hasta el presente.

Estas unidades se diferencian de la Formación Peñas Coloradas por presentar un marcado cambio litológico. Están compuestas por areniscas y tufitas medianas a gruesas, de colores claros, donde desaparecen las evaporitas características de la Formación Peñas Coloradas y resalta como principal rasgo distintivo la presencia de material volcánico tanto retrabajado como de depósitos primarios.

De acuerdo a las características litológicas particulares de estos sedimentos, y dada la extensión observada de los afloramientos de aproximadamente 100 km, se propone la categoría de Formación para esta unidad litoestratigráfica, asignándole el nombre de Formación Tiomayo tomado del río homónimo, sobre el cual se define la sección tipo.

La Formación Tiomayo fue dividida en dos miembros, denominados Miembro Amarillo

(inferior) y Miembro Verde (superior), diferenciados por un marcado cambio en la coloración, aspectos a los que hacen referencias las denominaciones asignadas, como así también por cambios litológicos que se detallan con la descripción del perfil tipo.

En el sector de Abra Laguna, la coloración verde intensa del Miembro Verde pasa lateralmente a colores blanquecinos. El conjunto se encuentra dispuesto en estratificación gruesa y entre sus características distintivas se puede mencionar la presencia de estructuras internas entrecruzadas en direcciones opuestas, típicas de depósitos eólicos.

En la quebrada Pabellón, ubicada a la altura de la escuela Ramallo, este Miembro está integrado por areniscas tufíticas verdes, de grano grueso, poco consolidada, con intercalaciones de conglomerados gruesos, bien consolidados, de color rojizo. En este sector se observaron cuatro bancos de ignimbritas, de aproximadamente 5 m de espesor cada uno y un

banco de toba blanca de 2 m de espesor, intercalados en areniscas.

En el área de la boratera Aritusa, al sudoeste de Coranzulí, se encontraron paquetes de ignimbritas de 4 ó 5 m de espesor intercaladas en areniscas verdes pertenecientes al mismo Miembro.

Perfil sobre río Tiomayo

Terciario

Espesor estimado en metros

40 m Ignimbrita dacítica, masiva. La roca fresca presenta coloración gris clara. La base está constituida por cenizas gris claras, poco soldadas, masivas, muy biotíticas y con escasa presencia de pomez. Hacia el techo, el material volcánico se presenta mas soldado y compacto. En la parte media de esta unidad se observó una superficie de enfriamiento.

Formación Tiomayo (discordancia)

Miembro Verde

30 m Areniscas y tufitas biotíticas. Color verde brillante intenso. Granulometría mediana a gruesa, pobremente seleccionada. Compuesta por clastos subredondeados de pelitas y cuarzo. Estratificación gruesa. Se observaron niveles con estructuras internas entrecruzadas cerca del techo. Intercalan niveles de tobas de 30 cm de espesor. En la mitad superior de esta unidad resalta la presencia de un banco de conglomerado grueso, oligomítico, constituido por areniscas cuarzosas y cuarcitas pertenecientes a la Formación Acoite. Los clastos ocupan el 80% de la masa. Presenta coloración verde oscura. Intercalan también, niveles conglomerádicos finos compuestos por pelitas, volcanitas y pomez.

Miembro Amarillo

20 m Areniscas finas a medianas. Color amarillo. Intercalan fangolitas verdosas y rojizas. Estratificación mediana, los bancos son duros, están cementados por soluciones carbonáticas. En la parte superior de la secuencia se observaron bancos de travertinos. Hacia el techo presenta niveles de tobas gruesas y tufitas con entrecruzamiento.

3 m Toba biotítica de grano grueso. Presenta abundante contenido de pomez y dacitas, de tamaños variados que alcanzan los 40 cm. La coloración es gris oscura. El conjunto se presenta masivo y poco soldado.

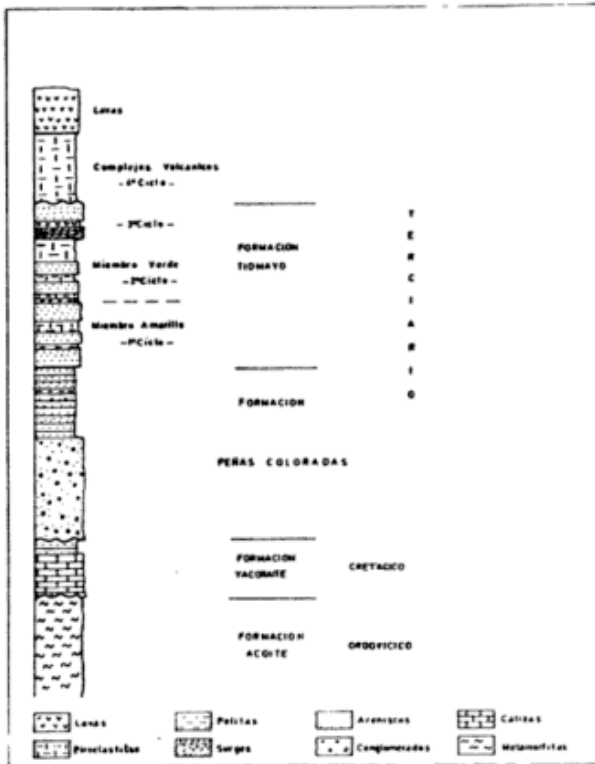


Figura 2: Columna litológica generalizada.

Hacia el norte, en el área comprendida entre Orosmayo y Tiomayo, sólo se detectaron tobas de poco espesor y pumitas poco trabajadas, inmersas en la masa tufítica. Por su posición estratigráfica, estos depósitos corresponden a las primeras erupciones piroclásticas cenozoicas que tuvieron lugar dentro del área abarcada por el presente trabajo.

En la quebrada Loma Blanca, al sur de Coranzulí, sobre los sedimentos pertenecientes a la Formación Tiomayo, se apoya un potente paquete de ignimbritas, que a su vez constituye la base de depósitos volcano sedimentarios asignados por Alonso (1986) a la Formación Sijes (Turner, 1960).

7 m Areniscas medianas a gruesas, color rojo. Masiva, compacta. Presenta fragmentos de volcánicas y litoclastos pelíticos. Intercalan tufitas de color verde en bancos que llegan a 1 m de espesor. En la parte basal, se observó un nivel de conglomerado de 0,80 m de espesor, integrado por litoclastos, pomez y dacitas de tamaños que van de 0,1 a 0,5 m de diámetro. El conjunto se encuentra decolorado por sectores, pasando del rojo a manchones verdes discontinuos.

15 m Tufita arenosa, de grano mediano a grueso. Color rosado. Compacta y dura. Resalta en el relieve. Está compuesta por arcilitas rojas, cuarzo y biotitas. Dispersos en la masa presenta pomez retrabajados, clastos de pelitas grises y arcilitas rojas, de tamaños variables entre 3 y 20 cm. Hacia la base intercalan niveles de fangolitas rojas de 20 cm de espesor y las pomez disminuyen de tamaño. El conjunto presenta estratificación fina, predominando los bancos de 20 a 40 cm de espesor.

Espesor total Miembro Amarillo 45 m

Espesor total Formación Tiomayo 75 m

Formación Peñas Coloradas (concordante)

20 m Arenisca limo arcillosa. Color verde con decoloraciones amarillentas, adquiriendo tonalidades rojizas hacia el techo. Intercalan escasos niveles de arcilite. El conjunto se presenta masivo, sin estratificación. Se observaron venas y nódulos de yeso, nódulos de calcita, rasgos de disolución y venillas de limonita amarillo claras. Presenta también cristales de aragonita pseudomórficas que van de 0,5 a 3 cm de largo. En las quebradas abiertas sobre esta unidad se observaron impregnaciones y costras salinas.

6 m Arenisca mediana. Coloración rosada, gris y verde. Masiva. Se destaca la presencia de cuatro bancos amarillentos cementados por carbonatos. Tienen 20 a 50 cm de espesor y resaltan en el relieve por erosión diferencial.

4 m Arenisca mediana a fina. Color rosado. Friable, masiva, compacta. Presenta clastos aislados de pelitas pertenecientes al ordovícico.

15 m Conglomerado mediano. Muy consolidado. El esqueleto está constituido por clastos de pelitas grises, areniscas verdosas y cuarzo pertenecientes a la Formación Acoite, ocupan el 70 % de la masa. Se encuentran orientados horizontalmente y a veces imbricados, con inclinación hacia el sudeste. La matriz es de arenisca limosa de color pardo rojizo. En algunos sectores este conglomerado presenta facies de areniscas conglomerádicas rojas dispuestas en bancos de 4 a 5 m de espesor. El conjunto presenta color pardo rojizo.

Espesor total Formación Peñas Coloradas 45 m

Formación Acoite (discordancia)

Base (ordovícico)

Equivalencias

Teniendo en cuenta las características litológicas, el contenido de piroclastos y la posición estratigráfica relativa, se puede establecer una correlación tentativa de la Formación Tiomayo con las siguientes Formaciones:

Formación Trinchera: descrita por Schwab (1973) al oeste de río Pastos Chicos, en el salar de Cauchari. Según el autor, la edad de la Formación Trinchera estaría ubicada en el Plioceno inferior y Mioceno superior correlacionándolas con las dacitas más antiguas de Chile datadas en 10,4 Ma.

Estratos Calohaqueños de Vilela (1953, 1959)

La respuesta tectónica de los estratos que conforman la Formación Tiomayo han sido diferentes en distintos sectores de la cuenca.

Mientras en la zona norte, desde Paiconá hasta el Abra Laguna, los estratos se encuentran en posición subhorizontal, en el área comprendida entre Ramallo y Oros mayo es notoria la presencia de pliegues suaves. Este sector se encuentra en una zona tectónicamente más activa que la anterior, ya que el borde oriental lo constituyen los sedimentos ordovícicos de la sierra de Carahuasi, levantada por una fractura regional de orientación meridiana (Amengual *et al.*, 1979). Esta característica se repite en el

área de Aritusa, donde la cuenca está muy poco afectada tectónicamente. En este sector se observaron fracturas y bloques movidos solamente en áreas cercanas a los contactos con el basamento.

Ciclos volcánicos cenozoicos

En el área de estudio se han determinado cuatro ciclos piroclásticos principales, separados entre sí por paquetes sedimentarios con escasa o ninguna participación piroclástica, que marcan períodos de tranquilidad efusiva.

Un rasgo importante de estos ciclos piroclásticos y que se mantiene constante para toda la zona, es la variación en sentido ascendente de los volúmenes de material emitido, llegando a su máxima expresión con los potentes y extensos mantos del cuarto ciclo que cubre la estratigrafía preexistente.

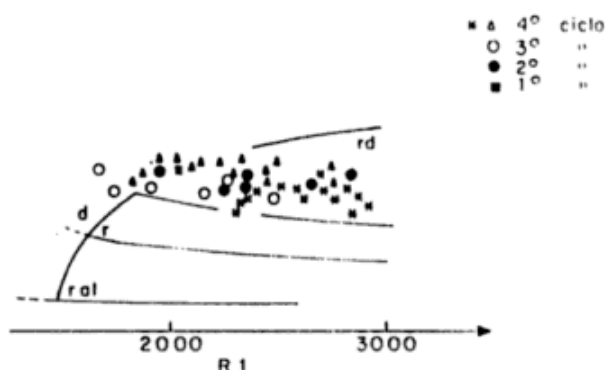


Figura 3: Detalle de diagrama R_1 - R_2 de la Roche *et al.* (1980) mostrando la ubicación de las rocas piroclásticas de los cuatro ciclos.

Primer ciclo

Los depósitos piroclásticos pertenecientes a este ciclo se caracterizan por ser esencialmente de proyección aérea. Se trata de bancos de tobas y lapillis intercalados en sedimentitas continentales de régimen fluvial pertenecientes al Miembro Amarillo de la Formación Tiomayo.

Son los depósitos piroclásticos más antiguos observados en la zona, en tal sentido, podrían ser correlacionables, tentativamente, con las piroclásticas de las Formaciones Queua superior

(Kusmaull *et al.*, 1975) de Bolivia y San Pedro-Tambores (Pichler y Zeil, 1972) de Chile, pertenecientes al Mioceno inferior.

Segundo ciclo

Tiene una expresión volumétrica más importante que el anterior. Está representado por paquetes de depósitos ignimbríticos de 3 a 5 m de espesor intercalados en sedimentitas. A este ciclo pertenecen las ignimbritas encontradas en la quebrada Pabellón al este de Ramallo y en la cuenca de la boratera Aritusa al sur de Coranzulí.

Los depósitos pertenecientes a este ciclo se encuentran en el Miembro verde o superior de la Formación Tiomayo.

Las ignimbritas son de color gris oscuro, están poco soldadas y se caracterizan por presentar un elevado contenido de fragmentos líticos de pelitas verdes pertenecientes a la Formación Acoite y de areniscas conglomerádicas rojas. Se destaca además por el abundante contenido de pomez redondeadas de menos de 1 cm de diámetro y por su alto contenido en biotitas (10 %).

Tercer ciclo

Está formado por depósitos de flujos y coladas piroclásticas y de proyección aérea.

Se encuentran bien expuestos en la quebrada de Loma Blanca formando parte de una secuencia volcano-sedimentaria asignada por Alonso (*op. cit.*) a la Formación Sijes.

Una toba perteneciente a esta secuencia, fue datada en 6,9 Ma (Watson, en Alonso, 1986) en base a lo cual se incluye a todo el ciclo en el Mioceno superior.

Cuarto ciclo

A este ciclo pertenecen las emisiones volcánicas más extensas, potentes y homogéneas que tuvieron lugar en el área. Se trata de depósitos piroclásticos de composición dacítica y riódacítica, que cubren las acumulaciones sedimentarias preexistentes.

Para la mayoría de los centros de emisión de las volcanitas citadas, tales como el Coranzulí,

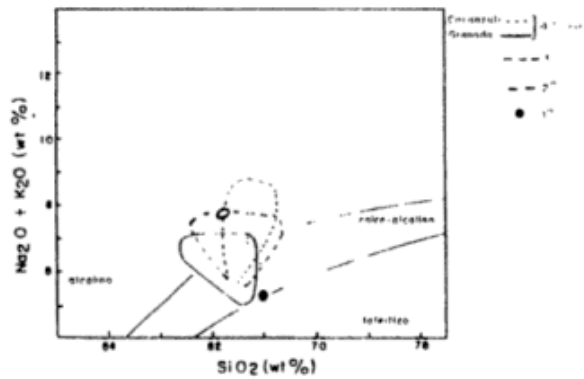


Figura 4: Distribución del conjunto de los cuatro ciclos cenozoicos en el diagrama $SiO_2/Na_2O + K_2O$, Kuno (1968).

Granada, Coyaguayma, Panizos (Seggiaro, 1986), se puede observar que el ciclo culmina con la emisión de lavas dacíticas de escaso volumen (*op. cit.*).

Este ciclo se encuentra comprendido temporal y espacialmente entre las tobas del tercer ciclo de 6,9 Ma y las lavas andesíticas del cerro Granada de 5,4 Ma (Coira, 1983).

Geoquímica

A pesar de la desproporción del número de muestras estudiadas entre los cuatro ciclos (50 para el cuarto, 6 para el tercero y el segundo y 1 para el primero), se desprende de los mismos una marcada homogeneidad de composiciones químicas. En general las piroclastitas son de composición riodacítica, pasando a dacítica hacia el final de la evolución (figura 3). Los tenores de SiO_2 se escalonan entre el 61 y 69 % los de Al_2O_3 entre 13,5 y 16,85 %, los tenores en MgO son poco elevados y comprenden entre 0,7 y 1,25 %, los de CaO varían de 2,7 a 3,8 %. En cuanto a la suma de álcalis, evolucionan entre 5,4 y 7,4, con los porcentajes mas elevados para las rocas del tercer ciclo.

Resulta sumamente difícil diferenciar cada ciclo haciendo intervenir los elementos mayores, cualquiera sean los diagramas utilizados (la figura 4 muestra un diagrama de recubrimiento de dominios). Esta ausencia de características diferenciadoras se encuentra también a nivel de elementos trazas.

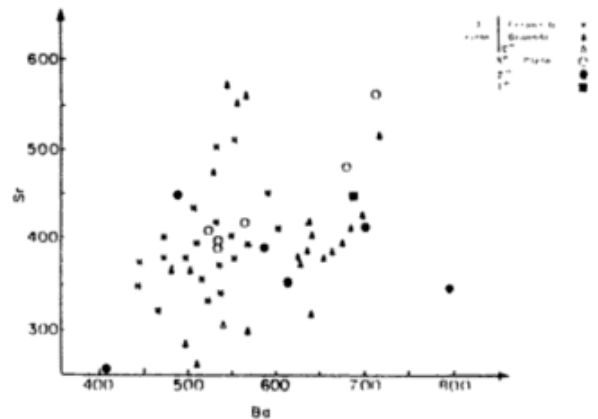


Figura 5: Diagrama Ba-Sr mostrando la heterogeneidad de tenores de todas las rocas estudiadas.

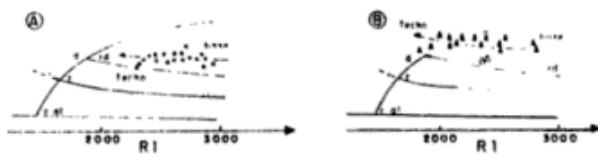


Figura 6: A - Detalle del diagrama R_1-R_2 de la Roche *et al.* (1980) mostrando la evolución de las rocas del Coranzulí (4º ciclo). B - Idem del Complejo Grande.

De los diagramas de B/Sr (figura 5), se desprende que cada ciclo presenta una gran disparidad de tenores.

De los complejos volcánicos que constituyen el cuarto ciclo, el Complejo Coranzulí muestra una evolución de la base hacia el techo que se desprende nítidamente del diagrama R_1-R_2 (figura 6A). La misma tendencia hacia un material menos diferenciado se encuentra en el Complejo Granada (figura 6B). La misma se manifiesta por la variación de las relaciones SiO_2/Al_2O_3 que pasa de 4,98 en la base, a 4,74 en la parte media y 4,3 en el techo y por un aumento de la suma de álcalis.

Esta evolución se marca mineralógicamente por un aumento en el porcentaje modal de la mesóstasis (34 % en la base y 60 % en el techo) y una disminución de los fenocristales de cuarzo, feldespatos y plagioclasas.

CONCLUSIONES

- En el área de estudio existen cuatro ciclos piroclásticos diferenciables por su posición estratigráfica.
- Los volúmenes del material emitido se incrementan de un ciclo a otro, llegando a su máximo en el cuarto ciclo.
- Las sedimentitas cenozoicas están representadas por las Formaciones: Peñas Coloradas, Tiomayo (con dos Miembros: Amarillo y Verde) y Sijes.
- Las composiciones químicas de las rocas pertenecientes a los distintos ciclos, son monótonas y corresponden en general a riocacitas.
- Se nota una evolución continua hacia materiales menos diferenciados en los complejos volcánicos Coranzulí y Granada.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ALONSO, R., 1986. *Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina*. Univ. Nac. Salta, Tesis Doct., (inéd.).

AMENGUAL, R., V. MENENDEZ, A. NAVARINI, O. VIERA y J. ZANETTINI, 1979. *Geología de la región noroeste, República Argentina, provincias de Salta y Jujuy*. Dir. Gral. Fabric. Milit.

BELLMANN, R. y R. CHOMNALES, 1960. *Estudio hidrogeológico del valle Puesto Grande y sus posibilidades económicas*. Univ. Nac. Tucumán, Inst. Miguel Lillo, Acta Lilloana, III: 59-84, San Miguel de Tucumán.

COIRA, B., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, provincia de Jujuy*. Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.

_____, 1983. *Magmatismo y mineralizaciones asociadas en la Puna Jujeña, Argentina*. IIº Congr. Nac. Geol. Ecón., II: 405-423, San Juan.

HARRINGTON, H. y A. LEANZA, 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. Univ. of Kansas, Dep. Geol. Spec. Publ., 1276, Lawrence.

KUNO, H., 1968. *Differentiation in basaltic magma*. En: Hess H. y Poldorvaart, A., 2º ed., *Basalts*. Inter-ciencia Publ., 2: 623-688, New York.

KUSSMAUL, S., S. JORDAN y E. PLOSKONKA, 1975. *Isotopic ages of tertiary volcanic rocks of south-west Bolivia*. Geol. Jb., 14: 111-120.

LA ROCHE, H., J. LETERRIER, P. GRANCLAUDE y M. MARCHAL, 1980. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses: its relationship with current nomenclature*. Chem. Geol., 29: 183-210.

PICHLER, H. y W. ZEIL, 1972. *The cenozoic rhyolite-andesite association of Chile and Andes*. Bull. Volcanol., 35 (2): 424-452.

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

SEGGIARO, R., 1986. *Petrología y estructura de las vulcanitas cenozoicas del noroeste de la Puna Argentina*. CONICET, inf. final, (inéd.).

TURNER, J., 1960. *Estratigrafía del nevado de Cachi y sector al oeste (Salta)*. Act. Geol. Lilloana., 111: 191-226, San Miguel de Tucumán.

_____, 1978. *Descripción geológica de las Hojas 1 a y b, Santa Catalina y 2a, San Juan de Oro, provincia de Jujuy*. Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.

VILELA, C., 1953. *Los períodos eruptivos de la Puna de Atacama*. Asoc. Geol. Arg., Rev., VIII (1): 5-36, Buenos Aires.

R. E. SEGGIARO

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

B. ANIEL

Centre de Recherches sur la Geologie de l'Uranium
(CREGU) - B.P. 23
54501 Vandoeuvre - Francia

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ OF MANTLE XENOLITH BEARING PLIO-QUATERNARY ALKALI BASALTS OF THE PATAGONIAN PLATEAU LAVAS OF SOUTHERNMOST SOUTH AMERICA

Charles R. Stern

ABSTRACT

Sr isotopic compositions of 10 mantle xenolith bearing and several other Plio-Quaternary alkali basalts of the Patagonia plateau lavas of southernmost South America range from 0.70316 to 0.70512. This range is significantly greater, and extends to both lower and higher values, than basalts erupted from Quaternary orogenic arc centers along the volcanic front in the southern Andes. The alkali basalts have trace element characteristics similar to intra-plate basalts, such as oceanic island basalts (OIB), and they differ from Andean arc basalts in having lower ratios of alkali and alkaline earth to high field strength elements.

The Patagonian plateau alkali basalts formed by relatively low degrees of partial melting of isotopically heterogeneous asthenosphere and/or lower lithosphere. Their source regions were relatively recently enriched in incompatible trace elements by some process of "mantle metasomatism" but this enrichment process differed from that affecting the source regions of Andean arc basaltic which are preferentially enriched in alkali and alkaline earth compared to other incompatible elements. Sub-arc enrichment processes, greater degrees of partial melting, and mixing in sub-arc magma chambers all contribute to reducing the isotopic heterogeneity in arc basalts compared to the plateau lavas.

RESUMEN

La composición isotópica del Sr de 10 xenolitos provenientes del manto y de algunos otros basaltos alcalinos plio-cuaternarios del plateau de lavas patagónico, va desde 0,70316 a 0,70512. Este rango es significativamente grande y se extiende entre ambos hacia valores altos a bajos en los basaltos provenientes de los arcos volcánicos de la orogenia cuaternaria a lo largo del frente de los Andes Australes. Los basaltos alcalinos tienen elementos traza característicos similares a los basaltos de intraplaca, como los basaltos de islas oceánicas (OIB), y ellos difieren de los basaltos de arcos andinos por tener un bajo contenido de álcalis y tierras alcalinas en el alto campo de los elementos pesados.

Los basaltos alcalinos del plateau patagónico se formaron debido a un grado relativamente bajo de fusión parcial de la astenósfera, isotópicamente heterogénea y/o en la parte baja de la litósfera. Esto ocurrió en regiones relativamente recientemente enriquecidas en elementos traza incompatibles por algunos procesos de "metasomatismo del manto" pero este proceso de enriquecimiento difiere de aquellos que efectivamente se produjeron en regiones de los arcos basálticos andinos, donde el enriquecimiento es preferencialmente en álcalis y tierras alcalinas, comparable con otros elementos incompatibles. Procesos de enriquecimiento sub-arco de alto grado de fusión parcial y mezclados en cámaras magmáticas de sub-arco contribuyen a reducir la heterogeneidad isotópica en arcos basálticos comparables con los de plateau lávicos.

INTRODUCTION

Differentiation and contamination in crustal magma chambers modify the composition of mantle derived magmas. Such modifications make it difficult to characterize the mantle source regions on the basis of magma chemistry. Since mantle derived peridotite xenoliths

are denser than basaltic magmas, the presence of such xenoliths within a basalt precludes the possibility that this basalt evolved for any significant period of time in a crustal magma chamber within which xenoliths would be expected to settle to the chamber floor. Although the presence of xenoliths in a basalt does not imply that this basalt is a primitive magma it

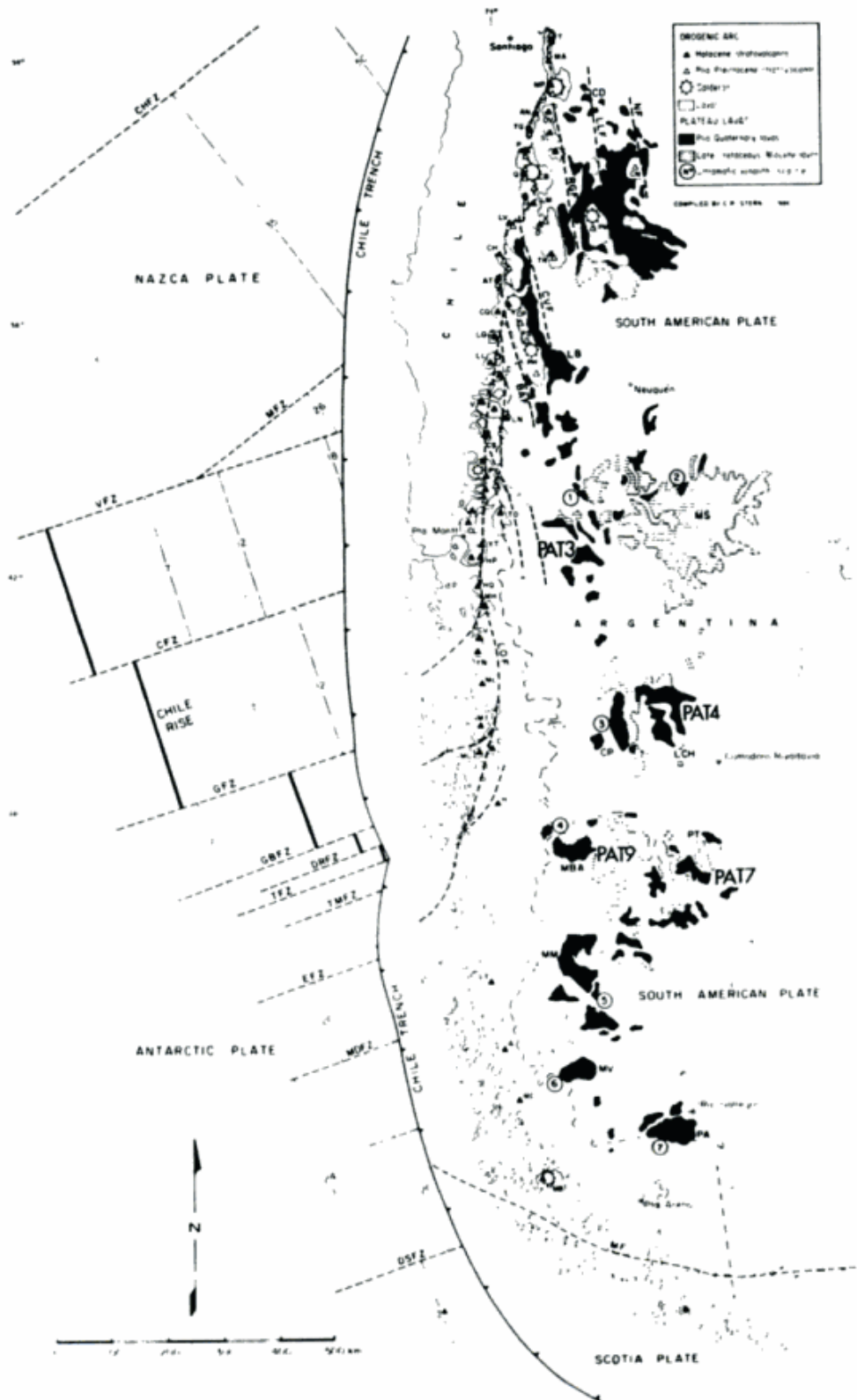


Figure 1: Map showing the location of Plio-Quaternary and older Patagonian plateau lavas in southernmost South America. Circled numbers indicate localities of xenolith-bearing alkali basalts, including: #1 at Comallo, Argentina (Gelos and Hayase, 1979); #2 at Praguaniyue, Argentina (Labudia *et al.*, 1984); #3 near La Laurita, Argentina; #4 near Chile, Chico, Chile (Niemeyer, 1979; Baker *et al.*, 1981); #5 north of Tres Lagos, Argentina; #6 along the western margin of Meseta Vizcachas, Chile (Muñoz, 1981); and #7 from the Pali-Aike volcanic field (Skewes and Stern, 1979). PAT3, PAT4, PAT7 and PAT9 indicate location of other samples analyzed for Sr isotopic compositions (table I). Abbreviations for plateau lavas include MS = Meseta de Somuncura; LCH = Lago Colhue Huapi; MBA = Meseta Buenos Aires; MV = Meseta Las Vizcachas; PA = Pali-Aike.

does suggest that it rose rapidly through the crust, and such basalts typically have high Mg/Mg + Fe and Ni content which are interpreted to suggest that they are at least relatively primitive (Frey *et al.*, 1978).

