

**ACERCA DE LA ZONACION PLUTONICA Y DEL VOLCANISMO MIOCENICO
EN LOS ANDES DE ACONCAGUA (LAT. 32-33°S):
DATOS RADIOMETRICOS K-Ar**

F. MUNIZAGA

Univ. Chile, Depto. Geol. y Geofís., Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.

J.C. VICENTE

Univ. Nacional San Agustín, Depto. Geol. y Geofís., Casilla 1203, Arequipa, Perú.

RESUMEN

En este trabajo se presenta y analiza el significado de 18 edades K-Ar, obtenidos en granitoides de las principales franjas plutónicas, andinas, y del volcanismo tardío, que cubre la Alta Cordillera, a la latitud de Aconcagua.

En esta zona existen, además del Batolito Costero de Papudo (Jurásico Superior), cuatro franjas plutónicas, con edades decrecientes hacia el este: Cabildo: 94 ± 3 m.a. (fines del Cenomaniano), Alicahue-Putendo: 63-56 m.a. (Paleoceno), Campo de Ahumada-Juncal: 18-16 m.a. (Mioceno Medio) y dacitas intrusivas, hipovolcánicas, del sector fronterizo Las Cuevas-Pachón: 10-7 m.a. (Mioceno Superior). Estas franjas muestran una evidente migración, en el tiempo, de la actividad plutónica hacia el este, y un emplazamiento sincrónico con las principales fases orogénicas del ciclo andino.

Las dataciones K-Ar han puesto de manifiesto, además, la existencia de una importante unidad volcánica, miocénica, que cubre extensas áreas de la Alta Cordillera de Aconcagua, donde se dispone, en forma subhorizontal o suavemente ondulada. Esta unidad consiste en una potente sucesión de flujos ignimbríticos y coladas de andesitas basálticas, y se correlaciona, en parte, con la Formación Farellones. Las dataciones de los distintos niveles se escalonan en los 20 y 10 m.a., confirmando una edad indiscutiblemente miocénica a la formación. Estos resultados llevan a discutir las vinculaciones y correlaciones de esta unidad volcánica con las intercalaciones volcánicas que se observan en el Terciario rojo, continental (Formación Agua de Piedra), del valle interandino Los Patos-Río Blanco, en la Cordillera Frontal argentina. En este trabajo, se sugieren nuevas correlaciones para la Formación Farellones, expuesta en los Andes de Aconcagua, tanto con la Formación Campanario (34°-36°S), como con el volcanismo miocénico, esencialmente ignimbrítico, del Norte Grande (27°-18°S). Estas correlaciones evidencian una importante actividad volcánica, miocénica, a lo largo de los Andes Meridionales.

ABSTRACT

Based on nine K-Ar ages from rocks of the main Andean plutonic belts, which complement the available radiometric dating of the area, four eastward youngening plutonic belts are recognized: Cabildo 94 ± 3 m.y. (Late Cenomanian), Alicahue-Putendo 63-56 m.y. (Paleocene), Campo de Ahumada-Juncal 18-16 m.y. (Middle Miocene) and subvolcanic dacites of the border Las Cuevas-Pachón area 10-7 m.y. (Late Miocene). A Late Jurassic coastal (Papudo-El Melón) belt may be added to these four belts. This clear eastward migration of plutonism and its synchronism with the main Andean orogenic phases, similar to the pattern obtained at Copiapó (27°S), is emphasized.

Nine K-Ar ages are presented from the widespread subhorizontal to openly folded Miocene volcanic (20-10 m.y.) of the high Cordillera. They comprise thick welded tuff and basaltic andesite flows, which belong mainly to the Farellones Formation of the Chilean watershed. Possible correlations with the volcanic interlayered in the Tertiary red beds (Agua de Piedra Formation) of the Los Patos-Río Blanco Front Range valley and new correlations with both the late Andean Farellones and Campanario Formations (34-36°S Lat.) and the mainly Miocene ignimbritic volcanism of the Chilean north (27°-18°S Lat.) are advanced.

INTRODUCCION

Los Andes de Aconcagua (32-33°S), debido a la ausencia de depresión central como elemento de discontinuidad entre la Cadena Costera y la Cordillera Principal, brinda uno de los perfiles más completos y representativos de los Andes Meridionales Centrales (Vicente, 1972). Esta situación privilegiada le confiere valor de transversal tipo, muy favorable a la solución de los principales problemas geológicos que plantea la cadena andina a esta latitud.

Las dataciones K-Ar, aquí presentadas, fueron realizadas con el propósito de aclarar dos problemas geocronológicos fundamentales:

- Definir la edad de las diferentes franjas plutónicas, andinas, con el fin de comprobar, a esta latitud, la realidad de la zonación plutónica

sugerida por Ruiz *et al.* (1965) y Aguirre *et al.* (1974), y estudiar la migración en el tiempo de esta actividad hacia el este, con relación a la evolución tectónica de la región.

- Establecer la edad de la serie volcánica, subhorizontal, que cubre la Alta Cordillera a esta latitud y que, trabajos previos, incluyeron dentro de la Formación Farellones, puesto que su datación es básica para la cronología tectónica del área.

Este trabajo es una contribución al Proyecto 120 "Evolución Magmática de los Andes" perteneciente al Programa Internacional de Correlación Geológica (P.I.C.G.) y, más precisamente, al Subproyecto piloto, titulado "Geotransversal de los Andes entre las latitudes 30° y 35°S".

PROCEDIMIENTOS Y TECNICAS ANALITICAS

Se realizó una severa selección, previo examen microscópico de las muestras, eliminando aquellas con indicios de alteración, que pudieran influir en la interpretación de los resultados analíticos. Es así como, desde un comienzo, en vista de la alteración sistemática de todas las volcanitas anteriores a la Formación Farellones, se descartó toda posibilidad de datar de manera directa la actividad volcánica previa (Formación Abanico, por ejemplo). Las muestras examinadas provienen, básicamente, de la colección del estudio geotectónico de la transversal de aconcagua (Vicente, en prep.). Además, se realizaron dos salidas complementarias, específicas, respectivamente, a los plutones del sector costero y a las volcanitas de las nacientes del río Santa Cruz, en la vertiente argentina.

Los análisis radiométricos se efectuaron en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo.

Los procedimientos utilizados son los rutinarios y fueron descritos en detalle por Amaral *et al.* (1966) y Bassei (1977).

Las constantes utilizadas en el cálculo de las edades K/Ar son: $\lambda_{\text{tot}} = 0,530 \times 10^{-9} \text{ años}^{-1}$; $\lambda_t = 0,585 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$; % atómico de K^{40} en K_{tot}

= 0,0119.

El error analítico es, normalmente, alrededor del 3% para determinaciones de rutina, pudiendo ser mayor en muestras desfavorables para el método.

Las edades obtenidas en este trabajo (Tabla I) se efectuaron en roca total o minerales que presentaron condiciones para ser datados. Algunas dataciones de muestras pertenecientes a la colección de J.C. Vicente fueron hechas en roca total, ya que no existía la cantidad mínima de muestras para efectuar la concentración de minerales.

Las edades K-Ar corresponden a edades mínimas. Las condiciones de enfriamiento de las rocas volcánicas, estudiadas, se consideran más bien rápidas y, ante la ausencia de evidencias que indiquen una pérdida importante de argón radiogénico, hemos supuesto que estas edades representan, prácticamente, el tiempo transcurrido desde la cristalización o enfriamiento de la roca, bajo la temperatura crítica de retención de argón.

La definición petrográfica de los granitoides se hizo mediante conteos modales y se utilizó la clasificación de Streckeisen (1976) (Fig. 2).

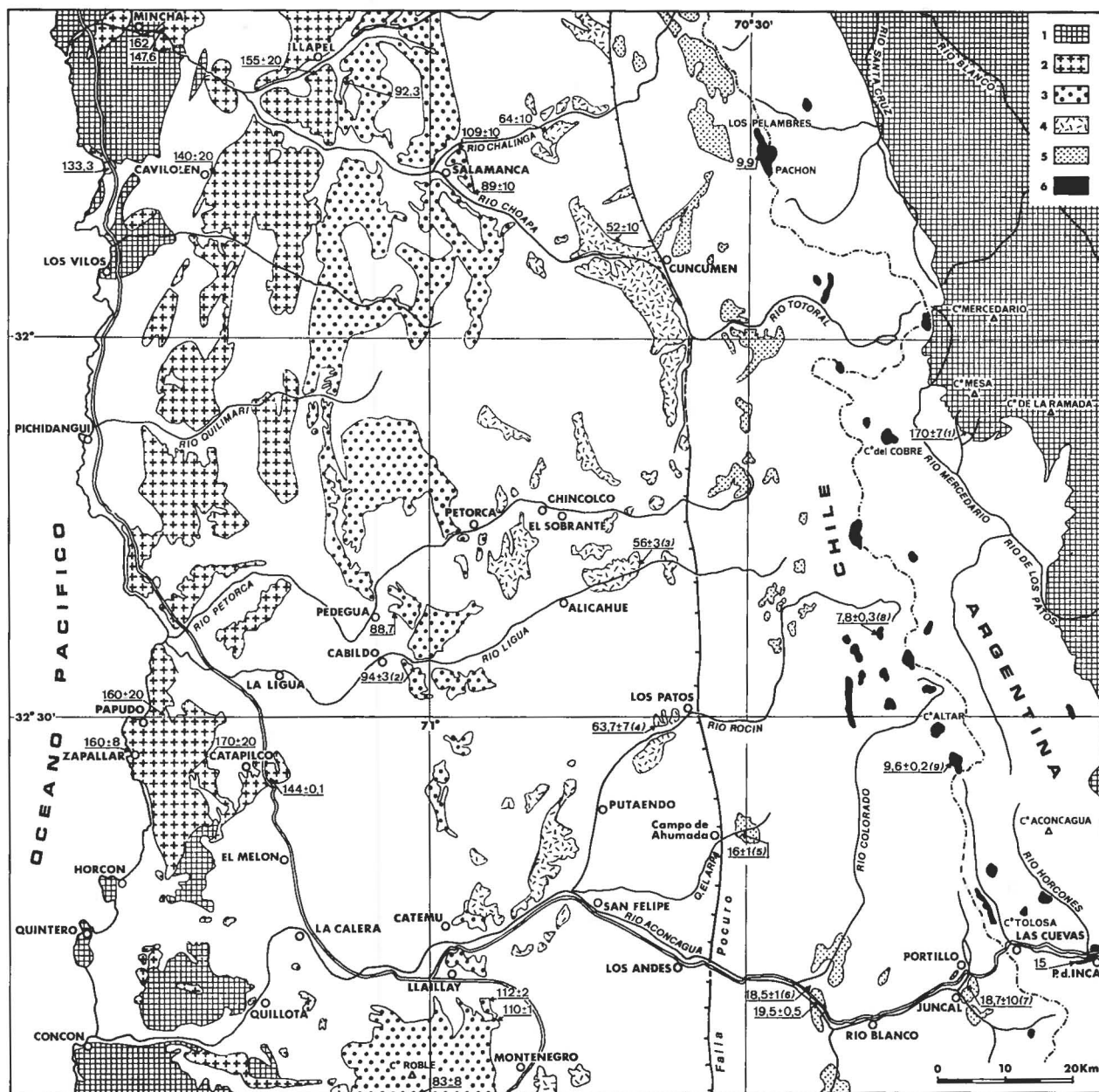


FIG. 1. Repartición de los granitoides andinos entre los $32^{\circ}34'$ y 33° Lat. S y ubicación de los antecedentes geocronológicos. 1: Zócalo preandino; 2: Granitoides del Jurásico Superior (160-140 m.a.); 3: Granitoides del Cretácico medio (80-115 m.a.); 4: Granitoides del Paleoceno (50-65 m.a.); 5: Granitoides del Mioceno superior (7-10 m.a.). Mapa según Piracés y Maksacv (1977) modificado y Piracés (1977) para la Cordillera de la Costa. Trazado de la Falla Pucuro según Carter y Aliste (1965). Las edades seguidas por número cursivo, entre paréntesis, se refieren a las muestras de este trabajo. Para las otras ver referencias en el texto.

