

CAPITULO I-13

LOS BASALTOS DE RETROARCO EXTRAANDINOS

ADRIANA BERMUDEZ¹, DANIEL DELPINO¹, FRED FREY² Y ALBERTO SAAL²

¹ Servicio Geológico Neuquino, Dirección Provincial de Minería

² Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Estados Unidos

INTRODUCCION

En Sudamérica el margen activo tipo andino determinado por la subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa continental Sudamericana tiene, coincidentemente con su segmentación determinada por el análisis de los hipocentros de sismos profundos (Barazangi e Isacks, 1976), cuatro sectores con vulcanismo activo que se han denominado Zona Volcánica Norte (2-9° N), Zona Volcánica Central (5-27° S), Zona Volcánica Sur (33-46° S) y Zona Volcánica Austral (46-52° S). La parte central de la Zona Volcánica Sur entre los 35 a 37° S, ubicada al sur de la provincia de Mendoza y norte de Neuquén, se distingue de las demás por la importante actividad volcánica que dio origen a la Provincia Basáltica Andino Cuyana (PBAC, Bermúdez y Delpino, 1990) (figura 1).

Esta provincia está formada por dos campos basálticos: el de Llanqueto (CBLL) y el de Payún Matrú (CBPM) que cubren un área aproximada de 15.900 Km² (campo basáltico Llanqueto: 10.700 Km² y campo basáltico Payún Matrú: 5200 Km²). Dentro de ellos se ha producido la mayor densidad de emisiones, las que disminuyen gradualmente hacia el norte y hacia el sur; encontrándose en la zonas marginales centros dispersos.

Estas voluminosas erupciones basálticas desarrolladas desde el Plioceno hasta el Holoceno, se hallan localizadas en posición de retroarco respecto al arco ac-

tivo actual, ubicado a lo largo del límite argentino-chileno. Otra particularidad de este sector es la amplitud que alcanzó el arco andesítico durante el Mioceno - Pleistoceno representado su extremo oriental por el cordón volcánico de la Sierra del Nevado y otros volcanes compuestos dispersos en la región (Diamante, Zaino, Chorreado, Puntudo, Puntilla de Huincán, Caldera Payún Matrú, Domuyo, Tromen y Chachahuen), extendiéndose hasta una distancia aproximada de 500 Km al este de la fosa oceánica (Delpino y Bermúdez, 1985 y Bermúdez, 1991) (figuras 1 y 2).

Si se considera que estas erupciones basálticas han sido parcialmente simultáneas con los eventos volcánicos del arco plio-pleistoceno, su posición geotectónica puede considerarse como de intraarco.

UNIDADES DE ACTIVIDAD VOLCANICA

Los campos basálticos Llanqueto y Payún Matrú, se formaron con los productos emitidos desde centros volcánicos que han estado activos desde comienzos del Plioceno, hace aproximadamente 5 Ma, hasta tiempos prehistóricos. El conjunto, en términos de unidades de actividad volcánica, puede considerarse como formado durante el que se ha denominado período eruptivo andino - cuyano.

Las erupciones a lo largo de un área tan extensa probablemente fueron continuas a lo largo del tiem-

CUADRO I: UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

UNIDADES DE ACTIVIDAD VOLCANICA			EDAD	LITOGRAFIA	
PERIODO	EPOCA	ERUPCIONES		GRUPO	FORMACION
A N D I N O C U Y A N O	TROMENLITENSE	SUPERIORES	PREHISTORICAS	TROMEN	* 3
		INFERIORES	HOLOCENO		
	PUENTELITENSE		PLEISTOCENO	PUENTE	* 2
	CHAPUALITENSE	SUPERIORES	PLEISTOCENO INFERIOR PLIOCENO SUPERIOR	CHAPUA	* 1
		INFERIORES	PLIOCENO		

- *1. Cerro Negro, Morado Alto (González Díaz, 1972a); Maipo (Basalto IV (Núñez, 1976, 1979; Holmberg, 1973). Basalto 4 (Dessanti, 1956) Asoc. Volcánica Paleopleistocena y Neopleistocena (Polanski, 1964a); Chapua (Basalto III), (Holmberg, 1973; Núñez, 1976) Mancha Jarilla (Delpino, 1988). Basalto del Chapua Superior e Inferior (Dessanti, 1973).
- *2. El Puente (Basalto V) (Holmberg, 1973; Núñez, 1979), Asoc. Volcánica Postglacial (Polanski, 1964), Cerritos Colorados (Delpino, 1988); El Mollar (González Díaz, 1972c). Puentelicense (Groeber, 1946) Basalto V - Basalto El Puente (Dessanti, 1973).
- *3. Formación Cerro Carbonilla (González Díaz, 1972c) Basaltos de la Media Luna (Llambías, 1966). Tromenlense (Basalto VI y VII) Groeber (1946). Basaltos del Tromen (Dessanti, 1978), Jagüel del Zorro (González Díaz, 1972c).

po, pero existieron tres picos de actividad. Estos picos que duraron varios miles de años son definidos como épocas eruptivas: chapualitense (eech), puentelicense (eep) y tromenlense (cet), retomando la terminología y el sentido de la definición original dada por Groeber (1946), aunque las edades geológicas absolutas disponibles, como se verá más adelante, resultan ser sistemáticamente menores para las épocas eruptivas Chapualitense y Puentelicense. Además dentro de las épocas eruptivas Chapualitense y Tromenlense, es posible reconocer períodos de mayor actividad y de una duración posible de cientos de años, que se denominan erupciones inferiores y superiores, equivalentes al Chapualitense y Tromenlense inferior y superior de Groeber (1946).

LITOESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista litoestratigráfico, se propone agrupar los productos generados en cada una de las tres épocas eruptivas en los Grupos Chapúa, Puente y Tromen, incluyendo dentro de ellos las formaciones definidas por diferentes autores en distintas áreas (cuadro 1). La determinación de la edad relativa de los eventos volcánicos fue realizada teniendo en cuenta cuatro criterios principales: geológicos, morfológicos, radimétricos y paleomagnéticos.

Relaciones geológicas

En el campo basáltico Llancanelo las rocas incluidas dentro del Grupo Chapúa, en el ambiente de la subcuenca de Alvear, apoyan sobre sedimentos y depósitos de piedemonte de edad pliocena y cuaternaria. En el Bloque de San Rafael, lo hacen sobre rocas ígneas y sedimentarias paleozoicas y cubren las laderas de los volcanes andesíticos mio-pliocenos: Sierra del Nevado, Diamante y Zaino.

En el sector occidental del campo basáltico Llancanelo las pertenecientes al Grupo Puente apoyan sobre rocas sedimentarias mesozoicas. En el campo basáltico Payún Matrú, las pertenecientes a los Grupos Chapúa, Puente y Tromen, apoyan sobre rocas basálticas de edades eocenas - oligocenas y miocenas, en el sector oriental.