As a contribution to the understanding of the chemical characteristics and evolution of the South American sub-continental mantle, this paper presents major and trace element and Sr isotopic compositions of Plio-Quaternary mantle xenolith bearing alkali basalts from the Patagonian plateau lavas (figure 1).

BASALT CHEMISTRY

Table I presents the major, selected trace element, and Sr isotopic chemistry of 10 xenolith bearing and several other Plio-Quaternary Patagonian plateau basalts. The locations of the samples are described in the footnote to the table and shown in figure 1. The modes of occurrences of most of the samples, which include volcanic necks, sills, maars, and within spatter cones as well as lava flows, are described in the references in the footnote to the table.

The samples include olivine basalts, alkali olivine basalts, basanites, and nephelinites. They are all aphanitic or very fine grained. Phenocrysts include olivine and clinopyroxene and in the case of sample P from Praguaniyue, Argentina, nepheline and apatite (Labudía *et al.*, 1984). Normative nepheline is absent in the three samples from Meseta Las Vizcachas and greater than 22 % in the sample from Praguaniyue which also contains normative leucite. It is clear that basalts of very variable compositions may incorporate mantle xenoliths.

The Mg# of the basalts are variable but in many cases greater than 68, and MgO is generally greater than 9 wt % in the xenolith bearing basalts. Ni contents are greater than 110 ppm for all the xenolith bearing basalts and in most cases greater than 200 ppm. Cr contents are greater than 150 ppm and generally greater than 300 ppm. The basalts without xenoliths by and large have lower MgO, Mg#, Ni and Cr. Disruption and digestion of olivine rich peridotite xenoliths could increase MgO, Mg#, Ni and possible Cr in xenolith bearing basalts but this particular process should not affect incompat-

ible element and Sr isotopic compositions of the basalts.

The Sr isotopic compositions of the xenolith bearing basalts range from 0.70316 to 0.70494 while the other basalts range from 0.70317 to 0.70512 (figure 2). Hawkesworth *et al.* (1979) published Sr isotopic compositions of seven Plio-Quaternary basalts from the region between 45-60°S of the Patagonian plateau lavas and these values ranged between 0.70338 and 0.70525. These data are summarized in the histogram of all Sr isotopic determinations for Plio-Quaternary plateau lavas shown in figure 2. The five samples from Pali-Aike all have a limited range of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from 0.70316 to 0.70333, but samples from Meseta Buenos Aires range from 0.70321 to 0.70465, so that both local as well as regional variations are present. The highest values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ occur in the samples from the region of Lago Colhue Huapi (LCH, figure 1). The Sr isotopic compositions of the plateau lavas do not correlate with Rb/Sr ratios. Figure 2 shows that the range of Sr isotopic compositions of Patagonian plateau basalts is greater than the range of basalts erupted from Andean orogenic arc volcanos in the southern Andes. The plateau basalts include values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ that are both lower and higher than any arc basalts.

Incompatible trace elements (Rb, Ba, Nb, Sr, Zr, table I) are enriched in plateau alkali basalts relative to arc basalts, but alkali and alkaline earth elements (Rb, Ba) are less enriched relative to high field strength elements (Nb, Zr) for plateau compared to arc basalts. The Ba/Nb ratios for the plateau basalts range from 4 to 23 while Andean arc basalts have a range from 40 to 130 (Hickey *et al.*, 1986). The Ba/Nb and other trace element ratio of the Patagonian plateau lavas overlap those of intraplate basalts such as ocean island basalts (OIB).

DISCUSSION

The peridotite xenoliths within the Patagonian plateau basalts equilibrated within the sub-continental lithospheric mantle at depths between 30-80 km (Skewes and Stern, 1979; Stern *et al.*, 1986) implying that the subjacent mantle source of the basalts was either in the deepest

Table I: Major and trace element and Sr isotopic compositions of xenolith-bearing and other Pliocene and Quaternary Patagonian plateau basalts.

SAMPLE	C	P	PAT3	CH	PAT4	CL	AR	PAT9	PAT7	TL	MV	2612	2416	PA3	BN36C	PA21	BN31	PA9
*LOCATION	1	2	*	3	*	4	4	*	*	5	6	6	6	7	7	7	7	7
XENOLITHS	-	*	-	*	-	*	*	-	-	*	*	*	*	*	*	-	-	-
S102	45.51	38.73	46.61	45.74	46.35	45.07	44.90	49.04	50.02	47.90	48.02	48.40	48.91	45.10	45.09	46.71	45.38	49.61
T102	2.12	3.20	2.07	2.35	2.77	2.85	3.07	2.60	2.09	2.02	1.57	1.60	1.77	3.94	3.62	2.82	3.14	3.12
Al2O3	14.81	14.01	15.38	13.20	14.20	14.87	15.21	16.81	14.96	14.65	14.41	14.41	14.58	12.31	10.62	11.10	12.90	13.03
Fe2O3	3.42	3.02	3.44	3.89	2.85	6.02	3.81	2.06	2.41	3.95	3.49	3.63	3.85	2.01	2.82	2.85	3.40	2.21
FeO	7.26	6.22	7.35	7.28	8.34	6.08	8.25	8.34	8.25	7.16	6.78	7.21	7.27	9.31	9.92	7.76	7.70	8.56
NbO	0.18	0.21	0.17	0.17	0.16	0.21	0.21	0.15	0.15	0.15	0.18	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19	0.16
LiO	10.23	13.20	9.95	11.87	9.04	7.61	6.40	5.75	7.43	8.96	10.44	9.64	8.45	9.81	13.50	13.10	8.51	7.04
CaO	9.44	11.08	8.98	6.89	8.51	7.13	7.53	6.69	8.28	7.57	8.51	8.60	8.07	9.01	9.05	9.29	11.36	9.21
MgO	3.67	4.15	3.07	3.85	3.86	4.82	4.70	5.02	3.94	3.54	2.92	2.97	3.01	3.77	2.63	3.34	3.99	3.45
K2O	2.31	1.10	1.90	2.51	2.17	1.78	1.76	2.42	1.19	1.99	1.33	1.37	1.19	1.97	1.36	1.83	1.63	1.91
P2O5	0.72	1.35	0.45	0.92	0.79	0.91	0.94	0.71	0.51	0.74	0.36	0.37	0.40	0.92	0.63	0.80	0.61	0.52
LOI	0.44	0.35	0.72	1.62	1.00	2.81	2.68	0.37	0.35	0.35	1.20	1.80	1.52	0.61	0.58	0.61	0.40	0.85
TOTAL	99.48	100.03	100.09	100.09	100.04	100.16	99.46	100.22	100.08	99.08	99.13	100.18	99.21	99.95	99.99	100.18	99.21	99.67
Nb#	71	72	70	76	63	68	53	50	58	68	74	70	66	63	70	77	65	55
**Nepheline	16.3	21.9	8.5	12.3	13.5	10.7	14.1	13.7	4.2	5.5	0.0	0.0	0.0	16.7	10.1	14.3	17.4	6.1
87Sr/86Sr	0.70423	0.70400	0.70370	0.70498	0.70521	0.70321	0.70322	0.70406	0.70405	0.70387	0.70334	0.70350	0.70356	0.70316	0.70333	0.70317	0.70328	0.70324
Mf	311	460	323	380	196	185	110	73	165	230	340	369	-	177	400	382	98	126
Cr	352	324	374	464	273	217	180	103	199	325	703	590	606	162	450	421	178	176
V	210	160	250	150	230	170	180	130	180	170	210	-	-	-	-	-	-	-
Rb	63	32	45	56	40	40	31	39	19	34	29	28	17	25	15	23	29	33
Sr	1144	1590	695	990	1015	1125	1060	980	691	816	694	712	643	1079	640	781	693	693
Ba	570	740	435	600	566	515	515	490	400	490	350	279	510	272	320	460	604	441
Nb	44	172	25	88	53	120	107	74	42	54	12	12	12	75	53	60	58	49
Zr	219	496	168	350	269	435	410	282	171	310	132	140	148	348	222	233	270	229
Y	26	38	22	25	28	26	28	22	20	26	18	16	15	24	22	20	22	20
Ba/Rb	19.8	4.4	17.4	6.8	10.7	4.6	4.8	6.9	9.5	9.1	14.6	17.4	22.7	7.3	6.0	5.2	8.9	9.0

*LOCATION: numbered locations shown in Figure 1; C at Comallo, Argentina (Celos and Hayase, 1979); P at Praguaniyue, Argentina (Labudia et al., 1984); PAT3 from the Escorial de Chenqueniye 40 km north of Norquínco, Argentina on Rt 40; CH from a cone east of Rt 20 about 7 km south of La Laurita, Argentina, on the southeast edge of Arroyo Genoa; PAT4 from Pampa Negra on Rt 26 northeast of Sarmiento, Argentina; CL from Cerro Lnpiz on the northwest edge of Meseta Buenos Aires near Chile Chico, Chile (Baker et al., 1981); AR from the northwest edge of Meseta Buenos Aires at the source of Arroyo San Alfonso west of Chile Chico, Chile (Niemeier, 1978); PAT9 from southeast edge of Meseta Buenos Aires above Estancia Vizcaina, Argentina; PAT7 along Rt 501 about 120 km south of Pico Truncado, Argentina; TL from a cone on the east side of Rt 40 about 50 km north of Tres Lagos, Argentina; MV, 2612, and 2416 from Meseta Las Vizcachas east of Estancia Las Cumbres, Chile (Munoz, 1981); PA3, BN36C, PA21, BN31, and PA9 from the Pali-Aike volcanic field, Chile (Skeues and Stern, 1979).

**Nepheline = normative nepheline calculated with $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) = 0.15$

Nb# = $100Ng/(Hg + Fe^{2+})$

Major element chemistry determined by wet chemical methods at Skyline Laboratory, Denver, Colorado and SERRAGEOMIN, Chile. Rb, Sr, Nb, Zr, and Y determined by XRF at the Branch of Isotope Geology, USGS, Denver, Colorado.

Ni, Cr, V, and Ba determined by atomic absorption at SERRAGEOMIN, Chile.

Sr isotopic compositions determined at the Branch of Isotope Geology, USGS, Denver, Colorado.

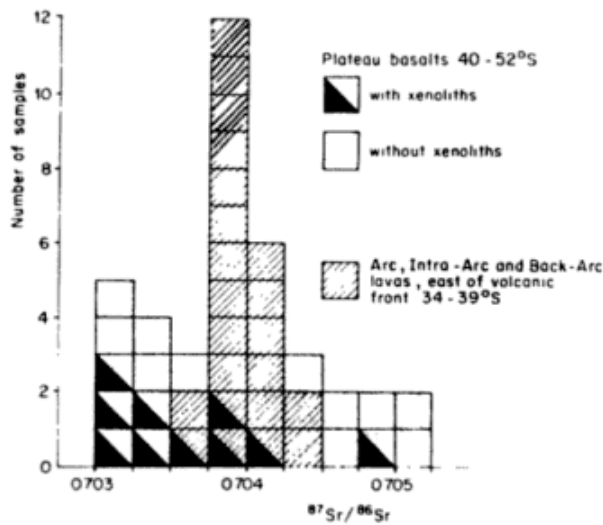


Figure 2: Histogram of Sr isotopic composition of 26 Plio-Quaternary Patagonian plateau lavas, including data from table I and from Hawkesworth *et al.* (1979), compared to basalts from orogenic arc stratovolcanos in the Chilean Andes from 36°-46°S (Stern *et al.*, 1984; Hickey *et al.*,

portions of the subcontinental lithosphere or in the asthenosphere. The alkaline character and high concentrations of incompatible elements for the analyzed basalts suggest that they formed by variable but generally low degrees of partial melting of this mantle source. Among the xenolith bearing basalts, trace element concentrations correlate well with alkalinity as expressed by normative nepheline. Nb shows a ten-fold increase from the olivine basalt sample MV from Meseta Las Vizcachas to the nephelinite sample P from Praguaniyue (figure 1 and table I). Other trace elements exhibit less relative variability.

The mantle source of the Patagonian plateau basalts is isotopically heterogeneous. The Sr isotopic compositions of the Patagonian plateau basalts are similar in range to ocean island basalts (OIB), and published (Hawkesworth *et al.*, 1979; Stern *et al.*, 1983) and unpublished Nd isotopic compositions indicate that these basalts fall within the mantle array of isotopic values defined by OIB and mid-ocean ridge basalts. The isotopic compositions of all the Patagonian plateau basalts except the samples from near Lago Colohue Huapi suggest long term time integrated depletion of Rb relative to Sr and Nd relative to Sm. Although small degrees of partial melting should produce liquids

more enriched in incompatible relative to compatible trace elements than the unmelted source mantle, the large relative enrichments of incompatible relative to compatible trace elements observed in the Patagonian plateau basalts suggests that their mantle source was enriched in incompatible relative to compatible trace elements at the time of melting, as has been shown in some detail for other intra-plate basalts (Frey *et al.*, 1978; Chauvel and Jahn, 1984). This enrichment may have occurred by a process of "mantle metasomatism" as discussed below.

The range of Sr isotopic compositions observed in the Patagonian plateau lavas is greater than that observed in Andean orogenic arc basalts erupted from stratovolcanos in the southern Andes. Magma mixing in sub-arc magma chambers may be an important process in homogenizing the isotopic compositions of arc basalts (Gérlach *et al.*, 1983), which on the basis of Mg/Mg + Fe, MgO, and Ni are more evolved than the xenolith bearing plateau basalts. Arc basalts are typically hypersthene normative and have lower incompatible trace element compositions than the xenolith bearing plateau basalts, indicating that they formed by greater degrees of partial melting of their mantle source which also should decrease their isotopic heterogeneity.

Hickey *et al.* (1986) evaluated the role of source region contamination, associated with the dehydration of subducted oceanic lithosphere below the Andean magmatic arc, and they concluded that sub-arc source region contamination by fluids derived from subducted oceanic lithosphere was an important process in the petrogenesis of Andean orogenic basalts, producing the observed Pb isotopic systematics and high ratios of alkali to light rare earth (Ba/La) and high field strength (Ba/Nb) elements. Addition of Sr derived from subducted oceanic sediments or sea-water altered basalts to the source region of Andean orogenic arc basalts could also account for the lack, among the arc basalts, of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios as low as commonly occur among the xenolith bearing Patagonian plateau lavas (figure 2).

Source region contamination by fluids derived from subducted oceanic lithosphere is a

process of sub-arc mantle metasomatism. In this tectonic environment the slab-derived materials are likely to be silica-rich volatile fluids with high ratios of alkali and alkali earth elements to rare earth and high field strength elements (high Ba/La and Ba/Nb). In contrast, the mantle metasomatic processes responsible for the enrichment of incompatible elements in the source region of the Patagonian plateau basalts involved fluids rich not only in alkali elements but high field strength elements as well resulting in the relatively low Ba/Nb of the plateau basalts compared to the arc basalts. These fluids were probably derived from the deeper mantle and may have been H₂O-undersaturated silicate melts.

Skewes and Stern (1979) concluded, on the basis of major element compositions, that Patagonian alkali basalts resemble other intra-plate basalts and although their origin may relate to thermal or mechanical perturbation of the sub-continental mantle due to subduction of oceanic perturbation of the sub-continental mantle due to subduction of oceanic lithosphere below the western margin of South America, the plateau basalts do not contain a material contribution from subducted oceanic lithosphere. The new isotopic and trace element data presented here confirm the similarity between the Plio-Quaternary units of the Patagonian plateau lavas and intra-plate basalts, and the differences between the plateau and Andean arc basalts.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work, which is a contribution to IGCP Project 249 Andean magmatism and its tectonic setting, was supported by NSF grant EAR83-13884.

REFERENCES

BAKER, P. E., W. J. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS and D. C. REX, 1981. *Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around 46°S*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A303, 105-149, London.

CHAUVEL, C. and B. M. JAHN, 1984. *Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France*. Geoch. Cosm. Acta, 48: 93-110.

FREY, F., D. H. GREEN and S. D. ROY, 1978. *Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tho-*

leites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Jour. Petrol., 19: 463-513.

- GELOS, E. M. and K. HAYASE, 1979. *Estudio de las inclusiones peridotíticas en un basalto de la región de Comallo y otras localidades de las provincias de Río Negro y Chubut*. VIº Congr. Geol. Arg., Actas, 2: 69-82, Buenos Aires.
- GERLACH, D. C., F. A. FREY, R. HICKEY, H. MORENO and W. HILDRETH, 1983. *Geochemistry of Puyehue volcano and Cordón Caulle, Southern Andes (40°30'S)*. EOS - Trans. Amer. Geoph. Union, 64: 326.
- HAWKESWORTH, C. J., M. J. NORRY, J. C. RODDICK, P. E. BAKER, P. W. FRANCIS and R. S. THORPE, 1979. *¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, and incompatible trace element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America*. Earth Planet. Sci. Lett., 42: 45-57, Amsterdam.
- HICKEY, R. L., F. A. FREY, D. C. GERLACH and L. LOPEZ ESCOBAR, 1986. *Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust*. Jour. Geoph. Res., 91: 5963-5983, Washington.
- LABUDIA, C. H., E. A. BERG and D. A. GREGORI, 1984. *Nódulos de composición ultrabásica de las lavas alcalinas de la localidad de Praguaniyue, provincia de Río Negro*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, 2: 547-553, Buenos Aires.
- MUÑOZ, J., 1981. *Inclusiones ultramáficas del manto superior en Meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile*. Rev. Geol. Chile, 13-14: 63-78, Santiago.
- NIEMEYER, H., 1979. *Nódulos máficos y ultramáficos en basaltos alcalinos de la Meseta Buenos Aires, Lago General Carrera, provincia De Aysen, Chile*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 33: 63-75, Buenos Aires.
- SKEWES, M. A. and C. R. STERN, 1979. *Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 6: 3-25, Amsterdam.
- STERN, C. R., K. FUTA and K. MUEHLENBACHS, 1984. *Isotope and trace element data for orogenic andesites from the Austral Andes*. In: *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. (R. S. Harmon and B. A. Barreiro, ed.). Shiva Publ. Ltd., 31-46, Chesire.
- _____, _____, S. SAUL and M. A. SKEWES, 1986. *Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implications for Andean magma genesis*. Rev. Geol. Chile, 27: 41-53, Santiago.

CHARLES R. STERN

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

NEW FISSION-TRACK AGES OF MIO-PLIOCENE TUFFS IN THE SIERRAS PAMPEANAS AND PRECORDILLERA OF ARGENTINA

K. Tabbutt, C. W. Naeser, T. E. Jordan and P. F. Cerveny

RESUMEN

Datos de trazas de fisión fueron determinados para 18 tipos volcánicos, realizadas en nueve cuencas de antepaís del Neógeno, que se distribuyen a través de la Precordillera y las Sierras Pampeanas del noroeste de Argentina, en un área donde la subducción es cercana a la horizontal. Estos y otros datos indican que el límite de edad más baja para las secuencias sedimentarias estudiadas es aproximadamente de 17 Ma. Por lo tanto estas trazas de fisión caracterizan áreas, con la historia de la actividad volcánica y con el tiempo de depositación en diferentes cuencas de antepaís desde el Mioceno medio al Reciente.

Sin embargo los datos van desde 3.6 ± 0.8 Ma a 17.0 ± 1.9 Ma, con un incremento en el número de lavas más jóvenes de 9 Ma. Esto implica que dos episodios de actividad volcánica afectaron la región. El origen de esas tobas es desconocido, pero ellas probablemente están limitadas por la región subhorizontal entre 27° y 32° S. Las tobas del río Blanco y Santa Florentina, que están especialmente asociadas con los domos dacíticos Mogotes en las Sierras de Famatina, representan el magmatismo entre 7 a 4 Ma en la región por debajo del segmento subhorizontal de la placa subductada.

Las relaciones estratigráficas en las cuencas muestran que el fallamiento y ascenso de la Sierra de Famatina fue contemporáneo con el volcanismo, que llegó a la superficie a través de fallas de borde.

ABSTRACT

Fission-track dates were determined for 18 volcanic tuff horizons located in nine Neogene foreland basin sequences distributed throughout the Precordillera and Sierras Pampeanas of north-western Argentina, an area of nearly horizontal subduction. These and other data indicate that a lower age limit for the sedimentary sequences studied is approximately 17 Ma. Therefore these fission-track dates constrain both the history of volcanic activity and the time of deposition in several foreland basins from the middle Miocene to Recent.

Although the dates range from 3.6 ± 0.8 Ma to 17.0 ± 1.9 Ma, there is a marked increase in the number of ashes younger than 9 Ma. This implies that two distinct episodes of volcanic activity affected the region. The source of some of these tuffs is unknown but they are probably limited to the "flat-slab" region between 27° and 32° S. Tuffs at Río Blanco and Santa Florentina that are spatially associated with the Mogotes dacite domes of the Famatina Range represented magmatism bracketed from about 7 to 4 Ma in the region underlain by the flat-subducted plate. The stratigraphic relations in the basins show that the faulting that uplifted Sierra de Famatina was contemporaneous with the volcanism which reached the surface along the bounding faults.

INTRODUCTION

Determining the ages of tuffs preserved in sedimentary sequences not only demonstrates the ages of volcanic events, but also constrains the history of phases of deformation. Strata discussed in this paper that fill Neogene basins record periods of volcanism and local deformation in the foreland of the Andes Mountains.

Using the fission-track method, we dated 18 tuffs within 9 different Neogene sequences. The basins range from latitude 27° S to 32° S and include locations within both the Precordillera and Sierras Pampeanas. By constraining the times of deposition and the source of the sediments that fill these basins, an interpretation of the structural and volcanic evolution of this region can be made. Our new data complement

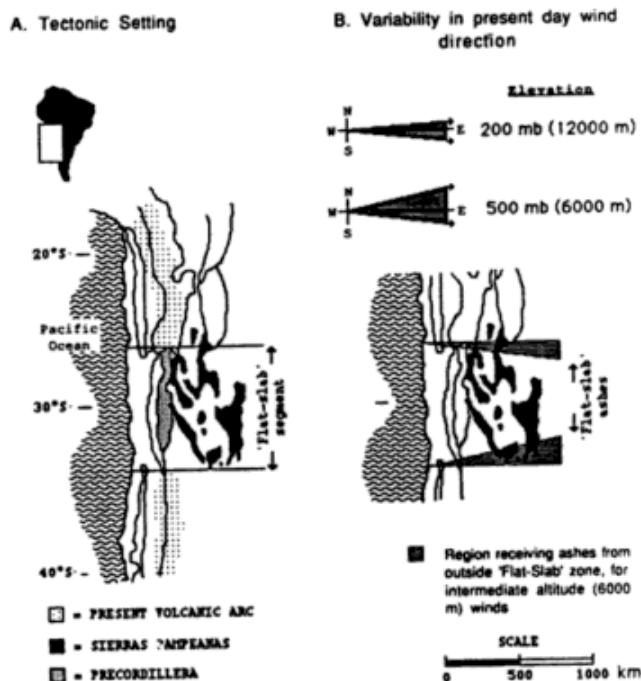


Figure 1: a) Tectonic provinces of the central Andes including the Precordillera and the Sierras Pampeanas, the location of this study. The segment affected by "flat-slab" subduction between 27° and 32°S, as well as the extent of the present volcanic arc are also shown. b) Present day prevailing wind directions and their variance at 6000 and 12000 m altitudes (Gray *et al.*, 1976). The horizontal stripes indicate the region of the "flat-slab" segment which might accumulate tuffs originating from sources either north or south of the "flat-slab" segment, under the atmospheric conditions shown. The area between the striped triangles would receive volcanic debris only from sources within the flat-slab region.

data from three basins which have previously been dated in a similar manner (N. Johnson *et al.*, 1986; Bercowski *et al.*, 1986; A. Johnson *et al.*, 1987).

GEOLOGIC SETTING

The Precordillera and Sierras Pampeanas are the easternmost tectonic provinces of the Argentine Andean orogenic belt between the latitudes 27° and 32°S (figure 1a). The structure of the thin-skinned Precordillera foreland fold and thrust belt is distinctly different than the large, crystalline basement-uplifts which are characteristic of the Sierras Pampeanas (González Bonorino, 1950; Baldi and Chebli, 1969; Ortiz and Zambrano, 1981; Jordan *et al.*, 1983a).

In this segment of the Andean Orogen, between 27° and 32°S, oceanic lithosphere of the Nazca plate is being subducted beneath the

continental South American plate at an anomalously shallow angle. Seismic data indicate that the inclination of the Benioff zone between 27°-32°S is a mere 5-10° eastward, much less than the 25-30° dip found in the "normal" segments to the north and south (Barazangi and Isacks, 1976, 1979). The absence of an active volcanic arc coincident with this segment of the Andes is believed to be a response to this shallow subduction angle (Barazangi and Isacks, 1976; Pilger, 1981; Jordan *et al.*, 1983a).

The time at which the subducted plate flattened is inferred from the volcanic history. The migration of the volcanic arc from the Principal Cordillera eastward toward the Frontal and Precordillera during the mid-Miocene, and changes in the chemistry of the magmas (beginning about 17 Ma), are thought to be the first results of flattening of the subducted plate (Kay *et al.*, 1987). By approximately 10 Ma, major volcanism within this segment had ceased, and the modern flat geometry of the subducted plate was probably essentially established (Jordan *et al.*, 1983b; Jordan and Gardeweg, in press) although the flat-subducted plate might not have reached as far east beneath the continent as it does now (Kay *et al.*, 1987). Volcanism subsequent to that time has been limited to small, infrequent events (Kay *et al.*, 1987). The Sierras Pampeanas are also largely confined to this segment, implying that the basement uplifts may be a structural response to "flat-slab" subduction (figure 1).

METHODS AND RESULTS

Twenty-six interstratified tuffs were sampled from nine basin sequences (table I). Thin sections and heavy minerals residuals were evaluated for detrital contamination. Zircon was separated by first pulverizing the sample to a grain size of about 250 microns. This grain size is ideal because it allows the individual zircon crystal to be freed from adjacent grains, but not fractured. A Wilfley table and heavy liquids (bromoform and methylene iodide) were used to separate the more dense grains. A Frantz magnetic separator isolated the final zircon fraction. Eight of the samples were discarded because they were either barren of zircon or ex-

Table I: Fission-track counting data, ages and errors (at the 95 % confidence level) for the 18 tuffs dated in this study, and the ages and errors of 5 tuffs that were previously dated.

<u>Sample</u>	ρ_s tracks/cm ²	ρ_i tracks/cm ²	ϕ n/cm ²	no. of U grains ppm		date	error ± 2 σ	class
(Analyzed by K. Tabbutt at Dartmouth College)								
Santa Florentina 3 SF3	8.3e+5 (196)	7.7e+6 (1804)	8.2e+14 (2260)	6	295	5.4 Ma	0.8 Ma	I
Santa Florentina 4 SF4	5.4e+5 (142)	3.8e+6 (1010)	8.2e+14 (2260)	6	147	6.9 Ma	1.2 Ma	I
Santa Florentina 5 SF5	6.8e+5 (208)	5.6e+6 (1724)	8.2e+14 (2260)	6	215	5.9 Ma	0.9 Ma	I
Santa Florentina 6 SF6	4.8e+5 (192)	4.2e+6 (1678)	8.2e+14 (2260)	13	163	5.6 Ma	0.9 Ma	I
Rio Blanco 1 RB1	1.1e+6 (209)	9.1e+6 (1764)	8.2e+14 (2260)	6	350	5.8 Ma	0.9 Ma	I
Rio Blanco 2 RB2	5.0e+5 (95)	6.1e+6 (1178)	8.2e+14 (2260)	6	236	4.0 Ma	0.8 Ma	I
Villa Unión 1 VU1	7.6e+5 (110)	6.0e+6 (862)	1.0e+15 (2768)	7	188	7.7 Ma	1.6 Ma	I
Rio Mañero 1 EA1	1.8e+6 (155)	7.2e+6 (624)	1.0e+15 (2768)	6	225	15 Ma	2.7 Ma	I
Rio Mañero 2 EA2	1.5e+6 (193)	7.6e+6 (990)	8.2e+14 (2260)	8	293	9.6 Ma	1.5 Ma	II
Upper Alto UA1	1.9e+6 (313)	1.3e+7 (2236)	1.0e+15 (2768)	9	476	7.4 Ma	0.9 Ma	I
Mogna 2 MG2	3.1e+6 (427)	1.1e+7 (1516)	1.0e+15 (2768)	6	342	17 Ma	1.9 Ma	I
Quebrada Albarracín QA1	2.0e+6 (433)	7.8e+6 (1668)	8.2e+14 (2260)	6	300	12.8 Ma	1.4 Ma	I
Vinchina 2 VN2	4.3e+5 (84)	5.0e+6 (968)	8.2e+14 (2260)	7	192	4.3 Ma	1.0 Ma	I
Vinchina 3 VN3	3.1e+6 (137)	2.6e+7 (1140)	1.0e+15 (2768)	3	813	7.3 Ma	1.3 Ma	II
Quebrada la Troya 1 QT1	1.7e+6 (202)	1.8e+7 (2146)	1.0e+15 (2768)	7	552	5.7 Ma	0.8 Ma	I
Quebrada la Troya 2 QT2	8.1e+5 (100)	6.7e+6 (834)	8.2e+14 (2260)	6	259	5.9 Ma	1.2 Ma	II
Rio Guanchín 2 RG2	1.1e+6 (226)	1.2e+7 (2582)	1.0e+15 (2768)	7	390	5.3 Ma	0.7 Ma	I
Rio Guanchín 3 RG3	6.4e+5 (96)	8.6e+6 (1302)	8.2e+14 (2260)	6	332	3.6 Ma	0.8 Ma	I

<u>Previous Dates</u>	<u>Date</u>	<u>Error</u>	<u>Published Reference</u>
(Analyzed by C. Naeser at U.S. Geological Survey)			
Ullum	7.0 Ma	0.9 Ma	Bercowski et al., 1986
Rodeo	8.1 Ma	1.5 Ma	Johnson et al., 1987
Puntas Negras	10.2 Ma	1.4 Ma	
Huaco 1	6.1 Ma	0.9 Ma	Johnson et al., 1986
Huaco 2	7.1 Ma	0.8 Ma	Johnson et al., 1986

cessively contaminated with a detrital component. Five of the samples (SF3, SF6, VN2, QT2, RG3) were slightly contaminated with detrital grains, indicating that some reworking had occurred after primary deposition. To insure primary dates, which do not reflect that detrital component, the euhedral zircon crystals were hand-picked from these five samples.