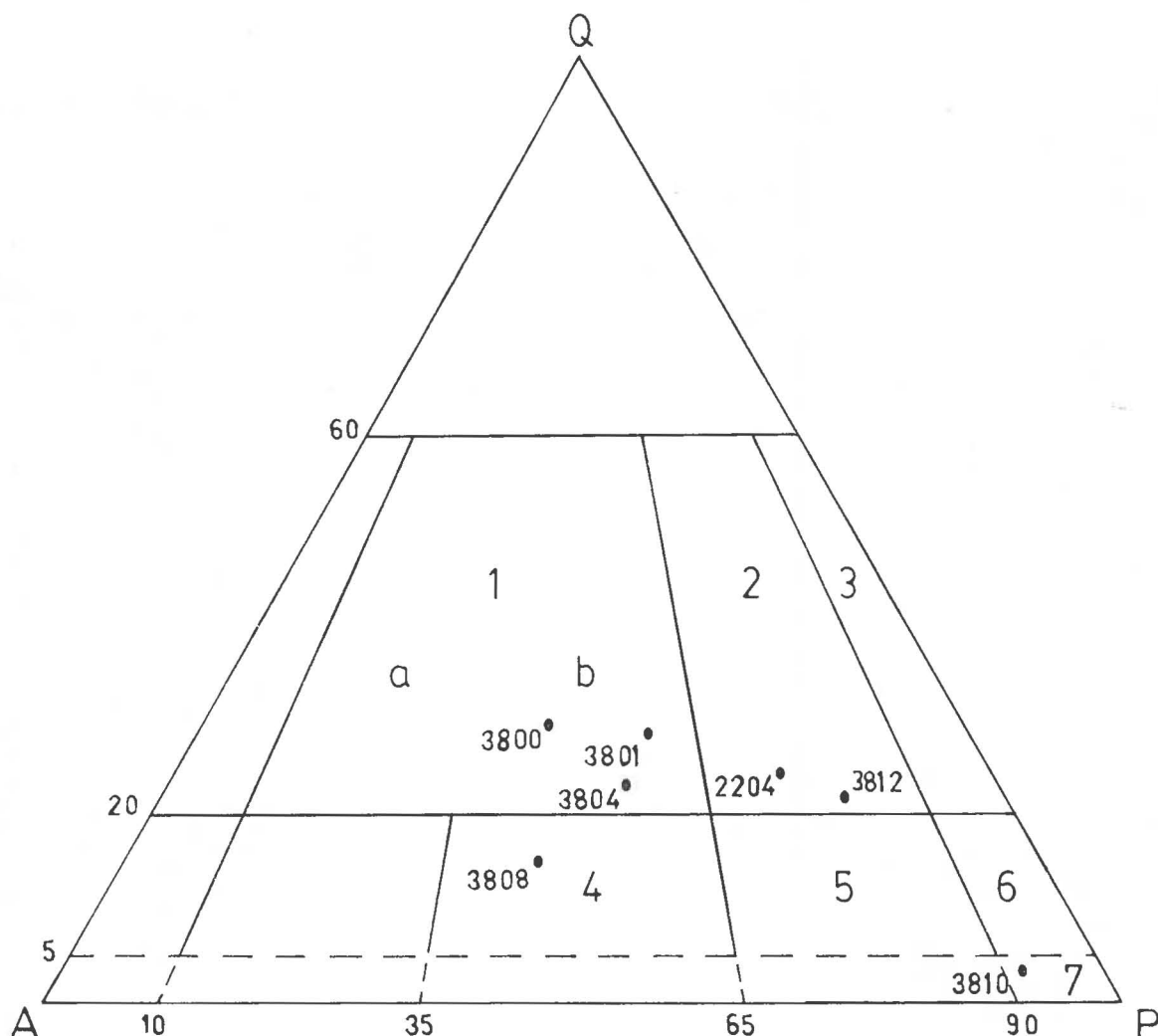


FIG. 2. Distribución modal de rocas plutónicas del área estudiada en el diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976). 1: Granitos; a: sienogranitos; b: monzogranitos; 2: Granodioritas; 3: Tonalitas; 4: Monzonita cuarcífera; 5: Monzodiorita/Monzogabro cuarcífero; 6: Diorita/Gabro cuarcífero; 7: Diorita/Gabro.

DISCUSION E INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

La Tabla 1 resume las diferentes edades K-Ar obtenidas, tanto en los intrusivos, como en las rocas volcánicas y filonianas. La figura 1 precisa la ubicación geográfica de las muestras, con los principales cuerpos intrusivos y la extensión de las secuencias volcánicas, atribuidas a la Formación Farellones. La figura 6 actualiza el perfil tectónico, general, de la zona (Vicente, 1972), fijando en él la posición de los plutones datados y destacando los afloramientos y actitud estructural de la serie volcánica, analizada.

LOS INTRUSIVOS

A excepción de la primera muestra (No. 1), que proviene del flanco occidental de la Cordillera Frontal de Argentina y pertenece al ciclo pre-andino, todas las otras corresponden a un muestreo, de oeste a este, de las principales franjas plutónicas andinas, en los perfiles transversales de la vertiente chilena, que brindan los ríos La Ligua y Aconcagua ($32^{\circ}30'$ y 33° de latitud sur, respectivamente).

TABLA 1. EDADES K - Ar

No. muestra	No. Terreno	Tipo de roca y material datado	Ubicación	% K	Ar ⁴⁰ _{rad} cc/gr. S. T. P.	% Ar Ats.	Edad m.a.
1	A-2562	Gabro	Ventisquero Mesa	0,31	0,220 × 10 ⁻⁶	19,3	170 ± 7
2	A-3800	Roca total Granito	Cabildo	6,65	25,5 × 10 ⁻⁶	12,8	94 ± 3
3	A-3801	Biotita Granito	Alicahue	6,63	15,6 × 10 ⁻⁶	16,9	56 ± 3
4	A-3804	Biotita Granito	Putando	2,01	0,14 × 10 ⁻⁵	92,7	63,7 ± 6,7
5	A-3808	Anfíbola Cuarzo-monzonita	Campo de Ahumada	5,46	3,4 × 10 ⁻⁶	51,7	16 ± 1
6	A-3759	Biotita Brecha dacítica	Quebrada del Arpa	—	—	—	18,4 ± 1,4
7	A-3812	Roca total Diorita	Los Quilos	—	—	—	18,7 ± 10
8	A-1783	Anfíbola Dacita	Portillo	0,70	0,1807 × 10 ⁻⁵	82,0	18,7 ± 10
9	A-2242	Biotita Dacita	Estero La Tambilla	1,64	0,5109 × 10 ⁻⁶	46	7,8 ± 0,3
10	A-1730	Roca total Ignimbrita	Cerro Alto Leiva	2,24	0,8592 × 10 ⁻⁵	45	9,6 ± 0,2
11	A-859	Roca total Dacita	Laguna del Copín	3,60	0,1572 × 10 ⁻⁵	55	10,9 ± 0,4
12	A-1756	Roca total Dacita	Cerro Llaretal	2,10	0,1712 × 10 ⁻⁵	33	20,4 ± 0,5
13	A-2202	Roca total Dacita	Río Rocín, altura sobre 2.520 m	2,14	0,5202 × 10 ⁻⁶	81	6,1 ± 0,5
14	A-826	Roca total Andesita basáltica	Río Hidalgo, altura 2.400 m	2,13	0,1487 × 10 ⁻⁵	69	17,4 ± 0,6
15	A-1766	Roca total Andesita basáltica	Cerro Encarrujado	1,37	0,3298 × 10 ⁻⁶	78	6,1 ± 1,2
16	A-3261	Roca total Dacita	Estero El Tábano altura 3.570 m	1,38	0,6748 × 10 ⁻⁶	56	12,3 ± 0,4
17	A-3769	Roca total Dacita	Río Alitre	1,98	0,1072 × 10 ⁻⁵	48	13,5 ± 0,4
18	A-3791	Biotita Dacita	Paso Las Ojotas	7,23	4,9 × 10 ⁻⁵	55	17 ± 2
		Biotita	Río Carnicería	6,43	0,6508 × 10 ⁻⁵	49	25,2 ± 0,5

Gabro del arroyo Ventisquero Mesa (1)

Es un gabro olivínico, que se encuentra emplazado en las volcanitas ácidas del Grupo Choiyoi (Permo-Triásico), al pie occidental del cerro Mesa, Cordón de la Ramada, en la vertiente argentina (Fig. 1). Este cuerpo gabroico está recubierto por sedimentos marinos, que representan el inicio de la transgresión pliensbachiana (Vicente, en prep.).

Su composición mineralógica es: labradorita (60%), clinopiroxeno (20%), olivino (18%), este último alterado a bowlingita y magnetita (2%).

La edad de 170 ± 5 m.a. obtenida, resulta discordante con las condiciones geológicas locales, siendo más joven que lo esperado de las relaciones estratigráficas. Esta discordancia puede ser explicada por la alteración del gabro y por problemas de inhomogeneidad, que se producen al analizar rocas de grano grueso, por el método K-Ar, roca total.

Plutón de Cabildo (2)

Constituye un importante cuerpo intrusivo, que aflora a ambos lados del río La Ligua, inmediatamente aguas arriba de Cabildo. Intruye tanto al Neocomiano de Cuesta La Grupa (Formación Lo Prado), como a la Formación Veta Negra, asignada al Aptiano-Albiano (Thomas, 1958).

Este cuerpo es responsable de una parte de las importantes mineralizaciones que caracterizan a este distrito. La muestra analizada (A-3.800), fue recolectada en el margen izquierdo del río, en el sector denominado El Quemado. Corresponde a un granito de textura hipidiomorfa, granular, con un tamaño de los cristales variables entre 0,5 y 1,5 mm. Presenta los siguientes minerales: ortoclasa (35%), plagioclasa (30%), cuarzo (27%), anfíbola (4%), biotita (3%) y minerales opacos (0,9%). Como alteración se observa clorita, reemplazando a las anfíbolas, en algunos cristales.