En el área de Los Volcanes lo hacen sobre rocas sedimentarias mesozoicas y depósitos de piedemonte terciarios. Pero al contrario de lo que sucede en el campo basáltico Llancanelo, las unidades pertenecientes a los tres grupos, se superponen claramente, especialmente en el campo Los Volcanes, y se intercalan con coladas traquíticas y depósitos de flujos piroclásticos relacionados con la evolución del centro volcánico Payún Matrú (figura 3).

En ambos campos (campo basáltico Llancanelo y Payún Matrú), las rocas de los Grupos Chapúa y Puente,

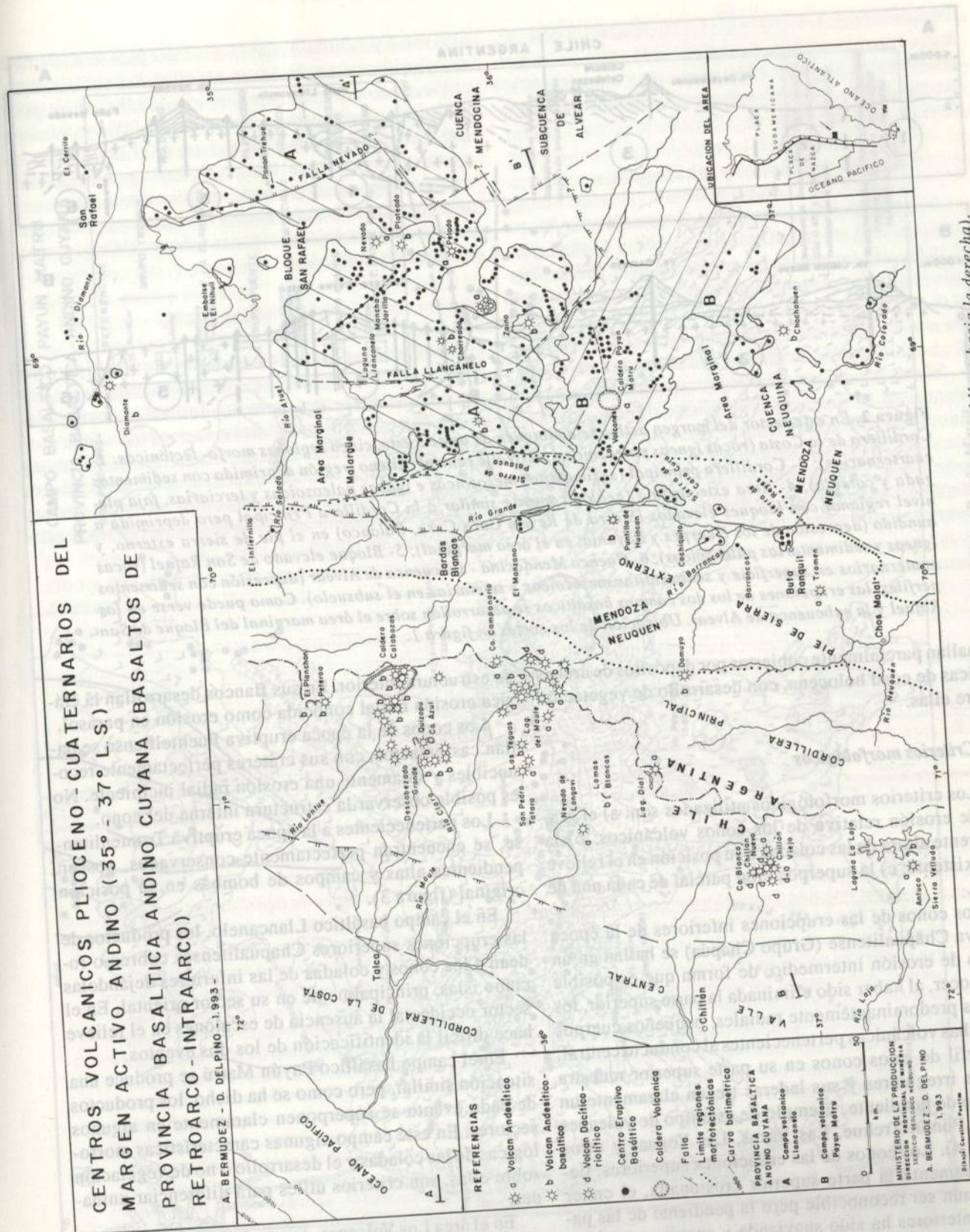


Figura 1. Llanquanelo (rayado oblicuo hacia la izquierda) y Payún Matrú (rayado oblicuo hacia la derecha).