The external detector method of fission-track dating was used to date the zircons extracted from the tuff samples (Naeser, 1978; Fleischer *et al.*, 1964; Naeser and Dodge, 1969). The samples were etched in a flux of equal molecular percent KOH-NaOH at 230°C. Etch time varied from 37 to 112 hours depending on the concentration of fossil tracks contained in

the sample. The samples were irradiated in the USGS TRIGA nuclear reactor in Denver, CO. National Bureau of Standards Glasses SRM 962 and 963 were used to calibrate the thermal neutron fluence.

The age and error of the samples was calculated using equations (1) and (2) respectively (Naeser, 1978; Johnson *et al.*, 1979; Mc Gee *et al.*, 1985). All errors are reported at the 95 % confidence level ($2s_A$).

$$A = \frac{1 \ln \left[\frac{1 + r_s l_d I f}{2 r^i l_r} \right]}{d} \quad (1)$$

$$s_A = C \left[\frac{1}{A N_i} + \frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_r} \right]^{0.5} \quad (2)$$

- A = Age
- d = $1,551 \times 10^{-10}$ /yr
- = spontaneous track density
- i = induced track density
- s_A = standard error of A (1 σ)
- N = total number of spontaneous tracks counted
- N_i = total number of induced tracks counted
- N = total number of tracks counted on the standard
- r = $7,03 \times 10^{-17}$
- = 580×10^{24} cm²
- I = $7,252 \times 10^{-3}$
- = thermal neutron flux
- C = $k/A (1 - e^{-A/k})$; $k = 6,45 \times 10^9$

Because the accuracy of the dates is dependent to a large extent upon the counting effectiveness, the size, and the condition of the grains counted, two classes of dates have been designated that describe their reliability (table I). Class I dates are those which appear to be most accurate. Those dates designated as class II may contain systematic errors which compromise their accuracy.

RESULTS

The locations of nine Neogene sequences from which tuffs were dated as well as those sections which were dated previously in a similar manner can be seen in figure 2. Sections at Quebrada Albarracín, Ullum, Mogna, Huaco

and Rodeo are located within the Precordillera. Vinchina, Quebrada la Troya, Río Guanchín, Río Mañero, Villa Unión, Santa Florentina and Río Blanco are sequences located in the north-western Sierras Pampeanas.

PRECORDILLERA

Quebrada Albarracín: Described by Bercowski and Figueroa (1987), the Quebrada Albarracín sequence consists of a series of Neogene volcanoclastic strata, the Albarracín Formation of Leveratto (1976). It is located 45 km west of the city of San Juan, San Juan province, near the eastern side of the Central Precordillera (figure 2). A tuff from this sequence was dated at $12,8 \pm 1,4$ (QA1) (figure 3). The occurrence of numerous ignimbrites within the sequence indicates a proximal source of these volcanoclastics. Dacitic and andesitic bodies, exposed nearby, intrude the Albarracín Formation. A whole rock K-Ar age of $16 \pm 2,9$ Ma, that was obtained from one of the intrusive bodies (Leveratto, 1976), is consistent with the dated tuff, within the error limits of both dates, and implies that the volcanic complex was active during the middle Miocene. Whole rock K-Ar dates of the nearest intrusive body, Cerro Blanco de Ullum, are inconsistent with one another, with values from a single sample ranging from 4710 to 7 ± 1 Ma, and are not useful (Leveratto, 1976).

Ullum: The Ullum sequence was sampled at Lomas de Las Tapias, San Juan province, in the Eastern Precordillera (figure 2). Contreras (1981) and Bercowski *et al.* (1986, 1987) have described the section. A tuff near the middle of the section is $7,0 \pm 0,9$ Ma, and magnetic polarity stratigraphy shows that the majority of the section was deposited between 4,8 and 8,2 Ma (Bercowski *et al.*, 1986).

Rodeo and Puntas Negras: Rodeo is located on the western margin of the Precordillera, in the Iglesia Valley, San Juan province (figure 2). An ash located at the base of the sequence within a 290 meter-thick volcanoclastic member (A. Johnson *et al.*, 1987) was dated at $8,1 \pm 1,5$ Ma (figure 3). The voluminous nature of these volcanoclastics indicates coeval

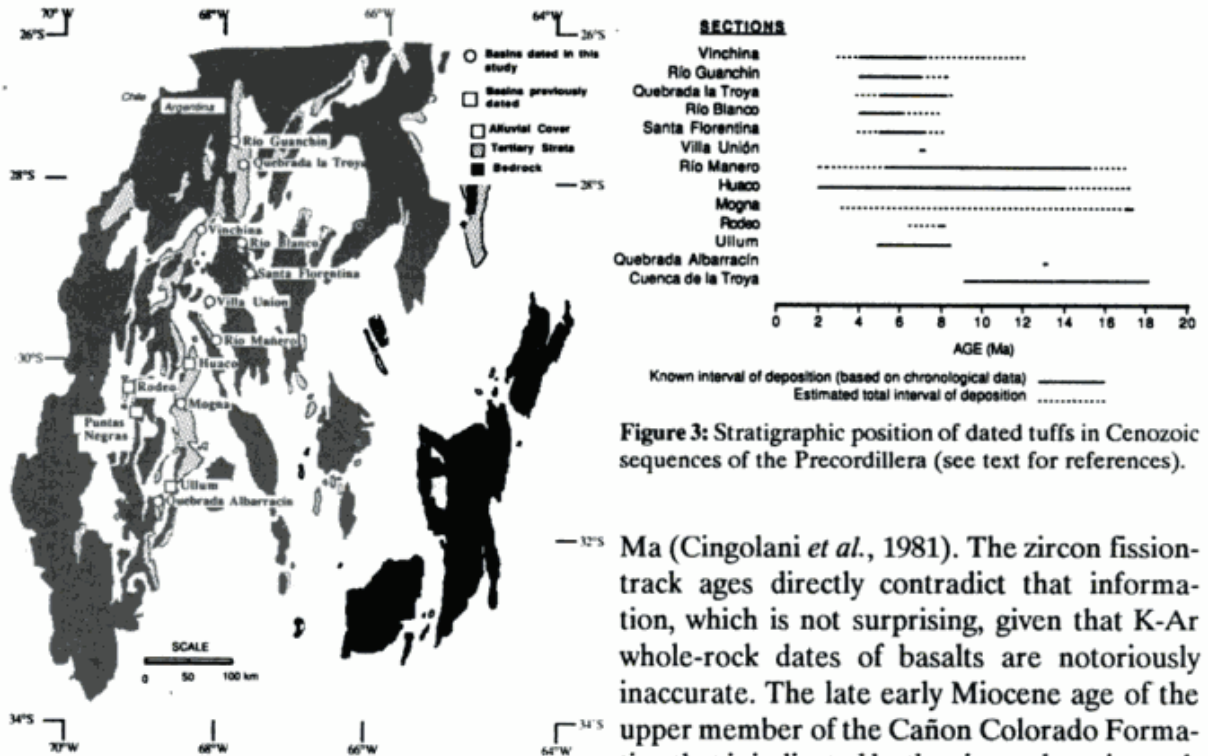


Figure 2: The location of the Neogene strata exposed within the Precordillera and the Sierras Pampeanas which have been dated in this and previous studies.

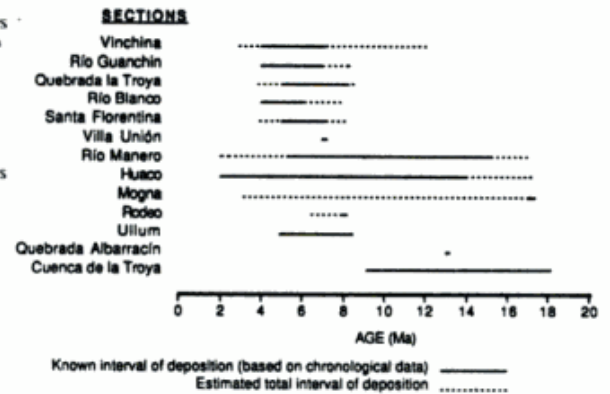


Figure 3: Stratigraphic position of dated tuffs in Cenozoic sequences of the Precordillera (see text for references).

activity in a proximal volcanic center. Another ignimbrite, located east of Iglesia at Puntas Negras, yielded an age of $10,2 \pm 1,4$ Ma. The volcanic episodes which produced these deposits are much younger than a suite of dacite and andesitic intrusives within the Calingasta-Iglesia Valley. Those intrusives, dated by K/Ar methods, range in age between approximately 17 and 20 Ma (Leveratto, 1976).

Mogna: The Tertiary clastic strata which are exposed near Mogna, San Juan province, are part of the Eastern Precordillera (figure 2). Cuerda *et al.* (1984) describe six conformable post-Triassic (?) formations of which the oldest is the Cañon Colorado Formation (figure 3). The upper Río Salado member of the Cañon Colorado Formation contains numerous bentonites and tuffaceous strata. A bentonite was dated at $17 \pm 1,9$ Ma (MG2).

The age of the Cañon Colorado member had previously been thought to be pre-Late Cretaceous because it is cut by a basaltic intrusive, which had yielded reproducible whole-rock K-Ar dates with an average age of 90 ± 8

Ma (Cingolani *et al.*, 1981). The zircon fission-track ages directly contradict that information, which is not surprising, given that K-Ar whole-rock dates of basalts are notoriously inaccurate. The late early Miocene age of the upper member of the Cañon Colorado Formation that is indicated by the zircon dates is much more compatible with the stratigraphic evidence of concordance of that formation with the overlying units, which contain Chasicuan mammalian faunas (Cuerda *et al.*, 1984) known to be approximately 10 ± 2 Ma (Marshall *et al.*, 1983).

Huaco: The Huaco sequence, located approximately 70 km north of Mogna (figure 2), is the lateral equivalent of the Mogna sequence (figures 2, 3). Johnson *et al.* (1986) used magnetic polarity stratigraphy and fission-track dating methods to constrain the deposition of these sediments to between 14 and 2 Ma. Two bentonized tuffs interstratified within the sequence were dated at $6,1 \pm 0,9$ Ma and $7,1 \pm 0,8$ Ma.

SIERRAS PAMPEANAS

Vinchina: A thick Neogene sequence is exposed due west of the town of Vinchina, La Rioja province, in the westernmost Sierras Pampeanas tectonic province (figure 2). Ramos (1968, unpublished; 1970) measured and described a traverse through Quebrada la Troya, which includes two units, the Vinchina and Toro Negro Formations (figure 4). Volcaniclastic strata in the lower member of the Toro

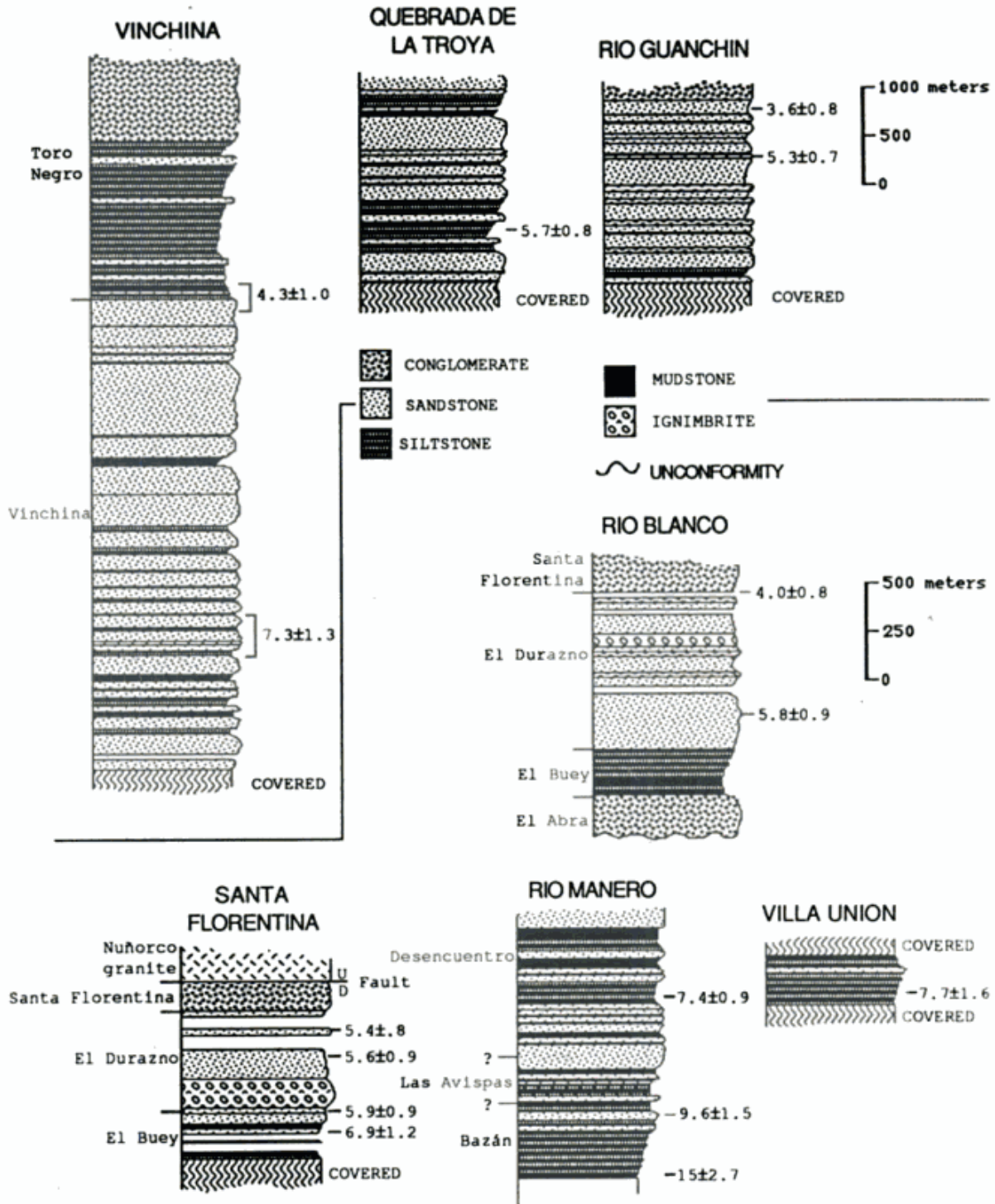


Figure 4: Stratigraphic positions of dated tuffs in Cenozoic sequences of the Sierras Pampeanas (see text for references).

Negro Formation serve to differentiate in from the underlying Vinchina Formation. A tuff from near the contact between the two units yielded an age of $4,3 \pm 1,0$ Ma (VN2). A bentonite from a lower level in Vinchina Formation was dated $7,3 \pm 1,3$ Ma (VN3). Although the exact positions of these horizons within the

sequence measured by Ramos (1968) are not known, their approximate stratigraphic levels are indicated in figure 4.

Quebrada la Troya: The Quebrada la Troya sequence is located in the northern portion of extensive exposures of Cenozoic

strata that constitute the northern ridgeline of the Sierra de Famatina (González Bonorino, 1972). It lies to the northwest of Tinogasta, La Rioja province (figure 2). Two tuffs from this sequence (figure 4) yield $5,7 \pm 0,8$ Ma (QT1) and $5,9 \pm 1,2$ Ma (QT2). Later field work revealed that the two samples were actually taken from the same tuff horizon, confirming the consistency of the method. The sample which gave the older date (5,9 Ma) was subject to systematic error (table I), therefore the younger date (5,7 Ma) is a more accurate estimate of the true age.

Río Guanchín: The Río Guanchín section (figure 4) is located west of Fiambalá, La Rioja province, 15 km north of Quebrada la Troya (figure 2), and is also part of the northernmost Sierra de Famatina (Turner, 1967). Magnetic polarity stratigraphy has tentatively shown that approximately 700 meters at the base of the Río Guanchín sequence is probably correlative with the upper 1000 meters of the Quebrada la Troya sequence (Reynolds, 1987). Two tuffs were determined to be $5,3 \pm 0,7$ Ma (RG2) and $3,6 \pm 0,8$ Ma (RG3).

Río Mañero: The Río Mañero sequence is located on the eastern dip-slope of Sierra Morada, in the Sierra de Valle Fértil mountain system, 90 km south of Villa Unión, La Rioja province (figure 2). The section has been described by Malizzia and Villanueva García (1984), Nickelsen (1986) and Reynolds (1987). Only about 1300 meters from the middle part of the exposed Tertiary section was studied and sampled (figure 5), from which three tuffs were dated using the fission-track method. The lowest tuff is $15,0 \pm 2,7$ Ma (EA1) and the upper tuff is $7,4 \pm 0,9$ Ma (UA2). The middle tuff yielded an age of $9,6 \pm 1,5$ Ma (EA2) but, due to the limited size and the poor condition of the grains, the counting effectiveness and therefore the accuracy of this age was compromised.

Villa Unión: A tuff, collected from a Neogene sequence of fine-grained sandstone and siltstone (figure 5) exposed 15 km southeast of Villa Unión, La Rioja province (figure 2), yielded an age of $7,7 \pm 1,6$ Ma (VU1). Its stratigraphic context is poorly known because the zone of exposure is isolated within the alluvial fill of the valley.

graphic context is poorly known because the zone of exposure is isolated within the alluvial fill of the valley.

Santa Florentina: The Santa Florentina section flanks the east side of Sierra de Famatina, 15 km west of Chilecito, La Rioja province (figure 2). This sequence is approximately 700 meters thick and is composed of three distinct and conformable formations described by de Álba (1979): the basal El Buey Formation is made up of fine-grained mud and silstones, the El Durazno Formation is characterized by a thick sequence of volcanoclastics, and the coarse, conglomeratic Santa Florentina Formation tops the sequence (figure 4). Four horizons were dated from this sequence; the oldest tuff dated at $6,9 \pm 1,2$ Ma (SF4) is located in the El Buey Formation, the other three dates of $5,9 \pm 0,9$ Ma (SF5), $4,6 \pm 0,9$ Ma (SF6) and $5,4 \pm 0,8$ Ma (SF3) came from tuffs and ignimbrites within the El Durazno Formation. The presence of ignimbrites within the El Durazno Formation indicates that the source of these volcanoclastics was nearby and probably related to the Mogotes dacites, which are spatially coincident with faults bounding the Sierra de Famatina.

Río Blanco: The Río Blanco sequence is also on the eastern flank of Sierra Famatina (Turner, 1971), 40 km north of the Santa Florentina sequence (figure 2). Four conformable formations are exposed. The lowest formation is the El Abra, which consists of boulder conglomerate. The rest of the sequence is laterally equivalent to the Santa Florentina sequence with exposures of the El Buey, El Durazno and Santa Florentina Formations (figure 4). A tuff in the lower El Durazno Formation yields an age of $5,8 \pm 0,9$ Ma (RB1) and an ignimbrite at the top of the same formation yields an age of $4,0 \pm 0,8$ Ma (RB2).

LOCAL RELATIONS BETWEEN VOLCANISM AND DEFORMATION

The tuffs and ignimbrites deposited in the Santa Florentina and Río Blanco sequences suggest a relationship between local tectonic

uplift and volcanism. The source vents of the volcanoclastic strata and ignimbrites have not been located (Turner, 1971), but must have been situated close to the Santa Florentina area. The exposures of proximal volcanoclastic units are spatially associated with the Mogote dacites, suggesting that the dacite domes and dikes and the extrusives were genetically related to the same magmatic center. Turner (1971) noted that the dacite dikes cut the El Buey Formation, and that locally the El Buey Formation contains volcanoclastic interbeds similar to those from the El Durazno Formation that we have dated. Those stratigraphic relations plus the new fission-track dates imply that the magmatic center remained active for 1 to 2 million years. The dacite domes are located along the traces of major reverse faults which limit the modern Sierra de Famatina and cut the dated Mio-Plioceno formations.

In both the Santa Florentina and Río Blanco sections, there is an increase in the grain size of the non-volcanic lithic clasts concurrent with the appearance of volcanoclastics within the El Durazno Formation. The medium- to coarse-grained sandstones and pebble conglomerates characteristic of the El Durazno Formation came from areas in the Sierra de Famatina (Turner, 1971). In addition, the ignimbrites contain non-volcanic pebbles, implying that the ignimbrites probably traveled down a slope littered with coarse erosional debris from the Sierra de Famatina. The coarseness of the El Durazno Formation and its source area characteristics are suggestive that the Sierra de Famatina was uplifting during the time that the El Durazno Formation was deposited (Turner, 1971).

The sedimentary characteristics show that the volcanic activity was contemporaneous with a major phase of uplift of the Sierra de Famatina, and the structural relations show that the set of reverse faults on which the range was uplifted include those along which the dacite domes are located (Turner, 1971).

Although many details of the volcanic and structural history are not known, the data show that uplift of Sierra de Famatina and extrusive activity along the major boundary faults were contemporaneous. This implies that, although

the uplift of the range was caused by compressional deformation, the faults served at least in part as magmatic conduits. Our fission-track ages show that this synchronous volcanism and shortening occurred between 6 and 4 Ma, and the dacite domes that straddle very young faults show that it continued after 4 Ma. Similarly, extrusive sites of the Pocho volcanic field (Sierra de Córdoba) that were active between 8 and 5 Ma were at least partly controlled by the locations of faults, suggesting that reverse faulting partly pre-dated or was contemporaneous with the extrusions (Kay *et al.*, 1988).

TIMER OF VOLCANISM IN THE FLAT-SLAB REGION

Two distinct periods of volcanic activity in the flat-slab region are revealed when the fission-track dates determined in this and previous studies are compiled using an algorithm which superimposes the normal probability curve for each individual tuff age (figure 5). The age spectrum (figure 5) defines two volcanic intervals, 3-9 Ma and 9-18 Ma, and a significant increase in the level of volcanic activity approximately 9 Ma. The paucity of ashes older than 9 Ma is not due to a lack of preserved strata from that interval in which the tuffs might be intercalated. The complete interval (~ 2 to 17 Ma) is represented in at least three different sequences and two other sections probably include much of the 17 to 9 Ma interval (figure 6). However, the change in frequency of tuffs (figure 5) is at least partly a function of the increased volume of strata younger than 9 Ma that are preserved (figure 6).

Secondary peaks within the distribution diagram (figure 5), especially apparent in the latest episode of volcanism (4,6 and 7,5 Ma), do not appear to be significant features. One possible explanation for these peaks would be that the tuffs dated in the various basins came from regional pyroclastic falls caused by three volcanic events at 4,6 and 7,5 Ma (e.g., the same events were re-sampled at various locations). This does not seem likely because several of the dates which contribute to an individual peak come from different horizons within a single

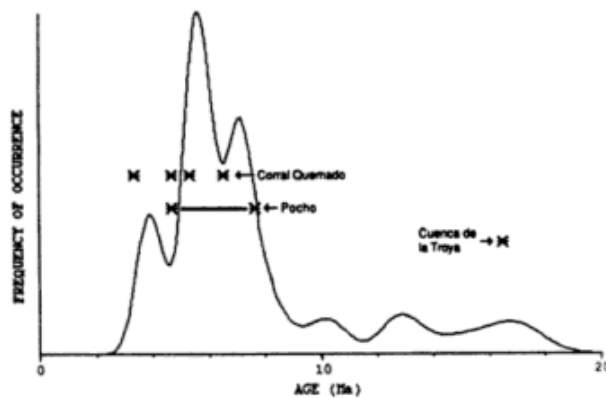


Figure 5: The distribution of the class I dates plus the tuff dates from Ullum (Bercowski *et al.*, 1986), Rodeo (Johnson *et al.*, 1987), and Huaco (Johnson *et al.*, 1986) that were previously determined. The age spectrum was compiled using an algorithm which superimposes the normal probability curve for each individual tuff age. Also shown are the ages of tuffs in the study area that have been dated by other methods. "Pocho" (Gordillo and Linares, 1984) and "Corral Quemado" (Butler *et al.*, 1984) were determined by the K/Ar method whereas "Cuenca de la Troya" is dated by its position within a magnetic polarity

basin (an example would be that tuffs from three separate horizons in the Santa Florentina sequence; SF3, SF5 and SF6, all contribute to the 6 Ma peak). Individual airfalls could be redundantly dated at different locations; this cannot be resolved without geochemical studies of the ashes. In summary, it seems that the three sub-peaks either represent three short-lived volcanic episodes which involved several different sources within the Andes simultaneously or, more likely, they are a coincidental alignment of the data that reflects no significant trend.

Tuffs from within the Sierras Pampeanas tectonic province dated using other methods support the chronology of volcanism established by fission-track studies (figure 5). Gordillo and Linares (1981) report K-Ar dates from the Pocho volcanic field located in the eastern Sierras Pampeanas, ranging from 7,9 to 4,9 Ma. Butler *et al.* (1984) dated four tuffs at Corral Quemado, Catamarca province, determining ages between 3,53 and 6,7 Ma by the K-Ar method. Because Corral Quemado is located on the northern margin of the Sierras Pampeanas, north of the region where the volcanic arc ceased activity during the Miocene, it is difficult to compare these dates with those from our study region, although they clearly indicate volcanic activity during the younger episode (3-9 Ma). Supporting data also comes from a thick bentonite deposited in a Neogene sequence at Cuenca de la Troya in the Precordillera near Guandacol, La Rioja province. Although the bentonite was barren of zircons and thus undatable by the fission-track method, a magnetic polarity zonation of this sequence shows that the bentonite is located in the magnetic anomaly 5c which corresponds to 16,5 Ma (Reynolds, 1987).

Many of the tuffs had source areas quite near to the site where they are now exposed (SF3, SF5, SF6, RB1, RB2, QA1, Rodeo, and Puntas Negras). Those which are older than 9 Ma that are near to their source areas are found in the Precordillera, whereas those younger than 9 Ma that are close to their source areas are found in the Sierras Pampeanas. The other tuffs might have come from either a nearby volcanic center or they came from distant sources,

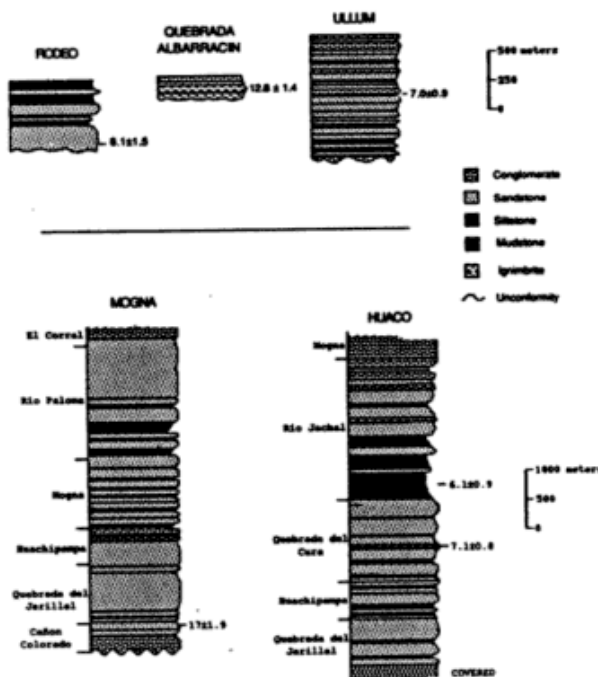


Figure 6: The known and inferred intervals of deposition in the foreland basins examined in this study, based on magnetic polarity stratigraphy or fission-track dating (see text for references).

possibly removed from the Precordillera and Sierras Pampeanas tectonic provinces.

Likely distant sources of ashes include the Principal Cordillera, within the flat-slab region, the southern Puna, to the north of the flat-slab region, and the Principal Cordillera, to the south. Maksaev *et al.* (1984) reported that extrusive rocks in the Principal Cordillera of the flat-slab area formed primarily before about 10 Ma, coincident with the older of the two volcanic intervals recorded in ashes located to the east in the foreland. An exception to this generality is the large Vacas Heladas ignimbrite, located at about 30°S in the Principal Cordillera (Ramos *et al.*, in press), which has been dated at $5,9 \pm 0,3$ Ma (Maksaev *et al.*, 1984). Of the tuffs from more distant sources, those at Vinchina, Rio Guanchín, and Quebrada la Troya may be related to volcanic activity within the southernmost Puna, to their west and northwest, where volcanism continued into the Quaternary. Those three sites contribute to the large number of preserved ashes between 3 and 9 Ma (table I, figure 5).

However, considering prevailing high altitude wind directions, the other tuffs which can not be related to a proximal source were probably derived from within the part of the flat-slab segment which currently lacks volcanic activity. In order for a volcanic event to produce a significant ash deposit 100 km away, the ejected ash plume must reach 4.500-13.000 meters into the atmosphere, where the intermediate and high altitude wind directions control distribution (Williams and McBirney, 1979). Gray *et al.* (1976) found that the prevailing wind direction at 500 mb (6000 m) is consistently from west to east (figure 1b), and that at higher elevations the wind direction is even less variable. Larsson (1936) mapped the distribution of ash from the 1932 eruption of Quizapu Volcano in Chile and found a linear east-west distribution pattern consistent with the intermediate and high-altitude wind directions. Assuming that high altitude wind directions have remained the same for the past 20 million years, this evidence suggests that most of the tuffs originated within the "flat-slab" segment of the Andes. Therefore the distribution in space and time of ashes that we have documented is a true

indicator of the magmatic history of the "flat-slab" segment as the geometry of the subducted plate changed.