La edad de 94 ± 3 m.a. obtenida, se sitúa en el Cenomaniano superior, según la escala cretácica de Van Hinte (1976). Este resultado permite, además, fijar una edad mínima a la Formación Veta Negra, a la que intruye. Según Thomas (1958) y Piracés y Makshev (1977), el Plutón de Cabildo intruiría a la Formación Las Chilcas (Cretácico Superior), en el sector de la quebrada Vitacura. Sin embargo, nuestras observaciones de campo están

más de acuerdo con las de Carter y Aguirre (1965), en el sentido que existe una notable elevación axial hacia el norte, de los conglomerados basales de la Formación Las Chilcas, a partir del cajón de Los Angeles, de tal suerte que ya no afloran al nivel del río La Ligua y que, el borde oriental del intrusivo, sólo se ve afectando a las andesitas de la Formación Veta Negra.

Stock de Alicahue (3)

Corresponde a un pequeño cuerpo intrusivo, que aflora unos 5 km aguas arriba de Alicahue, en la quebrada homónima. Intruye a una serie de brechas y coladas andesíticas, inclinadas unos 25° hacia el este, y asignadas a la Formación Lo Valle por Piracés y Makshev (1977).

La muestra analizada (A-3.800) fue recolectada en el margen derecho del estero Alicahue, en la confluencia de éste con la quebrada San Francisco (Corral de Piedras; Fig. 1).

Su petrografía corresponde a un granito de textura hipidiomorfa, granular, cuyo tamaño de cristales varía entre 0,3 y 1,6 mm. Su mineralogía corresponde a: plagioclasa (35%), ortoclasa (27%), cuarzo (25%), anfíbola (6%), biotita (4%) y minerales opacos (3%). Los minerales de alteración observados son: clorita, reemplazando parcialmente a algunas biotitas, y sericita en plagioclasa.

La edad obtenida, de 56 ± 3 m.a., sitúa su intrusión al final del Paleoceno, y daría un límite superior a la depositación de la Formación Lo Valle.

Stock de Putaendo (4)

Aflora en las cabeceras del valle de Putaendo, inmediatamente aguas abajo de Los Patos (Fig. 1). El cuerpo mayor se observa en la ribera izquierda del valle, en la localidad de Ramadillas (Cerro Risco Bayo, 2.650 m). Allí intruye a una secuencia de andesitas de la Formación Lo Valle. La muestra analizada (A-3.804) fue recolectada en el margen derecho del valle, unos 4 km aguas abajo de Los Patos. Corresponde a un granito de textura hipidiomorfa, granular, con tamaño de los cristales variables entre 0,6 y 2,5 mm, y mineralogía consistente en: plagioclasa (37%), ortoclasa (31%), cuarzo (21%), anfíbola (10%) y minerales opacos (1%). La alteración observada es una cloritización parcial de los minerales máficos y desarrollo incipiente de sericita, en las plagioclasas.

La edad obtenida, de $63,7 \pm 7$ m.a., sitúa la intrusión en el Paleoceno Inferior. Este resultado es comparable con el del Stock de Alicahue y, cabe hacer notar que, ambas intrusiones se sitúan precisamente sobre el mismo meridiano (Fig. 1).

Stock del Campo de Ahumada (5)

Constituye un pequeño cuerpo intrusivo, que aflora inmediatamente al este de la localidad de Campo de Ahumada, aproximadamente 20 km al norte de Los Andes (Fig. 1). Este cuerpo se ubica al este y cercano a la traza de la Falla Pocuro (Carter y Aguirre, 1965), que separa, en esta zona, el bloque occidental de la Cordillera de la Costa del bloque oriental de la Cordillera Principal o Alta Cordillera. La zona cercana a la traza de falla está asociada con rocas de falla y áreas de alteración hidrotermal.

El stock está muy bien expuesto en las nacientes de la quebrada El Arpa, donde intruye a andesitas de la Formación Abanico y a la base de la Formación Farellones, en el cerro Alto del Cobre (3.632 m), produciendo una importante aureola de alteración hidrotermal, junto con una mineralización de cobre en explotación (Mina San Carlos).

La composición mineralógica de una muestra de este stock (A-3.808) corresponde a una cuarzo-monzonita de grano fino y textura hipidiomorfa, granular. El tamaño de los cristales varía entre 0,5 y 2 mm, y su mineralogía está constituida por: ortoclasa (38%), plagioclasa (34%), cuarzo (16%), anfíbola (7%), biotita (3%) y minerales opacos (2%). La alteración que presenta se caracteriza por: clorita reemplazando, parcialmente, a algunos cristales de biotita, sericita en algunos cristales de plagioclasa y escasa calcita.

La edad obtenida, de 16 ± 1 m.a., señala una fase intrusiva del Mioceno Medio, concordante con las relaciones estratigráficas, observadas. En efecto, en esta zona, la base de la Formación Farellones se ubica en el Mioceno Inferior (*cf. infra*). Sin embargo, el hecho que esta formación alcance hasta el Mioceno Superior, implica la existencia de un plutonismo, en parte, contemporáneo con la actividad volcánica que originó la Formación Farellones.

Lacolito dacítico, hipabisal, de la Central Los Quilos (6)

Forma un pequeño cuerpo de brechas dacíticas,

autoclásticas, intrusivas en la Formación Abanico, en el margen derecho del valle del río Aconcagua, inmediatamente aguas arriba de la confluencia con el río Colorado, en el sector de Central Los Quilos. La muestra estudiada (A-3.769) fue recolectada justo en la confluencia, y corresponde a un pórfido dacítico. Su textura es porfírica, con fenocristales (30%), cuyo tamaño varía entre 0,6 y 2,5 mm, de cuarzo (15%), plagioclasa (10%) y feldespato potásico (5%), dispuestos en una masa fundamental (7%) vítrea, parcialmente recrystalizada. En ella se observan cristallitos de cuarzo y feldespato (menores de 0,1 mm), orientados siguiendo, aproximadamente, la dirección de los bordes de los fenocristales que rodean. Los minerales de alteración corresponden a epidota (una pequeña venilla) y, también, algunas venas de cuarzo.

La edad obtenida, de $18,4 \pm 1,4$ m.a., indica un evento de naturaleza subvolcánica, del Mioceno Medio, que debe ponerse, también, en relación con la actividad volcánica de los niveles inferiores de la Formación Farellones, donde predominan las efusiones ácidas, de carácter ignimbrítico.

Stock de Cuesta de Portillo (7)

Corresponde a un apófisis del stock que aflora aguas arriba de la estación Juncal del Ferrocarril Transandino, incluyendo a la Formación Abanico. Este cuerpo aflora en el flanco occidental del cerro Cabeza del Inca, observándose en las primeras curvas del camino, sobre el margen izquierdo del valle de Juncalillo. La muestra analizada (A-3.812) corresponde a una diorita, con textura hipidiomorfa, granular, donde el tamaño de los cristales varía entre 0,4 y 1,5 mm. Su mineralogía corresponde a: plagioclasa (53%), anfíbola, tipo hornblenda (16%), cuarzo (18%), feldespato potásico (12%) y minerales opacos (1%). Estos últimos aparecen en pequeños cristallitos, en los cristales mayores de plagioclasa, y en el feldespato potásico; junto a ellos existe clorita pseudomórfica, resultante de la alteración de minerales ferromagnesianos.

La edad obtenida ($18,7 \pm 10$ m.a.), pese al error analítico, parece comprobar, también en esta zona, la existencia de un plutonismo mioceno. Este dato se agrega a los de Campo de Ahumada (16 ± 1 m.a.), Los Quilos ($18,4 \pm 1,4$ m.a.) y Salto del Soldado ($19,5 \pm 0,5$ m.a.) (Vergara y Drake, 1979), sugiriendo que este evento plutónico

debe ser considerado como característico de la vertiente chilena de la Alta Cordillera a esta latitud.

Lacolito dacítico de Los Tambillos (8)

Forma parte de una franja NNW-SSE de pequeños cuerpos dacíticos, subvolcánicos, que constituyen el cordón fronterizo (Fig. 1). Se destacan en el paisaje por su color claro, que contrasta con las series circundantes, predominantemente oscuras. El lacolito de Los Tambillos aparece en las nacientes del río Rocín, conformando el cordón de orientación norte-sur del flanco oriental del valle del río Los Tambillos. Este lacolito intruye a una serie de andesitas basálticas, pertenecientes a los niveles superiores de la Formación Farellones, las que presentan pliegues de longitud de onda plurikilométrica y están levemente volcados hacia el este, a lo largo del perfil de las nacientes del río Rocín. La muestra, recolectada a una altura de 3.590 m, corresponde a una dacita de textura porfírica (A-1.783), con fenocristales (45%) de tamaño variable entre 0,2 y 2,8 mm, de: plagioclasa, anfíbola, biotita y minerales opacos. La masa fundamental, de grano fino (0,1 mm), corresponde a un agregado cuarzo-feldespático.

La edad K-Ar, en biotita ($7,8 \pm 0,3$ m.a.), evidencia la presencia, en el sector fronterizo, de un hipovolcanismo dacítico de fines del Mioceno, posterior a la deformación de la Formación Farellones y que, en consecuencia, señala una edad mínima para esta formación.

Lacolito dacítico de Alto Leiva (9)

Pertenece a la misma franja que el anterior, ubicándose unos 22 km más al sur. Este lacolito constituye una destacada cumbre, de 5.140 m de altura, en la frontera con Argentina que, en la vertiente chilena, domina el margen izquierdo del estero de Leiva y, del lado argentino, domina las nacientes del río Las Cuevas. Este cuerpo intruye, por el oeste, a las coladas de andesitas basálticas, levemente onduladas, de la Formación Farellones, que afloran en el cordón del Tordillo, mientras que al este, en el sector fronterizo, intruye a sedimentitas del Neocomiano-Cretácico medio. La muestra analizada (A-2.242) proviene del lado occidental del lacolito y corresponde a un pórfido dacítico, con fenocristales (40%) de tamaño variable, entre

0,4 y 2,2 mm, de: plagioclasa, anfíbola y biotita, dispuestas en una masa fundamental (60%; tamaño promedio 0,1 mm), compuesta por un agregado de cuarzo y feldespato potásico. La alteración es escasa y afecta, principalmente, a las plagioclasas, que se observan "turbias" y con desarrollo incipiente de sericita.