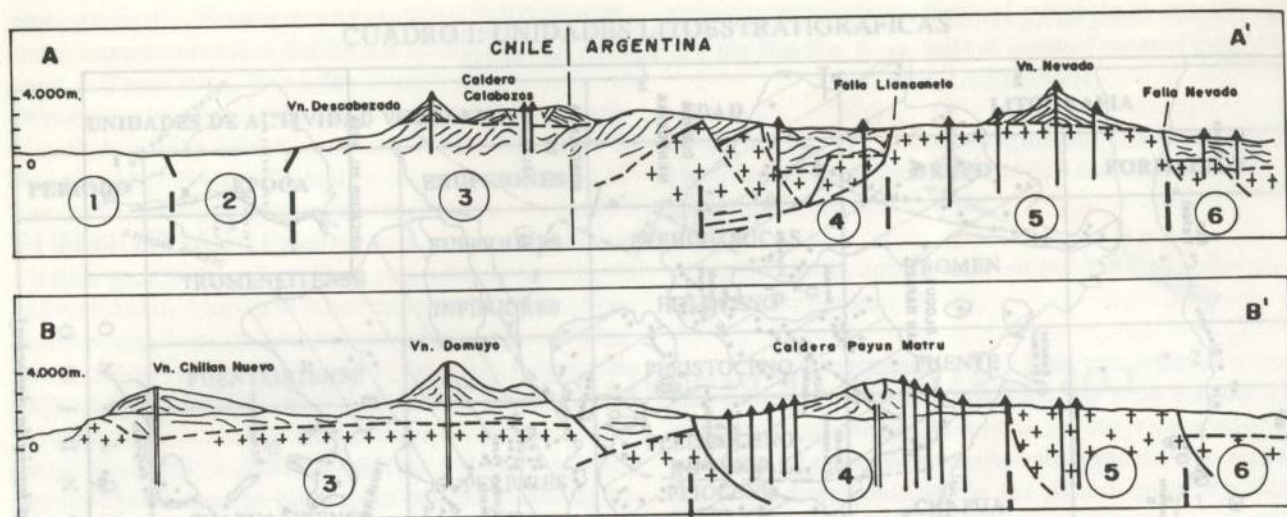


Figura 2. En este sector del margen activo se distinguen de oeste a este, cinco regiones morfo- tectónicas: 1- Cordillera de la Costa (rocas ígneas paleozoicas); 2- Valle central chileno (región deprimida con sedimentos cuaternarios); 3- Cordillera principal (sedimentitas mesozoicas e ígneas paleozoicas y terciarias, faja plegada y corrida); 4- Área extraandina (geológicamente similar a la Cordillera Principal pero deprimida a nivel regional con bloques elevados (Sierra de Reyes, Cara Cura, Palauco) en el pie de sierra externo, y hundido (depresión de los Huarpes y Payunia, en el área marginal); 5- Bloque elevado de San Rafael (rocas ígneas y sedimentarias paleozoicas); 6- Cuenca Mendocina - subcuenca de Alvear (depresión con sedimentos cuaternarios en superficie y sedimentitas mesozoicas y terciarias en el subsuelo). Como puede verse en los perfiles, las erupciones de los dos campos basálticos se desarrollan sobre el área marginal del Bloque de San Rafael y la subcuenca de Alvear. Ubicación de los cortes en figura 1.

se hallan parcialmente cubiertas por depósitos de arenas eólicas de edad holocena, con desarrollo de vegetación sobre ellas.

Criterios morfológicos

Los criterios morfológicos utilizados son: a) el grado de erosión relativo de los conos volcánicos; b) la diferente altura de las coladas o su posición en el relieve preexistente; c) la superposición parcial de cada una de ellas.

Los conos de las erupciones inferiores de la época eruptiva Chapualitense (Grupo Chapúa) se hallan en un grado de erosión intermedio, de forma que es posible reconocer, al haber sido eliminada la parte superior, los diques predominantemente radiales, pequeños cuerpos y brechas volcánicas pertenecientes al conducto central. El perfil de estos conos en su parte superior muestra formas irregulares y sus laderas tienen claramente un cambio de pendiente. Ejemplo de este tipo de volcanes son el Ponon Trehue, Las Vacas, Las Yeguas y otros (figura 4). Los conos de las erupciones superiores, tienen solamente la parte superior erosionada, el cráter puede aún ser reconocible pero la pendiente de las paredes interiores ha sido suavizada y aparecen también algunos diques. En ocasiones estos aparatos volcánicos tienen dos o tres cañadones que permiten ver en parte

su estructura interior. En sus flancos desarrollan la clásica erosión radial conocida como erosión en parasol.

Los conos de la época eruptiva Puentelitense se hallan casi intactos, con sus cráteres perfectamente reconocibles y solamente una erosión radial incipiente. No es posible observar la estructura interna del cono.

Los pertenecientes a la época eruptiva Tromenlitense, se encuentran perfectamente conservados, poseen pendientes altas y campos de bombas en su posición original (figura 3).

En el campo basáltico Llanconero, los productos de las erupciones superiores Chapualitenses cubren o rodean a los conos y coladas de las inferiores dejándolas como islas, principalmente en su sector oriental. En el sector occidental la ausencia de escalones en el relieve hace difícil la identificación de los dos eventos.

En el campo basáltico Payún Matrú se produce una situación similar, pero como se ha dicho, los productos de cada evento se superponen claramente en algunos sectores. En este campo algunas características morfológicas de las coladas y el desarrollo o no de vegetación sobre ellas, son criterios útiles para diferenciar unidades.

En el área Los Volcanes, campo basáltico Payún Matrú, las erupciones de la época eruptiva Puentelitense (Grupo Puente) son de tipo pahoe-hoe con desarrollo de túmulis y túneles. En cambio las de la época eruptiva

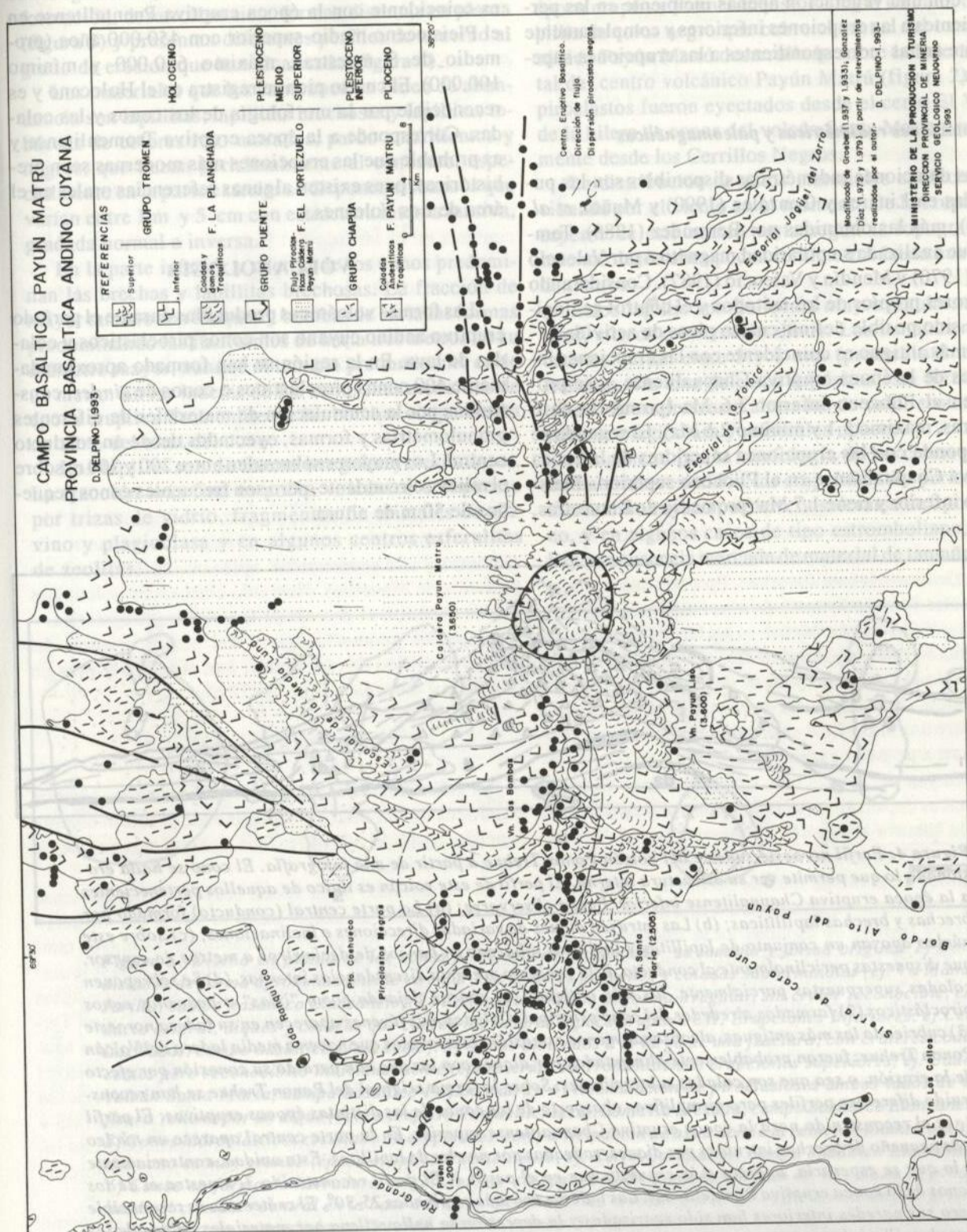


Figura 3. Mapa geológico del campo basáltico Payún Matrú.