CONCLUSIONS

Based on the fission-track dates of volcanoclastic rocks within Neogene basins of the Precordillera and the Sierras Pampeanas of western Argentina, the following generalizations can be made about the volcanic history of the region:

Uplift of the Sierra de Famatina coincided with volcanic activity that was probably related to the magmatic centers that produced the Mogotes dacites. The 6 to 4 Ma magmatism seems to have been localized along and contemporaneous with offset on major reverse faults.

Volcanic activity in the segment of the Andes subject to "flat-slab" subduction (27°-32°S) spanned at least 18 to 3 Ma. The increase in volcanic ashes in the foreland and the decrease in activity in the Principal Cordillera, both at approximately 10 Ma, reflect the eastward migration of volcanism as the geometry of the subducting plate evolved.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by a grant from the National Science Foundation (EAR-8418131) and the Stoiber Field Found. It was possible because of the help of N. Johnson and J. Reynolds (Dartmouth College) and F. Berowski and G. Figueroa (Universidad Nacional de San Juan).

REFERENCES

- BALDIS, B. A. and G. A. CHEBLI, 1969. *Estructura del área central de la Precordillera sanjuanina*. IV° Journ. Geol. Arg., I: 47-65, Buenos Aires.
- BARAZANGI, M. and B. L. ISACKS, 1976. *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America*. Geology, 4: 686-692.

- _____, 1979. *Subduction of the Nazca plate beneath Peru: Evidence from spatial distribution of earthquakes*. Jour. Royal Astronom. Soc., 57: 537-555, London.
- BERCOWSKI, F., L. R. BERENSTEIN, N. M. JOHNSON and C. NAESER, 1986. *Sedimentología, magnetoestratigrafía y edad isotópica del Terciario en Lomas de las Tapias, Ullum, provincia de San Juan*. I° Reun. Arg. Sedim., La Plata, Actas, 169-172, La Plata.
- _____, and G. J. FIGUEROA, 1987. *Flujos piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera, San Juan, Argentina*. X° Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 225-227, San Miguel de Tucumán.
- BUTLER, R. F., L. G. MARSHALL, R. E. DRAKE and G. H. CURTIS, 1984. *Magnetic polarity stratigraphy and K-Ar dating of late Miocene and early Pliocene continental deposits, Catamarca province, NW Argentina*. Jour. Geol., 92: 623-636, Chicago.
- CINGOLANI, C. A., R. VARELA and M. A. LEGUIZAMON, 1981. *Las volcanitas alcalinas cretácicas del Cerro Morado, Sierra de Mogna, provincia de San Juan y su implicancia estratigráfica*. Asoc. Arg. Min., Petr., Sed., 12: 53-70, Buenos Aires.
- CUERDA, A. J., C. A. CINGOLANI, R. VARELA and O. C. SCHAUER, 1984. *Descripción geológica de la Hoja 19d, Mogna, provincia de San Juan*. Bol. Nac. Geol. y Min., 192: 1-87, Buenos Aires.
- DE ALBA, E., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 16d, Chilecito, provincia de La Rioja*. Bol. Serv. Geol. Nac., 163: 1-84, Buenos Aires.
- FLEISCHER, R. L., P. B. PRICE and R. M. WALKER, 1964. *Fission track ages of zircons*. Jour. of Geophys. Res., 69: 331-339, Washington.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., V (3): 81-110.
- _____, 1972. *Descripción geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol., 127: 1-73, Buenos Aires.
- GORDILLO, C. E. and E. LINARES, 1981. *Geocronología y petrografía de las volcanitas terciarias del departamento Pocho, provincia de Córdoba*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI: 380-388, Buenos Aires.
- GRAY, T. L., J. R. IRWIN, A. F. KRUEGER and M. S. VARNADORE, 1976. *Average circulation in the troposphere over the tropics*. U. S. Department of Commerce, Nat. Oceanic and Atmosph. Adm.
- JOHNSON, A. T., T. E. JORDAN, N. M. JOHNSON and C. NAESER, 1987. *Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcanoclástica, Rodeo, provincia de San Juan, Argentina*. X° Congr. Geol. Arg., Actas, II: 83-90, San Miguel de Tucumán.
- JOHNSON, N. M., T. E. JORDAN, P. A. JOHNSON and C. W. NAESER, 1986. *Magnetic polarity stratigraphy age and tectonic setting of fluvial sediments in an easter Andean foreland basin, San Juan province, Argentina*. In: Allen, P. and Homewood, P., ed.s, *Foreland Basins*. Int. Ass. Sedim., Sp. Publ., 8: 63-75.
- _____, V. E. MCGEE and C. W. NAESER, 1979. *A practical method of estimating standard error of age in the fission track dating method*. Nuclear Tracks, 3: 93-99.
- JORDAN, T. E. and M. GARDEWEG, in press. *Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes (20°-33°S)*. En: Ben-Avraham, Z., ed., *Evolution of the Pacific Margins*. Oxford Univ. Press.
- _____, B. L. ISACKS, R. W. ALLMENDINGER, J. A. BREWER, V. A. RAMOS and C. J. ANDO, 1983a. *Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate*. Geol. Soc. Amer. Bull., 94: 341-361, Boulder.
- _____, _____, V. A. RAMOS and R. W. ALLMENDINGER, 1983b. *Mountain building in the Central Andes*. Episodes, 1983 (3): 20-26, Ottawa.
- 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°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction*. Jour. Geoph. Res., 92: 6173-6189, Washington.
- _____, _____, _____, _____, _____, _____ and C. E. GORDILLO, 1988. *Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28° and 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone*. Journ. South Amer. Earth Sc., 1: 21-38.
- LARSSON, W., 1936. *Vulkanische asche vom ausbruch des chilenischen Vulkans Quizapu (1932) in Argentina gesammelt. Eine studie uber aolische differentiation*. Bull. Geol. Inst. Upsala, 26: 27-52.
- LEVERATTO, M. A., 1976. *Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI: 53-58.
- MAKSAEV, V., R. MOSCOSO, C. MPODOZIS and C. NASI, 1984. *Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31°S): geología, alteración hidrotermal y mineralización*. Rev. Geol. de Chile, 21: 11-51, Santiago.
- MALIZZIA, D. C. and A. VILLANUEVA GARCIA, 1984. *Estratigrafía y paleoambiente de sedimentación de la Formación Río Mañero, provincia de La Rioja*. IX° Congr. Geol. Arg., Actas, V: 146-156, Buenos Aires.
- MARSHALL, L. G., R. HOFFSTETTER and R. PASCUAL, 1983. *Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America: Palaeovertebrata*. Mem. Extr., 1-93.
- MC GEE, V. E., N. M. JOHNSON and C. W. NAESER, 1985. *Simulated fissioning of uranium and testing of the fission-track dating method*. Nuclear Tracks, 10: 365-379.
- NAESER, C. W., 1978. *Fission Track Dating*. U. S. Geol. Surv. Op. File Rep., 76-190.
- _____, and F. C. W. DODGE, 1969. *Fission-track ages of accessory minerals from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California*. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 2201-2212, Boulder.
- NICKELSEN, J., 1986. *Magnetic polarity stratigraphy of the Río Mañero section, northwest Argentina*. Hannover, NH, Dartmouth College, Senior thesis.
- ORTIZ, A. and J. J. ZAMBRANO, 1981. *La provincia geo-*

Asociación Geológica Argentina

- lógica Precordillera oriental*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 59-74, Buenos Aires.
- PILGER, R. H.**, 1981. *Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes*. Geol. Soc. Amer. Bull., 92: 448-456, Boulder.
- RAMOS, V. A.**, 1968 (unpublished). *Perfiles estratigráficos del Terciario de la Sierra de los Colorados*.
- _____, 1970. *Estratigrafía y estructura del Terciario de la Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV: 359-382, Buenos Aires.
- _____, **S. M. KAY and R. N. PAGE**, 1988. *La ignimbria Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., (this volume), Buenos Aires.
- REYNOLDS, J. H.**, 1987. *Chronology of Neogene tectonics in western Argentina (27°-33°S) based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments*. Hanover, NH, Dartmouth College, PhD, thesis, 1-353.
- TURNER, J. C. M.**, 1967. *Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil (provincias de Catamarca y La Rioja)*. Inst. Nac. Geol. y Min., Bol., 106: 1-78, Buenos Aires.
- _____, 1971. *Descripción geológica de la Hoja 15d, Famatina (provincia de La Rioja)*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 126: 1-96, Buenos Aires.
- WILLIAMS, H. and A. R. MCBIRNEY**, 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co., 1-397, San Francisco.

K. TABBUTT

Earth Sciences, Dartmouth College
Hanover, NH 03755, USA

C. W. NAESER

U. S. Geological Survey
P. O. 25046 Denver, CO 80225, USA

T. E. JORDAN

Cornell University
Dept. Geological Sciences and INSTOC
Ithaca, NY, USA

P. F. CERVENY

University of Wyoming

GEOLOGIC HISTORY OF THE ACTIVE AZUFRE-PLANCHON-PETEROA VOLCANIC CENTER (35°15'S, SOUTHERN ANDES), WITH IMPLICATIONS FOR THE DEVELOPMENT OF COMPOSITIONAL GAPS

Daniel R. Tormey, Frederick A. Frey y Leopoldo López Escobar

RESUMEN

El Centro volcánico Azufre-Planchón-Peteroa, está localizado en la cordillera de los Andes en los 35°15'S en el área de transición de la Zona Volcánica Austral, donde por gravimetría se infiere que la corteza decrece de 55 km en los 33° a 35 km en los 37° S. Las rocas huésped son sedimentitas y carbonatitas cretácicas y plutonitas y volcanitas terciarias. Las lavas centrales del volcán Azufre (Pleistocenas) son andesitas basálticas y dacitas. Las dacitas han sido eruptadas, aparentemente, en un período más corto entre los volúmenes episódicos de los basaltos andesíticos. El intervalo composicional en el volcán Azufre, entre los basaltos andesíticos y las dacitas requiere 30-40% de cristalización. La ausencia de erupciones andesíticas se debe al control del magma, las andesitas ricas en cristales son muy viscosas para surgir, pero la alta cristalinidad y la elevada presión del cuerpo magmático, pueden haber podido fraccionar y llegar a separar pequeños volúmenes de líquidos dacíticos. El volcán Planchón, 6 km al norte, comenzó sus emisiones antes de la finalización del volcanismo del Azufre. El Planchón solo emitió basaltos y andesitas basálticas, lo que resulta inusual en volcanes distantes al norte del frente volcánico de la Zona Austral Volcánica. 9 km³ de escombros y avalanchas se han acumulado en un anfiteatro entre ambos edificios, el material ha viajado 75 km antes de arribar al valle Central. Esto ha sido acompañado por emisiones pumíceas biotíticas-riodacíticas. El volcán Planchón II, un aparato pequeño, fue construido sobre el probable extinto edificio del Azufre y el Planchón y es una continuación de la actividad del Planchón, después de las avalanchas de cenizas. Grandes porciones de los conos han sido removidas por las glaciaciones y de las explosiones tardías. Las erupciones más recientes efectuadas entre el Planchón y el Azufre, constituye el volcán Peteroa. La actividad del Peteroa incluye las 4 coladas de andesitas máficas encauzadas y pequeños volúmenes de lavas de andesitas basálticas (1937?) en el anfiteatro y la actividad solfatárica en el anfiteatro incluyendo un lago de cráter (75 m de diámetro) y campos de fumarolas activas (150 m², nuevas en 1987).

ABSTRACT

The Azufre-Planchón-Peteroa volcanic center is located on the Andean crest at 35°15'S in a transition area of the Southern Volcanic Zone where crustal thickness as inferred from gravity data decreases from 55 km at 33°S to 35 km at 37°S. Country rocks are Cretaceous marine sediments and carbonates, Tertiary plutonic and volcanic rocks. The oldest lavas (Pleistocene) of the center are basaltic andesites and dacites from Volcán Azufre. The aphyric dacites apparently erupted over a short span of time between more voluminous episodes of basaltic andesite activity. The compositional gap between basaltic andesites and dacites of Azufre requires 30-40% crystallization. The lack of andesitic eruptions could be controlled by the yield strength of the magma; crystal-rich andesites may be too viscous to erupt, but at higher crystallinity and higher yield strength the magma body will be able to support a fracture and allow separation of small volumes of dacitic liquid. Volcán Planchón, 6 km north, began erupting before the end of volcanism at Azufre. Planchón erupted only basalt and basaltic andesite, which is unusual among volcanoes this far north along the volcanic front of the Southern Volcanic Zone. A 9 km³ debris avalanche excavated a summit amphitheatre between the two edifices and travelled 75 km before it debouched into the Central Valley. It may have been accompanied by a biotite-ryhodacite pumice eruption. Volcán Planchón II, a smaller edifice, was built between the probably extinct edifices of Azufre and Planchón and is the continuation of Planchón activity after the debris avalanche. Large

portions of the cone have been removed by summit glaciations and later explosive eruptions. The most recent eruptions from vents scattered between Planchón and Azufre constitute Volcán Peteroa. Peteroa activity includes at least 4 valley-draping mafic andesite flows, a small volume basaltic andesite flow (1937?) in the summit amphitheatre, and solfataric activity in the summit amphitheatre including a steaming crater lake (75 m diameter), and an active fumarole field (150 m², new in 1987).

INTRODUCTION

The volcanic center composed of the volcanoes Azufre, Planchón, and Peteroa is located at 35°15'S, 70°30' W, along the volcanic front of the Southern Volcanic Zone in the Andes (figure 1). It lies on intermediate thickness crust, within a region of a steep gradient in crustal thickness along the Andean crest that varies between 55 km at 33°S to 35 km at 37°S (Hildreth and Moorbath, 1988). Lavas range in age from less than 0,55 my to recent. The center has grown by the overlapping of volcanic material from the three volcanoes. The volcanic structure is complicated by at least two syn-volcanic glaciations and a large debris avalanche that removed a sector of Planchón. As a result, individual flows cannot be followed in their entirety, but the large scale dissection, with vertical relief reaching 700 m, exposes edifice structure beneath the outer apron of flows. This exposure enables stratigraphic control of sampling, volume estimates of different lava types, and determination of age relations between edifices. Azufre-Planchón-Peteroa provides a detailed picture of the growth and development of a young center in an important transition zone of the southern Andes.

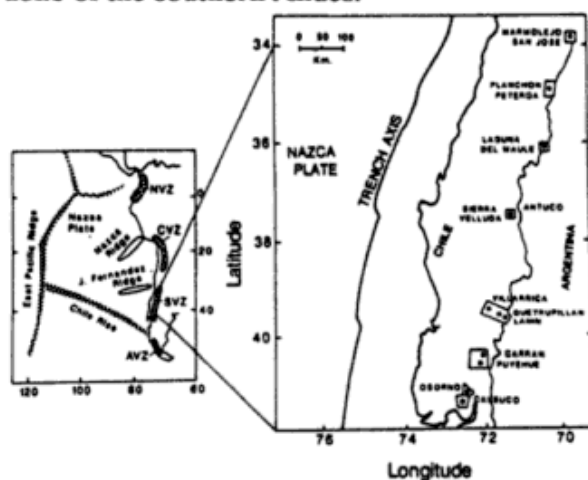


Figure 1: Location map of South America and part the Southern Volcanic Zone showing recent volcanoes that have been studied in detail.

BASEMENT GEOLOGY

In the vicinity of Azufre-Planchón-Peteroa, the oldest rocks exposed are Cretaceous marine sediments (Davidson and Vicente, 1973), mostly clean limestone with silty intervals. A Tertiary lava section overlies the marine sediments. Lavas in this section range from basalt to rhyolite, with intermediate compositions most abundant (Haller *et al.*, 1985), Llambías and Rapela, 1987). In canyon sections, both lava-rich proximal and lahar and pyroclastic-rich distal packages are exposed, indicating coalescence of material from several centers. The plutonic roots of these voluminous Tertiary lavas extend from eastern Chile to Argentina (Davidson and Vicente, 1973, Llambías and Rapela, 1987). The marine sediments and continental lavas have been variably folded, and in places cut by mid-Tertiary, possibly syn-volcanic, granodiorite plutons (figure 2).

Volcán Azufre

The earliest and largest volcano of the center, Volcán Azufre, includes 30 km³ of glaciated lavas, pyroclastics, and lahars (figure 2). The contact with pre-Azufre lavas is defined by unconformable juxtaposition of different degrees of alteration and deformation, and by the radial dips of Azufre lavas from the vent area. Undeformed flows that form "basement" to Volcán Azufre probably come from slightly older nearby volcanoes. The 0,55 my date on a probable pre-Azufre mafic andesite flow reported in Hildreth *et al.* (1984) suggests the building of Azufre was a continuation of Plio-Pleistocene volcanic activity, and does not represent a new pulse of magmatism after a hiatus of burial, deformation, and uplift.

Lahars and pyroclastic deposits occur throughout the section, but are most abundant on the low-insolation south side of the volcano, and greater than 1 km from the vent area. Both

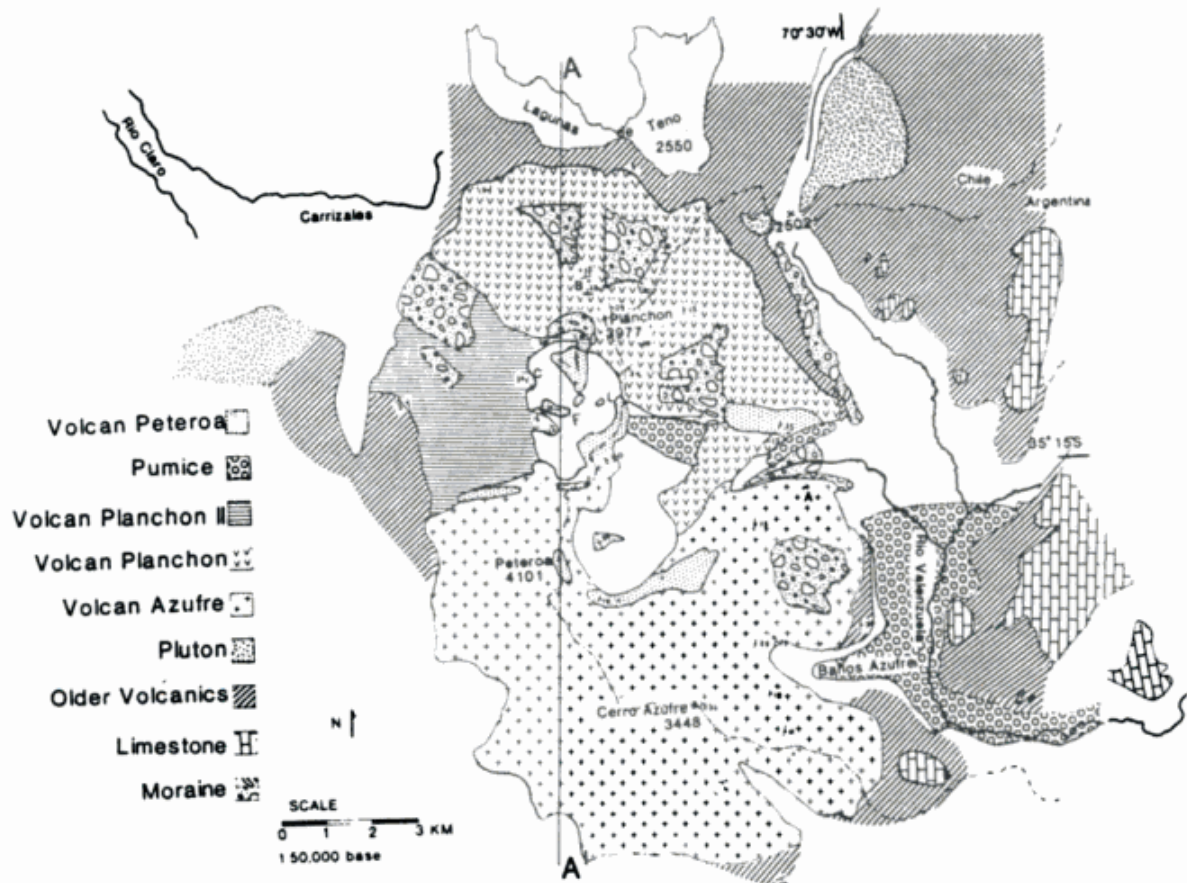


Figure 2: Geologic map of the Azufre-Planchón-Peteroa volcanic center. Cross sections along line A-A' are shown in figure 7. A, B, C indicate the locations of stratigraphic sections in figure 3. Letters in the summit crater between Azufre and Planchón mark the 1987 fumarole field (F) and the steaming crater lake (L). White patches at high elevation are permanent ice cover.

types of deposit are poorly sorted, have a silt-clay size matrix, and contain a variety of matrix-supported igneous clasts, ranging in size from sand to cobbles. Pyroclastic deposits are well indurated and sometimes preserve a magmatic component as small vesicular pillows of mafic andesite.

The relative volumes of Azufre lavas are about 70% basaltic andesite and mafic andesite and 30% dacite. Dacites erupted during at least two intervals, separated by more voluminous basaltic andesite and lahar intervals (figure 3a). The first dacite interval is six consecutive, massive flows, each about 0.0001 km³ in volume. The absence of lahars or sedimentary deposits between flows implies a short time interval between extrusions. Lahars underlying these dacite flows include angular dacite clasts, indicating that dacites formed earlier than these

flows. The second dacite interval is preserved as a dome capping Cerro Baños Azufre. Basaltic andesite flows are also small in volume, but thinner and farther travelled than dacites. No flank dikes or vents are preserved.

Chemically, the Azufre suite is bimodal, with an andesite gap (57-63% SiO₂, figure 4). Azufre basaltic andesites contain 20-35% phenocrysts of plagioclase and olivine in 5:1 proportions, with minor clinopyroxene and oxides. These plagioclase-rich proportions are expected from low pressure crystallization (Grove and Baker, 1984). Azufre dacites are nearly aphyric (less than 8% phenocrysts) and contain 0.5-1.0 cm glomerocrysts of plag-oliv-cpx-apatite and plag-cpx-ox-ap. The glomerocrysts are evenly distributed throughout flows and probably crystallized in place; i.e. they were not ripped from conduit walls. The viscosity of

a dacite lava is a large barrier to nucleation (Kingery *et al.*, 1976), so once nucleated the equilibrium crystalline assemblage grows in a glomerocrystic cluster. The plagioclase-rich proportions in the glomerocrysts indicate low pressure crystallization and are similar to proportions required to relate basaltic andesites to dacites by fractional crystallization.

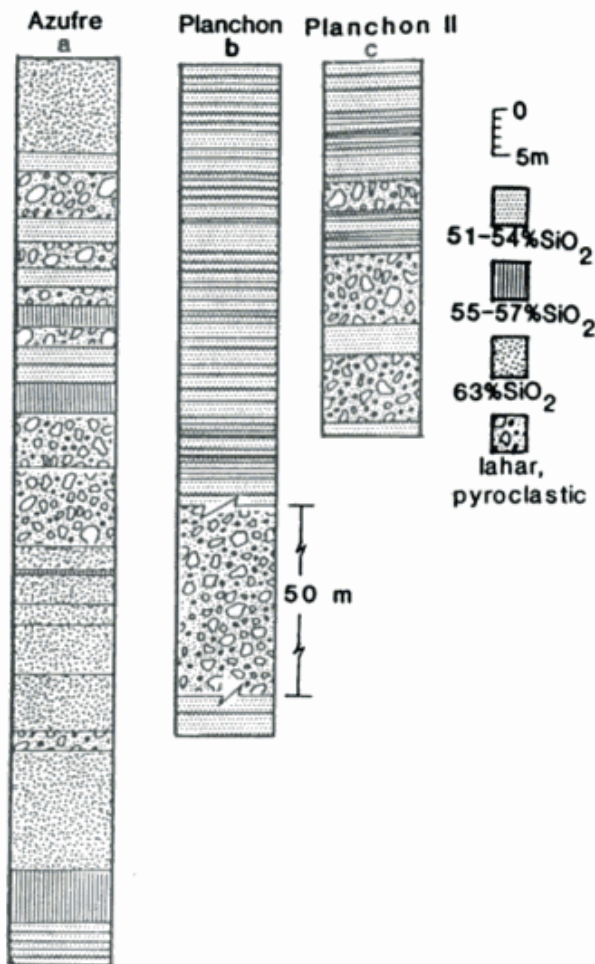


Figure 3: Stratigraphic sections through portions of the volcanoes. a: Representative section through east side of Azufre, about 1 km east of the vent, emphasizing the dacites. b: Representative section through the north part of Planchón, 1 km from the vent. c: Representative section through west side of Planchón II, 25 km from the vent.

Volcán Planchón

After about 75 % of Azufre's activity, the building of the Planchón edifice began 6 km north of Azufre (figure 2). Planchón lavas overlap Azufre lavas in a cirque headwall exposure of their southeastern contact (figure 2), but no

detailed interfingering of the lavas is observed. Planchón comprises 25 km³ of mostly lavas (figure 3b). Near-vent material includes lavas and well-indurated pyroclastics. The proportion of pyroclastic material diminishes rapidly away from the vent. Lahars are scarce in the Planchón edifice, but occur in a 50 m thick, glaciated deposit that underlies the northeastern section. This deposit ranges from a basal 3 m silty, poorly consolidated, unsorted, matrix supported lahar upward into the consolidated, unsorted, silty matrix, main body of the deposit. The main body contains rounded masses (pillows) of olivine basalt up to 2 m diameter. Olivines are skeletal and the matrix is more baked adjacent to pillows. The percentage of matrix decreases upsection from 75 % to 5 %, finally becoming narrow partings between basaltic masses. The deposit records an initial lahar, then eruption of basalt that quenched to form pillows in the silty matrix slurry. As the event continued the proportion of lava increased, probably due to erosion and establishment of the vent.

Flank vents and dikes were either non-existent or have been eroded away. The degree of dissection is sufficient to conclude that Planchón lacks any silicic differentiates as dikes or plugs beneath the outer apron of flows. Basalt dikes comprise less than 1 % of the exposed vent face. The same channels were probably used repeatedly and inflated more during eruptions, with only the last lava in each channel preserved as a dike, because the exposed dikes are not nearly enough to have built the entire edifice and account for all the flows.

Planchón lavas are exclusively basalts and basaltic andesites; evolved compositions are absent (figure 4). Planchón is the northernmost basaltic volcano along the front of the Southern Volcanic Zone. The remarkably homogeneous lavas are virtually indistinguishable in hand sample from the base to the top of the edifice. Because of glacial and landslide valleys maximum lateral continuity of flows cannot be determined, and the lack of any topography-mantling airfall layers makes correlation of flows across valleys difficult. However, most flows appear to be small volume. The flows of Planchón are sheet-like and do not obviously fill

topography, suggesting the edifice building was not interrupted by glaciation and that flows were not channelized. Most flows have oxidized tops and brecciated bottoms, but lack clear sedimentary horizons as partings. Dips of flows reach 35° on the ramparts of the edifice. As a result, Si and Al-poor, volatile-rich, or crystal-poor magmas may not have been viscous enough to deposit on the slope and may be underrepresented on the edifice. Therefore, sampling included both proximal and distal localities, but no systematic relationship to lava composition is observed.

Although most flows appear internally homogeneous, some may have formed by coalescence of spatter from a vent fountain. Once this agglutinate becomes gravitationally unstable, it can begin to flow and mimic a lava. Depending on viscosity, the final product may be a homogeneous lava, possibly with a more oxidized appearance and containing scoria and cinders incorporated from vent debris, or it can have identifiable internal margins from individual spatter. As Planchón lavas were fluid basalt and basaltic andesite, they rarely preserve evidence of agglutination. The more viscous Azufre lavas have few signs of internal heterogeneity, hence they are probably true lavas.

Planchón lavas have 10-45 % crystals in a grey, aphanitic groundmass. Glomerocrysts, xenoliths, and xenocrysts are rare, as is compositional banding. Plagioclase constitutes 70-80 % of the phenocrysts, with olivine and < 3 % clinopyroxene making up the remainder. The plagioclase-rich phenocryst proportions are those expected from 1 atm crystallization (Grove and Baker, 1984) and may have formed during a short period of pre-eruption storage at shallow depth. However, occasional dissolution textures in olivine and plagioclase reflect complexity during pre-eruption storage. Additional petrogenetic complexity is reflected by compositional variations among Planchón lavas, which require about 20 % crystallization of a plagioclase-poor assemblage; that is, segregation of a mineral assemblage different from the phenocryst assemblage in the lavas. Construction of the Planchón edifice was rapid enough to avoid deep erosion during growth, but slow enough to allow complete cooling of individual

lavas and the development of compositional variability among lavas. Lava compositions vary irregularly with stratigraphic height.

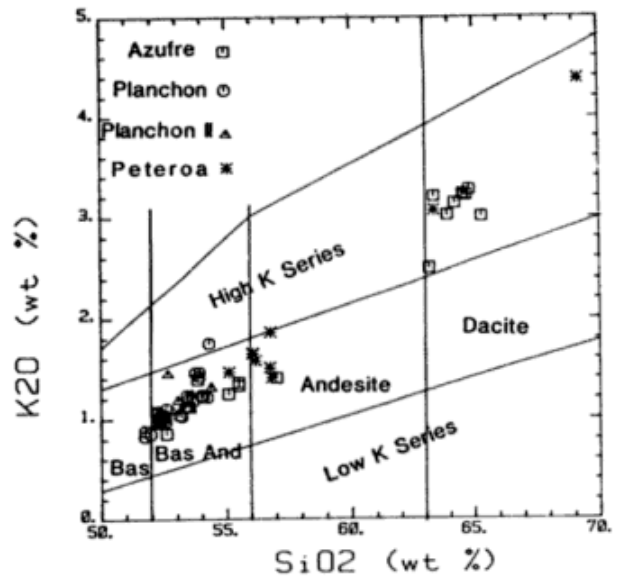


Figure 4: K₂O vs. SiO₂ classification diagram (Peccerillo and Taylor, 1976). Planchón and Planchón II lavas are basalts and basaltic andesites. Azufre lavas have an andesite gap. Peteroa lavas begin to fill in this gap.