La edad de $9,6 \pm 0,2$ m.a., obtenida sobre biotita, confirma una edad miocena terminal para este tipo de intrusivos subvolcánicos, de gran desarrollo en el sector fronterizo. Si recordamos que el intrusivo de Los Pelambres-Pachón tiene características petrográficas parecidas y ha dado también una edad K-Ar, en biotita, de $9,8 \pm 0,2$ m.a. (Quirt *et al.*, 1971), parece ser que existiría una importante franja de pórfidos que, desde Los Pelambres hasta Las Cuevas, tiene más de 130 km de extensión longitudinal. Desde el punto de vista geotectónico, esta franja se ubicaría, aproximadamente, en el límite paleogeográfico y estructural entre zonas internas y externas del edificio andino (Vicente, 1972). Edades muy similares han sido obtenidas inmediatamente al sur, en el intrusivo de Disputada, con $8,5 \pm 0,2$ m.a. (Vergara y Drake, 1979) e inclusive en las zonas del Maule (Laguna Invernada), con 7,0 m.a. (Drake, 1976).

La datación de estas rocas subvolcánicas es importante, no sólo porque fija una edad mínima para la Formación Farellones, sino que, además, "sella" los efectos de la tectogénesis de la Fase Quechua (Charrier y Vicente, 1970).

DISCUSION; LAS FRANJAS PLUTONICAS, ANDINAS, EN LA REGION DE ACONCAGUA

Los datos radiométricos obtenidos en los principales plutones andinos, que forman la vertiente chilena de la Cordillera de los Andes, entre los 32° y 33° de latitud sur, señalan una disminución de las edades K-Ar, de las plutonitas, hacia el este (Figs. 1 y 6). De este modo, es factible distinguir, de oeste a este, es decir, desde la costa hasta la línea divisoria de aguas, cinco franjas plutónicas principales:

- Una franja costera de granitoides del Jurásico Superior: la Granodiorita de Cuesta El Melón (Fig. 1), con una edad, K-Ar en biotita, de $144 \pm 0,1$ m.a. (Vergara y Drake, 1979), es el cuerpo más representativo de esta franja. De este intrusivo ya se tenía una datación Pb/ α de $120 \pm$

- 20 m.a. (Levi *et al.*, 1963), junto con una de 170 ± 20 m.a., de Catapilco, y otra de 160 ± 20 m.a., de Papudo, datos que confirman el valor K-Ar de 160 ± 8 m.a., obtenido recientemente en Zapallar por Drake (comun. escrita), para el mismo plutón. También pertenecen a esta franja la Granodiorita de Cavilolén (Munizaga, 1972); la Granodiorita de Chigualoco, con una edad, K-Ar en hornblenda, de 147,6 m.a. (Munizaga, 1972 in Aguirre *et al.*, 1974) y en biotita, de 162 m.a. (Munizaga y Charrier, en prep.), y el Granito existente inmediatamente al sur de Illapel, con 155 ± 20 m.a., datado por el método Pb/ α (Munizaga, 1972).
- Una franja de granitoides del Cretácico medio; a la cual pertenece el Granito de Cabildo (94 ± 3 m.a.) y su extensión hacia el norte, en el río Petorca, al este de la estación Pedegua (Fig. 1), donde se obtuvo una edad K-Ar, en hornblenda, de 88,7 m.a. (Munizaga, 1972). Más al sur, la Granodiorita del Batolito de Caleuque, en la cuesta La Dormida, tiene una edad K-Ar, en biotita, de 83 ± 8 m.a. (Tidy, 1970), e integra, por lo tanto, esta franja. Más al norte, lo hace el Batolito de Salamanca, del cual se obtuvo una edad K-Ar, en biotita, de 92,3 m.a. (muestra recolectada 9 km al sureste de Illapel) (Munizaga, 1972); y de 109 ± 10 m.a. a 89 ± 10 m.a., por Pb/ α , en el sector de Salamanca propiamente dicho (Munizaga, 1972).
 - Una franja de plutones del Paleoceno, representada por el Stock de Alicahue (56 ± 3 m.a.; K-Ar) y el Stock de Putaendo (63 ± 7 m.a.; K-Ar). En este último cuerpo existen edades Pb/ α previas, muy parecidas (68 ± 10 y 55 ± 10 m.a.; Munizaga, 1972). A esta franja pertenecen, también, la Granodiorita de Cuncumén (52 ± 10 m.a.; Pb/ α) en el sector de La Tranquila (Munizaga, 1972) y el cuerpo que aflora inmediatamente al norte del río Chalinga, en las cercanías del fundo Zapallar, del cual se tienen dos edades Pb/ α de 65 ± 10 m.a. y 64 m.a. (Munizaga, 1972).
 - Una franja de granodioritas y dioritas del Mioceno Inferior a Medio, que caracteriza, específicamente, a la Alta Cordillera, más al este de la Falla Pocuro. A esta franja pertenece, en particular, el Stock de Campo de Ahumada, con 16 ± 1 m.a.; y el Stock de Juncal y de la cuesta de Portillo, con $18,7 \pm 10$ m.a., como asimismo, la Granodiorita del Salto del Soldado, que dio una edad K-Ar de $19,5 \pm 0,5$ m.a. (Drake *et al.*, 1976; Vergara y Drake, 1978). A estas edades hay que agregar, además, la del Lacolito Dacítico de Los Quilos, con $18,5 \pm 1$ m.a.
 - Una franja de lacolitos y cuerpos subvolcánicos, dacíticos, del Mioceno Superior, que se ubican en la zona fronteriza y de los cuales hemos datado el de Los Tambillos ($7,8 \pm 0,3$ m.a.) y de Alto Leiva ($9,6 \pm 0,2$ m.a.). Estos datos se suman a aquéllos de Los Pelambres ($9,8 \pm 0,2$ m.a.; Quirt *et al.*, 1971), de Disputada ($8,5 \pm 0,2$ m.a.; Vergara y Drake, 1979) y la del "sill" de Puente del Inca, en Argentina (15 m.a.; Drake, comun. oral, 1979). Podemos agregar que, fuera del sector fronterizo, este conjunto de intrusivos dacíticos, subvolcánicos, se extiende bastante hacia el este, en Argentina, formando cuerpos importantes, tanto en la Cordillera Frontal (Cordón del Portillo, Pico Los Sapos), como en la Precordillera (Barreal, Tocota, Cerro Negro, Ullún y Zonda). Los plutones de la Precordillera de San Juan intruyen al Terciario continental (Calchaquense) y poseen edades K-Ar comparables a las de la zona fronteriza chileno-argentina, puesto que, una muestra del cordón del Portillo dio 8 ± 1 m.a. (Caminos *et al.*, 1979), mientras que una del cerro Blanco de Zonda dio 7 ± 1 m.a. (Leverato, 1976).
- Existe una estrecha relación temporal entre estos episodios intrusivos y las principales fases orogénicas, reconocidas en la región del Aconcagua (Charrier y Vicente, 1970): Nevadiana, para los intrusivos del Jurásico Superior, Mesocretácica o Peruana, para los cuerpos del Cretácico medio, Larámica, para los paleocenos, Pehuenche (Yrigoyen, 1976), para los intrusivos del Mioceno Inferior, cuya importancia se comienza recién a vislumbrar en los Andes Meridionales, pero que ha sido bien reconocida en el sur del Perú (Fase Incapuquios) (Soulas, 1977; Vicente *et al.*, 1979; Sebrer *et al.*, 1979) y, por último, la Fase Quechua para los intrusivos fini-miocénicos.
- En este marco, llama la atención, la ausencia, a esta latitud, de datos sobre intrusivos que se puedan relacionar con la fase Incaica, fini-eoceno-oligocena inferior (~ 37 m.a.), a excepción del intrusivo de 39 m.a., en las nacientes del río Limarí (Rivano, comun. oral). Esto es tanto más sorprendente puesto que, más al norte, a la latitud de Copiapó ($26-29^\circ$ Lat. S), un episodio de 44-34 m.a.

esta bien individualizado (McNutt *et al.*, 1975).

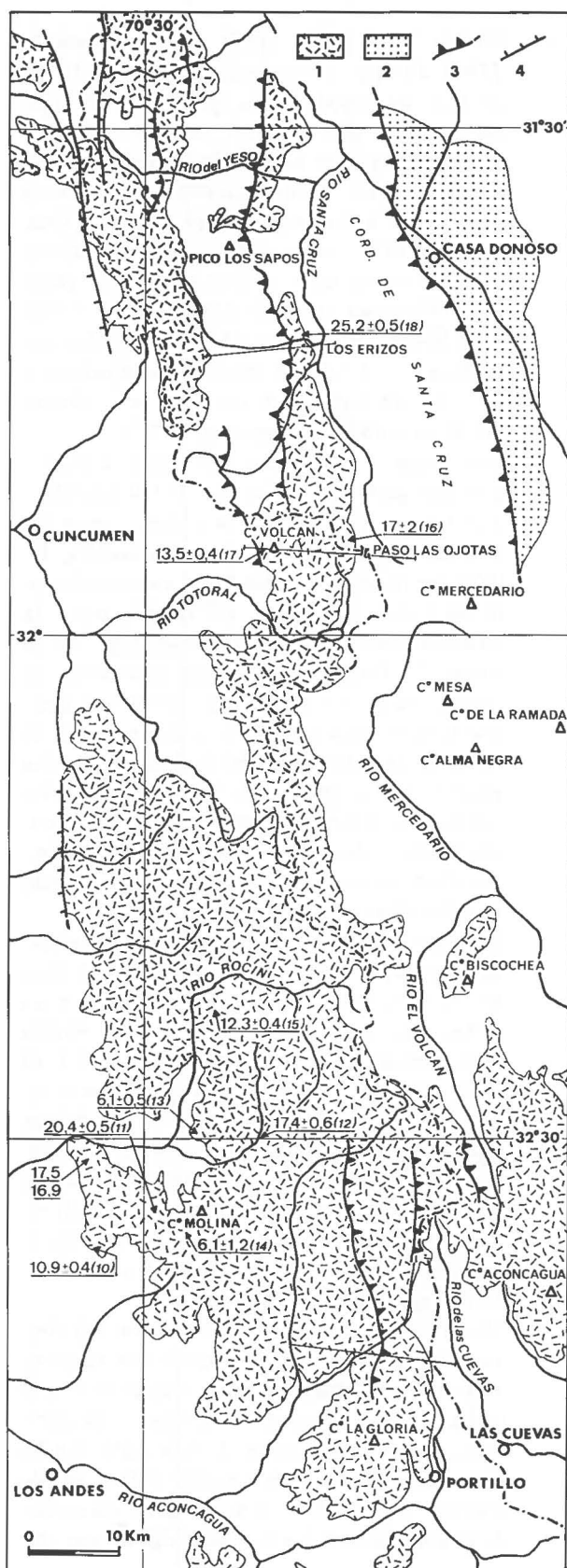
Con los nuevos datos presentados en este trabajo, se confirma, una vez más, la estrecha relación que existe, en los Andes, entre plutonismo y tectónica (Aguirre *et al.*, 1974) y la existencia de una *típica migración en el tiempo del plutonismo hacia el este*. Además, nos parece importante destacar que las franjas plutónicas parecen mantener, a través del tiempo, un ancho promedio constante de unos 30 km, excepto la más oriental, mientras que, desde el punto de vista cronológico, se nota una aceleración progresiva del ritmo de los eventos intrusivos.