Tromenlitense son del tipo aa, con desarrollo de canales, y con una vegetación apenas incipiente en las pertenecientes a las erupciones inferiores y completamente ausente en las correspondientes a las erupciones superiores.

Dataciones radimétricas y paleomagnéticas

Las dataciones radimétricas disponibles son las publicadas en Linares y González (1990) y Muñoz *et al.* (1987), más las obtenidas por Bermúdez (1988). También fue analizada su polaridad magnética por Valencio *et al.* (1970) y Mendía y Valencio (1987). Considerando los errores propios de los métodos y el control geológico, ha sido posible definir cuatro picos de actividad.

El más antiguo es coincidente con las erupciones inferiores de la época eruptiva Chapualitense, y se produjo en el Plioceno inferior 3,6 Ma (promedio de 6 muestras, máximo 5,1 y mínimo 2,6 Ma). El segundo se corresponde con las erupciones superiores de la época eruptiva Chapualitense en el Plioceno superior - Pleistoceno inferior y tiene 1,7 Ma (promedio de 8 muestras,

máximo 2 y mínimo 1,5 Ma). El tercer pico de actividad es coincidente con la época eruptiva Puentelitense en el Pleistoceno medio-superior con 450.000 años (promedio de 8 muestras, máximo 650.000 y mínimo 100.000). El cuarto pico se registra en el Holoceno y es reconocible por la morfología de los conos y las coladas. Corresponde a la época eruptiva Tromenlitense y es probable que las erupciones más modernas sean prehistóricas, pues existen algunas referencias orales en el área de Los Volcanes.

VOLCANOLOGIA

Las formas volcánicas producidas durante el período eruptivo andino cuyano son conos piroclásticos y coladas de lava. En la región se han formado aproximadamente 400 conos piroclásticos o conos de *cinder*, contruidos por la acumulación de materiales de diferentes granulometrías y formas, eyectados desde un conducto central. Los mayores sobresalen entre 200 y 300 m sobre el relieve circundante, pero son frecuentes conos pequeños de 50 m de altura.

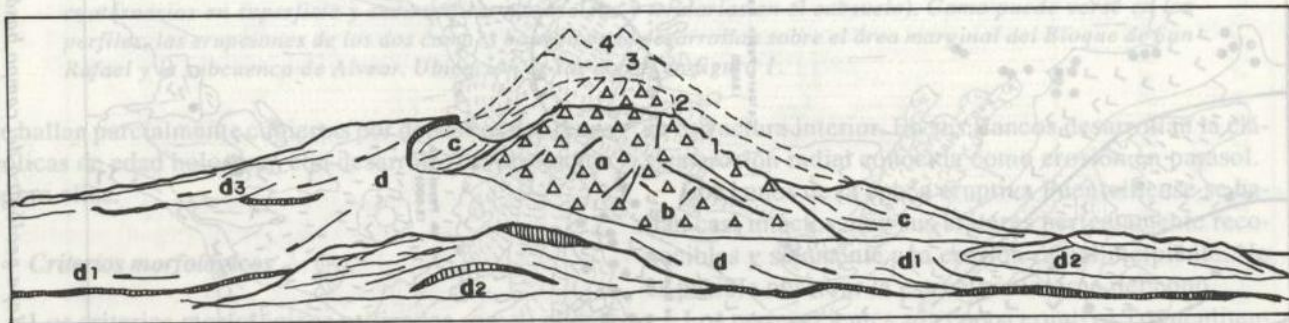


Figura 4: Perfil noroeste-sudeste del Volcán Ponon Trehue a partir de una fotografía. El cono se halla erosionado lo que permite ver su estructura interna. El perfil de este volcán es típico de aquellos pertenecientes a la época eruptiva Chapualitense inferior. Puede observarse: (a) La parte central (conducto) formado por brechas y brechas lapillíticas; (b) Las intruysos diques de variadas direcciones e inclinaciones; (c) Sobre este núcleo apoyan un conjunto de lapillitas y lapillitas tobáceas en bancos de decímetros a metros de espesor, que dispuestas periclinamente al conducto. Este conjunto presenta discordancias internas. (d) Se superponen coladas superpuestas parcialmente, las más antiguas (1) rodean dejando como "islas" a pequeños conos piroclásticos (2) formados alrededor del cono principal. Coladas más jóvenes aparecen en su ladera noroeste (3) cubriendo las más antiguas, alcanzando menor extensión. Las coladas que nacen a media ladera del Volcán Ponon Trehue, fueron probablemente alimentadas por diques con las que han perdido su conexión por efecto de la erosión, o sea que son coladas subterminales. Sobre la forma original del Ponon Trehue se han reconstruido diferentes perfiles para ejemplificar el aspecto de los conos de las distintas épocas eruptivas: El perfil 2, es el reconstruido para la época eruptiva Chapualitense superior. En la parte central aparece un núcleo más pequeño de brechas intruídas por diques, rodeadas por niveles de lapillitas. Esta unidad, contrariamente a lo que se esperaría, aparece más expuesta que en el perfil 1. El perfil reconstruido 3, muestra el de los conos de la época eruptiva Puentelitense. Las laderas son más empinadas 25-30°. El cráter aún es reconocible pero sus paredes interiores han sido suavizadas y la depresión se halla rellena por materiales caídos de las paredes. El núcleo no aparece expuesto. Se forman de brechas lapillíticas, lapillitas y lapillitas tobáceas. El perfil 4 es el de los conos de época eruptiva Tromenlitense, las laderas son empinadas 30-35°, el cráter está perfectamente conservado, con paredes verticales en su interior. En sus laderas se conservan intactos e in situ campos de bombas.

Según los mecanismos eruptivos involucrados en su formación, desarrollan siete formas distintas en planta (figura 5) y presentan diferentes perfiles de acuerdo al grado de erosión que han alcanzado (figura 4).

Los materiales que los componen en orden de abundancia son lapillitas, lapillitas brechosas y lapillitas tobáceas de colores rojo morados, pardo amarillentos y negros, que buzan periclinamente al conducto, especialmente en la parte exterior se disponen en bancos que varían entre 1 m y 5 cm con estructura interna masiva, gradada normal e inversa.