Rio Teno Debris Avalanche

About 10,000 years ago (Moreno Roa, pers. comm.) a large sector of Planchón and part of Azufre collapsed. The resulting debris avalanche travelled 75 km down the Rio Claro and then the Rio Teno drainages before debouching into the Central Valley and forming a hummocky deposit (Davidson, 1974; MacPhail, 1973). Angular volcanic clasts are dominantly Planchón type basalt, with less than 1 % of Azufre dacite. The 3,9 km of vertical drop, and 87 km of flow indicates a very high mobility (Ui, 1983; Siebert, 1984) perhaps caused by a large proportion of summit ice included in the flow. The 9 km³ volume (MacPhail, 1973; Hidreth, pers. comm.), makes this one of the largest debris avalanches yet recorded (Ui, 1983; Siebert, 1984). Reconstructing the large horse-shoe-shaped summit amphitheatre indicates that 6 km³ of the edifice was excavated. The remaining 3 km³ was entrained during flow. No lateral blast deposit has been identified, and complete erosion of near source material has probably removed any evidence.

A biotite-rhyodacite pumice eruption may have accompanied the avalanche. The pumice (figura 2) is about 90 % biotite rhyodacite, 10 % mixed pumice and scoria. As the pumice transport direction was wind-controlled to the east and the avalanche flowed west, no pumice is found in the deposit. The pumice has been reworked by wind and streams and summit area ice. It is probably pre-historic, but younger than 10.000 years (Hildreth, pers. comm.). Both the lahar and pumice eruption are unique in their size and composition, so a causal relationship between the two is probable.

Volcán Planchón II

Within the amphitheatre formed by the debris avalanche, a new edifice was built, Volcán Planchón II (figure 1). It has been dissected by summit glaciers and later explosive volcanic activity of Volcán Peteroa, but its outlines are preserved as ramparts of radially dipping lavas. The lava flows are morphologically similar to Planchón's with a high proportion of near-vent pyroclastics (figure 3). The abundance of moderately indurated pyroclastics in the lowermost part of the section made a weak foundation for massive lavas higher in the section, and this structural weakness probably aided the rapid destruction of the Planchón II cone. Planchón II lavas abut against and partially overlap a ridge formed by Planchón lavas to the north, drape the western side of the complex, and were dammed on the east by the crater wall formed by the debris avalanche (figure 2). Planchón II's volume was 5 km³, about a fifth the size of Planchón.

Planchón II lavas contain 20-40 % phenocrysts. Plagioclase constitutes 70-80 % of the assemblage, with olivine and < 5 % clinopyroxene and oxide making up the remainder. The mineralogy is very similar to Planchón. The lavas are also similar to Planchón chemically, being exclusively basalts and basaltic-andesites (figure 4). Planchón II can be considered the continuation of Planchón activity after the catastrophic debris avalanche.

Volcán Peteroa

Volcán Peteroa is the youngest center and consists of scattered vents between Azufre and Planchón, less than 1 km³ of preserved eruptive products, phreatomagmatic eruptions, and solfataric activity. The lavas have not yet built a cone. A series of at least four Peteroa mafic andesite flows have a source near the Azufre crater, but clearly post-date it because the flows drape large glacial valleys cut through the Azufre section to the south and east (Figure 2). Peteroa flows also drape a ridge from Volcán Planchón to the north. These flows are sometimes only preserved along ridgecrests, and have been eroded by recent summit glaciations

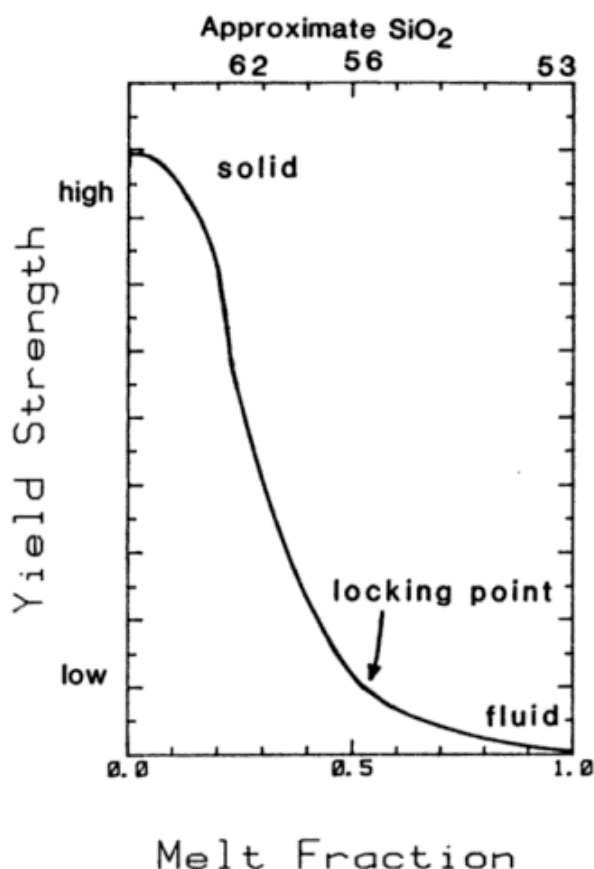


Figure 5: Yield strength of magma versus melt fraction (1 = all melt, 0 = all solid), adapted from van der Molen and Paterson (1979). High melt fraction interval of the sigmoidal curve is from theory and experiments on crystal-liquid suspensions. Low melt fraction interval is from melting experiments on granites.

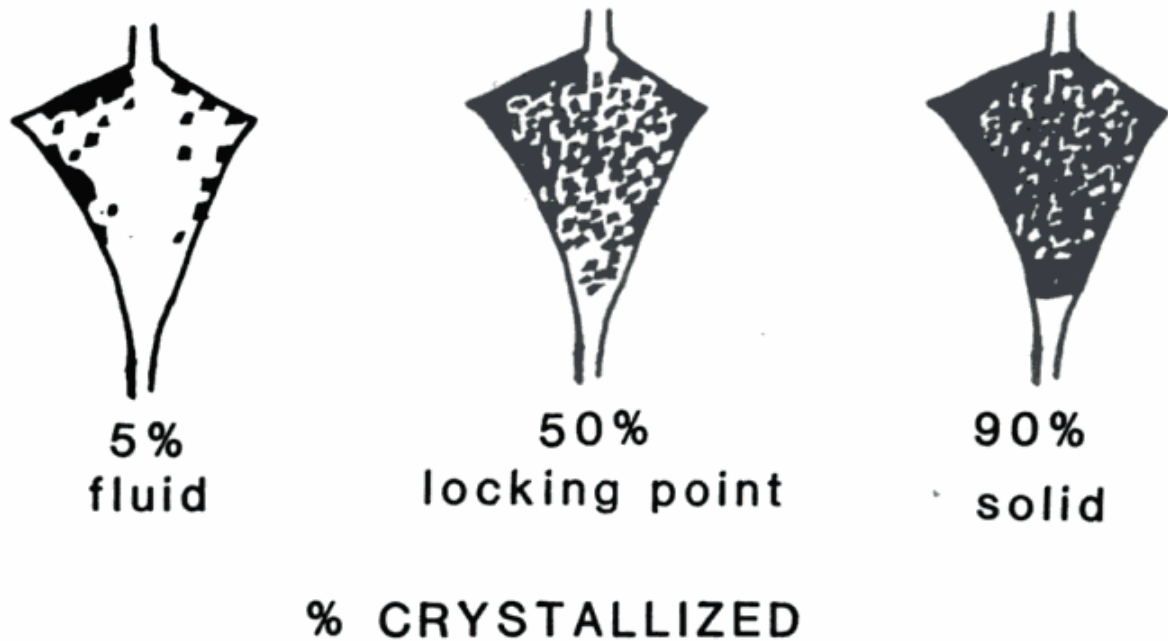


Figure 6: Schematic diagram of crystallizing reservoir, black areas are crystalline, white areas are liquid. Crystals that adhere to the walls fractionate from the liquid and generate compositional diversity, others remain in suspension and do not change the bulk composition of the magma. At 5% crystals, the magma is fluid enough to erupt as a crystal-liquid suspension. At 50% crystals, the magma is too viscous to erupt. At 90% crystals, the magma has acquired a yield strength and can support a pressure gradient. Residual liquid will flow out of the crystalline matrix towards the low pressure end of the gradient, where it is available for eruption as an aphyric lava.

that leave moraines above 2500 m. Within the summit amphitheatre, two phreatomagmatic explosion pits (100 m diam., 70 m depth) and a possible third explosion pit suggested by a 100 m diameter spiral crevasse in the summit ice, attest to the explosive character of recent Peteroa events. Shattered glass from a dacite plug is the only possible igneous product associated with these pits. A 1937 eruption (Moreno Roa, 1974) produced a small pyroclastic cone and lava flow, completely enclosed within the summit amphitheater.

The pre-1937 mafic andesite lavas have 20-40% phenocrysts, about 70% of which are plagioclase, 20% olivine, and 10% clinopyroxene and oxide. The 1937 flow is unique among the volcanic products of this center because of its petrographic complexity. Plagioclase is variably zoned and contains dusty zones and frequent melt inclusions, attesting to a vigorous system wherein conditions of crystallization were rapidly changing. Chemically, Peteroa lavas lie along a low pressure liquid line of descent from evolved basaltic andesites. They begin to fill the

“andesite gap” of the earlier Azufre bimodal volcanism (figure 4). These flows may be signalling a new style of activity, different from that of Azufre and Planchón. Mixing and subsequent eruption of andesites may replace the bimodal basalt-dacite assemblage.

Hydrothermal Activity

At least three warm spring fields (up to 40°C at Baños Azufre) surround the center. One of the explosion pits in the summit amphitheater contains a steaming lake with an acidic, sulfurous odor (figure 2). This lake was present in the summers of 1986 and 1987, and is visible in 1955 airphotos. In 1987, near the source of the 1937 Peteroa lava flow, a new fumarole field appeared (Moreno Roa and Tormey, 1987). Covering a 150 m² area, it has 40-50 active vents, each about 20 cm diameter. The vents eject jets of white vapor several meters high, and with no wind the rising plume reaches 300 m. The vapors have a strongly acidic, sulfurous odor. The 1937 lava flow is now partially covered by hy-

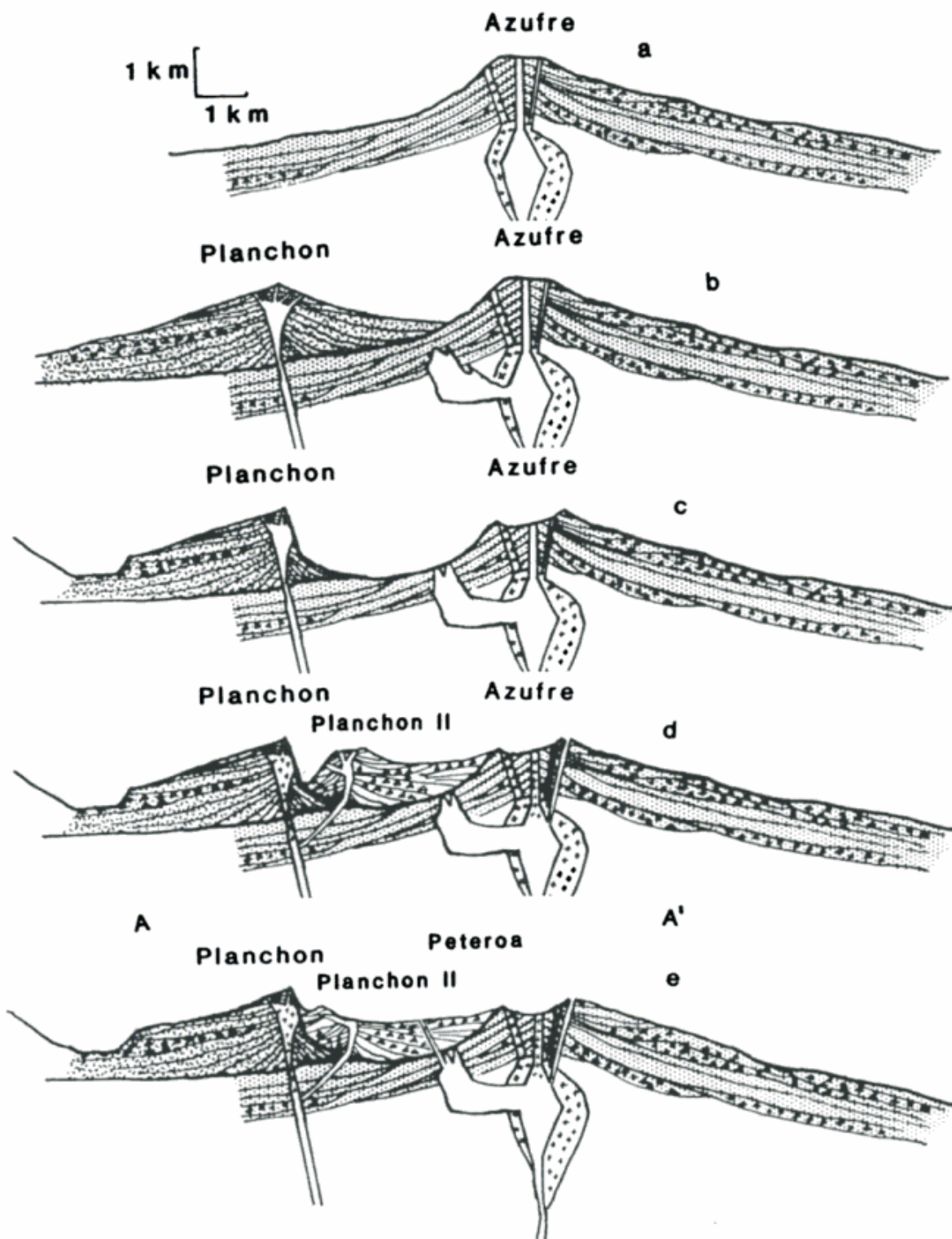


Figure 7: A series of cross sections through time along the line A-A' in figure 2. No vertical exaggeration. See text for discussion.

drothermal salt deposits from these fumaroles; hence, this is the first time since at least 1937 that a fumarole field of this size has been active in the summit area. The new fumarolic activity indicate magmatic activity, either magma rising

closer to the summit area, or increased fracturing of surrounding rocks to provide access of water to hot rocks. As the steaming lake is unchanged between 1986 and 1987, the latter explanation is more likely.

Implications for compositional gaps

Compositional gaps occur in variety of tectonic environments and thermochemical regimes. In different regimes, different factors control what compositions are erupted. Several Southern Volcanic Zone volcanoes have an andesite gap, including Puyehue, Villarrica, and Osorno. The details of the gap at Volcán Azufre -small volume flows of basaltic andesite with two intervals of small volume, aphyric dacite flows, low pressure fractional crystallization to generate the dacites, and no evidence of mixing or liquid inhomogeneity in the dacites- suggest a rheological control on erupted compositions.

With increasing crystallinity, a magma's yield strength increases gradually until it reaches a critical crystal content (about 50 %) at which the crystals form an interconnected network (Marsh, 1981) (figure 1). Above this critical amount, yield strength increases rapidly with crystallinity until another critical crystallinity (about 85 %) is reached. Above this second critical crystallinity the magma behaves as a solid and the yield strength again only increases gradually with increasing crystallinity (van der Molen and Peterson, 1979).

As crystallinity increases, a magma becomes gradually more viscous and less probable to erupt (Marsh, 1981). From 0 to approximately 50 % crystallization, variable amounts of crystal-melt separation lead to magmas with a range of compositions from basalt to basaltic andesite (figure 4 and 6). At crystallinities between approximately 50 % and 85 %, the magma is viscous enough to prohibit eruption of the bulk magma, and the crystal-liquid mush cannot fracture and allow liquid to separate. The magma cannot erupt, so the liquid line of descent is unsamplable; the compositional gap has begun. Magma cannot erupt until the second critical crystallinity is reached, and the crystal-rich magma behaves as a solid. In particular, the magma's yield strength is high enough to support a pressure gradient, caused by an open fracture or a slip plane. Residual liquid will flow out of the crystalline matrix towards the low pressure end of the gradient (the fracture) and erupt as an aphyric dacite or rhyolite. The compositional gap has now closed,

and the evolving magma can again be sampled by eruption (see figure 6 for a summary).

The ability of the residual silicic liquid to separate and erupt depends on the permeability of the matrix and on the velocity of the separating liquid. Data reviewed in Maaloe and Scheie (1982) indicate the matrix will be permeable to at least 95 % crystalline. The problem of liquid separation velocity differs from compaction-driven melt extraction in the mantle, in that this crustal melt extraction process is driven by flow towards a fracture in response to a locally high pressure gradient. An order of magnitude estimate of the fluid flow velocity can be obtained through consideration of one dimensional, low Reynolds number flow in a porous medium using D'Arcy's Law (Wickham, 1987):

$$v = \frac{K VP}{u o}$$

In this equation, v = fluid velocity, K = permeability $a^2 o^3 / 1000 (1-o)^2$ (McKenzie, 1987) a = mean radius of matrix crystals = 5 mm, VP = pressure gradient = 50 MPa/m, u = viscosity = 10^4 Pa s, and o = porosity 15.

These values are poorly known, but for the above values we obtain a velocity in one dimension of 125 m/year. The scale of this extraction mechanism is therefore limited to small volume flows and domes, as at Azufre and most other SVZ volcanoes. That such a separation process occurs is shown by "tension gashes" and aplite dikes in plutons (Hibbard and Watters, 1985), segregation veins in basalt flows (Anderson *et al.*, 1984), and segregation of evolved liquid into drill holes through Hawaiian lava lakes (Wright and Fiske, 1971).

This scenario for the bimodal suite of Azufre requires that the magma supply rate be low enough to allow high degrees of crystallization without disruption by new inputs of liquid. With a warmer crust or higher magma supply rate, new inputs of liquid will interact with earlier batches and produce mixed magmas of intermediate (andesite) compositions and variable crystal contents. Volcán Peteroa to be entering this evolutionary stage.

SUMMARY

Figure 7 is a series of cross sections at different times along line A-A' (figure 2) that illustrate the growth of Azufre, Planchón, and Peteroa.

Figure 7a shows the bimodal Volcán Azufre. A low magma supply rate allows individual batches to develop without being disrupted by and mixing with later batches. Eruption of andesite is inhibited by 50-85 % crystallinities, leading to an andesite gap. The eruption of dacite occurs when a batch is crystalline enough to support a fracture.

In figure 7b, Volcán Planchón has been built of basalt and basaltic andesite. The sheet-like flows suggest relatively rapid construction.

Figure 7c shows the horseshoe-shaped amphitheatre left by the Rio Teno Debris Avalanche.

In figure 7d, the cone of Volcán Planchón II was built after the debris avalanche by eruption of Planchón-type basalt.

Finally, figure 7e is the present day cross section through A-A' of figure 2. The edifice of Planchón II has been partially destroyed. Volcán Peteroa's magma reservoir is wide to accommodate scattered vents. The mafic andesites and 1937 flow are a new phase of activity.

ACKNOWLEDGEMENTS

Thanks to Tim Grove, Wes Hildreth, and Hugo Moreno for substantive discussions and to Mike Rhodes at UMMASS Amherst for use of his XRF facilities. Polo Lopez Lastra, Tanya Furman, and Larry McKenna provided help and support at various times during the '86 field season, and Polorepeated in the unpredictable season of '87. Supported by NSF grant EAR 8520644. Contribution to IGCP project 249, Andean Magmatism and Its Tectonic Setting.

REFERENCES

- ANDERSON, A., G. SWIHART, G. ARTIOLI and C. GEIGER, 1984. Segregation vesicles, gas filter pressing and igneous differentiation. *J. Geol.* vol. 92: 55-72.

- DAVIDSON, J., 1974. *A quaternary volcanic mudflow (lahar) down the Claro and Teno valleys from Planchón Volcano.* Internat. Symp. Volcanol., Santiago, Abstracts of papers, 14-15.
- _____ and J. C. VICENTE, 1973. *Características paleogeográficas y estructurales del área frontera de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina).* Vº Congr. Geol. Arg., Córdoba.
- GROVE, T. and M. B. BAKER, 1984. *Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends.* *J. Geophys. Res.* 89: 3253-3274.
- HALLER, M., F. NULLO, C. PROSERPIO, P. PARICA, M. CAGNONI and J. WALKER, 1985. *Major element geochemistry of early tertiary Andean volcanics (34°-36°S).* *Comunicaciones*, 35: 97-100.
- HIBBARD, M. and R. WATERS, 1985. *Fracturing and diking in incompletely crystallized plutons.* *Lithos*, 18: 1-12.
- _____, A. GRUNDER and R. 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. Am. Bull.*, 95: 45-54.
- _____ and S. MOORBATH, 1988. *Continental Influence on Arc Magmatism in Central Chile.* *Contr. Min. Petrol.*, in press.
- KINGERY, W., H. BOWEN and D. UHLMANN, 1976. *Introduction to Ceramics.* John Wiley and Sons, 1032: 35.
- LLAMBIAS, E. and C. RAPELA, 1987. *Las vulcanitas de Collipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia.* Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 249-251.
- MAALOE, S. and A. SHEIE, 1982. *The permeability controlled accumulation of primary magma.* *Contr. Min. Petrol.*, 81: 350-257.
- MACPHAIL, D., 1973. *The geomorphology of the Rio Teno Lahar, Central Chile.* *Geograph. Rev.*, 63: 517-532.
- MARSH, B., 1981. *On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma.* *Contr. Min. Petrol.*, 78: 85-98.
- MCKENZIE, D., 1984. *The generation and compaction of partially molten rock.* *J. Petrol.*, 25: 713-765.
- MORENO ROA, H., 1974. *Airplane flight over active volcanos of central-south Chile.* IAVCEI guide book excursion D-3, Internat. Symp. Volcanol., Santiago de Chile.
- _____ and D. TORMEY, 1987. *New fumarolic activity at Peteroa Volcano.* *EOS*, 68: 500.
- PECCERILLO, A. and S. TAYLOR, 1976. *Geochemistry of Eocene calc alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey.* *Contr. Min. Petrol.*, 58: 63-81.
- SIEBERT, L., 1984. *Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions.* *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 22: 163-197.
- UI, T., 1983. *Volcanic dry avalanche deposits - identification and comparison with nonvolcanic stream deposits.* *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 18: 135-150.
- VAN DER MOLEN, I. and M. PATERSON, 1979. *Experimental deformation of partially melted granite.* *Contr. Min. Petrol.*, 70: 299-318.

D. R. Tormey, et al.

- WICKHAM, S.**, 1988. *The segregation and emplacement of granitic magmas.* J. Geol. Soc. London, vol. 144: 281-297.
- WRIGHT, T. and R. FISKE**, 1971. *Origin of the differentiated and hybrid lavas of Kilauea volcano, Hawaii.* J. Petrol., 12: 1-65.

DANIEL R. TORMEY
FREDERICK A. FREY

Massachusetts Institute of Technology
Department of Earth, Atmospheric,
and Planetary Sciences
Cambridge, MA 02139 USA

LEOPOLDO LOPEZ ESCOBAR

Universidad de Chile
Departamento de Geología
Santiago de Chile

METAMORFISMO DE CARGA DE LA FORMACION ABANICO: AREAS DE LOS RIOS ACONCAGUA Y MAPOCHO, ANDES DE CHILE CENTRAL

M. Vergara, H. Padilla, B. Levi y J. C. Castelli

RESUMEN

La Formación Abanico es la unidad volcánoclastica continental de mayor desarrollo (extensión areal y potencia) en los Andes de Chile Central. La edad de esta formación es actualmente motivo de controversia. Los datos geocronológicos K-Ar en muestras de lavas y rocas piroclásticas de la franja occidental (borde oriental del Valle Central), han dado principalmente edades oligocenas y miocenas, lo que podría señalar, respectivamente, la edad de la formación y la edad de la alteración regional. La mineralogía de alteración regional que presenta esta unidad está representada por asociaciones de facies de ceolita a prehnita-pumpellyita que permiten reconocer los gradientes geotérmicos de las cuencas en las que se depositó.

Se estudió el metamorfismo de carga de la Formación Abanico en la Cordillera-Principal, en el Valle del río Aconcagua y en el del río Mapocho. En el curso superior del río Aconcagua (32°45' lat. S.), con una potencia mínima de 4.600 m se observó la siguiente asociación mineralógica de alteración: albita, mica blanca, cuarzo, estilbita, laumontita, calcita, clorita, pumpellyita, epidoto y prehnita (Padilla). En este mismo río, pero en el área más occidental, cercana al Valle Central y relacionada a las zonas de fallas de Pocuro y Chacabuco y a intrusivos subvolcánicos miocénicos, se ha descrito la presencia de laumontita, estilbita, heulandita, chabacita, escolecita, clorita, calcita y en menor proporción, epidoto, esfeno, prehnita, mica blanca y cuarzo. La amplia gama de ceolitas en esta última área ha sido interpretada como resultado de la superposición al metamorfismo de carga, de una alteración por fluidos hidrotermales del tipo campo geotérmico de temperatura máxima de 180°C, relacionado a la zona de falla.

En el perfil del Cerro Provincia, ubicado en la Cordillera Principal frente a Santiago, río Mapocho, se recolectó una serie de muestras con escasa alteración megascópica y microscópica. Sin embargo, los resultados preliminares de su examen bajo difracción de rayos X han permitido determinar cuarzo, clorita, laumontita, prehnita, heulandita, calcita, clorita, expandible, pumpellyita y epidoto (?). En otra localidad de la Cordillera de Santiago, por otra parte, se determinó la presencia de wairakita relacionada a un sistema Mioceno de caldera-graben.

Las asociaciones de alteración de la región del río Aconcagua como del río Mapocho son, en rasgos generales, similares. La presencia de máximos locales, ya sea con mayor abundancia de minerales de alteración (zona de falla Chacabuco-Pocuro) o con una asociación de mayor temperatura (área de caldera-graben) corroboran, por otra parte la idea que la asociación mineralógica de alteración de metamorfismo de carga no es del tipo "blanket" (Levi *et al.*, 1988).

ABSTRACT

The Abanico Formation is the most extended and thick continental volcanoclastic unit of the Chilean Central Andes. The age of the formation is controversial. K-Ar ages of lavas and pyroclastic rocks from the western belt (western foothills of the main range) range from Oligocene to Miocene. They may be interpreted as the age of the formation and that of the regional alteration, respectively. The geothermal gradients of the basins may be recognized through their zeolite to prehnite-pumpellyite facies alteration mineralogy (Levi, 1970).

The alteration mineralogy of the Abanico Formation in the Main Cordillera in two areas 80 km away from each other (Valley of the río Aconcagua and of the río Mapocho) is here described. In the upper Aconcagua valley (32°45'S. lat.) the Abanico Formation is at least 4600 m thick and its mafic lavas contain albite, white mica, quartz, stilbite, laumontite, calcite, chlorite, pumpellyite, epidote and prehnite. In the same river, but towards the Central Valley and related to the Pocuro and the Chacabuco Fault Zones and to Miocene subvolcanic intrusives, the following assemblage was found with laumontite, stilbite, heulandite, chabazite, scolecite, chlorite, calcite and minor epidote, sphene, prehnite, white mica and quartz. The wide range in zeolites found here has been interpreted as resulting from the

superposition of hydrothermal alteration (ca. 180°) related to the fault zones and a geothermal field, over a burial metamorphic pattern.

In the río Mapocho and northern slopes of Cerro Provincia, Front Range east of Santiago, rocks were sampled that even under the microscope show only a slight alteration. X-rays determinations have shown, however: quartz, chlorite, laumontite, prehnite, heulandite, calcite, swelling chlorite, pumpellyite (and epidote?). In a Miocene graben-caldera of the Main Range east of Santiago, on the other hand, wairakite has been reported related to a Miocene graben-caldera setting.

The Aconcagua and Mapocho regions assemblages are similar. The local higher temperature assemblages, recorded either through mineral abundance (Chacabuco-Pocuro Fault Zone) or higher temperature assemblages (graben caldera area) support the interpretation of that burial metamorphism was not of a "blanket" type.

INTRODUCCION

La Cordillera de los Andes de Chile Central se caracteriza por enormes volúmenes de rocas volcánicas post-neocomianas depositadas en cuencas intermontanas continentales (Vergara y Drake, 1979) con una persistente mineralogía de alteración. Levi y Corvalán (1964) atribuyeron esta alteración regional no relacionada a cuerpos plutónicos, a metamorfismo de carga debida a la profundidad de enterramiento de las formaciones. Estudios más detallados de Levi (1969, 1970) confirmaron esta aseveración demostrando que las rocas presentan una asociación mineralógica secundaria que varía entre las facies de ceolita a esquistos verdes. También se demostró que el metamorfismo de carga es gradacional en las secuencias, pero que presenta quiebres mayores relacionados con quiebres estratigráfico-estructurales o discordancias regionales. Por lo tanto el metamorfismo de carga puede ser útil para definir y correlacionar secuencias volcánicas continentales de litología similar, sin fósiles y con relaciones estructurales poco claras.

El estudio de las asociaciones mineralógicas secundarias de rocas correspondientes a distintos niveles estratigráficos, permite inferir los gradientes de temperatura y presión que habrían actuado en las cuencas intermontanas durante su alteración. En general, una formación, del mismo nivel estratigráfico-estructural presenta las mismas asociaciones mineralógicas de alteración. Sin embargo, factores locales como las fallas, producen alteraciones superpuestas causando quiebres en el estilo de alteración regional. En este trabajo se analiza y discute la mineralogía de alteración (producto del metamorfismo de carga) de la formación

Abanico a través de dos perfiles (río Aconcagua y río Mapocho, figura 1) realizados a aproximadamente 90 km entre sí, para estimar las condiciones de alteración a lo largo de la distribución norte-sur de esta franja de afloramientos. También se analizarán y discutirán cambios locales en el estilo de alteración, producidos por las fallas.