ROCAS VOLCANICAS Y FILONIANAS

En este trabajo nos referiremos a los resultados geocronológicos obtenidos en volcanitas asignadas a la Formación Farellones y sus equivalentes, las que conforman una potente serie volcánica, suavemente ondulada, que cubre extensas áreas de la Cordillera Principal (Fig. 3), formando, a gran escala, un "plateau" volcánico, discordante, sobre las unidades más antiguas (Figs 5 y 6). En la vertiente chilena, la Formación Farellones descansa, en discordancia, sobre las volcanitas de la Formación Abanico, mientras que, en el sector fronterizo argentino, lo hace sobre las series sedimentarias, mesozoicas, de carácter externo (Fig. 6). A esta latitud, la Formación Farellones alcanza cerca de 3.000 m de potencia y se puede dividir en dos miembros principales; uno inferior, donde predominan los flujos ignimbríticos (Miembro Tuquito; Aguirre, 1960) y uno superior, caracterizado por gruesas coladas de andesitas máficas o andesitas basálticas (Miembro Buitre; Aguirre, 1960).

Las dataciones K-Ar fueron realizadas en muestras de ambos miembros, provenientes tanto de la vertiente chilena como del sector fronterizo argentino.

FIG. 3. Repartición de las volcanitas miocénicas de la Alta Cordillera (Formación Farellones), entre los 31°23' Lat. S y ubicación de las muestras datadas. 1: Formación Farellones, indiferenciada; 2: Terciario rojo, continental (Formación Agua de Piedra); 3: Falla inversa; 4: Falla normal. Obsérvese que en este mapa se ha hecho abstracción de los intrusivos. Para la ubicación de estos últimos remítase a la figura 1.



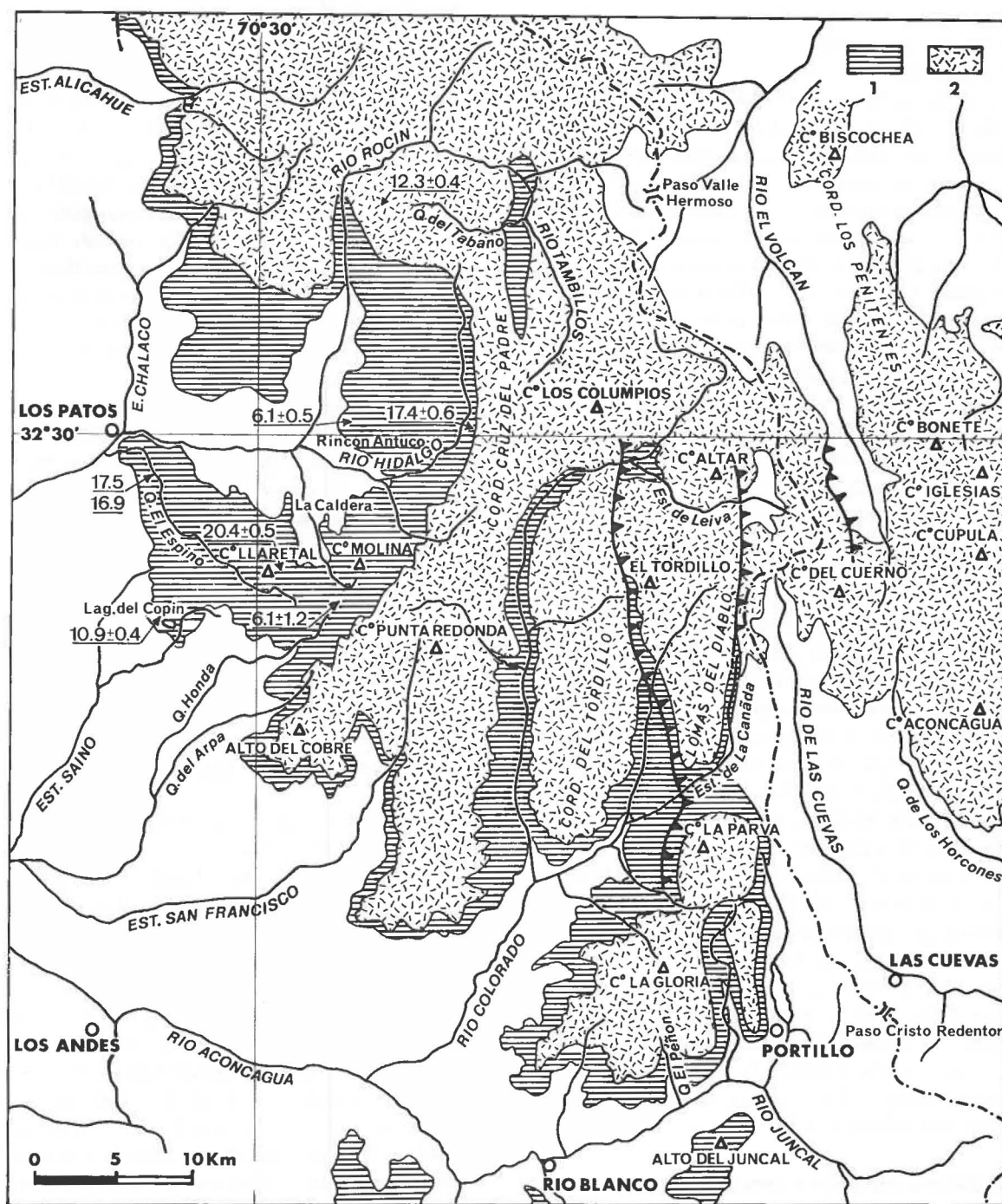


FIG. 4. Detalle de la repartición de los miembros de la Formación Farellones entre los 32°16' y 33° Lat. S. 1: Miembro inferior, ácido (Miembro Tuquito); 2: Miembro superior básico (Miembro Buitre).

Ignimbrita de Laguna del Copín (10)

Corresponde a un flujo ignimbrítico, de unos 150-200 m de potencia que forma una superficie estructural, con 12-15° de inclinación hacia el oeste, expuesta en los alrededores de la laguna del Copín (2.455 m), 25 km al norte de la ciudad de Los Andes. En realidad, estos afloramientos representan sólo la parte más occidental de un extenso "plateau" inclinado, que se desarrolla a ambos lados del valle del río Rocín y que culmina unos 8 km más al este, en los cerros Llaretal (3.428 m) y Molina (3.666 m), donde afloran con actitud subhorizontal, más de 1.000 m de flujos ignimbríticos. Los afloramientos de estas ignimbritas constituyen un importante elemento morfoestructural, cuya extensión se observa, con claridad, en la figura 4. En el sector de la laguna del Copín, el flujo ignimbrítico descansa, en discordancia angular (20°), sobre una serie de brechas y coladas andesíticas, que buzan 10° hacia el este y que pertenecen a la Formación Abanico.

Petrográficamente, la muestra analizada (A-1.730) corresponde a un flujo de ceniza, con características texturales de toba soldada. Está constituida por fragmentos de cristales (tamaño entre 0,01 y 0,7 mm) de plagioclasa y cuarzo, dispuestos sobre una masa fundamental con desvitrificación parcial, donde se encuentran restos de pómez soldadas. La edad, en roca total, de $10,9 \pm 0,4$ m.a., permite atribuir este flujo ignimbrítico al Mioceno Medio. Este resultado es más joven que las edades K-Ar de 16,9 m.a., en hornblenda, y de 17,5 m.a., en roca total, obtenidas por Munizaga (1972) de muestras (LM-1, LM-2) del mismo "plateau" ignimbrítico, recolectadas 10 km más al norte (Quebrada El Espino), en la ribera izquierda del río Rocín (32°32'-70°35'), 3,5 km al SSE de Resguardo Los Patos (Fig. 4). Si excluimos los errores analíticos, es posible que la desvitrificación exhibida por la muestra A-1.730 sea responsable del "rejuvenecimiento" que presenta, en relación con las muestras datadas por Munizaga (*op. cit.*).

Obsidiana del flanco oriental del cerro Llaretal (11)

Corresponde a un nivel hialino, negro, que se intercala dentro de la serie ignimbrítica, de más de 250 m de espesor, que constituye la parte superior del cerro Llaretal (3.428 m). La muestra fue recolectada cerca de la cumbre, a una altura de

3.340 m, en el flanco oriental de dicho cerro. Este conjunto de ignimbritas subhorizontales descansa, en discordancia, sobre una serie de coladas y aglomerados andesíticos, que se dispone, con una inclinación de 15-20° hacia el este, en el sector de La Caldera. Las ignimbritas del cerro Llaretal constituyen el límite oriental del "plateau" ignimbrítico de la laguna del Copín. Desde el punto de vista petrográfico, la muestra estudiada (A-859) corresponde a una hialodacita, de textura porfírica, con fenocristales y fragmentos de cristales anhedrales (10%) de: plagioclasa (1 mm), anfíbola y piroxeno (0,5 mm). Estos se disponen en una masa fundamental hialina, que presenta una incipiente textura perlítica, sin indicio de desvitrificación, salvo en pequeños núcleos esferulíticos.

La edad obtenida en roca total ($20,4 \pm 0,5$ m.a.) implicaría que el volcanismo ácido de la base de la Formación Farellones se inició en el Mioceno Inferior. Si bien este resultado es aproximadamente coincidente con los datos del sector de la quebrada El Espino, difiere notablemente del de la laguna del Copín. Esto muestra la complejidad interna de este "plateau" ignimbrítico y la necesidad de un mapeo detallado de los flujos que lo componen. A grandes rasgos, se podría considerar que la actividad volcánica, ácida, del área se desarrolló, básicamente, entre los 20 y 10 m.a.