En la parte inferior y central de los conos predominan las brechas y lapillitas brechosas. La fracción de mayor tamaño son bloques y bombas de variadas formas predominando las fusiformes de hasta tres metros en su diámetro mayor, aunque el tamaño predominante es de un metro. En las laderas de los conos más modernos de época eruptiva Tromenlitense las bombas ocupan hasta un 10 % del total del cono.

Los lapillis son de forma irregular y vesiculares. La fracción más fina es polvo volcánico compuesto por trizas de vidrio, fragmentos de cristales de olivino y plagioclasa y en algunos centros esferulitas de zeolitas.

Relacionados con las erupciones prehistóricas de la época eruptiva Tromenlitense, se halla un campo de lapillis de color negro que cubre el sector del campo basáltico Payún Matrú desarrollado sobre la ladera oriental del centro volcánico Payún Matrú (figura 2). Estos piroclastos fueron eyectados desde el cerro El Volcán, de la hilera de conos del volcán Santa María y posiblemente desde los Cerrillos Negros.

La distribución de estos materiales aparece condicionada por el viento en el momento de la erupción. El espesor de este manto varía según la topografía, cubriendo desde unos pocos centímetros hasta una decena de metros.

Estos lapillis son de forma muy irregular, escoriáceos, vítreos o microcristalinos. Los tamaños más frecuentes varían entre 3 y 8 mm (promedio 5 mm). La fracción más fina de estos depósitos está formada por trizas vítreas frescas o alteradas de color castaño, cristales de plagioclasa y minerales opacos.

En general por la morfología de los conos y el tipo de materiales emitidos, las erupciones del período eruptivo andino cuyano pueden considerarse de tipo hawaiano, y en algunos casos de tipo estromboliano, aunque hay una ausencia marcada de material de tamaño ceniza.

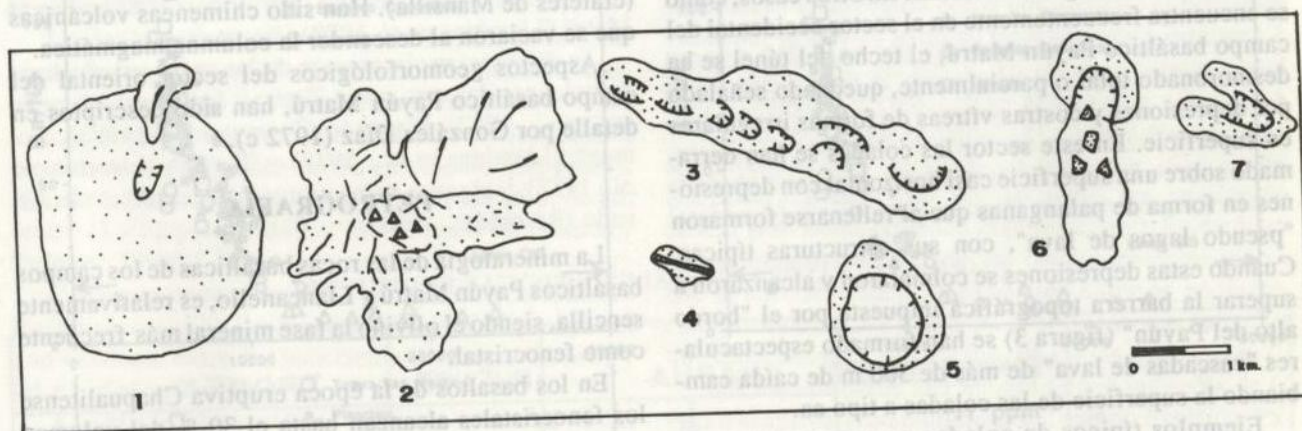


Figura 5: Diseño en planta de los conos piroclásticos, respetando su tamaño y forma original 1) Conos aislados de forma aproximadamente circular con cráteres pequeños y coladas subterminales (ej. Vn Mancha Jarilla, campo basáltico Llancanelo). 2) Conos erosionados de forma irregular, sin cráter reconocible, conducto central, diques y coladas que cubren las laderas (época eruptiva CH, Erupciones Inferiores, ej. Cerro Las Vacas, campo basáltico Llancanelo). 3) Conos alineados a lo largo de una fractura, con cráteres coalescentes pero reconocibles individualmente (época eruptiva Tromenlitense, erupciones superiores, ej. Cadena Volcán Santa María, campo basáltico Payún Matrú). 4) Acumulación de piroclastos a ambos lados de una fisura rellena por un dique (época eruptiva Puentelicense, ej. Loma Atravesada, campo basáltico Llancanelo). 5) Conos hidroclásticos resultado de erupciones con participación de agua donde la relación diámetro/altura del cono es muy grande (época eruptiva Puentelicense, ej. Cerro Carapacho, campo basáltico Llancanelo). 6) Conos en forma de herradura originados por colapso, debido a que la emisión de la colada se produjo desde el conducto central en la base del cono. De esta forma arrastró parte del edificio volcánico y grandes trozos del cono se trasladaron flotando sobre la colada. Se diferencian de los otros en forma de herradura, en que las paredes interiores son casi verticales (época eruptiva Tromenlitense, ej. Cerro Las Bombas, campo basáltico Payún Matrú). 7) Conos con forma de herradura o "aportillados", configuración determinada por la dirección predominante del viento en el momento de las erupciones (época eruptiva Chapualicense superior, ej. Conos en la ladera noroeste del cerro Nevado, campo basáltico Llancanelo).

Las coladas pueden caracterizarse por el tipo de superficie que presentan, pudiendo encontrarse tipo aa o pahoe-hoe. Estas palabras polinesias usadas en la isla de Hawaii, indican en el caso de las aa una apariencia blocosa, áspera, de difícil transitabilidad, similar a una escoria de fundición. El tipo Pahoe-hoe tiene una apariencia más suave, algunas veces vítreas o con rugosidades de variadas formas, tratándose de una lava más fluida.

En las coladas de la época eruptiva Chapualitense no es posible reconocer su superficie original, distinguiéndose en cambio los dos tipos en las lavas de las épocas eruptivas Puentelitense y Tromenlitense. Particularmente las pertenecientes a la época eruptiva Puentelitense muestran formas típicas de lava pahoe-hoe en los dos campos basálticos, pudiéndose utilizar la morfología como criterio para su diferenciación. Es característica la presencia de túmulos y promontorios, elevaciones abovedadas de formas circulares y elipsoidales en planta, con una altura entre 1 y 3 m, y grietas radiales a lo largo del eje mayor o en forma de "y". Presentan una costra de enfriamiento de 30-50 cm de espesor con disyunción en poliedros casi perfectos.

Un rasgo morfológico común es la presencia de túneles que en el sector occidental del campo basáltico Llancanelo dan origen a cavernas. En otros casos, como se encuentra frecuentemente en el sector occidental del campo basáltico Payún Matrú, el techo del túnel se ha desmoronado total o parcialmente, quedando señalado por depresiones y costras vítreas de formas irregulares en superficie. En este sector las coladas se han derramado sobre una superficie casi horizontal con depresiones en forma de palanganas que al rellenarse formaron "pseudo lagos de lava", con sus estructuras típicas. Cuando estas depresiones se colmataron y alcanzaron a superar la barrera topográfica impuesta por el "bordo alto del Payún" (figura 3) se han formado espectaculares "cascadas de lava" de más de 300 m de caída cambiando la superficie de las coladas a tipo aa.

Ejemplos típicos de coladas aa se encuentran en la región de Los Volcanes, extremo oriental del campo basáltico Payún Matrú (figura 3) donde las lavas se han deslizado sobre una superficie inclinada en forma de escudo con pendiente hacia el río Grande. Son blocosas, de bordes lobulados, con desarrollo de canales entrelazados con diferentes formas y dimensiones. El espesor varía entre 5 y 15 m. En el sector proximal a su origen hasta aproximadamente 2 Km, es frecuente la mezcla de lava con material piroclástico y grandes fragmentos provenientes del cono (figura 5, ejemplo 6), en este sector el canal de avance de la colada se va ensanchando formando una "V", hasta alcanzar hasta 500 m de ancho.

En el sector medio entre los 2 y 4 Km es típica la presencia de islotes de forma elíptica (350 por 40 m)

con su diámetro mayor paralelo a la dirección del flujo. Se forman por el apilamiento caótico de bloques y placas de la corteza de enfriamiento superficial. El canal de avance se angosta, desarrollando frecuentes bifurcaciones y su ancho oscila entre 100 y 40 metros.

El sector distal, después de los 4 Km, se caracteriza por el ensanchamiento de los canales (100 a 150 m) finalizando con la dispersión del flujo en forma de abanico y desarrollando lóbulos. En esta zona abundan las crestas de presión paralelas y transversales, con su parte convexa en el sentido del flujo. En los laterales de la colada, donde comienza el sector distal, se generan estructuras curvas, sigmoides, paralelas o subparalelas a la dirección del canal. Su origen se debe a zonas de cizalla producidas por las velocidades diferenciales entre la parte central (flujo más rápido) y la exterior (flujo más lento).

Los frentes y laterales de este tipo de coladas están formados por una acumulación de bloques escoriáceos y macizos de variados tamaños.

Una tercera forma volcánica ha sido observada en el interior de los conos de la cadena del volcán Santa María, son dos túneles verticales o simas de tres metros de diámetro y una profundidad aproximada de 15 a 20 m (cráteres de Mansilla). Han sido chimeneas volcánicas que se vaciaron al descender la columna magmática.

Aspectos geomorfológicos del sector oriental del campo basáltico Payún Matrú, han sido descriptos en detalle por González Díaz (1972 c).

PETROGRAFIA

La mineralogía de las rocas basálticas de los campos basálticos Payún Matrú y Llancanelo, es relativamente sencilla, siendo el olivino la fase mineral más frecuente como fenocristal.

En los basaltos de la época eruptiva Chapualitense los fenocristales alcanzan hasta el 30 % del volumen total de la roca. Además de la cantidad, es mayor también el tamaño de los fenocristales que en algunas muestras alcanzan hasta los 6 mm (Por ejemplo fenocristales de olivino en las Lomas de Mondaca, Cerro Ponon Trehue en el campo basáltico Llancanelo). El olivino aparece como fenocristal en todas las rocas Chapualitenses ya sea solo, lo más frecuente, así como en la asociación mineralógica, menos común de olivino + plagioclasa + clinopiroxeno. En este caso forman glomérulos con individuos euhedrales pero que muestran fuerte resorción en bordes y núcleos.

Menos común es la presencia de plagioclasa como única fase fenocristal. Las plagioclasas tienen zonali-dad marcada y composición promedio An 45 a 55 %.

Las rocas pertenecientes a la época eruptiva Puentelitense son casi afíricas, con escasos fenocris-

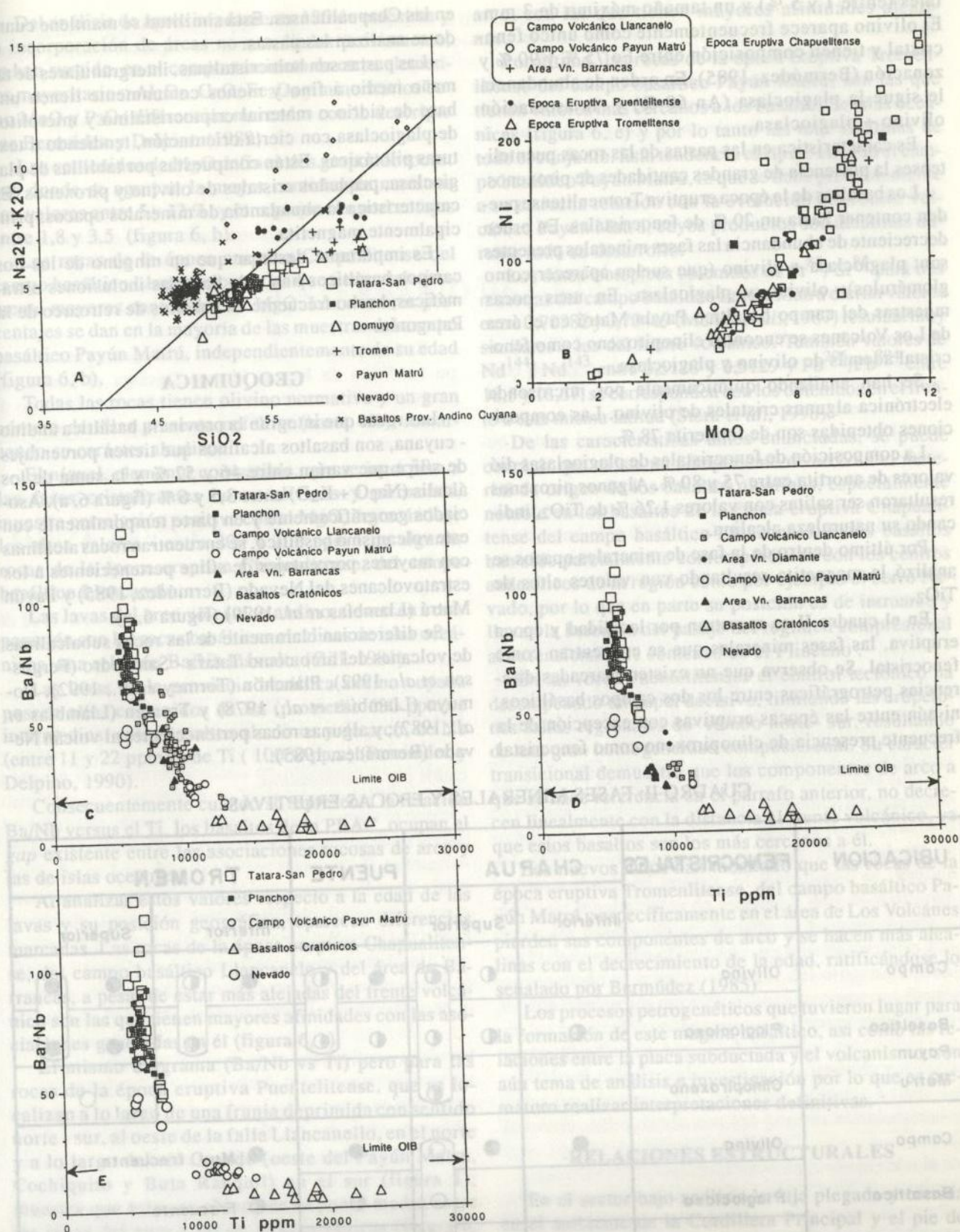


Figura 6: Diagramas de variación geoquímica.

tales (entre 1 y 5 %) y un tamaño máximo de 3 mm. El olivino aparece frecuentemente como único fenocristal y tienen composición entre Fo 75 % y 90 % y zonación (Bermúdez, 1985). En orden de abundancia le sigue la plagioclasa (An 60 %) y la asociación olivino + plagioclasa.

Es característica en las pastas de las rocas puentelenses la presencia de grandes cantidades de piroxenos.

Los basaltos de la época eruptiva Tromenlense pueden contener hasta un 20 % de fenocristales. En orden decreciente de abundancia las fases minerales presentes son: plagioclasa + olivino (que suelen aparecer como glomérulos); olivino y plagioclasa. En unas pocas muestras del campo basáltico Payún Matrú en el área de Los Volcanes se encontró clinopiroxeno como fenocristal además de olivino y plagioclasa.

Se han analizado químicamente por microsonda electrónica algunos cristales de olivino. Las composiciones obtenidas son de forsterita 78 %.

La composición de fenocristales de plagioclasas dió valores de anortita entre 75 y 80 %. Algunos piroxenos resultaron ser salitas con valores 1,26 % de TiO_2 , indicando su naturaleza alcalina.

Por último dentro de la fase de minerales opacos se analizó la magnetita resultando con valores altos de TiO_2 .

En el cuadro II se muestran por localidad y época eruptiva, las fases minerales que se encuentran como fenocristal. Se observa que no existen marcadas diferencias petrográficas entre los dos campos basálticos, ni aún entre las épocas eruptivas con excepción de la frecuente presencia de clinopiroxeno como fenocristal

en las Chapualitenses. Esta similitud se mantiene cuando se analizan las pastas.

Las pastas son holocristalinas, intergranulares de tamaño medio a fino y menos comunmente tienen una base de vidrio o material criptocristalino y microlitos de plagioclasa con cierta orientación, tendiendo a texturas pilotácicas. Están compuestas por tablillas de plagioclasa, pequeños cristales de olivino y piroxenos. Es característica la abundancia de minerales opacos, principalmente magnetita.

Es importante destacar que en ninguno de los dos campos basálticos han sido halladas inclusiones ultramáficas, hecho frecuente en basaltos de retroarco de la Patagonia.

GEOQUIMICA

Las rocas que integran la provincia basáltica andino-cuyana, son basaltos alcalinos que tienen porcentajes de sílice que varían entre 46 y 52 % y la suma de los álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) entre 3,5 y 6 % (figura 6, a). Asociados geográficamente y en parte temporalmente con este volcanismo basáltico, se encuentran rocas alcalinas con mayores porcentajes de sílice pertenecientes a los estratovolcanes del Nevado (Bermúdez, 1985) y Payún Matrú (Llambías et al. 1979) (figura 6, a).

Se diferencian claramente de las rocas subalcalinas de volcanes del arco como Tatara - San Pedro (Ferguson et al., 1992), Planchón (Tormey et al., 1992), Domuyo (Llambías et al., 1978) y Tromen (Llambías et al., 1982); y algunas rocas pertenecientes al volcán Nevado (Bermúdez, 1985).

CUADRO II: FASES MINERALES Y EPOCAS ERUPTIVAS

UBICACION	FENOCRISTALES	CHAPUA		PUENTE	TROMEN	
		Inferior	Superior		Inferior	Superior
Campo Basáltico Payún Matrú	Olivina		●	●	●	●
	Plagioclasa	●	●	●	●	●
	Clinopiroxeno		●			○
Campo Basáltico Llancanelo	Olivina	●	●	●	●	●
	Plagioclasa		○	○	○	○
	Clinopiroxeno		○			○

● Muy frecuente

● Frecuente

○ Poco frecuente

Del análisis de aproximadamente 120 de muestras y la incorporación de áreas no estudiadas previamente, no han surgido, en el comportamiento de otros elementos mayoritarios: Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 y minoritarios como MnO y P_2O_5 diferencias marcadas con lo descripto por Bermúdez y Delpino (1989).

Los contenidos de MgO definen dos grupos de rocas: uno donde se agrupan la mayor cantidad de muestras con valores entre 5 y 12 %; y otro grupo con porcentajes entre 1,8 y 3,5 (figura 6, b).

Las rocas de la época eruptiva Chapualitense del campo basáltico Llanquanelo son las que tienen relativamente mayores contenidos de MgO . Los menores porcentajes se dan en la mayoría de las muestras del campo basáltico Payún Matrú, independientemente de su edad (figura 6, b).

Todas las rocas tienen olivino normativo y un gran número de ellas presenta nefelina (hasta 4%), remarcando su carácter alcalino.

El níquel, elemento compatible, que se incorpora a las fases cristalizantes como olivinos y piroxenos, muestra correlación positiva con el MgO , destacándose los altos valores - entre 200 y 300 ppm - de algunas rocas de la época eruptiva Chapualitense, del campo basáltico Llanquanelo.

Las lavas del arco volcánico andino, tienen en comparación con las rocas basálticas alcalinas de islas oceánicas, una relación Ba/Nb más alta (Gill, 1981).

Las lavas de la provincia basáltica andino cuyana poseen altos contenidos de Ba (promedio 630 ppm) e intermedios, entre basaltos alcalinos y de arco, de Nb (entre 11 y 22 ppm) y de Ti (10000 ppm) (Bermúdez y Delpino, 1990).

Consecuentemente cuando se representa la relación Ba/Nb versus el Ti , los basaltos de la PBAC, ocupan el *gap* existente entre las asociaciones rocosas de arco y las de islas oceánicas.

Al analizar estos valores respecto a la edad de las lavas y su posición geográfica, aparecen diferencias marcadas. Las rocas de la época eruptiva Chapualitense, del campo basáltico Llanquanelo y del área de Barrancas, a pesar de estar más alejadas del frente volcánico son las que tienen mayores afinidades con las asociaciones generadas en él (figura 6, c).

El mismo diagrama (Ba/Nb vs Ti) pero para las rocas de la época eruptiva Puentelicense, que se localizan a lo largo de una franja deprimida con sentido norte - sur, al oeste de la falla Llanquanelo, en el norte y a lo largo del río Grande (oeste del Payún Matrú, Cochiquito y Buta Ranquil) en el sur (figura 1); muestra que estas se ubican en el punto medio entre las rocas del arco y las de islas oceánicas (figura 6, d). Por lo tanto, al contrario de lo que debía esperarse, las rocas con posición geográfica más cercana al

arco, son las que tienen mayores afinidades alcalinas.

Por último, las rocas de la época eruptiva Tromenlense del campo basáltico Payún Matrú, son las que tienen valores más cercanos a los basaltos de islas oceánicas (figura 6, e) y por lo tanto las más alcalinas de todo el conjunto. Esta tendencia es típica en todo el campo basáltico Payún Matrú, lo que se debe probablemente a su estrecha relación con la evolución del centro volcánico Payún Matrú, cuyos productos son alcalinos durante todo su desarrollo.

Los datos isotópicos obtenidos de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para tres muestras del campo basáltico Payún Matrú dieron valores entre 0,70382 y 0,70419 (Muñoz *et al.*, 1987) resultan muy similares a los del frente volcánico. También valores de $\text{Nd}^{144}/\text{Nd}^{143}$ entre 0,5128 y 0,5129 y $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ entre 18,5 y 18,67; se corresponden con los obtenidos en el frente a esta misma latitud (Stern *et al.*, 1990).

De las características antes enunciadas, se puede concluir que existe un componente de arco en el material de origen de los basaltos alcalinos, especialmente notable en los basaltos de la época eruptiva Chapualitense del campo basáltico Llanquanelo. Estos basaltos han sido parcialmente contemporáneos con los centros andesíticos de la región como por ejemplo el cerro Nevado, por lo que en parte su posición es de intraarco y llevan la herencia del pasaje del régimen compresional al extensional que comenzó en el Plioceno.

En las rocas Puentelenses el control tectónico ha desempeñado un papel decisivo, limitando las erupciones fallas regionales de rumbo norte - sur, resultando de una gran homogeneidad composicional. Su carácter transicional demuestra que los componentes de arco a que se hace referencia en el párrafo anterior, no decrecen linealmente con la distancia al frente volcánico, ya que estos basaltos son los más cercanos a él.

Los nuevos datos han mostrado que las rocas de la época eruptiva Tromenlense, del campo basáltico Payún Matrú y específicamente en el área de Los Volcanes pierden sus componentes de arco y se hacen más alcalinas con el decrecimiento de la edad, ratificándose lo señalado por Bermúdez (1985).

Los procesos petrogenéticos que tuvieron lugar para la formación de este magma basáltico, así como las relaciones entre la placa subductada y el volcanismo, son aún tema de análisis e investigación por lo que es prematuro realizar interpretaciones definitivas.

RELACIONES ESTRUCTURALES

En el sector bajo análisis la faja plegada y corrida en el ambiente de la Cordillera Principal y el pie de sierra externo, se han originado durante el Terciario por fases compresivas con esfuerzos principales proceden-

tes desde el oeste. La historia estructural del área marginal donde se desarrolla el volcanismo basáltico, es más compleja y menos conocida.

Estas fases compresivas generaron localmente zonas de distensión durante el Eoceno-Oligoceno que dieron origen a las secuencias de entre 300 y 400 metros de espesor de basaltos alcalinos en posición de retroarco (Bermúdez, 1987). Desde el Plioceno hasta la actualidad han existido otros períodos en que la región ha estado sujeta a procesos extensionales locales.

En este área existe una alternancia composicional andesítico-basáltica y que está remarcada por la presencia de centros volcánicos andesíticos aislados, poligenéticos, construidos durante un largo período de tiempo, como el cerro Nevado, Plateado, Zaino, Chorreado y otros, que fueron construidos bajo un régimen compresional de esfuerzos.

Los eventos extensionales locales se desarrollaron en el Plioceno y Pleistoceno inferior, en el campo basáltico de Llanqueto sobre el Bloque de San Rafael y la subcuenca de Alvear. Aquí las erupciones se produjeron a lo largo de fracturas rectas de hasta 60 km de longitud, de rumbo promedio N40°O a lo largo de las cuales se disponen los centros eruptivos principales y cientos de conos monogenéticos. Otras presentan arqueamientos, fisuras conjugadas rellenas por diques y la formación de pequeños grabenes a lo largo de su recorrido (Delpino, 1987 y Bermúdez y Delpino, 1990).

Todos estos rasgos sugieren una gran facilidad mecánica para el ascenso del material de cada nueva erupción (Nakamura, 1977) y la composición basáltica alcalina indica que estas erupciones se desarrollaron bajo la influencia de un régimen local de extensión.

Un nuevo evento extensional localizado se produce durante el Pleistoceno medio-superior (EEP), en una franja norte-sur en el área marginal desde la depresión de los Huarpes hasta la Payunia en el sur. Esta región está limitada en el norte por las fallas Malargüe y su prolongación austral, y Llanqueto. Hacia el sur coincide con la zona tectónicamente deprimida del río Grande (figura 1).

Las características volcanológicas de las erupciones desarrolladas en esta zona localmente extensional son similares al evento anterior, aunque existen variaciones en la magnitud y rumbo de las fracturas, que tienen entre 10 y 25 km de longitud y rumbo predominantemente este-oeste.

El último evento distensivo está restringido al campo basáltico de Payun Matru. Durante el Holoceno, erupciones de menor magnitud se alinean a lo largo de fracturas de rumbo N 60°O y este-oeste, o simplemente se disponen como conos dispersos.

Se han reconocido fracturas normales de actividad neotectónica en las inmediaciones del extremo sur de la falla Nevado, en el ambiente de la subcuenca de Alvear.

En síntesis desde el Plioceno hasta el Holoceno se han producido zonas distensivas locales bien marcadas por los basaltos, que han alternado con la actividad de los volcanes andesíticos desarrollados bajo condiciones regionalmente compresivas.

La presencia de este volcanismo basáltico con características composicionales particulares sugiere además de los procesos de extensión locales, perturbaciones termal y mecánicas del manto subcortical provocados por la subducción.