Formación Abanico

La Formación Abanico fue definida informalmente por Muñoz Cristi en 1950 para los estratos volcánicos continentales que afloran en el Cordón del Cerro Abanico, frente a Santiago (Hoffstetter, 1957). Aguirre (1960) la definió formalmente en el área del río Aconcagua como una secuencia de "volcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas de colores predominantemente gris pardo y púrpura rojo grisáceo con edad inferida Cenomaniano o Coniaciano medio".

A la latitud de Santiago, la Formación Abanico aflora a lo largo de dos franjas longitudinales separadas por la Formación Farellones y cuerpos intrusivos (figura 1): a) una franja occidental adyacente a la depresión central, compuesta por flujos de lavas andesíticas, dacíticas, flujos piroclásticos y sedimentos volcanoclásticos. Su base es desconocida y su techo está definido por la discordancia que la separa de la Formación Farellones (Mioceno); b) una franja oriental, con mayor plegamiento, constituida casi exclusivamente por epiclastitas finas a muy gruesas, a veces con marcada gradación vertical. Su base se apoya, con discordancia angular sobre estratos de formaciones sedimentarias marinas y continentales del Cretácico inferior y/o Jurásico superior y su techo lo forma la dis-

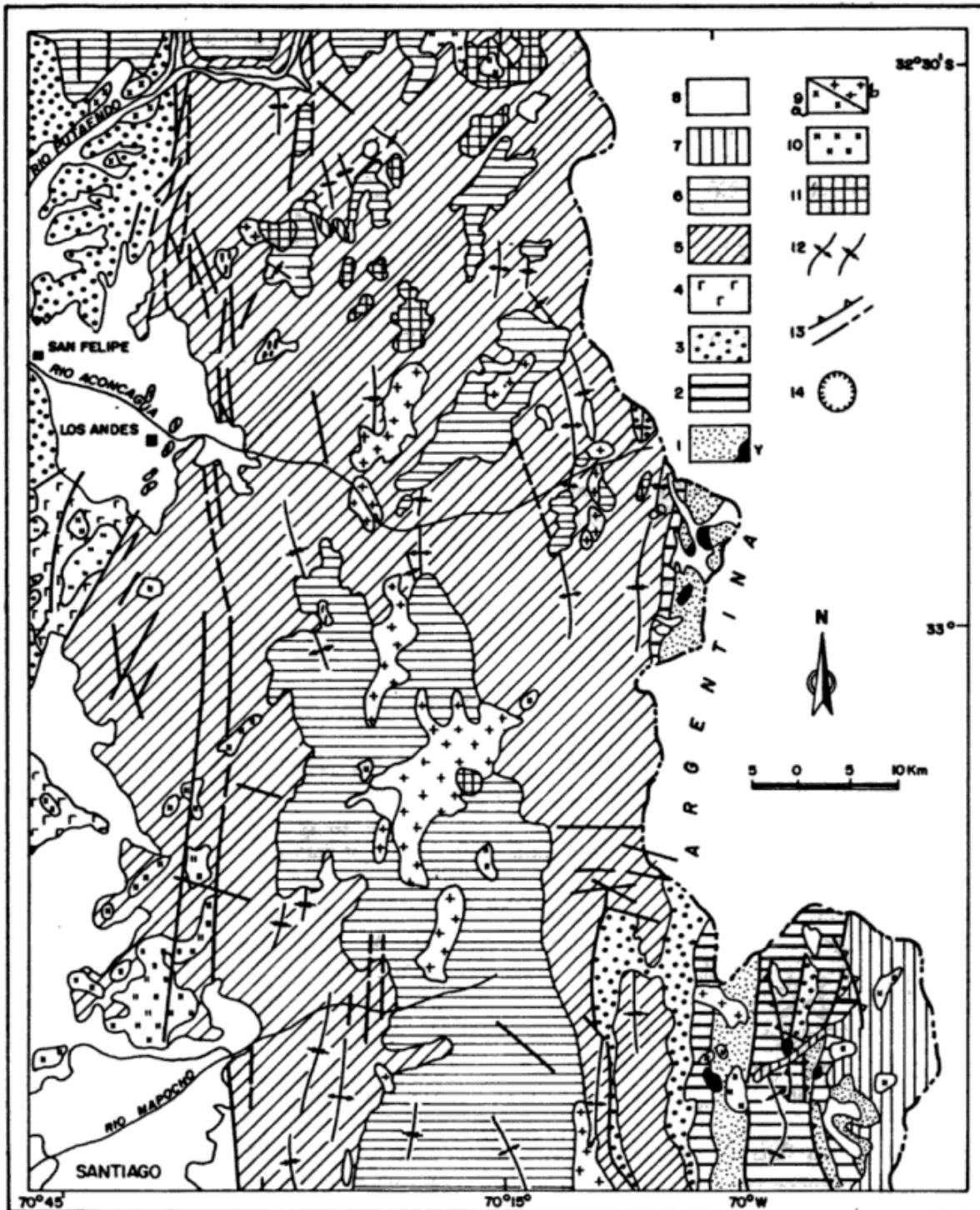


Figura 1: Metamorfismo de carga de la Formación Abanico: áreas de los ríos Aconcagua y Mapocho; Andes de Chile

cordancia angular que la separa de la Formación Farellones.

La Formación Abanico tiene una pervasiva mineralogía de alteración producto de metamorfismo de carga, principalmente con facies de prehnita pumpellyita, diferenciándose de la

formación suprayacente (Formación Farellones) la cual presenta una alteración incipiente de facies de ceolita.

La Formación Abanico no presenta fósiles que permitan su ubicación cronológica y su edad es actualmente tema de fuerte controver-

sia ya que no existen datos geocronológicos confiables debido al metamorfismo de carga que la afecta. Los valores K-Ar obtenidos en la franja occidental, han dado principalmente edades oligocenas y miocenas, las que parecen representar, respectivamente, las edades de depositación y de alteración (Vergara y Muni- zaga, 1988). En la franja oriental se obtuvieron edades de 61,6 y 62,3 Ma (Vergara y Drake, 1979) las que fueron interpretadas como la edad de su alteración. Según Rivano *et al.* (1986) la Formación Abanico se identifica por su litología y continuidad estructural con la Formación Cristo Redentor o Colimapu (que de acuerdo a la literatura geológica subyace a la Formación Abanico) y sería la facies volcánica del Cretácico inferior de la Cordillera de los Andes de Chile Central. El tema de la edad absoluta y relativa de la Formación Abanico tanto en su franja este como oeste permanece aún sin resolver.

Sector Río Aconcagua

La Formación Abanico aflora a lo largo de casi todo el curso del río Aconcagua, solo interrumpida por cuerpos intrusivos y fallas gravitacionales que han provocado ascensos y descensos de bloques (figura 2). Se ha estimado una potencia mínima de 4600 m (Padilla, 1981). Los tipos litológicos predominantes son andesitas y dacitas en la franja occidental, y tobas, brechas y areniscas volcánicas en la franja oriental. Casi todas las muestras presentan amígdalas y/o guías y vetillas de epidoto, prehnita, cuarzo, clorita, calcita, esfeno, mica blanca, pumpellyita y en menor proporción ceolitas. Los minerales primarios y la masa fundamental han sido parcialmente reemplazados; las plagioclasas presentan albitización parcial y reemplazo por mica blanca; los minerales máficos han sido reemplazados por clorita, anfíbol verde y esfeno. La masa fundamental y/o matriz ha sido totalmente reemplazada por los mismos minerales secundarios.

Los estudios de Padilla (1981 figura 27 y pág. 254) y han mostrado la distribución de las facies metamórficas tanto en la Formación Abanico como en la Formación Farellones (supraya-

cente), del área del río Aconcagua. De arriba hacia abajo se tiene la siguiente distribución:

Formación

Farellones: Facies de ceolita
Facies de prehnita-pumpellyita
con laumontita

Formación

Abanico: Facies de ceolita
Facies de prehnita-pumpellyita con
laumontita
Facies de prehnita-pumpellyita
Facies de prehnita-pumpellyita a esquistos
verdes (?)

En el área de la zona de fallas de Pocuro y la Cuesta de Chacabuco (parte occidental del río Aconcagua) se produce un quiebre abrupto en la distribución de la mineralogía de alteración de la Formación Abanico. Aquí aumenta considerablemente el porcentaje de minerales secundarios (un máximo de 32 % del total de la muestra) con la siguiente composición: laumontita, estilbita, heulandita, chabacita, escolecita, albita, clorita, calcita, sericita, minerales de arcilla y cuarzo.

Los trabajos de Padilla y Vergara (1985) mostraron que esta zona de falla que produjo un levantamiento de la Cordillera Principal, fue afectada por una intensa alteración hidrotermal similar a la de los campos geotérmicos y de una temperatura máxima de 180°C. El intenso fracturamiento del área habría facilitado la circulación hidrotermal convectiva hacia la superficie, produciendo en las rocas una pervasiva alteración ceolítica.

Sector Río Mapocho

En el área del río Mapocho, en su salida hacia el valle de Santiago, se exponen los estratos de la franja oeste de la Formación Abanico. Allí aflora una secuencia de flujos de andesitas y dacitas y rocas volcánicas con un espesor superior a los 2000 m. Su techo es la Formación Farellones y la base no aparece expuesta (figura 1). Los estratos se presentan plegados conformando un sinclinal con plano axial rumbo norte-sur (figura 2).

Las andesitas y dacitas presentan al microscopio escasa alteración. Son porfíricas, con cris-

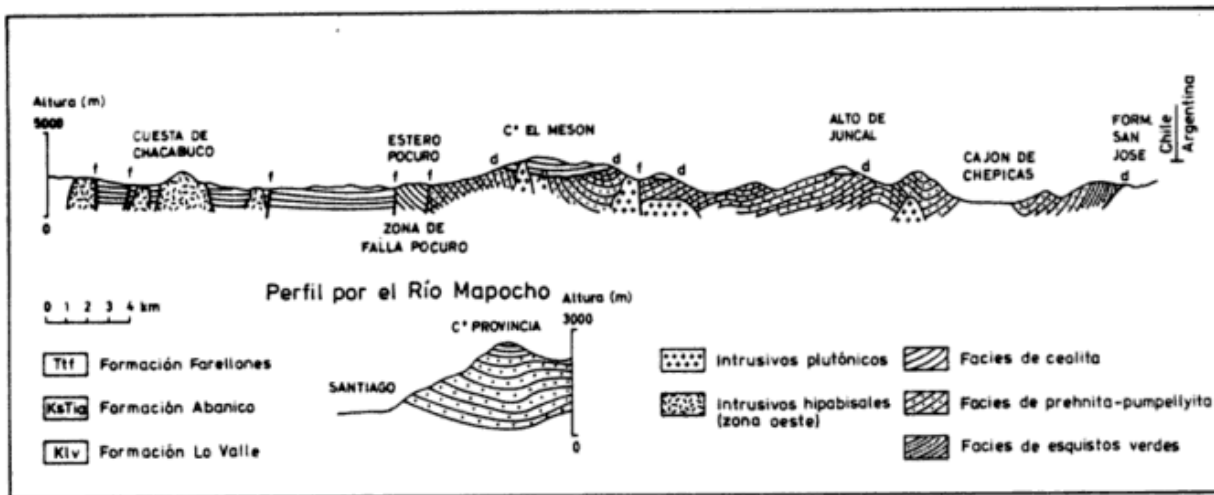


Figura 2: Perfiles de los ríos Aconcagua y Mapocho.

tales de piroxeno y con plagioclasas reemplazadas parcialmente por albita, ceolitas y minerales de arcilla; la masa fundamental tiene cantidades variables de vidrio recristalizado a un agregado micro y criptocristalino de color pardo oscuro a negro opaco. Se presentan amígdalas de epidoto y ceolitas.

Se realizó un perfil por la ladera norte del cerro Provincia (altura de 2751 m s.n.m.) recolectándose desde la base hacia arriba muestras que fueron analizadas por difracción de rayos X registrándose una serie de minerales no visibles al microscopio. Se determinaron: cuarzo, clorita, clorita expandible, laumontita, prehnita, calcita, pumpellyita (y epidoto?) y abundante heulandita en el techo de la sección. La presencia de heulandita evidencia menor temperatura y presión de fluido y estaría de acuerdo con su posición estratigráfica-estructural, ubicada en la parte superior del perfil.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El estudio de la mineralogía de alteración de la Formación Abanico en dos sectores de Chile Central, valle del río Aconcagua y valle del río Mapocho, separadas aproximadamente 90 km en dirección norte-sur, permite concluir que ambas asociaciones son similares, o sea facies de prehnita-pumpellyita con o sin laumontita, excepto por la presencia de heulandita en el valle del río Mapocho.

La presencia de heulandita en los estratos del techo del perfil del Cerro Provincia, con el predominio de laumontita en la base, podría ser evidencia de un cambio gradual en la temperatura y presión. La transformación de heulandita a laumontita desde el techo a la base de una secuencia ha sido encontrado en Nueva Zelanda por Boles y Coombs (1975, 1977). Sin embargo faltan mayores estudios en el área aquí considerada, para demostrar este posible cambio gradual de mineralogía.

Quiebres locales al modelo de alteración regional de la Formación Abanico fueron observados en el flanco oeste del perfil del río Aconcagua (figura 2) en el área de las fallas Pucuro y Chacabuco con predominio de diversas y abundantes variedades de ceolitas. Esta localidad que corresponde a una zona fracturada, fue afectada por una intensa alteración hidrotermal similar a la de los campos geotérmicos con temperaturas hasta de 180°C, superponiéndose y obliterando la mineralogía de alteración relacionada con el metamorfismo de carga.

En una localidad ubicada aproximadamente 12 km al este del Cerro Provincia, y siempre en rocas de la Formación Abanico, Thiele *et al.* (1988) encontraron wairakita (mineral de baja presión), lo que señala un quiebre en el esquema regional de alteración de la facies de prehnita-pumpellyita relacionada con la profundidad de enterramiento. La presencia de wairakita está relacionada con una caldera-gra-

ben asociada con la despositación de la Formación Farellones.

Estos dos últimos ejemplos muestran que el metamorfismo de carga que afectó a la Formación Abanico, no fue totalmente del tipo "blanket", consistente con la conclusión de Levi *et al.* (1988) en relación al metamorfismo regional de bajo grado de las secuencias mesozoicas y cenozoicas de los Andes Centrales. Sin embargo, sin considerar los quiebres locales anteriormente mencionados, se puede concluir que la mineralogía de alteración de la Formación Abanico es relativamente uniforme a lo largo de su extensión. Estos antecedentes permiten inferir condiciones de gradientes de presión-temperatura relativamente similares para la alteración de las cuencas depositacionales y volcánicas de la Formación Abanico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto PIGG 249 y fue financiado por FONDECYT (Fondo Nacional de Ciencias y Tecnología), grant 1316-86 (M.V.), por el DIB (Departamento de Investigación y Bibliotecas de la Universidad de Chile), grant E-1702 (M.V.) y por SAREC (Agencia Sueca de Cooperación para la Investigación de los Países en Desarrollo), grant 86/199 (B.L.). Se agradece al colega doctor Estanislao Godoy las críticas y sugerencias.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AGUIRRE, L., 1960. *Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua*. Inst. Inv. Geol., 9: 1-70, Santiago de Chile.
- BOLES, J. R. y D. S. COOMBS, 1975. *Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand*. Geol. Soc. Amer. Bull., 86: 163-173.
- _____ y _____, 1977. *Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand*. Am. J. Sci., 277: 982-1012.
- HOFFSTETTER, R., H. FUENZALIDA y G. CECIONI, 1957. *Lexique Stratigraphique International, Amérique Latine, Chile*. Centr. Nat. Rech. Scientif., 5 (7): 1-444, Paris.
- LEVI, B. y J. CORVALAN, 1964. *Metamorfismo regional en las rocas volcánicas del Geosinclinal Andino*. Rev. Min., 86: 6-15, Santiago de Chile.
- _____, 1960. *Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile*. Contrib. Min. Petrol., 24: 30-49.
- _____, 1970. *Burial metamorphic episodes in the Andean Geosyncline, central Chile*. Geologische Rundschau, 59: 994-1013.
- _____, L. AGUIRRE, J. O. NYSTRÖM, H. PADILLA y M. VERGARA, 1988. *Lowgrade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes*. Metamorphic Geol., (en prensa).
- PADILLA, H., 1981. *Contribución a la geología y petrografía de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 33°45' y 33°00'S*. Memoria de título. Univ. de Chile, Dep. Geología: 1-329, Santiago de Chile.
- _____ y M. VERGARA, 1985. *Control estructural y alteración tipo campo geotérmico en los intrusivos subvolcánicos miocénicos del área Cuesta de Chacabuco-Baños del Corazón, Chile Central*. Rev. Geol. de Chile, Serv. Nac. Geol. y Min., 24: 3-17.
- RIVANO, S., P. SEPULVEDA, R. BORIC, M. HERVE y A. PUIG, 1986. *Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior para la Formación Las Chilcas*. Rev. Geol. de Chile, Serv. Nac. Geol. y Min., 27: 27-32.
- SERNAGEOMIN, 1982. *Mapa geológico de Chile 1:1.000.000*, Santiago de Chile.
- THIELE, R., J. O. NYSTRÖM y B. LEVI, 1988. *Early Miocene volcanism in a caldera-graben setting: the Farellones Formation of Central Chile*. (En prep.).
- VERGARA, M. y R. DRAKE, 1979. *Edades K-Ar en secuencias volcánicas continentales post-neocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIV (1): 42-52, Buenos Aires.
- _____ y F. MUNIZAGA, 1988. *Edades K/Ar de la Formación Abanico en su franja oeste, Santiago, Chile*. (En prep.).

M. VERGARA

Universidad de Chile
Departamento de Geología y Geofísica
C.C. 13518, Correo 21, Santiago de Chile

H. PADILLA

Empresa Nacional del Petróleo
Ahumada 341
Santiago de Chile

J. C. CASTELLI

Univ. of Stockholm
Dept. of Geology
S-10691 Stockholm, Suecia

LA AVALANCHA DE DETRITOS DEL VOLCAN MARMOLEJO, ANDES DE CHILE CENTRAL

Renato Villaroel y Mario Vergara

RESUMEN

El volcán Marmolejo presenta una caldera de avalancha de 4 por 5 km de diámetro, de forma de herradura abierta al poniente. El volumen de material removido del edificio volcánico se aproxima a los 15 km³. Se plantea que el origen de esta caldera o anfiteatro, está asociado a un flujo de detritos volcánicos aunque no se descarta la posibilidad de ocurrencia de varios eventos volcánicos durante la formación de esta caldera. La mayor parte de los depósitos originados ha sido afectada por la erosión glacial y fluvial.

Un desplome gravitacional reciente, de parte de un cono adventicio, produjo un flujo de bloques de andesitas y dacitas que se superpuso a los restos de la primitiva avalancha y al relleno del valle principal.

ABSTRACT

A 4 to 5 km wide, horseshoe-shaped avalanche caldera is recognized in the Marmolejo Volcanic Center. Its western opening is related to a volcanic-triggered debris flow of the Bezymianny type, which is assumed to account for most of the 15 km³ of displaced material. Due to the advanced glacial and fluvial erosion the flow is only preserved at the headings of the rivers and as megablocks found downstream.

A recent gravitational collapse of the western half of a parasitic cone originated an andesite-dacite block-flow, deposited both on top of the first avalanche and the present floor of the valley.

INTRODUCCION

Desde la erupción del Mt Saint Helens ocurrida en el año 1980 se ha suscitado un gran interés por el estudio de los procesos de deslizamiento de origen volcánico.

Actualmente se consideran como ejemplos característicos las erupciones de los volcanes Bandai-San, ocurrida en 1888 (Moriya, 1980) y la de Bezymianny de 1956 (Gorshkov, 1963). En ambos casos, la actividad volcánica ha causado "cráteres o calderas de avalanchas" (Siebert *et al.*, 1987) de forma de herradura unido a un deslizamiento de gran parte del edificio volcánico

Este trabajo tiene por objeto estudiar el proceso que originó el cráter del volcán Marmolejo y sus depósitos clástico volcánicos asociados.

El volcán Marmolejo, perteneciente al grupo volcánico San José-Marmolejo, está ubicado en la Cordillera de los Andes, frente a

Santiago de Chile (figura 1). Tiene una altura de 6109 m s.n.m. y una extensión areal de 275 km². Su cráter presenta una depresión de forma de herradura hacia el lado oeste, desde la cual descende un depósito de remoción en masa (avalancha gravitacional) configurando una topografía de colinas, montículos y cordones alargados.

Los antecedentes geológicos disponibles del volcán Marmolejo son escasos y corresponden a la descripción de 4 muestras de "traquiandesitas" por Thiele y Katsui (1969) en donde además se atribuye una edad pliocena, al inicio de la actividad volcánica de este centro. Semejante edad le asigna Polanski (1964). Recientemente Hildreth y Moorbath (1987) han consignado datos geoquímicos e isotópicos para lavas del Marmolejo.

En el valle del río Yeso y en relación directa con el volcán Marmolejo, aflora una notable aglomeración de detritos la cual fue conside-



Figura 1: Plano de ubicación del Centro Volcánico Marmolejo.

rada morena por Thiele (1980) y que Hildreth (en Godoy y Vela, 1985), reconoció como avalancha de detritos del volcán Marmolejo. El presente estudio ha permitido reconocer en ella una historia evolutiva más compleja, debido a la superposición de eventos desde el Pleistoceno superior hasta el Reciente.

El volcán Marmolejo

El volcán Marmolejo está constituido por un edificio principal de edad pre-holocénica, y por varios conos y un domo adventicio relacionado con la última etapa del centro volcánico, de edad pleistocena superior a holocena.

El volcán Marmolejo está formado por restos de un gran estrato-volcán cuyo flanco occidental delimita un anfiteatro volcánico en forma de herradura abierta hacia el oeste (figura 2).

La parte remanente del estrato volcán corresponde al flanco este, ubicado en territorio argentino, el cual está casi totalmente cubierto por glaciares. En el borde sudeste se presentan dos conos adventicios de naturaleza andesítica y un domo riolítico con buena preservación de sus respectivas morfologías (muestras M1 y M2, en figura 2 y cuadro I).

El volcán Marmolejo delimita al sur con el grupo volcánico San José, constituido de tres subgrupos de conos volcánicos de edad pleistocena superior y holocena con registros históricos de actividad (López *et al.*, 1985).

La cronología de eventos postulada para el centro volcánico del Marmolejo sería bastante similar a la del Volcán San José. Se utilizaron criterios morfológicos para estimar la cronología relativa de eventos.

Las paredes del anfiteatro volcánico muestran que el volcán Marmolejo está formado por una secuencia de lavas andesíticas, dacíticas y piroclásticas de similar composición, con potencia visible de más de 2000 m. Estos estratos presentan fuerte erosión glacial por lo cual se los ha considerado pre-holocénicos.

En cambio, los conos adventicios que se ubican al sur del anfiteatro volcánico presentan algunos flujos de lavas muy bien conservados sin evidencias de erosión glacial, en consecuencia se han considerado holocénicos.

La forma del anfiteatro volcánico es elíptica, con un ancho este-oeste de 4 km y un largo de 5 km, siendo abierta hacia el oeste. El anillo de éste está delimitado en su parte norte por cumbres de hasta 5000 m s.n.m. y en su lado sur por cumbres de hasta 6100 m s.n.m. La cavidad está recubierta por depósitos fluvio-glaciares y gravitacionales. El volumen de la cavidad es aproximadamente de 15 km³, considerando las dimensiones de ella. La forma actual del anfiteatro volcánico es similar a la de otros cráteres de avalancha volcánicos (Ui, 1985; Siebert, 1984).

El depósito de remoción en masa (flujo de detritos de origen gravitacional)

Tanto antecedentes de terreno como fotogeológicos evidencian que uno de los conos, ubicado en la actual cumbre del volcán Marmolejo, sufrió un desplome gravitacional de aproximadamente 3 km³, determinado por la estimación del volumen depositado (depósito de remoción en masa), en una fecha muy cercana a la actual, ya que las evidencias de terreno indican que los depósitos no presentan erosión glacial alguna. Esta unidad había sido considerada previamente como glaciar

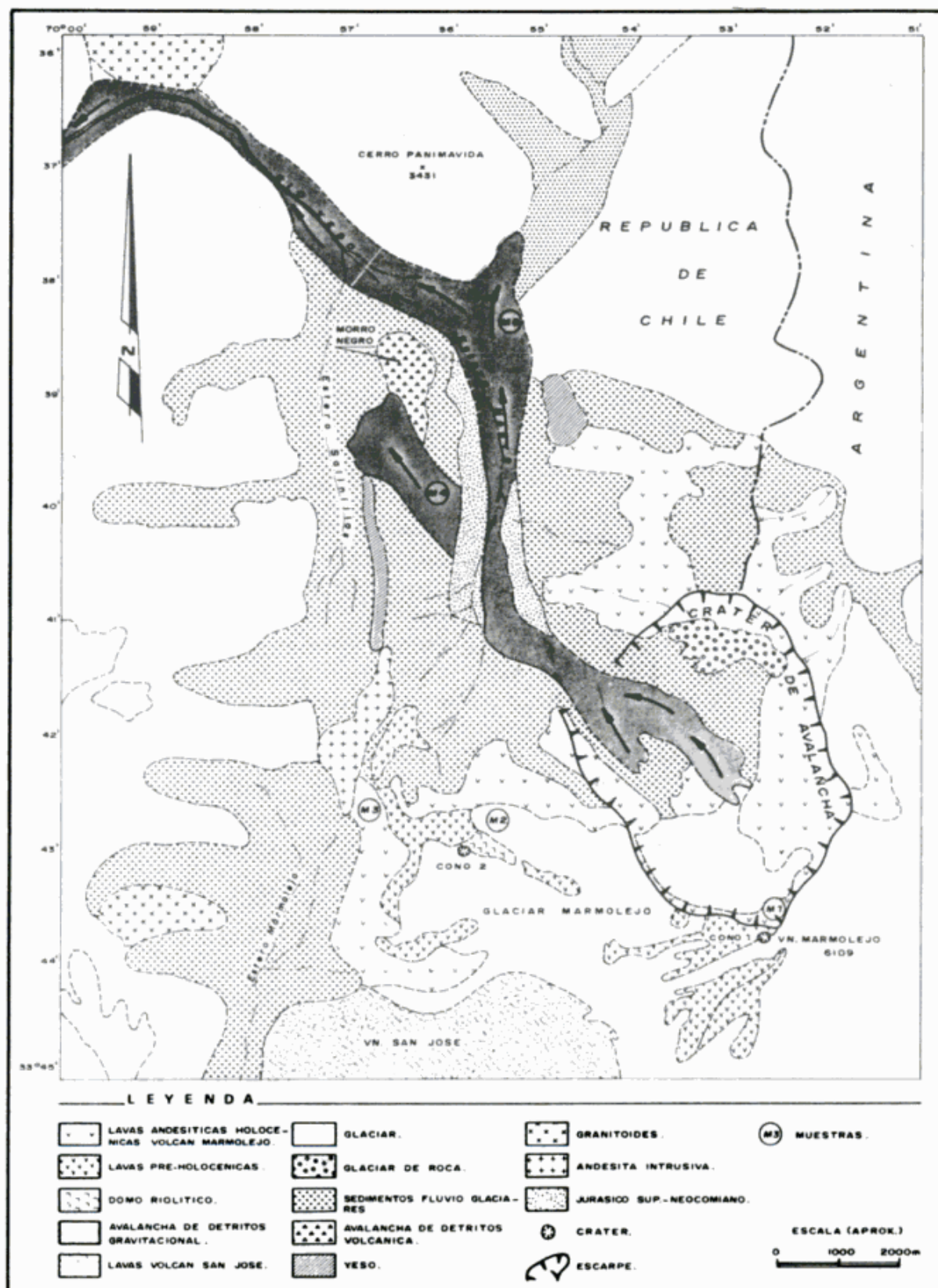


Figura 2: Mapa geológico del Centro Volcánico Marmolejo y depósitos de avalancha asociados.

Cuadro I: Análisis químicos de muestras recolectadas en el Centro Volcánico Marmolejo. Su ubicación aparece en la figura 3.

Muestra	M1	M2	M4A	M4B	MS
SiO ₂	56,38	71,89	63,49	64,46	63,17
TiO ₂	1,12	0,29	0,86	0,89	0,80
Al ₂ O ₃	16,75	14,69	15,72	15,60	16,71
Fe ₂ O ₃	3,58	0,88	2,52	1,86	1,05
FeO	2,86	0,99	1,59	2,15	2,67
MnO	0,09	0,06	0,05	0,06	0,06
MgO	3,74	0,59	1,40	1,93	2,64
CaO	4,93	1,66	2,35	3,10	3,89
Na ₂ O	3,73	3,77	3,71	3,69	3,17
K ₂ O	1,83	3,58	4,60	3,52	2,17
P ₂ O ₅	0,27	0,08	0,21	0,20	0,16
p.p.c.	4,76	1,75	3,22	2,75	3,97
Total	100,46	100,23	100,46	99,72	100,21
Sr p.p.m.	569	236	622	415	402
Rb p.p.m.	69	181	77	177	179

de rocas en su parte superior por Marangunic (com. pers.).

Este flujo gravitacional en su descenso, incorporó y transportó algunos bloques de tamaños de hasta 50 m de diámetro, de tipo lahárico muy consolidado; y bloques de hasta 10 m de diámetro de dacitas multifracturadas, de matriz similar pero muy arcillizada. Al detenerse formó montículos de características similares a los de los depósitos de flujo de detrito volcánico.

El flujo de detritos volcánicos

Para poder explicar la ocurrencia del enorme anfiteatro del volcán Marmolejo, el que si bien, ha sido afectado por la erosión glacial, no corresponde morfológicamente a un circo glacial. Por otra parte, del gran volumen removido del anfiteatro, sólo quedan algunos depósitos aislados de lahares, dacitas multifracturadas y bloques del edificio volcánico, lo que estaría indicando que la formación de este anfiteatro, habría ocurrido durante el Pleistoceno, y sus depósitos asociados habrían sido enormemente erosionados por las últimas glaciaciones.