Obsidiana del río Hidalgo (12)

Se ubica en el techo de la unidad ácida (Miembro Tuquito), de la Formación Farellones, que acabamos de analizar y que, hacia el este, es cubierta por la unidad superior de andesitas máficas (Miembro Buitre), que constituye, en forma exclusiva, el cordón de la Cruz del Padre (Fig. 4). El contacto entre ambas unidades sigue la ribera izquierda del curso superior del río Hidalgo, y la muestra analizada (A-2.202) proviene del último flujo ignimbrítico; fue recolectada en esta misma ribera, a una altura de 2.400 m, inmediatamente aguas abajo de la confluencia con el estero de Las Mulás. Petrográficamente, se trata de una toba dacítica, de textura porfírica. En ella se observan fenocristales de plagioclasa, cuarzo, ortopiroxeno (?), minerales opacos y fragmentos líticos, posiblemente, andesíticos. Estos elementos se disponen sobre una masa fundamental vítrea, con bandas que indican diferentes estados de desvitrificación, pero sin evidencias de una recrystalización

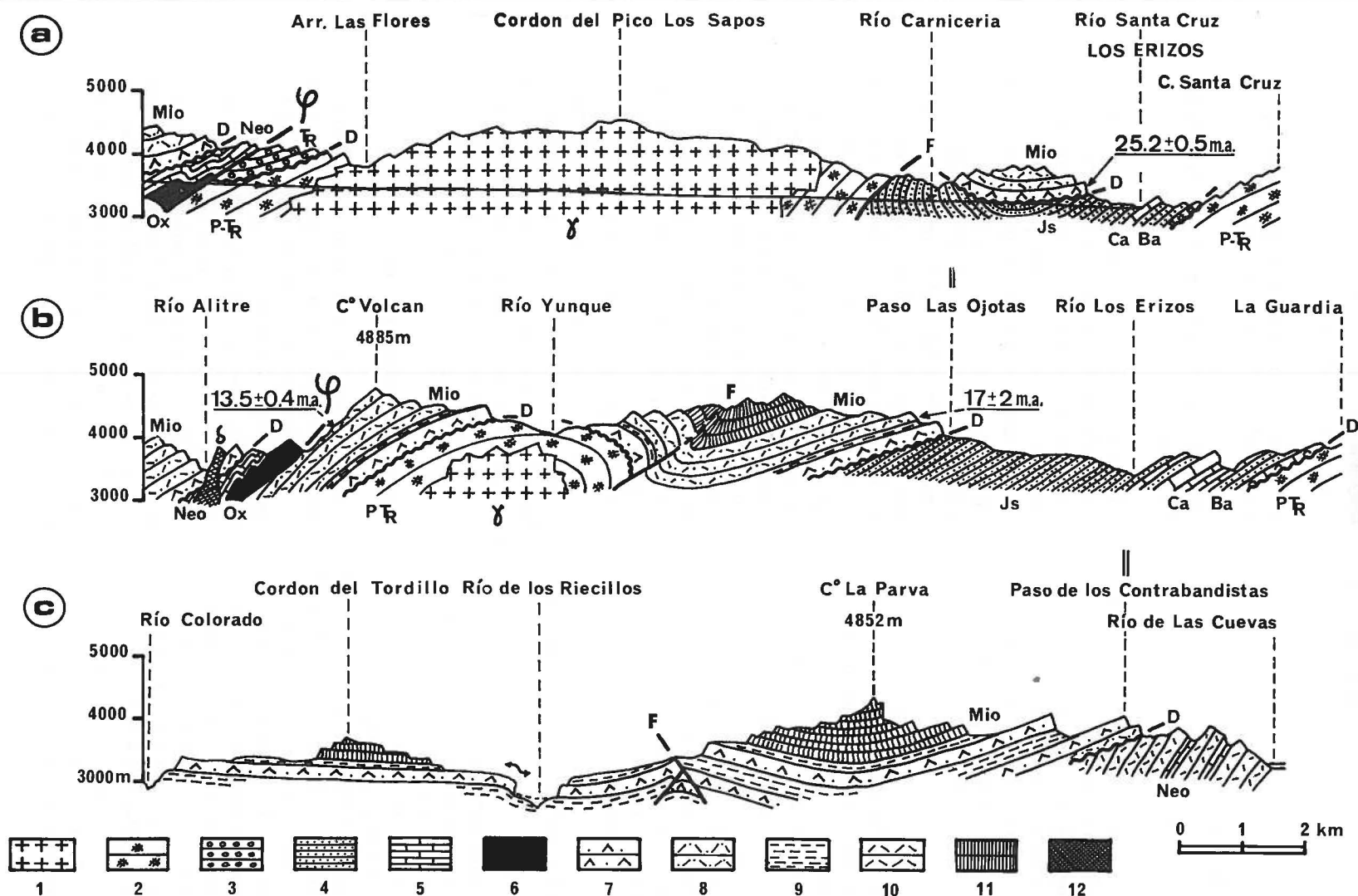


FIG. 5. Tres perfiles tectónicos de la Alta Cordillera, representativos del estilo de la Formación Farellones y de sus relaciones con el sustrato mesozoico. 1: Granitoides tardi-hercínicos; 2: Riolitas permo-triásicas (Formación Choyoi); 3: Conglomerados; 4: Areniscas; 5: Calizas; 6: Yesos; 7: Ignimbrita; 8: Dacitas; 9: Tobas; 10: Andesitas; 11: Andesitas basálticas; 12: Pórfidos dacíticos, intrusivos; D: Discordancia; F: Falla inversa; φ : Cabalgamiento; γ : Granitoides; P-TR: Permo-triásico; TR: Triásico; Ba: Bajociano; Ca: Caloviano; Ox: Oxfordiano; Js: Jurásico Superior; Neo: Neocomiano; Mio: Mioceno. Ver la ubicación de los perfiles en la figura 3.

mayor.

La edad de $17,4 \pm 0,6$ m.a., en roca total, concuerda con la edad supuesta para la actividad volcánica, que originó el miembro inferior (Tuquito) de la Formación Farellones.

Obsidiana del Rincón de Antuco (13)

Esta muestra proviene de filones oscuros, con disyunción columnar, que afloran en la cumbre del denominado Rincón de Antuco, cerro que domina la ribera izquierda del río Rocín, en su confluencia con el río Hidalgo (Fig. 4). Estos filones atraviesan el conjunto de ignimbritas, pertenecientes a la base de la unidad ácida, reconocida al sur del valle del río Hidalgo y en los cerros Llaretal y Molina. La muestra analizada (A-1.756) fue recolectada a los 2.520 m de altura.

Petrográficamente, se trata de una hialo-dacita. Presenta textura porfírica, con fenocristales anhedrales de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. La masa fundamental es hialina y aparece con estructura bandeada, semejante a la estructura perlítica; las bandas presentan desarrollo de cristaltos en distinta proporción, entre una banda y otra.

La edad de $6,1 \pm 0,5$ m.a., obtenida sobre roca total, señala una actividad filoniana importante, de carácter dacítico, al final del Mioceno. Esta actividad es posterior a las ignimbritas del Miembro Tuquito, y permite fijarles una edad mínima.

Filón de andesita basáltica del cerro Encarrujado (14)

Este filón forma parte de un enjambre de diques y filones de andesitas máficas, que atraviesa, con una dirección preferentemente SSW-NNE, el llano ignimbrítico que marca el interfluvio entre la cuenca del río Rocín y la del estero Quilpué. La muestra analizada (A-826) proviene de la cumbre del cerro Encarrujado (3.540 m), que se ubica 3.5 km al ESE del cerro Llaretal y de la prolongación de dicho cordón (Fig. 4). Se trata de un filón subvertical, un tanto vesicular, que corta el conjunto de riolitas subhorizontales que forman el "plateau". Petrográficamente, corresponde a una andesita basáltica. Presenta textura porfírica, con escasos fenocristales (5%) de plagioclasa (2 mm) y clinopiroxeno (0,6 mm). La masa fundamental (95%) es fluidal, con cristaltos de plagioclasa (0,05 mm), gránulos de minerales opacos (0,01 mm) y vidrio intersticial.

La edad K-Ar, de $6,1 \pm 1,2$ m.a., de este filón, es comparable a la de la muestra anterior (Rincón de Antuco) y confirma la importancia de la actividad filoniana, fini-miocénica, fijando también aquí, una edad mínima para las ignimbritas basales de la Formación Farellones en esta zona.

Andesitas basálticas de las nacientes de la quebrada El Tábano (15)

Representan el miembro superior de la Formación Farellones. En las nacientes de la quebrada El Tábano, aflora una serie de coladas oscuras, de andesitas máficas, subhorizontales, que forman la terminación septentrional del cordón divisorio de los ríos Rocín y Tambillos. Este conjunto sucede, estratigráficamente, a la unidad inferior, ácida, como se puede observar inmediatamente al sur, en particular, a lo largo de la quebrada Las Lagunas, es decir, de las nacientes del río Hidalgo. La muestra analizada (A-1.756) proviene de la quebrada El Tábano, afluente izquierdo del río Tambillos, y fue recolectada a una altura de 3.570 m. Petrográficamente, se trata de una andesita basáltica. Presenta textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (1 mm) y clinopiroxeno (0,4 mm), dispuestos sobre una masa fundamental pilotaxítica, con cristaltos de plagioclasa (0,05 mm) y gránulos de minerales opacos.

La edad obtenida ($12,3 \pm 0,4$ m.a.), en roca total, permite atribuir al Mioceno Medio-Superior, el volcanismo andesítico que sucede a la actividad ácida del Mioceno Inferior-Medio. Este resultado, en particular, se muestra compatible con los 17,4 m.a. obtenidos en el techo del Miembro Tuquito, inmediatamente al sur (Río Hidalgo).

Serie riolítica del paso Las Ojotas (16)

Corresponde a un conjunto de flujos y tobas esencialmente riolíticos, de color gris-rosáceo a verde, que representa a la base de la Formación Farellones, o su equivalente en esa zona ($31^{\circ}55' - 70^{\circ}15'$). La serie, bien expuesta al oeste y al norte inmediato del paso Las Ojotas (4.092 m), constituye el flanco oriental de un amplio sinclinal colgado, que se extiende hasta el río Alitre y que culmina en el cerro Volcán (4.885 m). Descansa, en leve ($10-15^{\circ}$) discordancia angular, sobre un conjunto de areniscas rojas, yesíferas, asignables al Malm (facies Tordillo), que aflora en la vertiente

argentina (Vicente, en prep.). Esta serie, que supera los 1.000 m de espesor, muestra, en la base, después de un pequeño horizonte de andesitas verdes, un nivel ignimbrítico rosado, muy característico, al cual sucede una secuencia dacítica, con una morfología de barrancos y pirámides, culminando la secuencia con lavas andesíticas. La muestra analizada (A-3.769) fue recolectada en la vertiente argentina, inmediatamente al norte del paso Las Ojotas, a una altura de 3.910 m. Corresponde a una riolita que se sitúa justo encima del nivel ignimbrítico. Presenta textura porfírica y fenocristales de plagioclasa (1,5 mm), cuarzo (0,5-1,5 mm), biotita (1 mm) y anfíbola (1,2 mm). La masa fundamental corresponde a un agregado microcristalino, posiblemente cuarzo y feldespato, semejante al producido en procesos de desvitrificación. La alteración está representada por abundante calcita y, además, las plagioclasas se encuentran "turbias". La edad obtenida, en biotita (17 ± 2 m.a.), permite atribuir la serie del paso Las Ojotas a la Formación Farellones. En efecto, este resultado coincide con los obtenidos en muestras del miembro ácido de dicha formación, en el sector del río Rocín.

Serie dacítica del flanco occidental del cerro Volcán (17)

Pertenece al flanco occidental del anticlinal del río Yunque, en cuyo corazón llega a aflorar el zócalo permotriásico (Fig. 5b). Muestra los niveles medio y superior de la unidad dacítica ya que, a raíz de un pequeño cabalgamiento hacia el este de la serie mesozoica, no es posible observar los niveles andesíticos, superiores.

La muestra analizada (A-3.261) corresponde a una dacita de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (1 mm), anfíbola (2 mm) y biotita (0,4-1 mm), dispuestos sobre una masa fundamental vítrea, con pequeños cristalitos de plagioclasa y agregados de cuarzo feldespático (menores que 0,1 mm). No se observaron evidencias de alteración ni recrystalización.

La edad de $13,5 \pm 0,4$ mm, obtenidas sobre roca total, viene a complementar el resultado del paso Las Ojotas, de la base de la serie, indicando que los niveles más altos de la unidad ácida, basal, pertenecerían al Mioceno Medio.

Ignimbrita de la boca del río Carnicería (18)

Aflora inmediatamente al oeste de la localidad de Los Erizos (Argentina), en la parte externa de un sinclinal asimétrico, de 2 km de ancho, constituido por volcanitas discordantes sobre areniscas rojas del Malm (facies Tordillo). Esta ignimbrita constituye el equivalente de la ignimbrita basal de la serie del paso Las Ojotas, que aflora 25 km más al sur. En esta zona, la ignimbrita alcanza 150 m de potencia, apareciendo bien expuesta a ambos lados del valle del río Carnicería, donde infrayace a niveles de brechas y tobas dacíticas. La muestra analizada (A-3.791), proviene de la base de la ignimbrita y fue recolectada en la ribera derecha del río. Petrográficamente, corresponde a una riolita porfírica, con fenocristales de plagioclasa (2 mm), cuarzo (0,8-2 mm), biotita (0,4-0,6) y minerales opacos (0,2 mm). La masa fundamental está recrystalizada a un agregado cuarzo-feldespático, con rasgos de textura perlítica, observándose en ella restos de lo que podrían ser relictos de esferulitas.

La edad absoluta ($25,2 \pm 0,5$), obtenida en biotita, permite asignar la base de esta serie volcánica al Oligoceno terminal, según las escalas paleógenas de Odin (1978) o Herdenbol y Berggren (1978). Este resultado está dentro de un rango de edades comparable a las obtenidas en el sector del río Rocín, para el miembro inferior de la Formación Farellones.

DISCUSION; IMPLICANCIAS ESTRATIGRAFICAS Y TECTONICAS

Sin lugar a dudas, el resultado más importante de este conjunto de dataciones absolutas de rocas asignadas a la Formación Farellones, entre los $31^{\circ}36'$ y $32^{\circ}50'$ de latitud sur, es la edad fundamentalmente miocénica de esta formación. Estas edades vienen a modificar la posición cronológica que le fue asignada, tradicionalmente (Aguirre, 1960; Aubouin *et al.*, 1973), y confirma los resultados obtenidos más al sur por Drake *et al.* (1976), en la zona de Farellones y Lagunillas, y los de Charrier y Munizaga (1979), en el sector del río Chachapoal.

Las edades de 25-10 m.a. obtenidas en muestras de la Formación Farellones, en la zona del Aconcagua, abarcan desde el Oligoceno terminal, hasta la base del Mioceno Superior. Su edad mínima y subsecuente plegamiento están limitados por la edad de los lacolitos y cuerpos subvolcánicos, dacíticos, del Mioceno terminal (9-7 m.a.), que la intruyen.

Hacemos presente que todas las edades obtenidas están, en general, en armonía con la posición estratigráfica de las muestras analizadas, lo que impide que sean interpretadas como producto de un rejuvenecimiento. El ejemplo más importante, en este sentido, es aquél del sinclinal del cerro Volcán (Fig. 5), donde la ignimbrita basal dio 25 m.a. y las dacitas suprayacentes, 17 m.a., en la base, y 13,5 m.a., en niveles más altos. También es demostrativo el caso del sector del río Rocín (Fig. 4), donde se obtuvo 17 m.a., para el techo de la unidad ácida, en el río Hidalgo, y 12 m.a., en la unidad de andesitas máficas, suprayacentes, de la quebrada El Tábano.

Cabe destacar, además, la existencia de una importante actividad filoniana, básica, de alrededor de 6 m.a. (Rincón de Antuco, Cerro Encarrujado), que es, indudablemente, posterior a la Formación Farellones y a su deformación por la fase Quechua. Esta actividad filoniana podría relacionarse con un cierto volcanismo pliocénico de la zona. En los Andes del Aconcagua, no se han detectado manifestaciones volcánicas post-pliocénicas, similares a aquéllas representadas por los estrato-volcanes Tupungato y Tupungatito, inmediatamente al sur.

La figura 3 permite apreciar la extensión de la Formación Farellones entre los 31°23' y 32°50' de latitud sur. Esta es una unidad geológica de primer orden, que se destaca, morfológicamente, por su aspecto de "plateau" volcánico, suavemente ondulado, que se conserva a manera de amplios sinclinales colgados (ejemplo: Cerro La Gloria, Cerro Aconcagua, Cerro Volcán, etc.). Dentro de esta unidad, se registran notables variaciones de facies, particularmente, a la latitud del Aconcagua, donde es evidente el adelgazamiento hacia el este del miembro inferior y de sus ignimbritas basales.

Cabe señalar que, más al norte, a la latitud de Los Sapos (31°32'S), existiría una muy probable correlación directa entre los afloramientos de la Formación Farellones, datada a lo largo de las nacientes del río Santa Cruz (Los Erizos, Río Carnicería), y las volcanitas que se intercalan en la

parte media y superior de un apretado sinclinal del Terciario rojo, continental (Oligoceno-Mioceno o Calchaquense), que aflora unos 12 km más al este, a lo largo del río Blanco (Fig. 3). En efecto, las observaciones realizadas en el sector de Invernada de Donoso han permitido reconocer allí un conjunto de tobas dacíticas de hornblenda, color gris claro, y algunos niveles de andesitas basálticas de ortopiroxeno, color miel, muy característicos que, petrográficamente, son similares a las facies descritas para la Formación Farellones. Tal como vislumbró Yrigoyen (1976) para el Sur-Mendoza, estas observaciones indicarían una íntima relación entre las sedimentitas del Terciario rojo, continental, del ámbito cordillerano mendocino y las volcanitas de la Formación Farellones. Esta formación sería correlacionable con las llamadas tobas grises, inferiores, que sobreyacen a la Formación Mariño, en el norte de Mendoza (Rolleri y Criado, 1969), o con el techo de la Formación Agua de Piedra y la Formación Butaló, que la sucede en el Sur-Mendoza (Rolleri y Criado, 1969), unidades que se caracterizan por poseer importantes intercalaciones tobáceas.

Si comparamos la edad miocénica de la Formación Farellones con los resultados obtenidos, más al sur, por Drake (1976), para la Formación Campanario (15-7 m.a.), en el área de la laguna del Maule (36°S) y la Formación Cura Mallín (18-14 m.a.), en la zona de la laguna de La Laja (37°30'S), se evidencia una indiscutible correlación, que plantea la necesidad de estudios petrológicos, comparativos, y que implica el desarrollo, durante el Mioceno, de una importante actividad volcánica, a lo largo de la Cordillera Principal, entre, por lo menos, los 31° y 38° de latitud sur. Llama la atención, además, que este evento volcánico haya tenido lugar en la misma época en que se desarrolló, tanto en el Norte Grande de Chile, como en el sur de Perú, un extenso volcanismo ignimbrítico (Pichler y Zeil, 1972).

En efecto, basta recordar los 17-15 m.a. de la Formación Altos de Pica (Baker y Francis, 1978), en la Cordillera de Iquique (20°S) y los 21-12 m.a. (Mortimer *et al.*, 1974; Lahsen y Munizaga, 1979), en la zona de Pisagua-Puchuldiza (19°30'S), las edades de 23-18 m.a. para la base de la Formación Oxaya (Christensen *et al.*, 1969), en la región de Arica (18°30'S), y los 23-17 m.a. del miembro inferior de la Formación Huaylillas (Bellon y Lefevre, 1976; Tosdal *et al.*, 1979), del sur

de Perú (18° - 16° S).

De este modo, se evidencia la existencia de una importante actividad volcánica, miocénica, a lo largo de los Andes Meridionales, ya que, la supuesta diferencia de evolución magmática, cenozoica, de la Zona Central, con respecto al Norte Grande, queda atenuada y es de orden meramente cuantitativo. En efecto, si bien en trabajos anteriores se ponía énfasis en la existencia de una actividad ignimbrítica en el Norte Grande y andesítica, en Chile Central, es evidente, aunque todavía carecemos de estudios comparados y detallados, que las diferencias no son tan marcadas y que ellas resultan, más bien, de una expresión morfológica distinta, controlada por el diverso grado y modalidad de la erosión, que varía según la latitud. Basta recordar el papel que juega el volcanismo ignimbrítico, riodacítico, en las facies occidentales de la parte inferior de la Formación Farellones (Miembro Tuquito) (Fig. 4).

Sólo el Norte Chico queda, por el momento, difícilmente integrado en este cuadro general del volcanismo miocénico de la Cordillera Principal. Hacen falta dataciones de la Formación Los Elquinos, tradicional equivalente litoestratigráfico de la Formación Farellones, para la Cordillera de Ovalle y Elqui. Es de esperar que pronto se subsane esta laguna. Por el momento, cabe mencionar que, una reciente datación K-Ar (Palmer *et al.*, 1980), de una muestra de la Formación Los Elquinos, recolectada en Quebrada Marquesa (70° $46'$ W) dio una edad de 59,1 m.a. Este resultado es concordante con la edad terciaria inferior, asignada, originalmente, a esta formación (Aguirre y Egert, 1965), y sugiere una correlación directa de la Formación Los Elquinos con la Formación Lo Valle, de la Cordillera de la Costa de Chile Central (Thomas, 1958; Vergara y Drake, 1978). Sin embargo, aún queda pendiente el problema de la existencia de un volcanismo miocénico en la Alta Cordillera de Elqui y Ovalle que, tal vez, queda reducido a las escasas manifestaciones asignadas al Terciario superior por Rivano (1975), en las nacientes del río Grande y por Cornejo (1982), en las nacientes del río Hurtado.

Por último, conviene destacar la importancia de los resultados del análisis geocronológico, para la datación de los movimientos tectónicos de la

fase Quechua, en los Andes de Aconcagua. En efecto, con una edad mínima para la Formación Farellones, de 10 m.a., y estructuras cortadas por intrusivos dacíticos de 9-7 m.a., la deformación de la formación, a esta latitud, se sitúa dentro del Mioceno Superior y, muy exactamente, entre los 9 m.a. y los 10 m.a. Esta sería la datación más precisa, disponible a la fecha, para la fase Quechua, en los Andes Meridionales, sin que podamos dejar de subrayar la coincidencia de este resultado con la datación de este evento por Lahsen (1980), en el área de El Tatio-San Bartolo (22° $23'$ S), entre 7 y 4 m.a. y en el área de Puchuldiza (19° $30'$ S), entre 12 y 4 m.a.

La fase Quechua juega un papel muy importante en la génesis de los relieves actuales de los Andes Meridionales (Vicente, 1972; fase Orogénica) y se caracteriza por notables estructuras comprensivas. En el área que nos interesa (31° $23'$ - 32° $50'$ S), la fase Quechua es responsable de los pliegues plurikilométricos ($\lambda = 8$ -12 km), que afectan a la Formación Farellones, y que dan origen a llamativos sinclinales colgados (Figs. 5 y 6). Esta fase está relacionada, además, con importantes fallas inversas de rumbo sensiblemente N-S, que controlan las estructuras principales de la región (Figs. 3, 4 y 5). Entre éstas cabe mencionar, en la vertiente chilena de la Cordillera de los Andes, la falla que aparece en el flanco oeste de los cerros La Parva y El Tordillo. Esta falla posee un salto de más de 700 m y es visible en el estero La Canada, por el desplazamiento que sufre la ignimbrita basal de la Formación Farellones (Fig. 5c). Otra falla de vergencia oriental aparece en el flanco occidental del cerro Volcán, donde hace cabalgar el yeso oxfordiano y las calizas neocomianas, sobre volcanitas miocénicas de la Formación Farellones (Fig. 5b). En la vertiente argentina, estas fallas muestran una sistemática vergencia hacia el este y corresponden a accidentes del zócalo, ya que las volcanitas y granodioritas permo-triásicas cabalgan, en su favor, a las series oligo-miocénicas (Mpodozis *et al.*, 1976; Fig. 2). En este sentido, las fallas más representativas son las que están expuestas en el flanco oriental del Pico Los Sapos y de la cordillera de Santa Cruz (Fig. 3), alcanzando esta última, un salto cercano a los 2.000 m, lo que refleja la magnitud de los movimientos fini-miocénicos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al personal del Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidad de Sao Paulo, Brasil, especialmente a los Drs. Koji Kawashita y Umberto Cordani, asimismo a los colegas del Depto. de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, R. Charrier, E. Godoy y M. Vergara, por sus interesantes sugerencias.

Este trabajo se desarrolló durante la estadía de J.C. Vicente en el Depto. de Geología y Geofísica, dentro del programa de cooperación francesa. Fue financiado, parcialmente, con fondos de los Grant E083-794 y E1300-822-5 del Servicio de Desarrollo Científico de la Universidad de Chile.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. *Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol.*, No. 9, 70 p.
- AGUIRRE, L.; EGERT, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, provincia de Coquimbo. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 15, 92 p.
- AGUIRRE, L.; CHARRIER, R.; DAVIDSON, J.; *et al.* 1974. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35°S) of the southern Andes. *Pac. Geol.*, Vol. 8, p. 1-38.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.; KAWASHITA, K.; *et al.* 1966. K-Ar dates of basaltic rocks from southern Brasil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 30, No. 2, p. 159-189.
- AUBOUIN, J.; BORRELLO, A.; CECIONI, G.; *et al.* 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Vol. 15, No. 1-2, p. 11-72.
- BAKER, M.C.W.; FRANCIS, P. W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the central Andes; ages and volumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 41, No. 2, p. 175-187.
- BASSEI, M. 1977. Idade do vulcanismo acido-intermediario na Regiao Amazonica. Tesis de Mestrado, Univ. Sao Paulo, Inst. Geocienc., 133 p. Sao Paulo.
- BELLON, H.; LEFEVRE, C. 1976. Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou; implications volcano-tectoniques. *Acad. Sci. (Paris), C.R., Ser. D*, Vol. 283, No. 1, p. 1-4.
- CAMINOS, R.; CORDANI, U.; LINARES, E. 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. F43-F60. Arica.
- CARTER, W.D.; AGUIRRE, L. 1965. Structural geology of Aconcagua province and its relationship to the Central Valley graben, Chile. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 76, No. 6, p. 651-664.
- CHARRIER, R.; VICENTE, J.C. 1972. Liminary and Geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronical evolution of the Central and Magellan sectors of the Argentine-Chilean Andes. *Solid Earth Probl. Conf., Upper Mantle Project*, Vol., p. 451-470. Buenos Aires, 1970.
- CHARRIER, R.; MUNIZAGA, F. 1979. Edades K-Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34° 15' Lat. sur). *Inst. Invest. Geol., Rev. Geol. Chile*, No. 7, p. 41-51.
- CHRISTENSEN, M. M.; PEREZ, G.; MONTECINOS, F.; *et al.* 1969. Cenozoic volcanism, deformation and denudation in northern Chile. Univ. California, Berkeley Inst. Invest. Geol. (Chile) (unpubl.), 39 p.
- CORNEJO, P. 1980. Geología del valle del río Hurtado. Memoria de Título. Univ. Chile, Depto. Geol., 242 p. Santiago.
- DRAKE, R.E. 1976. The chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes. *In Int. Assoc. Volcanol. and Chem. Earth's Interior, Symp. Andean Antarctic Probl.*, Proc. (González-Ferrán, O.; ed. p. 670-697. Santiago, Chile, 1974.
- DRAKE, R.E.; CURTIS, G.; VERGARA, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes; latitude 33°S. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 1, No. 3, p. 285-295.
- HARDENBOL, J.; BERGGREN, W.A. 1978. A new Paleogene numerical time scale. *In Contributions to the geologic time scale* (Cohee, G.V.; *et al.*; eds). Am. Assoc. Pet. Geol., Stud. Geol., No. 6, p. 213-234.
- LAHSEN, A. 1980. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. [Abstr.]. *In Int. Geol. Congr.*, No. 26, Abstr., Vol. 1, p. 60. Paris.
- LAHSEN, A.; MUNIZAGA, F. 1979. Nuevos antecedentes cronológicos del volcanismo cenozoico superior de los Andes del norte de Chile, entre los 19°00' y los 22°30' Lat. S. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. F61-F82.
- LEVERATO, M.A. 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, Vol. 31, No. 1, p. 53-58.
- LEVI, B.; MEHECH, S.; MUNIZAGA, F. 1963. Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos. *Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol.*, No. 12, 42 p.
- McNUTT, R.H.; CROCKETT, J.H.; CLARK, A.H.; *et al.* 1975. Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of plutonic and volcanic rocks of the central Andes between latitudes 26° and 29° south. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 27, No. 2, p. 305-313.

- MORTIMER, C.; FARRAR, E.; SARIC, N. 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geol. Rundsch.*, Vol. 63, No. 2, p. 484-490.
- MPODOZIS, C.; PARADA, M.A.; RIVANO, S.; *et al.* 1976. Acerca del plutonismo tardi-Hercínico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° sur (provincias de Mendoza y San Juan, Argentina; Coquimbo, Chile). *In* Congr. Geol. Argent., No. 6, Actas, Vol. 1, p. 143-166. Bahía Blanca, 1975.
- MUNIZAGA, F. 1972. Edades radiométricas de rocas chilenas. *In* Inst. Invest. Geol., Jornadas de Trabajo, Vol. 2, Sec. 1, p. 132-145. Antofagasta.
- ODIN, G.S. 1978. Isotopic dates for a Paleogene time scale. *In* Contributions to the geologic time scale (Cohee, G.V.; *et al.*; eds.). Am. Assoc. Pet. Geol., Stud. Geol., No. 6, p. 247-257.
- PALMER, H.C.; HAYATSU, A.; MacDONALD, W.D. 1980. Palaeomagnetic and K-Ar age studies of a 6 km thick Cretaceous section from the Chilean Andes. *Geophys. J. (R. Astronom. Soc.)*, Vol. 62, No. 1, p. 133-153.
- PICHLER, H.; ZEIL, W. 1972. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. *Bull. Volcanol.*, Vol. 35, No. 2, p. 424-452.
- PIRACES, R.; MAKSAEV, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota, IV y V Región, Chile. Inst. Invest. Geol. (inédito), 140 p. Santiago.
- QUIRT, S.; CLARK, A.H.; FARRAR, E. 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits in northern and central Chile. [Abstr.] *Geol. Soc. Am., Abstr.*, Vol. 3, No. 7, p. 676-677.
- RIVANO, S. 1975. Reconocimiento geológico de las nacientes del río Grande (Alta Cordillera de Ovalle, entre los 30° 50' y 31° 20' Lat. sur, provincia de Coquimbo). Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 214 p. Santiago.
- ROLLERI, E.; CRIADO-ROQUE, P. 1969. Geología de la provincia de Mendoza. *In* Jornadas Geol. Argent., No. 4, Actas, Vol. 2, p. 1-60. Mendoza.
- RUIZ, C.; AGUIRRE, L.; CORVALAN, J.; *et al.* 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. *Inst. Invest. Geol., Publ. Espec.*, 385 p.
- SEBRIER, M.; MAROCCO, R.; GROSS, J.S.; *et al.* 1979. Evolución neógena del piedemonte pacífico de los Andes del sur del Perú. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 3, p. 171-188. Arica.
- SOULAS, J.P. 1977. Las fases tectónicas del Terciario superior en el Perú: corte Ayacucho-Pisco. *Soc. Geol. Perú, Bol.*, Vol. 57-58, p. 59-72.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.*, Vol. 12, No. 1, p. 1-33.
- THOMAS, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. *Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol.*, No. 2, 86 p.
- TIDY, E. 1970. Geología del distrito minero La Campana, Provincia de Valparaíso. Memoria de Título. Univ. Chile, Depto. Geol., 286 p. Santiago.
- TOSDAL, R.M.; FARRAR, E.; CLARK, A.H. 1981. K-Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 10, p. 157-173.
- VAN HINTE, J.F. 1976. A Cretaceous time scale. *Am. Assoc. Pet. Geol.*, Vol. 60, No. 4, p. 498-516.
- VERGARA, M.; DRAKE, R.E. 1978. Edades K-Ar y su implicancia en la Geología de Chile. Univ. Chile, Depto. Geol., Ser. Comun., No. 23, 11 p.
- VERGARA, M.; DRAKE, R.E. 1979. Edades K-Ar en secuencias volcánicas continentales post-neocomianas de Chile Central; su deposición en cuencas intermontanas restringidas. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, Vol. 34, No. 1, p. 42-52.
- VICENTE, J.C. 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes Argentino-Chiliennes Centrales au parallèle de l'Aconcagua (32-33° de Lat. sud). *In* Int. Geol. Congr., No. 24, Proc., Part. 3, p. 423-436. Montreal, Canadá.
- VICENTE, J.C. 1976. Exemple de "Volcanisme initial euliminaire": les complexes albitophyriques neotriassiques et meso-Jurassiques du secteur côtier des Andes Méridionales centrales (32° a 33° L. sud). *In* Symp. Andean and Antarctic. Probl., Int. Assoc. Volcanol. and Chem. Earth's Int., Proc. (González-Ferrán, O.; ed.) p. 267-329. Santiago, Chile, 1974.
- VICENTE, J.C.; SEQUEIROS, F.; VALDIVIA, M.A.; *et al.* 1979. Sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. *Soc. Geol. Perú, Bol.*, Vol. 61, p. 67-99.
- YRIGOYEN, M. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. *In* Congr. Geol. Chileno, No 1, Actas, Vol. 1, p. A169-A190. Santiago.