Los depósitos asociables a la Formación de la Caldera, corresponden a bloques y depósitos laháricos, que se presentan muy consolidados, con clastos de hasta 2 m de diámetro de tipo an-

desítico y dacítico, en una matriz de ceniza volcánica laminada. En uno de estos bloques se pudo observar, la superficie del lahar (techo) con canales de erosión. El otro tipo de rocas encontrados corresponde a dacita alta en K (muestra M4, A y B, cuadro I, figura 2), de color gris, multifracturada con un núcleo menos alterado y una matriz de similar composición pero profundamente arcillizada, de color amarillo, en manchas provocadas por una intensa alteración fumarólica. También se puede apreciar en el Morro Negro, el cual es un segmento del edificio volcánico que corresponde a un megabloque que se deslizó y asentó probablemente durante el proceso de derrumbe del edificio volcánico. Se conserva parte del flujo en algunas cabeceras de los ríos (Estero Negro, figura 2).

CONCLUSIONES Y DISCUSION

El estudio del centro volcánico del Marmolejo ha permitido distinguir las siguientes etapas y procesos:

En una etapa pre-holocena, posiblemente Pleistoceno, se estructuró el cono principal del volcán Marmolejo.

En una etapa posterior, siempre pre-holocena, se inició probablemente la intrusión de un domo dacítico (posiblemente representado por

muestras M4A y M4B, cuadro I) que generó una explosión lateral (*lateral blast*) que produjo un desplome del edificio volcánico formando una caldera de avalancha y un flujo de detritos asociado. No obstante ello, podrían haber sido más de uno los episodios de formación de esta caldera volcánica. La fuerte erosión glacial y fluvial sólo ha permitido preservar los afloramientos de la avalancha más cercanos al centro volcánico mismo, mientras aguas bajo sólo se han preservado megabloques residuales de ella, removidos y transportados por un flujo posterior de remoción en masa.

En el Holoceno, se reactivó el volcán Marmolejo, generándose conos adventicios andesíticos y al menos un domo riolítico, todos sin señales de erosión glacial. Uno de los conos, en una época relativamente reciente, se desplomó y produjo un flujo gravitacional de bloques de andesitas, tal como puede ser fácilmente reconocido en terreno. Este depósito se superpone a los flujos de detritos volcánicos anteriores. El volumen de este flujo de remoción (en masa) fue aproximadamente de 3 km³.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los señores Cristián Pérez y Blaise Porte, del Club Andino Horizonte, por su compañía en la ascensión al volcán Marmolejo. Este trabajo forma parte del Proyecto DIB-1702 de la Universidad de Chile y está en el marco del Proyecto PICG 249.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

GODOY, E. y I. VELA, 1985. *Consideraciones sobre la Formación Colimapu en la alta cordillera de Santiago y el control paleogeográfico de la estructura*. IVº Congr. Geol. Chil., Actas, I: 613-128, Antofagasta.

- _____ y J. CASTELLI, (en prensa). *Un posible subciclo Malalhueyano en el alto río Yeso, Cordillera Principal al este de Santiago, Chile: La Formación Colimapu*. Xº Congr. Geol. Arg., San Miguel de Tucumán.
- GORSHKOV, G. S., 1963. *Directed volcanic blast*. Bull. Volcanol., 26: 83-88.
- HILDRETH, W. y S. MOORBATH, 1987. *Continental influence on arc magmatism in Central Chile*. Contr. Min. Petrol., (en prensa), Amsterdam.
- LOPEZ, L., H. MORENO, M. TAGIRI, K. NOTSU y N. ONUMA, 1985. *Geochemistry and petrology of lavas from San Jose Volcano, Southern Andes (33º45'S)*. *Geochemical Investigation of the southern Andes Volcanic Belt, 1982-1984*. Overseas Scient. Res., 59043009, Ibariki Univ., 105-138, Japan.
- _____, _____, _____, _____ y _____, 1985. *Geochemistry and petrology of lavas from San José volcano, Southern Andes (33º45'S)*. *Geochem. Jour.*, 19: 209-222.
- MORIYA, I., 1980. "Boundain Eruption" and landforms associated with it. *Collection of articles in Memory of retirement of Prof. K. Nishimura from Tohoku Univ.*, 214-219.
- POLANSKI, J., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 25. Volcán San José*. Dir. Geol. y Min., Bol. 98: 1-94, Buenos Aires.
- SIEBERT, L., H. GLÜCKEN y T. UI, 1987. *Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai type eruptions*. Bull. Volcanol., 49: 435-459.
- THIELE, R. y Y. KATSUI, 1969. *Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la provincia de Santiago, Chile*. Univ. de Chile, Dep. Geología, Publ., 35: 3-23.
- _____, 1980. *Carta Geológica de Chile. Hoja Santiago*. Inst. Invest. Geol., Carta 39: 1-21.
- UI, T., 1985. *Debris avalanche deposits associated with volcanic activity*. IVº Int. Conf. Field Work-shop on Landslides, Proc.: 405-410, Tokyo.

RENATO VILLAROEI
MARIO VERGARA

Universidad de Chile
Departamento de Geología y Geofísica
Casilla 13518, Correo 21
Santiago, Chile

Alejandro Matveievich Piátnitzky

(1879-1959)

Homenaje en el trigésimo aniversario de su fallecimiento

En el Prólogo de la "Descripción Geológica de la Patagonia" de E. Feruglio, se incluye un Croquis (pág. XII) en el cual se señalan los nombres de geólogos que trabajaron en diferentes áreas de esa vasta región. Entre esos nombres el de Piátnitzky se repite 12 veces, cubriendo áreas distintas. No obstante, son pocas las publicaciones que se conocen de este geólogo, y sólo aquéllos especialistas que trabajan o trabajaron en Yacimientos Petrolíferos Fiscales y en Yacimientos Carboníferos Fiscales saben de la apreciable cantidad de informes inéditos de Piátnitzky depositados en esas reparticiones.

Por otra parte, el nombre de Piátnitzky se encuentra también en denominaciones dadas por paleontólogos a diversos taxones, encontrados principalmente en Patagonia, como por ejemplo, *Gleichenites piatnitzkyi*, *Menispermities piatnitzkyi*, *Laurophyllum piatnitzkyi*, Berry, *Asterotheca piatnitzkyi* Frenguelli, *Rhexoxylon piatnitzkyi* Archangelsky y Brett, en Paleobotánica, *Piatnitzky-saurus floresii* Bonaparte, en Vertebrados y *Ameghinoia piatnitzkyi* Viana y Haedo Rossi, *Feruglioceras piatnitzkyi* A. Leanza y *Sinzovia piatnitzkyi* Riccardi *et al.*, en Invertebrados. Estas dedicatorias certifican que el material fosilífero coleccionado por Piátnitzky fue abundante, en muchos casos novedoso y, por tanto, decisivo en los trabajos paleontológicos de nuestra Patagonia.

Sin embargo, es poco lo que conocemos sobre este geólogo ruso que llegó a nuestras tierras proveniente de una Europa todavía convulsionada luego de la Primera Guerra Mundial por la revolución y guerra civil que se desarrollaba en su patria.

Alejandro Piátnitzky nació el 14 de diciembre de 1879 en el Cáucaso y fueron sus padres Aquilina Ivanoff y Mateo Piátnitzky, de origen cosaco. Por referencias verbales, sabemos que cursó sus estudios geológicos en Petrogrado (hoy Leningrado), en el Ins-

tituto Superior de Minería ("Gornyi Institut"), recibiendo de Ingeniero en 1907. De acuerdo a sus propios relatos, entre los profesores tuvo dos autoridades mundiales: el estratígrafo A. Borissiak y el petrógrafo E. Fedorov, constructor de la famosa platina que lleva su nombre.

Sus primeros trabajos los realizó en su patria caucásica donde lo sorprendió la revolución y posterior guerra civil, debiendo seguir el camino del exilio como tantos otros intelectuales. Según sus referencias, pasó a Yugoslavia primero para luego ir al Paraguay, país este último, donde en las décadas del veinte y treinta, hubo una importante inmigración de intelectuales rusos que fueron atraídos por eventuales posibilidades de trabajo. Parte de esos inmigrantes quedaron allí, mientras que otros, como Piátnitzky, buscaron nuevos horizontes en la Argentina. De tal manera, y con especial predilección por el petróleo, tema en el que trabajó en el Cáucaso, Don Alejandro solicitó su ingreso a los Yacimientos Petrolíferos Fiscales en una nota fechada el 4 de abril de 1927 y dirigida al entonces Director General, General E. Mosconi, que por su contenido pintoresco y breve, reproducimos textualmente:

"A. M. Piátnitzky, Ingeniero de Minas y Geología, domiciliado en la calle Brasil 315 al Señor Director General, como mejor proceda digo:

Que de origen cosaco, nacido en el Cáucaso y criado entre las pintorescas montañas de ese rico país de minerales y de petróleo, tanto me acostumbé a esas riquezas y vistas que parecíame sin ellas no poder vivir.

Desde niño tomé la costumbre de sacar los cálculos cuál de los pozos arrojaba más cantidad de petróleo, cuál petróleo era más rico, cuál perforación tenía más posibilidades seguras, cuál veta de mineral o carbón ofrecía más o menos riquezas, etc. etc.

En esta forma seguía yo con empeño, desde la escuela primaria el colegio y la Facultad todos los movimientos en las explotaciones de las minas en todos sus ramos geológicos, impaciente de recibir el diploma más pronto para poder ponerme al frente de una tarea de mis aspiraciones.

Llegó por fin el momento, recibí mi diploma y fui ocupado de inmediato en tareas geológicas en el Cáucaso, en mi país de origen, habiendo llegado a desempeñar cargos importantes, como los de Jefe Superior en Explotaciones de Minas y Cateos.

Desgraciadamente con la revolución soviética en Rusia, tuvimos que huir todos los adictos a un Gobierno de Orden, debido a lo cual tuve que trasladarme y trabajar en Yugoslavia y en el Paraguay.

Adjunto acompaño "ad referendum vendi" certificados que solicito su devolución después de haberlos examinado.

Con el deseo y la seguridad de ser útil a V.E., Señor Director General, tengo el agrado de ofrecerle mis humildes servicios en el desempeño de un puesto en los yacimientos petrolíferos a su digno cargo.

Me quedo a la espera de su grata aceptación. Dios guarde a vuestra excelencia.

Fdo. A. Piátnitzky"

Ingresó a YPF el 1 de octubre de 1927 como ayudante geólogo y desarrolló su carrera durante 16 años llegando a Jefe de Comisión en 1942. A la sazón se estaba librando la Segunda Guerra Mundial y Piátnitzky, dejando de lado sus convicciones políticas, se unió a otros compatriotas rusos en la condena por la agresión que dicho país había sufrido por las fuerzas del Eje. Ello, como era de suponerse, le valió más de un disgusto por la política que sostenía a la sazón el gobierno argentino.

Los intensos trabajos de campaña fueron desarrollados por Piátnitzky en varios sectores de Chubut y Santa Cruz, principalmente en la Cuenca del Golfo San Jorge (Sierra de San Bernardo, Río Chico, Nueva Lubecka - Río Genoa) y en la Cuenca Austral (Lago Cardiel, Río Coile y Río Turbio). Conociendo la precariedad de los medios

de transporte, falta de caminos y escasa población de la Patagonia en esos años, es posible imaginar las condiciones de trabajo que tuvieron que soportar los geólogos de esa época. Ello, realza aún más el valor que tuvo esa labor abnegada.

Piátnitzky tenía su base en Comodoro Rivadavia; desde ella partía en una "chata" (camioneta) con un chofer o ayudante hacia la zona que debía explorar. Paraban donde podían, para luego seguir a caballo (como cosaco era un excelente jinete) y eventualmente a pie. Piátnitzky, junto a Feruglio y tantos otros geólogos de esa época, puede decirse que "hizo la Patagonia a pie". La cantidad de perfiles geológicos y muestras tomadas fue inmensa, y aún hallamos en ciertos repositorios materiales coleccionados por ellos que requieren ser estudiados!

En su legajo de YPF, en Comodoro Rivadavia, hay ciertos datos de interés sobre los trabajos de los años 30. Por ejemplo, el 18 de noviembre de 1930 Feruglio solicitaba una gratificación extraordinaria para Piátnitzky. Lo hacía en su carácter de Jefe de Comisión, por los trabajos realizados y destacaba que "además de ser persona prudente y disciplinada, es también hábil observador y trabajador asiduo y de suma diligencia". Más adelante expresaba: "...siendo el más anciano entre los actuales geólogos de esta Comisión y el que mejor conoce la geología de la región y de sus problemas relacionados con la búsqueda de petróleo". Por sus trabajos, Piátnitzky fue ascendiendo en el escalafón de YPF, y el 1 de enero de 1935 revistaba como Oficial de 5a., que integraba el Grupo Sud de Exploraciones (en YPF) con dos comisiones. El Jefe del Grupo era Feruglio, y en su ausencia, Piátnitzky.

En 1935, su esposa enfermó gravemente y Piátnitzky solicitó autorización para trasladarse 10 días a Buenos Aires para acompañarla. Luego regresó al campo y mientras estaba en el Lago Cardiel de Santa Cruz, en mayo de 1936 se urgió telegráficamente su presencia en Buenos Aires ante el agravamiento de la enfermedad de su esposa. Acompañándola en sus últimos días, pidió que se le enviara el material de campo para poder seguir trabajando. Ante el dolor por

la inminente pérdida de su único pariente - pues no tenían hijos- Piátnitzky no perdió la disciplina de trabajo: la educación y una larga trayectoria como investigador lo impulsaban a no abandonar sus obligaciones, aún en situaciones familiares dramáticas.

Luego del fatal desenlace, Piátnitzky regresó a Comodoro Rivadavia y continuó con sus trabajos geológicos, primero como Intérprete Sísmico, luego como Jefe de Servicio y finalmente, en 1942, como Jefe de Comisión, hasta su traslado a Buenos Aires.

Fue por esos años, en 1938, cuando uno de nosotros (S. A.), siendo aún niño conoció a Piátnitzky en Comodoro Rivadavia. Sus padres cultivaron una amistad -que continuó hasta la muerte- basada en el origen común y una historia de exilio muy semejante. Don Alejandro, regresaba de las campañas a su casa del Km 3, donde también habitaba otro connacional empleado de YPF, el topógrafo V. Vassilevsky. Ambos, fueron asiduos concurrentes de la casa del Ing. M. Archangelsky donde, en días festivos, especialmente para las Navidades y las Pascuas, fechas tan tradicionales para los rusos, se solían efectuar reuniones de familia. En otras ocasiones, cuando se presentaban días apacibles durante los fines de semana, se solía ir en auto a las afueras de Comodoro, tanto a Caleta Córdova como a Rada Tilly donde, en esa época, aún no existían construcciones.

A Piátnitzky siempre le gustaba caminar por los barrancos donde habían fósiles. Qué emoción cuando levantaba una *Ostrea patagonica* y señalaba "...bueno, es en realidad muy joven; sólo tiene unos 30 millones de años!". En esos días, el niño de 8 años (S. A.) informó "solemnemente" a sus padres que iba a hacer lo que el "tío Piátnitzky" estudiaba, es decir, ..."conocer lo que vivía hace muchos millones de años". Simplemente así, Piátnitzky creó una vocación en ese niño.

En 1942, Piátnitzky fue trasladado a Buenos Aires. Por los informes que produjo en esos años, es evidente que comenzó a participar activamente en la exploración de yacimientos de Carbón. A la sazón -y esto en parte es la historia de nuestras Instituciones- el PEN (Poder Ejecutivo Nacional),

por decreto del 2 de abril de 1941 encomendó a YPF la exploración de yacimientos de carbón. En 1945, por un decreto del PEN se constituyó la Dirección General de Combustibles Sólidos Minerales que, posteriormente, daría origen a YCF. Combustibles Sólidos se organizó sobre la base de la División Carbón Mineral de YPF, donde habría revistado Piátnitzky estando ya en Buenos Aires, y pasó a la Dirección de Combustibles Sólidos (actual YCF) en 1945-1946. Piátnitzky se jubiló en Yacimientos Carboníferos Fiscales, donde mantuvo una oficina con su biblioteca y sus fósiles.

Piátnitzky no era una persona que se apresurara a publicar los resultados de sus trabajos de campo; más bien los vertía fluidamente en sus informes y repartía gran parte del material fosilífero a colegas argentinos y extranjeros quienes realizaron con ellos muchas publicaciones. Valga citar para ello los trabajos de Feruglio que, desde su "Descripción Geológica de la Patagonia" hasta las contribuciones paleontológicas, continuamente se remite como fuente de información o recolección a materiales de Piátnitzky. Entre sus numerosos hallazgos paleontológicos merece citarse el del esqueleto casi completo de un dinosaurio del Jurásico medio alto (Caloviano) en la Formación Cañadón Asfalto del Cerro Cóndor, Chubut, que dio a conocer en 1936. Estos restos, fueron estudiados posteriormente por Bonaparte (1979) quien los bautizó con un nuevo nombre genérico, *Piatnitzkysaurus*. Una magnífica reconstrucción de este saurio se halla en exhibición en el Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia".

La intuición que poseía, acompañada de la experiencia de campo y sus conocimientos de idiomas, bibliografía extranjera y materiales fosilíferos nórdicos, eran herramientas muy útiles en su trabajo. Baste por ejemplo, uno de los "casos confusos" de la estratigrafía patagónica que se dio cuando Piátnitzky, siguiendo fugaces excursiones de J. Keidel y E. W. de Corral Tolosa, encontró una rica flora fósil en la región de Nueva Lubecka en el noroeste de Chubut, cubiertas en aparente concordancia por fa-

cies marinas con típicos elementos liásicos. Feruglio capitalizó este hallazgo y refirió los estratos al Liásico en una publicación donde describió una serie de elementos continentales y marinos. Piátnitzky no quedó convencido de ello y volvió, al igual que Feruglio, a recolectar más material. En esa ocasión, se dirigió a Don Alberto Castellanos, un eminente especialista botánico, discípulo de Federico Kurtz, llevándole muestras de licofitas y sfenofitas arborescentes que, según recordaba, en Europa eran referidos a los géneros *Lepidodendron* y *Calamites*, taxones decididamente paleozoicos. Confirmadas estas clasificaciones, se dieron a conocer en una publicación de T. Suero, geólogo de YPF, en el año 1948. A la sazón, Piátnitzky informaba sobre el descubrimiento del Paleozoico en la región de Tecka (1947). Mientras tanto, Feruglio realizó una revisión de todo el material original y de sus nuevas colecciones; con dicha información publicó -pero ya en Italia- un trabajo rectificando las determinaciones originales en cuanto a los fósiles y a la edad (1951). Este episodio muestra actitudes diferentes de tres geólogos sobre un mismo tema, vinculadas a la publicación -o no- de datos científicos trabajosamente obtenidos y a la necesidad de un cambio en conceptos previos. La actitud de Piátnitzky, discreta pero efectiva, mostró una de sus características: prudencia. Debemos pues reconocer que Piátnitzky fue uno de los principales artífices del descubrimiento de estratos neopaleozóicos en el noroeste de Chubut: "noblesse oblige".

Falleció Piátnitzky en Buenos Aires, el 28 de diciembre de 1959. Aún se lo recuerda, con sus 80 años, sentado en una pequeña oficina, rodeado de fósiles pérmicos de Chubut, junto a la pequeña pero selecta biblioteca, clasificando diferentes especímenes, muchos de ellos actualmente depositados en los Museos de Ciencias Naturales de Buenos Aires y La Plata.

Piátnitzky fue una persona muy tranquila en su forma de proceder dado que nunca levantaba la voz y hablaba casi susurrando. Se reunía constantemente con sus connacionales, y gustaba mucho de los tés dominicales

a los que siempre contribuía con excelente repostería. En esas largas veladas se platicaba sobre su país natal, Rusia y las "viejas épocas", como así también sobre las diferentes vicisitudes de una azarosa existencia colmada de peligros y privaciones que caracterizaron a este grupo formado por personas que tuvieron la posibilidad de superar etapas negativas en sus vidas con el esfuerzo de su trabajo.

Piátnitzky perteneció a una generación de europeos del Este que sufrió guerras y persecuciones. Aún así, supo seguir viviendo y luchando para conseguir trabajo, casa y comida, dando además, lo mejor de sus conocimientos y aptitudes sin ningún tipo de especulaciones. Nuestro país los acogió generosamente y en su suelo descansan ahora en paz.

TRABAJOS REALIZADOS POR A. PIATNITZKY

- 1928 *Informe sobre la región entre el Cerro San Bernardo y el Codo del Río Senguer.* Inédito. YPF.
- 1929 *Estudio geológico de la región a la derecha del Valle del Río Chico entre Cañadón Grande y la Quebrada de La Gransi.* Inédito. YPF.
Estudio geológico de la región Cañadones Hondo y Tres Botellas. Inédito. YPF.
Informe geológico sobre la región del Río Chico entre el Lago Colhue Huapi y la Pampa Pelada. Inédito. YPF.
- 1930 *Referencia respecto al mapa estructural del distrito petrolífero situado al norte del valle tectónico de Caleta Cordova, llamado sinclinal del Diablo.* Inédito. YPF.
La repartición de los sedimentos en la Sierra Cuadrada, Chaira I y en los alrededores de la Laguna de Los Palacios. Inédito. YPF.
Estudio geológico del Cañadón Grande (Km. 132-129 del Ferrocarril a Colonia Sarmiento). Inédito. YPF.
Estudio geológico de la región del Río Chico entre Cañadón Hondo y Cerro Tortuga. Inédito. YPF.
Corte geológico de las cúpulas A-B-C-D. Inédito. YPF.
Notas explicativas del mapa estructural del trecho comprendido entre los cañadones Ferrais, Corona y Visser. Inédito. YPF.
- 1931 *Observaciones estratigráficas sobre las tobas con mamíferos del Terciario inferior en el valle del*

- río Chico (Chubut). Bol. Inf. Petroleras VIII (103): 617-634.
Id. Informe. YPF.
Notas explicativas de los mapas geológicos y estructurales del trecho situado en Ramos y Williams-Kerry (Lago Colhue Huapi). Inédito. YPF.
Afloramientos asfáltíferos del Pehuenche en Cañadón Krueger (Río Chico). Inédito. YPF.
- 1932 *Los sedimentos del rético y liásico en la región del río Genoa y Tecka.* Inédito. YPF.
Notas explicativas del mapa estructural situado al SO de Comodoro Rivadavia entre los cañadones de Cuello e Izaguirre. Inédito. YPF.
La estructura del Cañadón Pedro. Inédito. YPF.
- 1933 *Rético y Liásico de los valles de los ríos Genua y Tecka y sedimentos continentales de la sierra de San Bernardo (Patagonia).* Bol. Inf. Petrol. X (113): 151-182.
Informe preliminar de reconocimiento geológico en la región del río Chubut. Inédito. YPF.
Constitución y estructura de los alrededores de Nueva Lubecka a la izquierda de río Genoa. Inédito. YPF.
Informe preliminar sobre los resultados del viaje a la región situada entre los lagos Musters-Colhue-Huapi y el río Chubut. Inédito. YPF.
- 1934 *Informe preliminar sobre el Liásico y los estratos continentales con "Estheria" en la región del río Genoa y de la Pampa de Agnia.* Inédito. YPF.
Revisión de la estructura de Las Mesetas. Inédito. YPF.
- 1935 *Estudio geológico en la región del río Chubut y del río Genoa.* Inédito. YPF.
Informe geológico sobre los alrededores de Mata Amarilla (Valle del río Shehuen, provincia de Santa Cruz). Inédito. YPF.
- 1936 *Estudio geológico de la región del Río Chubut y del Río Genua (Patagonia Central).* Bol. Inf. Petroleras XIII (137): 83-118.
Informe sobre el cerro del Cordón en el Gran Bajo Oriental. Inédito. YPF.
Informe preliminar sobre el estudio geológico de la región situada al norte de los lagos Colhue-Huapi y Musters. Inédito. YPF.
Composición geológica de la Patagonia Austral en el Territorio de Santa Cruz. Inédito. YPF.
Informe sobre los estudios geológicos a lo largo de la ría Coyle. Provincia de Santa Cruz. Inédito. YPF.
- 1938 *Observaciones geológicas al Oeste de Santa Cruz (Patagonia).* Bol. Inf. Petrol. XIII (165): 45-85.
Estructura en los alrededores de la Estancia San José. Inédito. YPF.
Informe geológico sobre la región de Bella Vista. Inédito. YPF.
- 1939 *Condiciones estructurales en la región petrolífera del Golfo de San Jorge.* Inédito. YPF.
- 1940 *Apuntes sobre la composición y estructura geológica del Golfo San Jorge.* Inédito. YPF (ver 1942).
Características de los yacimientos petrolíferos de la Cuenca del Golfo de San Jorge. Inédito. YPF.
- 1941 *Reconocimiento geológico entre Mazzaredo y Caleta Olivia.* Inédito. YPF.
Informe preliminar sobre las relaciones estratigráficas entre los depósitos de la región del Río Chubut. Inédito. YPF.
Yacimientos lignitíferos de la Patagonia. Inédito. YCF.
- 1942 *Apuntes sobre la composición y estructura geológica del Golfo de San Jorge.* Bol. Inf. Petrol. XIX (219): 49-63.
Mantos de carbón de Cushamen. Inédito. YCF.
Carbón del Valle de Epuyén, Chubut. Inédito. YCF.
Afloramiento de carbón en Cholila, Chubut. Inédito. YCF.
- 1943 *Nuevos hallazgos de carbón en la angostura del Río Chubut.* Inédito. YCF.
Muestras de carbón de Cushamen. Inédito. YCF.
Estados de trabajo en la Mina Cushamen. Inédito. YCF.
Hallazgos de carbón en la región del río Percey. Inédito. YCF.
Hallazgo de carbón en el valle Corcovado (Chubut). Inédito. YCF.
Hallazgo de carbón en el nacimiento del río Corintos. Inédito. YCF.
Carbón de los ríos Blanco y Azul. Inédito. YCF.
Alrededores del Lago Rosario. Inédito. YCF.
(con Angelelli, V.). Hallazgos de carbón en bahía Sloggett, Tierra del Fuego. Inédito. YCF.
- 1944 *Apichig-Cushamen.* Inédito. YCF.
Afloramiento de carbón en las cercanías del Puerto Llanquin. Inédito. YCF.
Afloramiento del Patagoniense al Oeste del Cerro Momia, Chubut. Inédito. YCF.
Afloramientos de carbón a lo largo del Río Limay. Inédito. YCF.
Reseña de trabajos efectuados y a efectuar próximamente en la zona Bariloche-Esquel. Inédito. YCF.
Hallazgos de carbón en el curso superior del río Lepá. Inédito. YCF.
Hallazgos de carbón frente a la estación Leleque. Inédito. YCF.
Hallazgo de carbón en la zona del río Limay. Inédito. YCF.
- 1945 *Revisión de afloramientos de carbón en el arroyo Situación.* Inédito. YCF.
Yacimiento Lepá. Inédito. YCF.
Revisión de la Mina "Santa Ana", Chubut. Inédito. YCF.

- Afloramientos carbonosos en la pendiente meridional del cordón de Leleque.* Inédito. YCF.
Laboreos de la Mina "Santa Ana". Inédito. YCF.
Zona comprendida entre el Portezuelo de Apichig y codo del Río Chubut. Inédito. YCF.
Carbón de Leleque. Inédito. YCF.
- 1946 *Relaciones estratigráficas de la región del Río Chubut.* Bol. Inf. Petrol. XXIII (259): 173-185.
Trabajos realizados en Cancha Carrera, Río Turbio, Santa Cruz. Inédito. YCF.
Mina Indio de Cushamen, Chubut. Inédito. YCF.
Mina Río Turbio y sus alrededores, Santa Cruz. Inédito. YCF.
Informe zona Limay-Corcovado, Patagonia. Inédito. YCF.
- 1947 *Manifestaciones petrolíferas al Sur del Lago Nahuel Huapi.* Inédito. YPF.
Informe sobre la zona de Chenquenyeyu, Río Negro. Inédito. YCF.
Las Bayas y mina "Indígena Arias", Río Negro. Inédito. YCF.
Alto Río Pichileufú (Río Negro). Inédito. YCF.
Sobre el Paleozoico de la región de Tecka-Menucos. Inédito. YCF.
Hallazgo de carbón en la región de Nueva Lubecka, Chubut. Inédito. YCF.
- 1948 *Carbón del cerro Buitrera en la Colonia 16 de Octubre, Chubut.* Inédito. YCF.
Valle Frío, Corcovado y sus alrededores (Chubut). Inédito. YCF.
Carbón de la región del río Azul, Chubut. Inédito. YCF.
Arroyo Situación, Chubut. Inédito. YCF.
Mina "San Pedro" y sus alrededores (región Esquel). Inédito. YCF.
Mina "Indígena Arias", Río Negro. Inédito. YCF.
Trabajos de exploración en Las Bayas, Río Negro. Inédito. YCF.
Carbón de las cercanías de la Fortaleza, Río Negro. Inédito. YCF.
Informes geológicos finales de la zona carbonífera comprendida desde el norte de Bariloche y sur de río Corcovado (territorios de Neuquén, Río Negro y Chubut). Inédito. YCF.
- 1949 *Cuenca Mulanguineu, Chubut.* Inédito. YCF.
Afloramiento de carbón de Piedra Parada (Chubut). Inédito. YCF.
Ñirihuau-Pichileufú. Inédito. YCF.
Yacimiento de carbón de Río Corcovado, Chubut. Inédito. YCF.
Mina Pico Quemado, Río Negro. Inédito. YCF.
- 1950 *El Carbonífero de Mulanguineu, Chubut. Nuevas observaciones.* Inédito. YCF.
Piedra Shotel, Chubut. Inédito. YCF.
Piedra Shotel y Aguada de las Mulas, Chubut. Inédito. YCF.
- 1951 *Informe sobre la mina "Indio", Cushamen, Chubut.* Inédito. YCF.
Informe sobre la terminación del pozo N.L. 5, Chubut. Inédito. YCF.
Correlación de los estratos en Mulanguineu y Piedra Shotel, Chubut. Inédito. YCF.
Sobre Piedra Shotel y Tecka, Chubut. Inédito. YCF.
- 1952 *Informe preliminar sobre la zona al sur del lago Nahuel Huapi (Patagonia).* Inédito. YCF.
- 1953 *Mina "Quiney Mamil", Río Negro.* Inédito. YCF.
Reconocimiento geológico de la parte septentrional del lago Buenos Aires, Gobernación Militar de Comodoro Rivadavia. Inédito. YCF.
Valle Pinturas al Sur del lago Buenos Aires, Gobernación Militar de Comodoro Rivadavia. Inédito. YCF.
- 1954 *Arroyo Chenquenyeyu, Río Negro.* Inédito. YCF.

Sergio Archangelsky
 Alberto Riccardi

CRONICA DE LA ASOCIACION

En el transcurso del año 1989 la Asociación ha mantenido diversas actividades siempre tendientes a cumplir con su objetivo principal: el progreso y difusión de las Ciencias Geológicas.

La Asociación no ha podido escapar de la acuciante crisis económica que afecta a nuestro país. La misma se ha visto reflejada en el sustancial retraso en la aparición y distribución de varios números de la Revista.

Con fé en nuestro país y en la comprensión y esfuerzo de nuestros socios, deseamos que esta situación sea prontamente subsanada.

Una síntesis de las actividades realizadas durante el año 1989 es la siguiente:

MESA REDONDA SOBRE MINERIA

Se invitó a la Asociación Geológica Argentina a participar en una mesa redonda sectorial a realizarse los días 6-7 de abril en el salón de actos del Consejo Federal de Inversiones. Se nombró como representante de la AGA al Dr. Alejo Brodtkorb.

DESIGNACION DE NUEVOS DELEGADOS

Se aprobó la designación de la Dra. Claudia Armella como delegada del Museo Argentino de Ciencias Naturales en reemplazo de Miguel Soria, así como la designación del Lic. César Gazzera para la delegación Neuquén.

PUBLICACIONES

REVISTA: Aparecieron los números 3-4 del tomo XLIII con 158 y 142 páginas respectivamente.

CURSOS DE ACTUALIZACION:

-Con la asistencia de numerosos colegas y estudiantes, se realizó en el Salón de la Casa del Geólogo, entre el 24 y 28 de abril el

XXVIII curso: "Análisis de Trazas Fósiles" dictado por el Dr. Adolf Seilacher (Tübingen, Alemania) con características teórico-prácticas y con la asistencia de aproximadamente 40 inscriptos. Dicho curso fue auspiciado por la AGA y la APA y contó con un viaje de campo.

-En el salón de la Secretaría de Minería se realizó el XXIX Curso de Actualización de la AGA, dictado por la Dra. Luisa M. Villar del Servicio Geológico Nacional, denominado "Nuevos conceptos en rocas ultrabásicas". El mismo se realizó entre el 7-11 de agosto y contó con 22 inscriptos.

Entre el 9 y 13 de octubre el Dr. Hubert Miller (München, Alemania Federal) dictó en la Secretaría de Minería, el XXX Curso de la AGA: "Aplicación de la geología isotópica en la solución de problemas geológicos". Contó con 15 inscriptos.

PARTICIPACION DE LA AGA EN SOCIEDADES CIENTIFICAS INTERDISCIPLINARIAS

La AGA fue votada como uno de los cinco miembros institucionales de la Asociación Argentino para el Progreso de las Ciencias en elección celebrada en la Academia Nacional de Ciencias el 5 de mayo de 1989.

AUSPICIOS OTORGADOS POR LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

1º Simposio Argentino de Teledetección, Bahía Blanca. Mayo de 1989. Univ. Nac. del Sur.

11º Congreso Geológico Argentino, San Juan, 1990.

3º Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan. Mayo de 1990.

8º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Corrientes. Noviembre de 1990.

NUEVOS SOCIOS

En el período han ingresado 55 socios activos y 67 socios adherentes.

CELEBRACION DEL DIA DEL GEOLOGO

El 9 de junio fue ofrecido un ágape en nuestra sede con ocasión de celebrarse el Día del Geólogo. La organización del mismo estuvo a cargo de la Asociación Geológica Argentina, la Asociación Paleontológica Argentina y el Consejo Superior Profesional de Geología.

SIMPOSIO SOBRE EL CRETACICO DE AMERICA LATINA

La AGA estuvo presente en dicho simposio donde se ofrecieron a la venta las diferentes publicaciones aparecidas. Dicho evento tuvo lugar en el Salón de la Secretaría de Minería entre los días 6-9 de junio.

28th CONGRESO GEOLOGICO INTERNACIONAL

Aproximadamente 6000 participantes, entre científicos e invitados de 150 países del mundo, se reunieron durante 10 días en la ciudad de Washington atraídos por la realización del 28th Congreso Geológico Internacional que mostró una nutrida y variada cantidad de trabajos relacionados con las geociencias. Esto permitió una puesta a punto del conocimiento y rumbo de la investigación Internacional, como así también el acercamiento cordial entre investigadores de diferentes naciones.

Durante la realización del Congreso participó una nutrida cantidad de investigadores argentinos, Socios de esta Institución, que presentaron contribuciones y posters sobre diversas especialidades geológicas, la mayoría de ellas relacionadas con nuestro territorio.

Merece destacarse el otorgamiento del Premio Hutchinson por parte de la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS) a la Dra. María B. Aguirre-Urreta, juntamente con el Dr. Witold Zuchiewicz de Polonia y el Dr. Barth Nwoye Ekwueme de Ni-

geria. El Premio está destinado a investigadores jóvenes en tareas creativas, que trabajan en relación con diferentes centros y especialistas del resto del mundo.

Como representantes de la Asociación Geológica Argentina, a dicho evento asistieron los doctores Víctor Ramos, Luis Spalletti y Francisco Nullo.

El 29th Congreso Geológico Internacional se llevará a cabo en Japón, en la ciudad de Kyoto, entre el 24 de agosto y el 3 de setiembre de 1992. En la Asamblea de Clausura, el Dr. Tadashi Sato, Presidente del Comité Organizador del próximo Congreso, expresó su beneplácito por recibirnos dentro de tres años.

ELECCION DE NUEVAS AUTORIDADES

El 22 de setiembre de 1989 se convocó a Asamblea General Ordinaria y elecciones de la nueva Comisión Directiva por el período 1989-1991.

En dicho evento se aprobó la Memoria y Balance de la Comisión Anterior.






SOCIOS BENEFACTORES

La nueva Comisión Directiva decidió establecer un rango de aportes para los Miembros Benefactores a fin de destacar claramente las donaciones recibidas. El mismo quedó conformado de la siguiente manera:

< 500 (u\$s)
500-1000 (u\$s)
1000-2000 (u\$s)
2000-5000 (u\$s)
> 5000 (u\$s)

(Todos equivalentes en australes)

A fin de que esta categorización quede evidenciada en las diferentes publicaciones de nuestra Revista, se propone un código vigente donde se estableció:

 para la primera categoría
 para la segunda categoría
 para la tercera categoría
 para la cuarta categoría
 para la quinta categoría

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA (1989-1991)

(1987-1989)

Presidente: Dr. Héctor Leanza
Vicepresidente: Dr. Miguel A. Uliana
Secretario: Dr. Ricardo Varela
Tesorero: Luis A. Fauque
Vocales:
Dr. Jorge Codignotto
Lic. Adelma Bayarsky
Lic. Luis Grieco
Vocales Suplentes:
Lic. Roberto R. Kokot
Dr. Sergio Matheos
Lic. Ana María Sato
Director de la Revista: Dr. Francisco Nullo
Coordinador de Publicaciones: Jorge O. Codignotto

(1989-1991)

Presidente: Dr. Jorge O. Codignotto
Vicepresidente: Dr. Carlos Gulisano
Secretaria: Dra. Patricia Zalba
Tesorero: Lic. Héctor Oстера
Vocales:
Dr. Isidoro B. Schalamuk
Lic. Adelma Bayarsky
Lic. Daniel E. Robles
Vocales Suplentes:
Lic. Jorge Pisetta
Dra. Corina Risso
Lic. Graciela I. Vujovich
Director de la Revista: Dr. Francisco Nullo
Coordinadora de Publicaciones: Dra. Corina Risso

COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Ing. Victorio Angelelli, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix Gonzalez Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo J. Llambías, Dr. Norberto Malumian, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti

Miembros Honorarios

Dr. Pablo Groeber †
Dr. Juan Keidel †
Dr. Joaquín Frenguelli †
Dr. Franco Pastore †
Dr. Angel V. Borrello †
Dra. Edelmira Mórtoła †
Dr. Armando F. Leanza †
Dr. Horacio J. Harrington †
Dr. Jorge Polanski †
Dr. Carlos Storni †
Dr. Richard Foster Flint †
Dr. Osvaldo Braccacini †
Dr. Percy Quensel †
Dr. Juan C. M. Turner †
Dr. Carlos Gordillo †
Ing. Daniel A. Valencio †
Dr. Emiliano Aparicio †
Dr. Pedro Criado Roque †
Dr. Raúl N. Dessanti †

Dr. Alberto Mingramm
Dr. Bernabé J. Quartino
Dr. Edgardo Rolleri
Dr. Pedro Stipanovic
Dr. Marcelo Yrigoyen
Dr. Félix González Bonorino
Ing. Victorio Angelelli
Dr. Horacio Camacho
Dra. Pierina Pasotti
Dr. Enrique de Alba
Dr. Mario E. Teruggi
Dr. Roberto L. Caminos
Dr. Enrique Linares
Dr. Rosendo Pascual
Dr. Juvenal J. Zambrano
Dr. Alfredo J. Cuerda
Dr. Carmelo I. De Ferrarús
Dr. Francisco Fidalgo
Dr. Emilio González Díaz
Dr. Juan C. Riggi

Miembros Correspondientes

Dr. Arnoldo Heim †
Dr. Luciano Jacques de Moraes †
Dr. Abel Herrero Ducloux †
Ing. Jorge Muñoz Cristi †
Dr. Enrique Certh †
Dr. Rodolfo Méndez Alzola †

Dr. Guillermo Zuloaga
Ing. Héctor Flores Williams
Ing. Carlos Ruiz Fuller
Dr. Umberto Cordani
Dr. Jean Claude Vicente
Dr. Ian Dalziel

MIEMBROS BENEFACTORES Y PROTECTORES

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas
y Técnicas
Total Austral S. A.
Schlumberger S.A.

BHP-UTAH Regiones Andinas
Texaco Petrolera Argentina S. A.
Trend Argentina S. A.
Triton Argentina Inc.

INDICE ALFABETICO DEL TOMO XLIV

Ariel, B., A. R. Vullien y H. I Romano. Estudio genético del yacimiento uranífero <u>Aguiliri, Puna Argentina.</u>	3
Avila Salina, W. A. Evolución de la caldera volcánica de Chocaya (Potosí, Bolivia)	15
Felisa Bercowsky y Guillermo J. Figueroa. Depósitos piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, precordillera sanjuanina	28
Adriana Bermudez y Daniel Delpino. La provincia basáltica andesino cuyana (35°-37° L.S.)	35
C. J. Blondel, C. V. Stambuk y N. M. Galeb. Complejo subvolcánico del yacimiento río Blanco, Chile	56
Beatriz Coira y Eduardo Barber. Volcanismo submarino ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) del río Huaitiquina, provincia de Salta	68
Beatriz Coira y Mario Barbieri. Relaciones isotópicas de estroncio de volcanitas cenozoicas de los Andes Centrales (22°-24°30'S Puna, Argentina)	78
Beatriz Coira y Francisco Nullo. Facies piroclásticas del volcanismo ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) Salina de Jama, Jujuy	89
Hugo Corbella. Sierra de los Chacays, Extrandean Patagonia, Chubut, about the chemistry of the alkaline complex and its potassic and ultrapotassic rocks	96
Hugo Corbella. Sierra de Queupuniyeu, North Extrandean Patagonia, Río Negro: The chemistry of the alkaline volcanic rocks	111
Hugo Corbella y Maria S. Alonso. Post-Glacial hydroclastic and pyroclastic deposits in the Lanin National Park. North-Patagonian Cordillera, Neuquén	127
Hugo Corbella y Mario Barbieri. Sierra de los Chacays, Extrandean Patagonia, Chubut, Argentina: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Isotopic Ratios of the alkaline rocks and age of the potassic volcanics of Mt. Plan-Luan	133
Waldo Chayle y Beatriz Coira. Volcanitas alcalinas de la Formación Puncoviscana en el área cerro Alto de Minas, departamento de Tilcara, Jujuy	141
P. W. Francis y D. A. Rothery. Applications of the Landsat thematic mapper to problems of andean volcanology: The September 16th. eruption of Lascar Volcano, North Chile	147
Mirta Gamba, Sergio Gorustovich, Alicia Vullien, Carlos Ninci, Maria E. Saulnier y Raul Ferreyra. Mineralización de uranio en relación a rocas volcánicas en las comarcas de Paicone y Torrejo-Olaco, Puna Argentina.	156
Oswaldo Edgar Gonzalez, Raul Moyano Paz y Marta Godeas. Volcanitas en El Rincón y Huertas Viejas, Sierra de Aconquija, Tucumán	169
S. A. Gorustovich, A. Vullien, B. Ariel y R. Bustos. Uranio en relación a ignimbritas cenozoicas de la comarca Coranzuli-Ramallo, Puna Argentina	175
Robert Harrington. The Diamante Caldera and Maipo Caldera Complex in the Southern Andes of Argentina and Chile (24°10' South)	186
William J. Knox Jr, Suzanne Mahlburg Kay y Beatriz Coira. Geochemical evidence on the origin of quaternary basaltic andesites of the Puna, Northwestern Argentina	194
Magdalena Koukharsky, Beatriz Coira y Orquidea Morello. Volcanismo ordovícico de la Sierra de Guayaos, Puna Salteña. Características petrológica e implicancias tectónicas	207
Carlos Labudia, Ernesto Bjerg y Nora Cesaretti. Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del bajo de Lenzaniyeu, provincia de Río Negro	217
Eduardo J. Llambias y Carlos W. Rapela. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera	224

N. Manca, B. Coira, F. Barber y A. Perez. Episodios magmáticos de los ciclos Pampéano y Famatiniano en el río Yacoraite, Jujuy	237
M. M. Mazzoni, E. Aragon y J. C. Merodio. La ignimbrita Barda Colorada del Complejo volcánico piroclástico del río Chubut Medio	246
R. Mazzuoli, R. H. Omarini, R. Ortiz R., J. G. Viramonte y R. De Rosa. Mecanismos eruptivos de la actividad volcánica en la isla Decepción (Shetland del Sur, Antártida)	259
Jorge Muñoz Bravo, Charles R. Stern, Adriana Bermudez, Daniel Delpino, Michael F. Dobbs y Fred A. Frey. El volcanismo Plio-Cuaternario a través de los 34°-39°S de los Andes	270
Hirofumi Muraoka, Yasushi Yamaguchi y Keiichi Sakaguchi. Central Andean-Type volcanism in the late Cenozoic Northeast Japan arc	287
M. Ort, B. Coira, M. Mazzoni, R. V. Fisher y J. C. Merodio. Centro emisor volcánico cerro Panizos, Jujuy	291
R. Ortiz Ramis, J. Vila Codina, A. Correig y J. Viramonte. Actividad sísmica en Decepción. Estudio preliminar	301
Abel H. Pesce. Evolución volcano-tectónica del Complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar	307
Bernabe J. Quartino, Rogelio D. Acevedo y Jorge Scalabrini Ortiz. Rocas eruptivas volcánicas entre Monte Oliva y Paso Garibaldi, Isla Grande de Tierra del Fuego	328
Victor A. Ramos, Suzanne Mahlburg Kay, Roberto N. Page y Francisco Munizaga. La ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan	336
Marcela B. Remesal y Claudio A. Parica. Caracterización geoquímica e isotópica de basaltos del sector noreste de la Meseta de Somuncurá	353
Flavia M. Salani y Roberto N. Page. El Complejo volcánico Pire Mahuida, provincia del Chubut	364
Alicia S. Sanguinetti. Volcanismo Neojurásico-Neocomiano de la Quebrada de Vargas, Alta Cordillera de Mendoza	381
R. E. Seggiaro y B. Aniel. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzuli, provincia de Jujuy	394
Charles R. Stern. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of mantle xenolith bearing Plio-Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of Southernmost South America	402
K. Tabbutt, C. W. Naeser, T. E. Jordan y F. Cervený. New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina	408
Daniel R. Tormey, Frederick A. Frey y Leopoldo López Escobar. Geologic history of the active Azufre-Planchón-Peteroa volcanic center (35°15'S, Southern Andes) with implications for the development of compositional gaps.	420
M. Vergara, H. Padilla, B. Levi y J. C. Castelli. Metamorfismo de carga de la Formación Abanico: áreas de los ríos Aconcagua y Mapocho, Andes de Chile Central	431
Renato Villaroel y Mario Vergara. La avalancha de detritos del volcán Marmolejo, Andes de Chile Central	437
Homenaje a Piatznitzky	442
Crónica de la Asociación	448

COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA (CANE)

El CANE fue establecido por resoluciones de las Asambleas Generales de las III y IV JORNADAS GEOLOGICAS ARGENTINAS realizadas en Comodoro Rivadavia en 1969 y en Mendoza en 1969, y puesto bajo el patrocinio de la ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA.

De acuerdo con su Reglamento (Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIV (2): 172) y resoluciones posteriores, el CANE está integrado por 15 miembros titulares y 3 miembros suplentes, y cuenta con la colaboración de las siguientes Subcomisiones: **Actualización del Código, Precámbrico, Cámbrico-Ordovícico, Silúrico-Devónico, Carbónico Pérmico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Terciario, Cuaternario, Cronología Radimétrica y Magnetoestratigrafía, Unidades Igneas y Metamórficas, Enlace Regional.** Cada una de estas Subcomisiones es presidida por un miembro titular del CANE.

En función de los objetivos establecidos en su Reglamento el CANE redactó y publicó el **CODIGO ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA** (Asoc. Geol. Arg., Ser. B, Nº 2, 1972) actualmente en vigencia, ha participado en las actividades de la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica (ISSC), ha trabajado en la redacción del Léxico Estratigráfico de la Argentina, y actualmente está preparando la nueva versión del Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica.

En diciembre de 1988 el CANE resolvió redefinir sus objetivos en función, de las necesidades que plantean los estudios estratigráficos en la actualidad, de una mayor participación en las actividades que realiza la Comisión Internacional de Estratigrafía, y de un mejor aprovechamiento de su propia estructura.

Sobre tal base se ha coincidido en que las funciones del CANE deben abarcar, no solamente aspectos estratigráficos de orden nomenclatural, sino también todos los relativos a la resolución de problemas teóricos y prácticos de la estratigrafía de la Argentina.

Así, corresponde a las diferentes Subcomisiones del CANE entender, dentro del territorio argentino, en la definición y correlación de los límites -estratos tipos de límites- de los Sistemas y Pisos en relación con la Escala Cronoestratigráfica Gobl.

De esta manera las diferentes Subcomisiones contribuirán al conocimiento de cada uno de los Sistemas y Pisos a nivel nacional, y colaborarán activamente en los trabajos de las respectivas subcomisiones internacionales.

De acuerdo con estos objetivos el CANE participará, a través de sus Subcomisiones en las actividades de la Comisión Internacional de Estratigrafía, y en aquellos proyectos del Programa Internacional de Correlación Geológica con los que existan coincidencias de objetivos.

Sobre tal base el CANE ha encarado la reorganización de sus Subcomisiones, e invita a participar en las mismas a todos aquellos que deseen y puedan hacerlo.

LISTA DE PRECIOS

REVISTA	Precio en dólares (*)
Tomo XIII al XLII Simples	3
Dobles	6
Tomo	12
Cinco Tomos Corr.	48
Colección Completa (XII-XLIII)	320

PUBLICACIONES ESPECIALES**Serie "B" (Didáctica y Complementaria)**

Nº 4, 6 y 10 - Catálogo de edades radimétricas - Linares	3
Nº 8 - Paleoambientes Sedimentarios - Spalletti	AGOTADO
Nº 9 - Catálogo de trabajos publicados (Tomo I y II)	4
Nº 11 - Modelos deposicionales carbonáticos - Carozzi	8
Nº 12 - Catálogo de Tesis Doctorales - M. Brodtkorb	4
Nº 13 - Métodos estadísticos en Geología - Merodio	9
Nº 15 - Catálogo de Edades Radimétricas - Linares	3
Nº 16 - Técnicas Modernas de Análisis - Allmendinger	5
Nº 17 - Glosario Geomorfológico marino - Codignotto	4
Nº 18 - La Proyección Estereográfica - Sellés Martínez	5

Serie "C" (Reimpresiones)

Nº 1 - Observaciones a lo largo del meridiano 70 - Groeber	4
--	---

Serie "A" (Monografías y Reuniones)

Nº 2 - Actas de las primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera	10
--	----

CONGRESOS GEOLOGICOS ARGENTINOS**ACTAS**

-IV Congreso Geológico Argentino (1969) Volumen I (Volumen II AGOTADO)	4
-V Congreso Geológico Argentino (1972) Volúmenes I, II, III, IV y V	20
-VI Congreso Geológico Argentino (1975) Volúmenes II y III (Volumen I AGOTADO)	8
-VII Congreso Geológico Argentino (1978) (Vol. I y II)	10
-VIII Congreso Geológico Argentino (1981) Volúmenes I, II, III y IV	16
-IX Congreso Geológico Argentino Vol. III, IV, V, VI y VII (I y II AGOTADOS)	20


RELATORIOS

-Relatorio Geología de la Prov. de Bs. As.	5
-Relatorio Geología Prov. San Luis (c/mapa geológico)	5
-Relatorio Geol. Prov. Neuquén	5
-Relatorio Geol. Prov. Río Negro	10
-Geomorfología Prov. Río Negro - G. Díaz-Malagnino con mapa geomorfológico	3

CUOTAS SOCIOS ACTIVOS: Contado	10
o 12 cuotas de	1

CUOTA SOCIOS ADHERENTES:	5
---------------------------------	---

El Tomo XLIV ha sido posible gracias al apoyo financiero brindado por:

 **Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
(CONICET)**

 **y BHP-UTAH Regiones Andinas**

**Se terminó de imprimir en noviembre de 1990 en
Estudio Sigma S.R.L.
J. E. Uriburu 1252 - 8º F - Buenos Aires**

Volcanismo ordovícico de la Sierra de Guayaos, Puna Salteña. Características petrológica e implicancias tectónicas	
MAGDALENA KOUKHARSKY, BEATRIZ COIRA y ORQUIDEA MORELLO	207
Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del bajo de Lenzaniyeu, provincia de Río Negro	
CARLOS LABUDIA, ERNESTO BJERG y NORA CESARETTI	217
Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera	
EDUARDO J. LLAMBLAS y CARLOS W. RAPELA	224
Episodios magmáticos de los ciclos Pampeano y Famatiniense en el río Yacoraite, Jujuy	
N. MANCA, B. COIRA, F. BARBER y A. PEREZ	237
La ignimbrita Barda Colorada del Complejo volcánico piroclástico del río Chubut Medio	
M. M. MAZZONI, E. ARAGON y J. C. MERODIO	246
Mecanismos eruptivos de la actividad volcánica en la isla Decepción (Shetland del Sur, Antártida)	
R. MAZZUOLI, R. H. OMARINI, R. ORTIZ R., J. G. VIRAMONTE y R. DE ROSA	259
El volcanismo Plio-Cuaternario a través 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	270
Central Andean-Type volcanism in the late Cenozoic Northeast Japan arc	
HIROFUMI MURAOKA, YASUSHI YAMAGUCHI y KEIICHI SAKAGUCHI	287
Centro emisor volcánico cerro Panizos, Jujuy	
M. ORT, B. COIRA, M. MAZZONI, R. V. FISHER y J. C. MERODIO	291
Actividad sísmica en Decepción. Estudio preliminar	
R. ORTIZ RAMIS, J. VILA CODINA, A. CORREIG y J. VIRAMONTE	301
Evolución volcano-tectónica del Complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar	
ABEL H. PESCE	307
Rocas eruptivas volcánicas entre Monte Oliva y Paso Garibaldi, Isla Grande de Tierra del Fuego	
BERNABE J. QUARTINO, ROGELIO D. ACEVEDO y JORGE SCALABRINI ORTIZ	328
La ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan	
VICTOR A. RAMOS, SUZANNE MAHLBURG KAY, ROBERTO N. PAGE y FRANCISCO MUNIZAGA	336
Caracterización geoquímica e isotópica de basaltos del sector noreste de la Meseta de Somuncurá	
MARCELA B. REMESAL y CLAUDIO A. PARICA	353
El Complejo volcánico Pire Mahuida, provincia del Chubut	
FLAVIA M. SALANI y ROBERTO N. PAGE	364
Volcanismo Neojurásico-Neocomiano de la Quebrada de Vargas, Alta Cordillera de Mendoza	
ALICIA S. SANGUINETTI	381
Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzuli, provincia de Jujuy	
R. E. SEGGIARO y B. ANIEL	394
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr of mantle xenolith bearing Plio-Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of Southernmost South America	
CHARLES R. STERN	402
New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina	
K. TABUTT, C. W. NAESER, T. E. JORDAN y P. F. CERVENY	408
Geologic history of the active Azufre-Planchón-Peteroa volcanic center (35°15'S, Southern Andes) with implications for the development of compositional gaps.	
DANIEL R. TORMEY, FREDERICK A. FREY y LEOPOLDO LOPEZ ESCOBAR	420
Metamorfismo de carga de la Formación Abanico: áreas de los ríos Aconcagua y Mapocho, Andes de Chile Central	
M. VERGARA, H. PADILLA, B. LEVI y J. C. CASTELLI	431
La avalancha de detritos del volcán Marmolejo, Andes de Chile Central	
RENATO VILLAROEL y MARIO VERGARA	437
Homenaje a Piatznitzky	442
Crónica de la Asociación	448

Asoc. Geol. Arg. Rev.

Tomo XLIV - Nº 1-4

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 2612
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

CONTENIDO

Estudio genético del yacimiento uranífero Aguiliri, Puna Argentina. B. ANIEL, A. R. VULLIEN y H. I. ROMANO	3
Evolución de la caldera volcánica de Chocaya (Potosí, Bolivia) WALDO ARTURO AVILA SALINA	15
Depósitos piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, precordillera sanjuanina FELISA BERCOWSKI y GUILLERMO J. FIGUEROA	28
La provincia basáltica andesino cuyana (35°-37° L.S.) ADRIANA BERMUDEZ y DANIEL DELPINO	35
Complejo subvolcánico del yacimiento río Blanco, Chile C. J. BLONDEL, C. V. STAMBUK y N. M. GALEB	56
Volcanismo submarino ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) del río Huaitiquina, provincia de Salta BEATRIZ COIRA y EDUARDO BARBER	68
Relaciones isotópicas de estroncio de volcanitas cenozoicas de los Andes Centrales (22°-24°30'S Puna, Argentina) BEATRIZ COIRA y MARIO BARBIERI	78
Facies piroclásticas del volcanismo ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) Salina de Jama, Jujuy BEATRIZ COIRA y FRANCISCO NULLO	89
Sierra de los Chacays, Extrandean Patagonia, Chubut, about the chemistry of the alkaline complex and its potassic and ultrapotassic rocks HUGO CORBELLA	96
Sierra de Queupuniyeu, North Extrandean Patagonia, Río Negro: The chemistry of the alkaline volcanic rocks HUGO CORBELLA	111
Post-Glacial hydroclastic and pyroclastic deposits in the Lanin National Park. North-Patagonian Cordillera, Neuquén HUGO CORBELLA y MARIA S. ALONSO	127
Sierra de los Chacays, Extrandean Patagonia, Chubut, Argentina: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Isotopic Ratios of the alkaline rocks and age of the potassic volcanics of Mt. Plan-Luan HUGO CORBELLA y MARIO BARBIERI	133
Volcanitas alcalinas de la Formación Puncoviscana en el área cerro Alto de Minas, departamento de Tilcara, Jujuy WALDO CHAYLE y BEATRIZ COIRA	141
Applications of the Landsat thematic mapper to problems of andean volcanology: The September 16th. eruption of Lascar Volcano, North Chile P. W. FRANCIS y D. A. ROTHERY	147
Mineralización de uranio en relación a rocas volcánicas en las comarcas de Paicone y Torrejo-Olaco, Puna Argentina. MIRTA GAMBA, SERGIO GORUSTOVICH, ALICIA VULLIEN, CARLOS NINCI, MARIA E. SAULNIER y RAUL FERREYRA	156
Volcanitas en El Rincón y Huertas Viejas, Sierra de Aconquija, Tucumán OSVALDO EDGAR GONZALEZ, RAUL MOYANO PAZ y MARTA GODEAS	169
Uranio en relación a ignimbritas cenozoicas de la comarca Coranzuli-Ramallo, Puna Argentina S. A. GORUSTOVICH, A. VULLIEN, B. ANIEL y R. BUSTOS	175
The Diamante Caldera and Maipo Caldera Complex in the Southern Andes of Argentina and Chile (24°10' South) ROBERT HARRINGTON	186
Geochemical evidence on the origin of quaternary basaltic andesites of the Puna, Northwestern Argentina WILLIAM J. KNOX Jr, SUZANNE MAHLBURG KAY y BEATRIZ COIRA	194

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a: MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina