

Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Francisco Fuentes

Mario Vergara

Luis Aguirre

Gilbert Féraud

Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518,
Correo 21, Santiago, Chile
ffuentes@cec.uchile.cl
mariover@cec.uchile.cl
luaguirr@cec.uchile.cl

UMR Géosciences Azur, CNRS-UNSA,
Université de Nice-Sophia Antipolis,
06108 Nice Cedex 02, France
Gilbert.Feraud@unice.fr

RESUMEN

Se dan a conocer ocho edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de rocas de dos sectores de la Cordillera de los Andes cerca de los 33°S donde se presentan unidades volcánicas separadas por discordancias angulares. Estos sectores corresponden a la Cuesta de Chacabuco en la continuación norte del Valle Central y al Cerro Las Ollas en la parte oeste de la Cordillera de los Andes. En Cuesta de Chacabuco se reconoció la unidad Chacabuco, formada principalmente por basaltos, andesitas basálticas y rocas sedimentarias clásticas continentales. Esta unidad está cubierta, con discordancia angular, por flujos piroclásticos de la unidad Algarrobo, un complejo volcánico erosionado. Una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (roca total, basalto) de $28,8 \pm 0,3$ Ma fue interpretada como la mejor estimación de la edad del volcanismo para la unidad Chacabuco, mientras que las edades plateau obtenidas sobre anfífolas de una lava de andesita basáltica y de un dique andesítico para la unidad Algarrobo, fueron $19,6 \pm 0,3$ y $18,6 \pm 0,4$ Ma, respectivamente. Se detectó así un hiatus del orden de 8,6 Ma entre estas dos unidades. El Cerro Las Ollas ha sido un lugar clásico en la discusión acerca de la naturaleza del contacto entre unidades que han sido atribuidas a las formaciones Abanico y Farellones el que ha sido interpretado como discordancia de plegamiento y erosión o como contacto tectónico. Las nuevas edades obtenidas sobre biotita en tobas muestran una continuidad temporal para rocas situadas bajo y sobre el plano de contacto, evidenciando la pertenencia de estas tobas a un mismo evento volcánico. La mejor estimación de edad para este evento es la edad media ponderada de $20,1 \pm 0,1$ Ma. En consecuencia, la relación discordante observada en el cerro Las Ollas puede ser interpretada como intraformacional.

Palabras claves: Geocronología Ar-Ar, Discordancias, Volcanismo, Formación Farellones, Formación Abanico, Chile central.

ABSTRACT

Contact relationships of Tertiary volcanic units from the Andes of central Chile (33°S): a reinterpretation based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. Eight $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of rocks from two different areas of the Andes at ca. 33°S, where volcanic units separated by unconformities are exposed, are reported and discussed. These areas are Cuesta de Chacabuco at the northern prolongation of the Central Valley and Cerro Las Ollas at the western part of the Andean Range. In the Cuesta

de Chacabuco area, the Chacabuco unit which consists of basalts, basaltic andesites, and continental sedimentary rocks is unconformably covered by pyroclastic flows of the Algarrobo unit, an eroded volcanic complex. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age (whole rock, basalt) of 28.8 ± 0.3 Ma was interpreted as the best estimate for the age of the volcanism of the Chacabuco unit whereas plateau ages obtained on amphibole crystals from basaltic andesite and andesitic dyke for the Algarrobo unit were 19.6 ± 0.3 and 18.6 ± 0.4 Ma, respectively. Thus, a hiatus on the order of 8.6 Ma exists between these two units. The Cerro Las Ollas area has been a disputed case in a long-standing discussion concerning the nature of the contact separating the Abanico and Farellones formations in the Andes of central Chile. The unconformable contact exposed there has been interpreted either as a folding and erosional unconformity or as a tectonic contact caused by 'décollement'. New ages obtained on biotite from tuffs fail to show a break in time between the rocks exposed below and above the disputed contact indicating that the tuffs belong to a same volcanic event. The best estimate for the age of this event is a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mean weighted age of 20.1 ± 0.1 Ma. Consequently, the unconformity present at Cerro Las Ollas may be considered to be of intraformational character.

Key words: Ar-Ar geochronology, Unconformities, Volcanism, Farellones Formation, Abanico Formation, Central Chile.

INTRODUCCION

Las unidades volcánoclasticas terciarias en los Andes de Chile forman un cinturón casi continuo entre los 23 y 35°S. Ellas varían en espesor desde 2 a 6 km y están compuestas de flujos de lavas, flujos piroclásticos, depósitos piroclásticos de caída y unidades piro-epiclásticas, depositadas en una serie de cuencas continentales (Zentilli, 1974; Vergara y Drake, 1979). En la década del 60, cuando las dataciones radiométricas eran de uso restringido, las diferentes unidades de este cinturón fueron principalmente correlacionadas a la distancia sobre la base de similitudes litológicas (Aguirre, 1960). Sin embargo, en la actualidad se conoce que estas unidades se hacen progresivamente más jóvenes hacia el sur (Thiele *et al.*, 1991) y que ellas representan ambientes tectónico-volcánicos similares aunque diferidos en el tiempo: Cretácico tardío a Paleoceno a los 23°S en el norte de Chile (Marinovic *et al.*, 1995) a Oligoceno-Mioceno a los 33-35°S en Chile central (Beccar *et al.*, 1986; Kay *et al.*, 1999; Vergara *et al.*, 1999). Las unidades inferior y superior del cinturón se han denominado formaciones Abanico y Farellones, respectivamente (Aguirre, 1985).

Muñoz-Cristi (*in* Hoffstetter *et al.*, 1957) propuso los nombres Abanico y Farellones para los estratos superiores de la Formación Porfírica (Brüggen, 1950). Klohn (1960), sobre la base de criterios relacionados con "fases de plegamiento" y de correlación litológica a distancia, asignó una edad cretácica tardía a la Formación Abanico y una edad terciaria temprana a la Formación Farellones. Dataciones K-Ar (Munizaga y Vicente, 1982; Beccar

et al., 1986; Gana y Wall, 1997) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Gana y Wall, 1997; Vergara *et al.*, 1999; Aguirre *et al.*, 2000) posteriores indicaron que esas formaciones y estratos correlacionables con ellas pertenecen al Oligoceno y al Mioceno temprano, respectivamente. Mamíferos fósiles encontrados en estratos correlacionables con la Formación Abanico (= Coya Machali), al sur de los 33°30'S, han permitido también confirmar la edad oligocena para esta formación (Wyss *et al.*, 1990).

Las formaciones Abanico y Farellones consisten en depósitos volcánicos y volcánoclasticos continentales con escasos fósiles de valor cronológico. La unidad inferior (Abanico) está caracterizada por lavas básicas y amplios pliegues, y la unidad superior (Farellones) por un menor contenido de lavas básicas, habitualmente subhorizontales; en ambas unidades los depósitos de flujos piroclásticos son comunes. Como señalaron Rivano *et al.* (1990), la mayoría de los investigadores que han trabajado en estas formaciones consideran tres criterios para separarlas: i- la presencia de una discordancia angular que las separaría en varios lugares de los Andes; ii- las diferencias en el estilo estructural (mayor plegamiento en Abanico) y, iii- el color e intensidad de la alteración de sus rocas (mayor alteración en Abanico).

Aguirre (1960), en su estudio de la geología de los Andes del área del río Aconcagua, estableció una discordancia con débil expresión angular, que se manifiesta principalmente en forma de pseudo-concordancia, para la base de la Formación Farellones en su contacto con la Formación Abani-

co. Klohn (1960), en su estudio de la geología regional de los Andes de Chile central, menciona para este mismo contacto una discordancia angular en algunos lugares y una pseudoconcordancia en otros. En la Cordillera del Mesón (Fig. 1b), Jaros y Zelman (1969) analizaron la relación estructural entre las formaciones Abanico y Farellones, describiendo una discordancia angular de carácter regional entre estas dos formaciones, pero que "en todos aquellos lugares donde la inclinación de ambas formaciones no difiere mucho, ellas parecen ser pseudo concordantes ... Pero hay otros lugares donde la discordancia es fácilmente observable", por ejemplo, "en las pendiente norte y sur del cerro Las Ollas". Sin embargo, estos mismos autores sugieren 'que cerca de la base de la Formación Farellones existe una gran falla o sistemas de fallas inversas' que indicarían posiblemente un 'detachment' en la base o cerca de la base de esta formación. Thiele (1980), en la Hoja Santiago (1:250.000), mencionó una discordancia angular a escala mayor entre Abanico y Farellones y precisa que aunque "fácilmente reconocible a escala mayor ... su plano es difícil de precisar con nitidez en terreno". Este mismo autor habla de "disconformidades intraformacionales locales" en ambas formaciones. Charrier (1981) estableció una marcada discordancia angular entre las formaciones Abanico y Farellones. Godoy *et al.* (1996, 1999) han propuesto que el contacto entre ambas formaciones es, o bien concordante o bien el resultado de un sobreescurrecimiento ('décollement') siguiendo localmente un nivel de ignimbrita de la base de la Formación Farellones. Godoy *et al.* (1999) reinterpretaron también de acuerdo a este modelo varios lugares clásicos de la discordancia entre las formaciones Abanico y Farellones en los Andes de Chile central, entre ellos el de Cerro Las Ollas, objeto del presen-

te estudio.

Como se dijo anteriormente, dataciones K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y mamíferos fósiles han permitido establecer la edad oligocena y miocena temprana para las formaciones Abanico y Farellones, respectivamente. Sin embargo, la obtención de edades radiométricas confiables para estas formaciones es difícil, ya que rocas y minerales han sido afectadas regionalmente por un metamorfismo de enterramiento de muy bajo grado (Levi *et al.*, 1989), al que se sobreimponen localmente alteraciones tipo campo geotérmico (Padilla y Vergara, 1985; Vergara *et al.*, 1993). Esto ha dificultado realizar un muestreo sistemático y detallado de estas formaciones con fines geocronológicos. Por otra parte, al problema de la alteración se suma el hecho que la mayoría de las edades para estas formaciones han sido obtenidas mediante el método K-Ar, el cual no permite evaluar la validez de las edades obtenidas en caso de alteración y/o exceso de argón.

El objetivo de este trabajo es reinterpretar las relaciones de contacto entre las formaciones Abanico y Farellones en los Andes de Chile central (33°S) a la luz de recientes dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Para ello se han seleccionado las localidades de Cuesta de Chacabuco, al oeste, y Cerro Las Ollas, al este, donde afloran rocas correlacionadas con las formaciones Abanico y Farellones, y para las cuales no existían dataciones radiométricas. Las edades propuestas por los diferentes autores, basadas en correlaciones a distancia, para las rocas de estas localidades han sido motivo de controversia. Es importante hacer notar que las ocho muestras analizadas aquí forman parte de un estudio geocronológico mayor, que considera un muestreo sistemático de todas las unidades volcánicas en los Andes de Chile central a los 33°S.

MARCO GEOLOGICO

Las localidades estudiadas se ubican en los Andes de Chile central a los 33°S aproximadamente, y corresponden, al oeste, a Cuesta de Chacabuco (70°45'W) en la continuación norte del Valle Central y, al este, a Cerro Las Ollas en la parte occidental de la Cordillera de los Andes (70°25'W) (Fig. 1).

La geología del área de **Cuesta de Chacabuco**

ha sido sucintamente descrita por Fuentes *et al.* (2000, 2001), mostrando los principales rasgos geológicos, geoquímicos e isotópicos de las unidades allí aflorantes. Las edades atribuidas a las rocas que afloran en esta localidad han sido muy controvertidas. Todos los autores anteriores a Fuentes *et al.* (2000, 2001) han asignado nombres

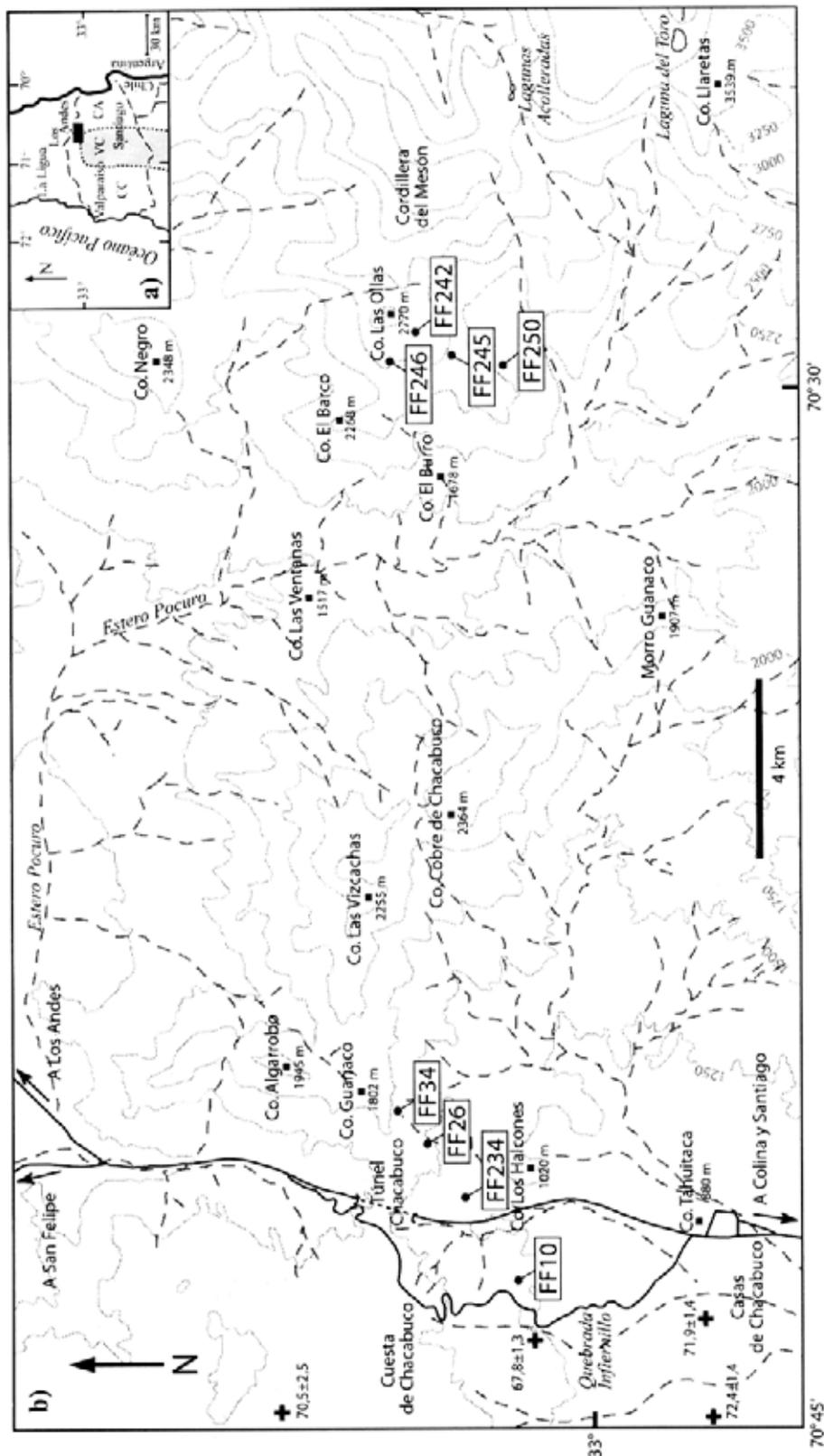


FIG. 1. Área estudiada en Chile central; a) Mapa de ubicación con las principales subdivisiones fisiográficas de Chile central. CC = Cordillera de la Costa; VC = Valle Central; CA = Cordillera de los Andes. El rectángulo negro representa el área estudiada. b) Localización de las muestras datadas mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (números de muestras encerrados en rectángulos). Las cruces son edades de la Formación Lo Valle tomadas de Vergara y Drake (1979) y Wall *et al.* (1999). Líneas a trazos corresponden a ríos y quebradas

formacionales y edades diferentes a las rocas volcánicas que allí afloran, basados principalmente en correlaciones litológicas y estructurales. Aguirre (1960) las consideró equivalentes a la Formación Farellones de edad, según ese autor, Cretácico tardío, mientras Padilla (1981) y Moscoso *et al.* (1982) las consideraron equivalentes a las formaciones Lo Valle y Abanico que según estos autores serían del Cretácico tardío la primera y Cretácico tardío-Cenozoico temprano la segunda. Thiele (1980) en la Hoja Santiago, cuyo límite norte corresponde al paralelo 33°S, asigna estas rocas a la Formación Abanico cuya edad, según este autor, sería Cretácico tardío a Oligoceno. Posteriormente Rivano *et al.* (1993) en la Hoja Quillota-Portillo, asignaron el nombre de Formación Las Chilcas a la misma sucesión estratigráfica proponiendo una edad cretácica tardía para ella. Más recientemente, Wall *et al.* (1999) en la Hoja Tiltill-Santiago, cuyo límite norte es la latitud 33°S, representaron estas rocas como pertenecientes a la Formación Lo Valle, cuya edad ha sido ratificada por dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (edades plateau en plagioclasas al nivel de error 2σ de $72,4 \pm 1,4$, $71,9 \pm 1,4$, y $71,4 \pm 1,4$ Ma) en muestras recolectadas directamente al suroeste del área de Cuesta de Chacabuco, como pertenecientes al Cretácico tardío (Gana y Wall, 1997) (Fig. 1). Fuentes *et al.* (2000), apoyados en relaciones estratigráficas y estructurales de terreno, identificaron en esta localidad dos unidades volcánicas terciarias formadas por flujos de lavas y rocas volcanoclásticas sin fósiles de valor cronológico (Fig. 2). La más antigua, de edad asignada oligocena, que denominaron Chacabuco, presenta sus mejores afloramientos en la entrada sur del túnel Chacabuco, y la más reciente, de edad asignada miocena, que denominaron Algarrobo, sobreyace discordantemente a la anterior y corresponde a un complejo

volcánico erosionado.

Los resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que se presentan en este trabajo indican que las rocas pertenecientes a la unidad Chacabuco son de edad oligocena en tanto que los estratos que se les superponen, correspondientes a la unidad Algarrobo, tienen edad miocena temprana. Ello confirma las edades atribuidas por Fuentes *et al.* (2000, 2001) a las unidades aflorantes en la localidad Cuesta de Chacabuco.

La localidad **Cerro Las Ollas** (Fig. 1) ha sido estudiada por Aguirre (1960), Padilla (1981), Moscoso *et al.* (1982) y Rivano *et al.* (1993) y mapeada en detalle por Jaros y Zelman (1969). También las edades asignadas a las rocas que afloran en esta localidad son controvertidas. Aguirre (1960), en su mapa 1: 100.000, trazó un contacto discordante entre las formaciones Abanico y Farellones en la ladera noroeste del Cerro Las Ollas atribuyéndoles edades Cenomaniano-Turoniano y Coniaciano-Santoniano, respectivamente (Fig. 3). Padilla (1981) y Moscoso *et al.* (1982) asignaron las rocas del Cerro Las Ollas a la Formación Abanico, que según estos autores tendría una edad Cretácico tardío-Cenozoico temprano. Rivano *et al.* (1993), en la Hoja Quillota-Portillo, consideran los estratos de este cerro como pertenecientes a la Formación Los Pelambres, cuya edad asignan al Cretácico temprano.

Los presentes autores han constatado la existencia de una discordancia angular en el área del Cerro Las Ollas entre los estratos volcánicos asignados previamente a las formaciones Abanico y Farellones (Fig. 4). Se presentan aquí cuatro edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de rocas volcánicas ubicadas tanto bajo como sobre el plano de discordancia, las que han proporcionado edades muy uniformes correspondientes al Mioceno temprano.

PROCEDIMIENTO ANALITICO Y RESULTADOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Muestras de roca total de un basalto y de una andesita basáltica, dos grupos de cristales de anfíbola (200-900 μm), de 47 y 73 mg en peso, de muestras de andesita basáltica y andesita, y cuatro granos individuales de biotita (600-1000 μm) provenientes de tobas e ignimbritas, fueron analizadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por pasos de calentamiento.

Los granos de anfíbola y biotita fueron extraídos directamente de la roca total triturada y cuidadosamente seleccionados con la ayuda de un microscopio binocular. Las muestras fueron irradiadas en el reactor nuclear de la Universidad McMaster en Hamilton, Canadá, en posición 5c. El flujo total de neutrones durante la irradiación es $1,3$ y $3,2 \cdot 10^{18}$ n

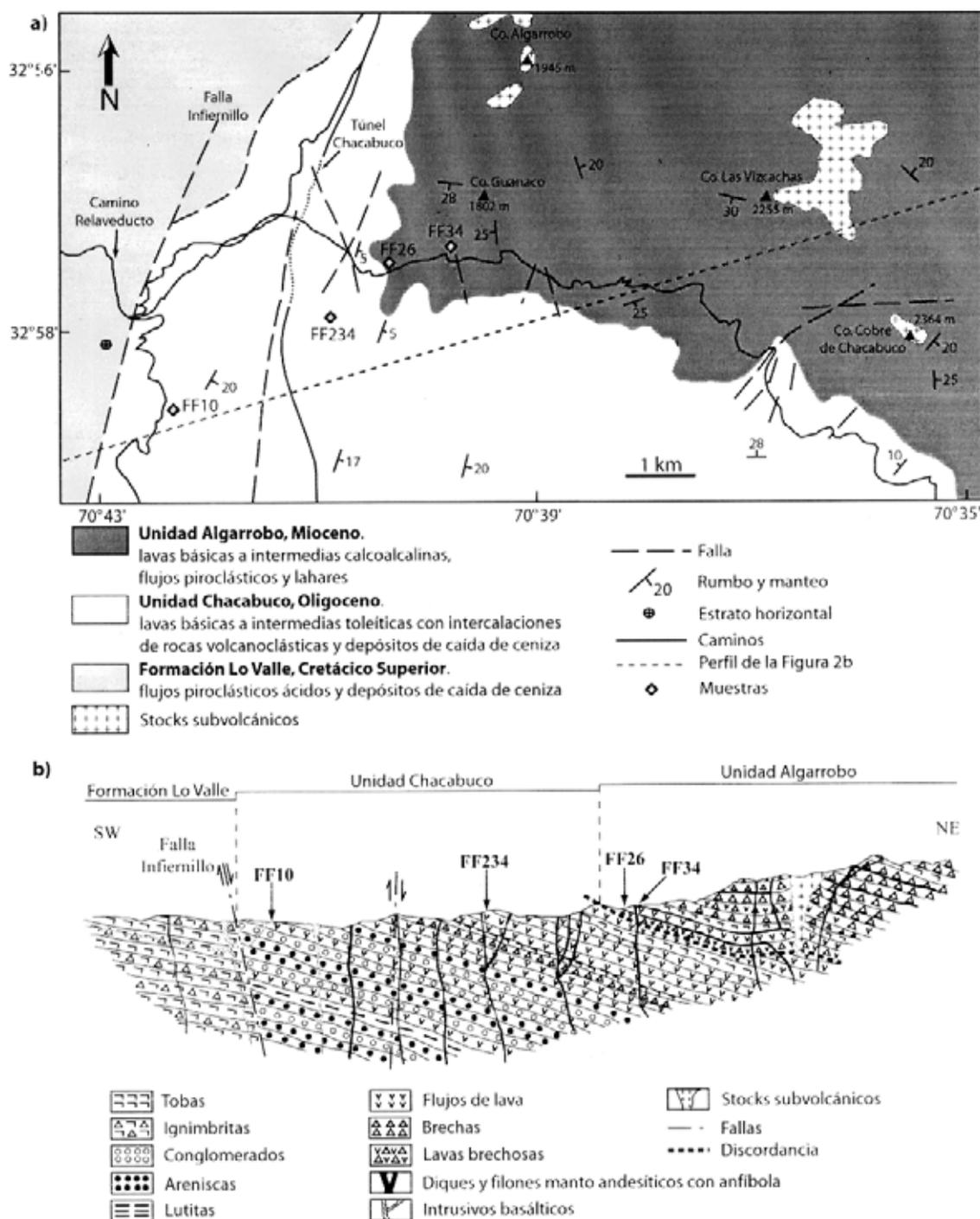


FIG. 2. **a)** Mapa geológico del sector Cuesta de Chacabuco con la ubicación de las muestras datadas; **b)** Perfil esquemático del mismo sector, cuya orientación se muestra en la parte **a)** y en el que se han ubicado esquemáticamente las muestras datadas. No se ha dibujado el desplazamiento de los estratos en la falla que corta a la unidad Chacabuco, pues no se conoce exactamente éste. El plano de contacto entre las unidades Chacabuco y Algarrobo se ha dibujado para esquematizar el relleno de la paleodepresión por los productos volcánicos de la unidad Algarrobo.

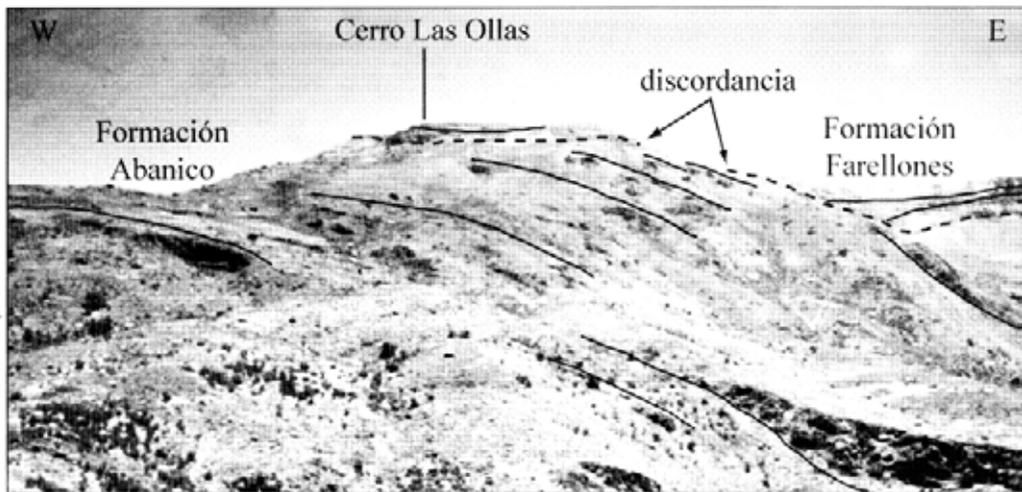


FIG. 4. Discordancia en el sector Cerro Las Ollas. Las líneas negras continuas marcan la estratificación arriba y abajo de la discordancia.

cm^2 , con un gradiente de flujo máximo estimado en $\pm 0,2\%$ en el volumen donde las muestras fueron incluidas. Se usó la sanidina Fish Canyon (FCs, 28,02 Ma, Renne *et al.*, 1998) como monitor de flujo. Los análisis en grupos de cristales fueron efectuados con un horno de alta frecuencia y un espectrómetro de masa compuesto por un tubo tipo M.A.S.S.E. con una curvatura de 120° , una fuente iónica Baür-Signer GS 98 y un multiplicador de electrones Balzers. La extracción de gas de granos individuales y de roca total fue llevada a cabo por un láser CO_2 Synrad 48-5 y el espectrómetro de masa fue un VG 3600 equipado con un sistema de detector Daly. Para análisis con el horno de alta frecuencia, los valores típicos de isótopos de argón fueron del orden de 20-250, 260-5600 y 4-40 veces los niveles de blancos para ^{40}Ar , ^{39}Ar y ^{36}Ar , respectivamente. Para análisis con el láser, los blancos fueron medidos cada tres pasos y los valores típicos de isótopos de argón fueron del orden de 60-200, 140-3200 y 2-8 veces los niveles de blancos para ^{40}Ar , ^{39}Ar y ^{36}Ar , respectivamente. Los criterios utilizados para definir edades plateau fueron los aplicados por Ruffet *et al.* (1991): 1- la región del plateau debería incluir al menos el 70% del total de ^{39}Ar liberado durante el análisis; 2- el plateau debería estar conformado al menos por tres pasos sucesivos de calentamiento, y 3- la edad integrada del plateau debería concordar con cada edad aparente de la región del plateau dentro de un error de 2σ . Los errores en las edades plateau y en las edades de

isócrona de cada paso están dados al nivel 2σ . Los errores en las edades aparentes de cada paso (Tabla 1 y espectros de edad) están dados al nivel 1σ y no incluyen los errores en la edad del monitor. Sin embargo, el error en la razón $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ del monitor está incluido en el cálculo del error de la edad plateau.

RESULTADOS EN EL SECTOR CUESTA DE CHACABUCO

Aquí aflora una sección de aproximadamente 500 m de espesor de flujos de basaltos y andesitas basálticas con intercalaciones de rocas sedimentarias y volcanoclásticas continentales, que se extienden desde la Cuesta de Chacabuco hacia el sur por más de 5 km. Esta sección ha sido denominada **unidad Chacabuco** por Fuentes *et al.* (2000) (Figs. 2a y 2b). Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran en la entrada sur del túnel Chacabuco, donde afloran basaltos y andesitas basálticas café rojizo en flujos de 5-20 m de espesor, parcialmente brechizados en la base y techo de cada flujo. Los estratos tienen un rumbo de 10°E y un manteo regular de $10\text{-}20^\circ\text{E}$ (Figs. 2a y 2b). Las muestras de basalto y andesita basáltica analizadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son porfíricas con masa fundamental intersertal a intergranular y contienen fenocristales de plagioclasa ($\text{An}_{91}\text{Ab}_9\text{Or}_0$ a $\text{An}_{50}\text{Ab}_{50}\text{Or}_0$), clinopiroxeno ($\text{En}_{50}\text{Fs}_{16}\text{Wo}_{34}$ a $\text{En}_{47}\text{Fs}_7\text{Wo}_{46}$) y olivino (Fo_{74} a Fo_{80}); es común que

TABLA 1. RESULTADOS ANALITICOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DETALLADOS OBTENIDOS EN ROCAS TOTALES Y ANFIBOLAS DEL SECTOR CUESTA DE CHACABUCO, Y EN BIOTITAS DEL SECTOR CERRO LAS OLLAS.

No. de paso	Contaminación atmosférica (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad (Ma $\pm 1\sigma$)
FF10 roca total					
1	93,59	0,23	2,943	4,533	51,31 \pm 22,02
2	91,09	0,73	3,489	3,271	37,18 \pm 14,35
3	64,82	3,49	6,631	2,533	28,85 \pm 2,00
4	16,44	6,11	6,743	2,679	30,50 \pm 0,69
5	10,58	9,39	4,036	2,682	30,53 \pm 0,62
6	12,30	10,10	2,601	2,705	30,80 \pm 0,46
7	4,52	18,14	2,291	2,600	29,61 \pm 0,30
8	3,40	13,81	2,163	2,544	28,98 \pm 0,40
9	4,00	9,61	2,420	2,465	28,09 \pm 0,80
10	0,76	9,51	2,704	2,541	28,95 \pm 0,46
11	2,32	8,55	2,558	2,508	28,57 \pm 0,71
12	6,05	4,54	4,645	2,471	28,15 \pm 0,96
13	18,03	1,80	11,159	2,232	25,45 \pm 2,87
fusión	28,25	3,98	25,474	2,141	24,41 \pm 1,43
					Edad integrada = 29,2 \pm 0,2 Ma
FF234 roca total					
1	31,17	6,56	2,102	2,679	30,45 \pm 0,52
2	5,85	18,34	2,486	2,681	30,48 \pm 0,20
3	4,67	10,97	3,133	2,606	29,63 \pm 0,38
4	3,16	16,36	2,715	2,558	29,09 \pm 0,26
5	3,17	12,03	2,610	2,527	28,74 \pm 0,25
6	2,59	10,55	2,472	2,550	29,00 \pm 0,28
7	5,05	6,37	1,963	2,474	28,15 \pm 0,62
8	4,83	6,68	1,733	2,471	28,11 \pm 0,54
9	11,78	2,80	2,621	2,325	26,45 \pm 1,31
fusión	8,46	9,35	4,269	2,568	29,20 \pm 0,55
					Edad integrada = 29,3 \pm 0,1 Ma
FF26 grupo de cristales de anfíbola					
1	100	0,01	3,924	-	-
2	100	0,15	8,218	-	-
3	99,62	0,23	12,718	0,258	1,17 \pm 8,91
4	100	0,22	11,555	-	-
5	100	0,08	12,303	-	-
6	92,94	0,08	11,509	6,294	28,42 \pm 25,95
7	80,34	0,16	13,895	4,542	20,55 \pm 14,25
8	57,31	2,41	15,315	4,185	18,95 \pm 1,04
9	41,43	7,45	15,667	4,254	19,26 \pm 0,38
10	38,45	15,00	15,339	4,349	19,68 \pm 0,23
11	27,40	50,94	16,109	4,358	19,73 \pm 0,20
12	32,81	7,07	15,918	4,175	18,90 \pm 0,50
13	25,80	14,78	16,285	4,315	19,53 \pm 0,29
14	37,78	0,81	16,327	3,586	16,25 \pm 3,26
15	47,54	0,27	16,268	2,447	11,10 \pm 7,98
16	54,06	0,35	16,256	2,548	11,56 \pm 7,49
fusión	100	0,02	17,387	-	-
					Edad integrada = 19,3 \pm 0,2 Ma
FF34 grupo de cristales de anfíbola					
1	100	0,01	8,323	-	-
2	100	0,24	8,094	-	-
3	94,90	0,62	5,376	4,253	19,25 \pm 8,02
4	99,01	0,19	10,710	0,933	4,24 \pm 27,58

(continuación de la tabla 1)

No. de paso	Contaminación atmosférica (%)	³⁹ Ar (%)	³⁷ Ar _{ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar _K	Edad (Ma ± 1σ)
5	98,82	0,08	12,737	1,041	4,73 ± 73,33
6	92,24	0,48	19,535	3,210	14,55 ± 11,85
7	83,66	4,55	22,057	3,420	15,50 ± 1,39
8	69,08	11,64	22,450	3,973	17,99 ± 0,54
9	55,63	11,80	22,443	3,975	17,99 ± 0,49
10	55,60	22,43	22,019	4,085	18,49 ± 0,39
11	54,55	23,18	22,344	4,117	18,64 ± 0,38
12	45,99	11,52	22,457	4,215	19,07 ± 0,53
13	40,53	10,30	22,630	4,331	19,60 ± 0,70
14	49,32	1,46	22,840	3,477	15,75 ± 3,29
15	58,27	1,34	23,139	3,174	14,38 ± 4,21
fusión	100	0,16	22,817	-	-
Edad integrada = 18,0 ± 0,3 Ma					
FF246 grano individual de biotita					
1	78,44	0,92	0,045	5,898	26,72 ± 2,96
2	56,89	0,32	0,017	4,430	20,11 ± 6,47
3	47,11	0,69	0,000	5,147	23,34 ± 4,32
4	25,71	2,66	0,009	4,497	20,41 ± 0,76
5	14,27	3,33	0,006	4,252	19,30 ± 0,69
6	7,69	6,30	0,004	4,326	19,64 ± 0,44
7	6,23	6,12	0,006	4,384	19,90 ± 0,37
8	8,19	8,48	0,006	4,262	19,35 ± 0,19
9	5,82	8,95	0,011	4,409	20,01 ± 0,24
10	5,71	6,84	0,024	4,512	20,47 ± 0,30
11	6,97	8,47	0,054	4,471	20,29 ± 0,26
12	7,46	12,38	0,046	4,396	19,95 ± 0,21
13	5,15	15,16	0,004	4,397	19,95 ± 0,14
14	3,37	8,84	0,002	4,437	20,14 ± 0,17
fusión	4,55	10,53	0,002	4,391	19,93 ± 0,17
Edad integrada = 20,0 ± 0,1 Ma					
FF250 grano individual de biotita					
1	88,91	1,34	0,040	3,172	14,42 ± 3,46
2	79,43	0,54	0,038	2,885	13,12 ± 8,08
3	55,07	1,09	0,019	4,052	18,40 ± 3,13
4	28,48	14,57	0,011	4,294	19,49 ± 0,32
5	10,36	11,91	0,012	4,472	20,29 ± 0,31
6	13,16	15,42	0,024	4,399	19,96 ± 0,30
7	17,46	14,04	0,062	4,441	20,15 ± 0,40
8	13,85	24,57	0,016	4,485	20,35 ± 0,18
9	16,01	6,41	0,008	4,246	19,27 ± 0,83
fusión	11,97	10,11	0,001	4,464	20,26 ± 0,32
Edad integrada = 19,9 ± 0,1 Ma					
FF242 grano individual de biotita					
1	87,06	2,85	0,036	4,360	19,74 ± 2,92
2	73,11	2,84	0,025	4,893	22,14 ± 2,84
3	63,07	1,75	0,011	4,648	21,04 ± 5,20
4	56,28	5,08	0,007	4,450	20,15 ± 0,93
5	43,88	7,18	0,008	4,247	19,23 ± 0,81
6	50,64	5,84	0,007	3,886	17,61 ± 0,91
7	56,79	4,50	0,020	4,161	18,85 ± 1,09
8	57,52	7,11	0,019	4,258	19,28 ± 0,69
9	52,23	8,54	0,021	4,226	19,14 ± 0,63
10	38,96	10,16	0,029	4,513	20,43 ± 0,72
11	21,62	13,86	0,008	4,549	20,59 ± 0,46
fusión	16,75	30,29	0,004	4,517	20,45 ± 0,24
Edad integrada = 20,0 ± 0,2 Ma					

(continuación de la tabla 1)

No. de paso	Contaminación atmosférica (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}'/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad (Ma $\pm 1\sigma$)
FF245 grano individual de biotita					
1	87,47	3,18	0,047	4,049	18,38 \pm 1,52
2	72,79	1,93	0,031	3,831	17,40 \pm 1,73
3	63,56	9,01	0,022	4,522	20,52 \pm 0,72
4	26,10	5,32	0,012	4,557	20,68 \pm 1,00
5	16,09	16,32	0,030	4,431	20,11 \pm 0,31
6	15,18	22,32	0,067	4,452	20,20 \pm 0,28
7	12,21	16,52	0,023	4,361	19,79 \pm 0,29
fusión	9,71	25,40	0,009	4,460	20,24 \pm 0,22
					Edad integrada = 20,1 \pm 0,1 Ma

$^{40}\text{Ar}' = ^{40}\text{Ar}$ radiogénico; Ca y K = producidos por interferencia neutrónica de Ca y K, respectivamente. Los errores son dados al nivel 1σ y no incluyen el error en el valor del parámetro J. Factores de corrección para isótopos de interferencia fueron $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 7,06 \times 10^{-4}$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2,79 \times 10^{-4}$ y $(^{40}\text{Ar}'/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 2,97 \times 10^{-2}$.

los clinopiroxenos se presentan como glomero-cristales de hasta 5 mm. Estas lavas son toleíticas (Fuentes *et al.*, 2000) y presentan un contenido promedio de K_2O de 0,76%. Una sucesión de depósitos de ceniza de caída, lutitas, areniscas volcanoclásticas matriz-soportadas y conglomerados clasto-soportados, algunos de ellos con troncos fósiles, constituye la mayor proporción de la parte inferior de la unidad. Esta sucesión fue depositada en un ambiente lacustre a fluvial. Las rocas de la unidad Chacabuco están en contacto tectónico, mediante la falla Infernillo, con la Formación Lo Valle (Cretácico Superior) por el oeste (Figs. 2a y 2b). Esta falla es un accidente tectónico mayor que habría controlado la subsidencia de la cuenca volcánica-continental del Oligoceno por el oeste.

Debido al contenido extremadamente bajo de K_2O en las plagioclasas de las lavas de esta unidad, un reflejo del carácter marcadamente toleítico del magma, no fue posible obtener resultados de análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre grupos de granos de plagioclasa. Esto obligó a efectuar dos análisis sobre roca total en dos muestras (FF10 y FF234), cuyas ubicaciones se presentan en las figuras 2a y 2b. La muestra FF10 tiene 85% de masa fundamental, 10% de clinopiroxeno, 4% de plagioclasa y 1% de olivino. Los tamaños de los fenocristales de clinopiroxeno varían entre 0,9 y 2,0 mm, los de plagioclasa son cercanos a 0,9 mm, y los de olivino varían entre 0,7 y 1,8 mm. La mayoría de los clinopiroxenos forman glomero-cristales de tamaños variables entre 3,0 y 4,0 mm. La masa fundamental está compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita y material vítreo, este último representando un 5% del total de ésta. Los tamaños de los cristales en la masa

fundamental varían entre 0,01 y 0,2 mm. La muestra FF234 tiene 80% de masa fundamental, 10% de clinopiroxeno, 8% de plagioclasa y 2% de olivino. Los tamaños de los fenocristales de clinopiroxeno varían entre 0,5 y 2,0 mm, los de plagioclasa entre 0,3 y 1,0 mm, y los de olivino entre 0,3 y 0,6 mm. De nuevo la mayoría de los clinopiroxenos forman glomero-cristales de tamaños variables entre 2,7 y 5,0 mm. La masa fundamental está compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, magnetita y material vítreo, este último representando un 3% del total de ésta. Los tamaños de los cristales en la masa fundamental varían entre 0,01 y 0,2 mm. Es necesario indicar que ambas muestras no están exentas de alteración, aunque ésta es sólo ligera. En las dos muestras casi todos los olivinos están reemplazados por esmectita y magnetita, y la matriz vítreo ha sido transformada a esmectita.

Una edad plateau de $28,8 \pm 0,3$ Ma, que corresponde a 75% de ^{39}Ar liberado, fue obtenida en la muestra FF234 (Fig. 5a). Por su parte, la región relativamente plana de temperatura intermedia del espectro de edad desplegada por la muestra FF10 (correspondiente a 41% de ^{39}Ar liberado), entrega una edad media ponderada de $28,7 \pm 0,6$ Ma, concordante con la edad plateau de FF234 (Fig. 5b). Las dos muestras despliegan espectros de edad caracterizados por la disminución de las edades aparentes con el aumento de la temperatura. La forma de ambos espectros de edad es típica de rocas totales afectadas por 'recoil' de ^{39}Ar durante la irradiación (Huneke, 1976; Davis *et al.*, 1989). Sin embargo, la disminución de las edades con la temperatura no es muy pronunciada, siendo mucho menor en la muestra FF234. Este menor 'recoil' de

la muestra FF234 se refleja en el hecho que los últimos pasos del espectro no presentan un fuerte descenso en la edad, existiendo incluso un aumento en la edad aparente en el último paso. En ambas muestras, los últimos dos pasos corresponden a la desgasificación de fases minerales ricas en Ca y pobres en K (piroxeno, olivino y plagioclasa), como es corroborado por el aumento de la razón $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en el espectro correspondiente. La razón $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ es proporcional a la razón $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$, siguiendo la relación $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O} = 2,179 \times ^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Estas fases minerales, probablemente, incorporaron ^{39}Ar durante el "recoil", efecto claramente perceptible en la muestra FF10 que presenta una fuerte disminución en la edad aparente en los dos últimos pasos. Por todo lo anterior, se han considerado estas edades probablemente indicativas de la edad del volcanismo. Las edades obtenidas para las muestras FF10 y FF234 por medio de los espectros de edad son concordantes, dentro del margen de error, con aquéllas desplegadas en los diagramas de correlación ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, no dados, con los mismos pasos que las edades plateau) de $28,5 \pm 1,2$ y $28,0 \pm 1,3$ Ma, respectivamente (Tabla 2). Sin embargo, debido a que los puntos están muy agrupados en el diagrama, las edades y las razones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ iniciales obtenidas a partir de los diagramas de correlación para ambas muestras, no están bien precisadas, de modo que no entregan una información muy útil.

Los depósitos de flujos piroclásticos, nubes ardientes, lahares, lavas intermedias a básicas, tobas y rocas sedimentarias continentales, principalmente areniscas, del complejo volcánico que constituye la unidad Algarrobo, se disponen con fuerte discordancia angular sobre las lavas básicas y rocas sedimentarias continentales de la unidad Chacabuco (Figs. 2a y 2b). Morfológica, litológica y estructuralmente, esta unidad corresponde a un complejo volcánico erosionado. Uno de los paleocentros de este complejo volcánico está localizado cercano al cerro Algarrobo, y otro paleocentro cercano al cerro Cobre de Chacabuco. El primero presenta un diámetro de aproximadamente 5 km y su cima está coronada por un stock de dacita (Fig. 2a). Las rocas del paleocentro del cerro Algarrobo son principalmente lavas de composición andesítica, depósitos de flujos piroclásticos y de nubes ardientes, también de composición andesítica, distribuidos periclinalmente desde la cumbre del estratovolcán. Uno de estos flujos piroclásticos desciende hacia el sur-oeste, en dirección del Cerro Guanaco, y se

apoya sobre las coladas de basaltos y andesitas basálticas de la unidad Chacabuco con fuerte discordancia angular (Figs. 2a y 2b).

Los flujos piroclásticos y las lavas de la unidad Algarrobo están autobrechizados y conforman estratos individuales de 10 a 30 metros de espesor. Las lavas son porfíricas con masa fundamental intersertal y fenocristales de plagioclasa ($\text{An}_{87}\text{Ab}_{13}\text{Or}_0$ a $\text{An}_{30}\text{Ab}_{67}\text{Or}_3$), anfíbola (magnesio-hastingsita y pargasita) en cristales euhedrales de hasta 1 cm de longitud, y en menor proporción ortopiroxeno ($\text{En}_{73}\text{Fs}_{24}\text{Wo}_3$ a $\text{En}_{71}\text{Fs}_{25}\text{Wo}_4$) y clinopiroxeno ($\text{En}_{43}\text{Fs}_{20}\text{Wo}_{37}$ a $\text{En}_{43}\text{Fs}_{10}\text{Wo}_{47}$). La matriz de los flujos piroclásticos es clástico-volcánica y contiene cristales de anfíbola, similares a los de las lavas y fragmentos de andesitas de anfíbola de entre <1 cm a 2 m. La unidad Algarrobo está cortada por un enjambre de diques y filones manto de andesitas de anfíbola, de composición y edad muy similares a los flujos de lava (Fig. 2b).

Se analizaron dos grupos de cristales de anfíbola provenientes de dos muestras de la unidad Algarrobo. El espectro de edad desplegado por la muestra FF26 (Fig. 5c), que corresponde a un flujo de lava próximo al flujo piroclástico que se apoya sobre las lavas superiores de la unidad Chacabuco, indica una edad plateau de $19,6 \pm 0,3$ Ma, que corresponde a 95% de ^{39}Ar liberado. La razón $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$, observable a través del espectro de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, es muy constante y concuerda con la razón calculada a partir de análisis de microsonda electrónica ($\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ variable entre 34,4 y 37,2), demostrando la alta pureza de las anfíbolas analizadas. El diagrama de correlación para esta muestra despliega una edad de $19,6 \pm 0,6$ Ma y una razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial atmosférica (Tabla 2). El análisis de anfíbolas de la segunda muestra (FF34), correspondiente a un dique andesítico, presenta una edad plateau de $18,6 \pm 0,4$ Ma (Fig. 5d) con 91% de ^{39}Ar liberado, aún cuando las edades aparentes del espectro de edad aumentan ligeramente con la temperatura. Este ligero aumento en las edades aparentes no puede ser explicado por la liberación de Ar asociado a fases de alteración, pues la razón $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ del material analizado es constante y acorde con la calculada mediante análisis de microsonda electrónica ($\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ variable entre 35,5 y 59,9), lo que indica que se trata de anfíbola pura. La edad de $19,5 \pm 1,0$ Ma, obtenida a partir del diagrama de correlación (Tabla 2), es concordante dentro del error con la edad plateau.

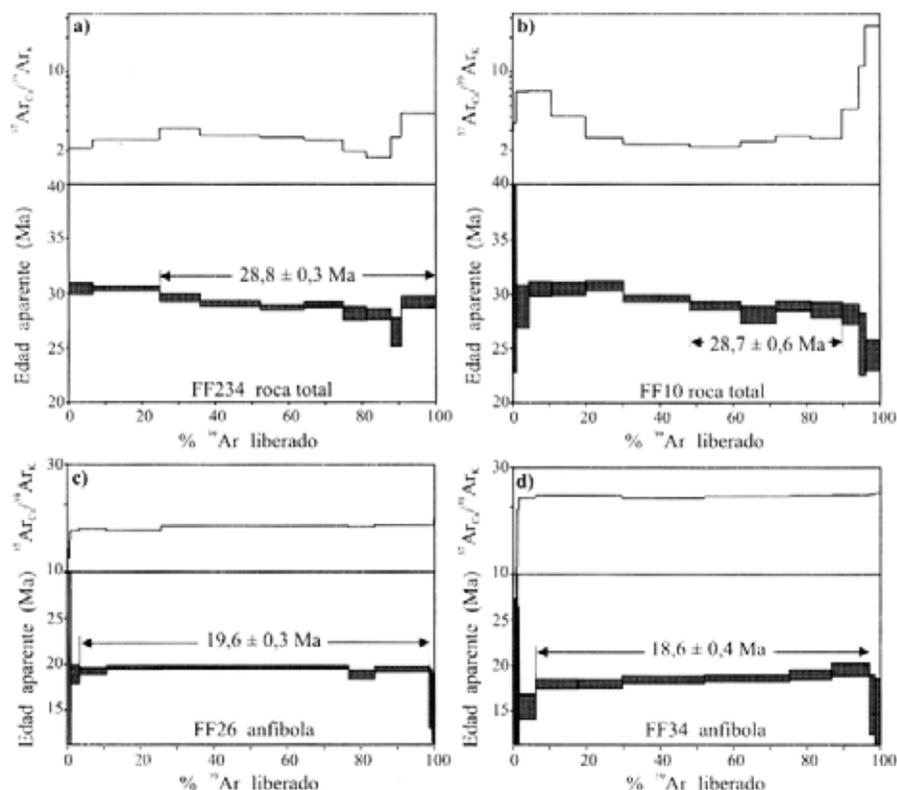


FIG. 5. Espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y de la razón $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos en rocas totales de la unidad Chacabuco (partes a) y b) y en grupos de cristales de anfíbola de la unidad Algarrobo (partes c) y d)). Los errores en las edades aparentes son dados al nivel 1σ . Con excepción del espectro de la muestra FF10 en la parte b), el resto de los espectros señala edades plateau. La edad mostrada en el espectro; b) corresponde a una edad media ponderada. Los errores en las edades plateau y en la edad media ponderada son dados al nivel 2σ .

TABLA 2. EDADES PLATEAU $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Y DATOS DE DIAGRAMAS DE CORRELACION OBTENIDOS EN ROCAS TOTALES Y ANFIBOLAS DEL SECTOR CUESTA DE CHACABUCO, Y EN BIOTITAS DEL SECTOR CERRO LAS OLLAS.

Unidad o Formación	Muestra y material analizado	No. de pasos del plateau	Edad plateau (Ma $\pm 2\sigma$)	($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _i	Edad del diagrama de correlación (Ma $\pm 2\sigma$)	No. de pasos del diagrama de correlación	MSWD
Chacabuco	FF10 roca total	8 - 11	28,7 \pm 0,6*	432 \pm 580	28,5 \pm 1,2	8 - 11	0,5
Chacabuco	FF234 roca total	3 - 10	28,8 \pm 0,3	524 \pm 460	28,0 \pm 1,3	3 - 10	1,4
Algarrobo	FF26 anfíbola	9 - 13	19,6 \pm 0,3	293 \pm 16	19,6 \pm 0,6	6 - 13	0,6
Algarrobo	FF34 anfíbola	8 - 13	18,6 \pm 0,4	282 \pm 12	19,5 \pm 1,0	8 - 13	0,7
Abanico	FF246 biotita	9 - 15	20,1 \pm 0,2	317 \pm 20	19,8 \pm 0,2	1 - 15	1,2
Abanico	FF250 biotita	4 - 10	20,0 \pm 0,2	276,2 \pm 12,1	20,4 \pm 0,3	1 - 10	0,6
Farellones	FF242 biotita	7 - 12	20,1 \pm 0,4	287,2 \pm 10,4	20,4 \pm 0,6	1 - 12	1,4
Farellones	FF245 biotita	3 - 8	20,2 \pm 0,3	292,3 \pm 5,4	20,1 \pm 0,3	1 - 8	0,8

($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)_i = razón inicial del diagrama de correlación; * = edad media ponderada. Los errores son dados al nivel 2σ .

RESULTADOS EN EL SECTOR CERRO LAS OLLAS

En el sector del Cerro Las Ollas (2770 m.s.n.m., 32°57'4"S y 70°28,5'W) ubicado en la parte más occidental de la cordillera del Mesón (Fig. 1), es posible observar una nítida discordancia angular entre estratos volcánicos continentales allí aflorantes (Fig. 4). Este contacto ha constituido un motivo de controversia debido a las diversas interpretaciones propuestas por varios autores para explicar su geometría. Aguirre (1960) y Jaros y Zelman (1969) interpretaron este contacto como una discordancia angular tectónica entre las formaciones Abanico y Farellones, mientras que Godoy *et al.* (1999) lo consideraron como el producto de un 'décollement' con vergencia oeste de la ignimbrita basal de la Formación Farellones sobre ambas formaciones.

Las figuras 3 y 4 muestran las relaciones estructurales de las rocas volcánicas que allí afloran. Los estratos que subyacen al plano de discordancia o 'décollement', corresponden a brechas volcánicas, tobas brechosas de lapilli líticas con amígdalas y vesículas alargadas, que pueden ser consideradas como flujos piroclásticos, lavas brechosas basálticas y andesítico-basálticas porfíricas, y lavas andesíticas afaníticas subordinadas. Estratos de conglomerado afloran en forma muy localizada y numerosos diques afaníticos de composición andesítica cortan la sucesión estratigráfica. Los minerales más característicos de estas rocas son biotita, plagioclasa albitizada y cuarzo. La disposición de las capas, aunque localmente variable, es en su mayor parte N30°E/35°SE. Los estratos suprayacentes al plano de discordancia o 'décollement', son tobas de ceniza lítico-cristalinas, tobas de lapilli líticas, ignimbritas, brechas volcánicas, y flujos de lava brechosos, andesíticos, subordinados e intercalados. En la base de este conjunto de estratos, cerca del plano de discordancia, las ignimbritas son predominantes o bien constituyen el único tipo de roca aflorante. Al igual que en el conjunto de estratos bajo el contacto, los minerales más característicos son biotita, plagioclasa albitizada y cuarzo. Los estratos ignimbriticos individuales tienen un espesor de 20-30 m y disposiciones variables entre N25°W/25°E y subhorizontales. Varios diques andesíticos con fenocristales de anfíbola y plagioclasa atraviesan estos estratos.

Se analizaron cuatro granos individuales de biotita pertenecientes a cuatro muestras diferentes: dos muestras de rocas situadas bajo el plano de

contacto (FF246 y FF250) y dos de rocas sobre este plano (FF242 y FF245) (Figs. 3a y 3b). Las dos primeras muestras son tobas brechosas de lapilli líticas con amígdalas y vesículas alargadas; los fragmentos líticos son principalmente andesitas y subordinadamente riolitas. Los fragmentos cristalinos corresponden a plagioclasa albitizada, biotita y piroxeno, mientras que la matriz está compuesta de un agregado de cristales de feldespato y cuarzo. Estas dos muestras, aunque de diferentes sitios geográficos, provienen de acuerdo a su similitud litológica y a su posición en las columnas estratigráficas realizadas a través del contacto, al parecer de un nivel estratigráfico comparable. Una edad plateau de $20,1 \pm 0,2$ Ma, correspondiente a 71% de ^{39}Ar liberado, se obtuvo del análisis de un cristal de biotita en FF246 (Fig. 6a). Esta edad concuerda con la edad de $19,8 \pm 0,2$ Ma dada por el diagrama de correlación (Tabla 2), que despliega una razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial atmosférica. Un cristal de biotita en FF250 entregó un espectro de edad (Fig. 6b) con una edad plateau de $20,0 \pm 0,2$ Ma correspondiente a 97% de ^{39}Ar liberado. El diagrama de correlación para esta biotita indica una edad de $20,4 \pm 0,3$ Ma y una razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial ligeramente más baja que la atmosférica (Tabla 2).

Las muestras FF242 y FF245 son tobas de ceniza lítico-cristalinas. Los fragmentos líticos son predominantemente andesitas y los cristales corresponden a plagioclasa albitizada y biotita; la matriz está formada por un agregado de cristales de feldespato y cuarzo. Estratigráficamente, la muestra FF242 está situada sobre la FF245. Un cristal de biotita de FF242 entregó una edad plateau de $20,1 \pm 0,4$ Ma, correspondiente a 74% de ^{39}Ar liberado (Fig. 6c). La porción intermedia del espectro de edad está caracterizada por bajas edades aparentes, lo cual indica probablemente una ligera alteración de la biotita, situación ratificada en la sección delgada para el microscopio. La edad de $20,4 \pm 0,6$ Ma obtenida del diagrama de correlación para esta misma biotita (Tabla 2) es concordante con la edad plateau, mientras que la razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial es indistinguible de la atmosférica dentro del error. El espectro de edad para un cristal de biotita de la muestra FF245 (Fig. 6d) muestra una edad plateau de $20,2 \pm 0,3$ Ma (con 95% de ^{39}Ar liberado), en buena concordancia con la edad del diagrama de correlación de $20,1 \pm 0,3$ Ma (Tabla 2), con una razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial indistinguible de la atmosférica.

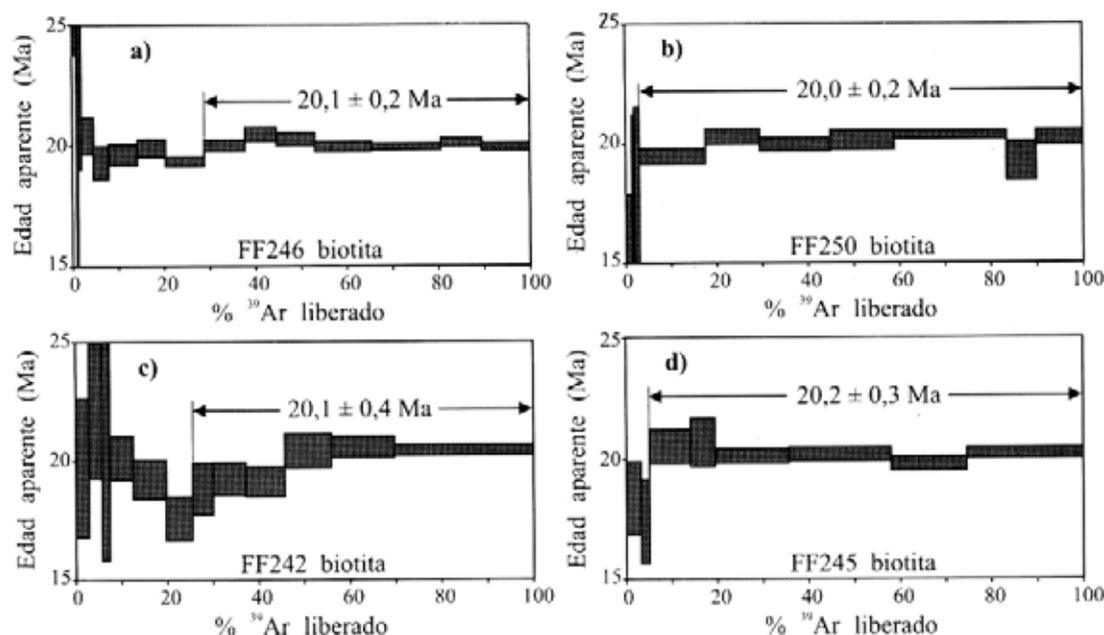


FIG. 6. Espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos en granos individuales de biotita de muestras del sector Cerro Las Ollas. Todas las edades señaladas sobre los espectros son edades plateau. Los errores en las edades aparentes son dados al nivel 1σ , mientras que las edades plateau tienen un error al nivel 2σ .

DISCUSION

SECTOR CUESTA DE CHACABUCO

Los datos geocronológicos aquí presentados permiten definir en esta localidad la presencia de dos unidades volcánicas diferentes en el tiempo, pertenecientes a distintos eventos volcánicos y que tienen una relación de discordancia angular. Para la unidad Chacabuco, la más antigua, se obtuvieron dos edades con valores indistinguibles dentro del nivel de error 2σ . La única edad plateau obtenida, de $28,8 \pm 0,3$ Ma (Oligoceno), es considerada en consecuencia como la mejor estimación de la edad del volcanismo. Considerando que las muestras datadas corresponden a niveles cercanos a la base y al techo de la unidad Chacabuco (Fig. 2b), estas rocas se habrían emplazado en un lapso de tiempo muy corto. No se pudieron datar mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muestras de lavas de esta unidad directamente subyacentes a la base de la unidad Algarrobo debido al bajo contenido de K_2O tanto en las plagioclasas como en la roca total. La edad de la unidad Chacabuco junto con la edad plateau de $19,6 \pm 0,3$ Ma (muestra FF26) obtenida en los flujos

basales de la unidad Algarrobo sobreyacente, permiten deducir un probable hiatus del orden de 8,6 Ma entre ambas unidades, considerando los errores de las edades (Fig. 7a).

El probable hiatus de 8,6 Ma entre el techo de la unidad Chacabuco y la base de la unidad Algarrobo, por primera vez detectado en las unidades volcánicas del Terciario de los Andes de Chile central, coincide con un período durante el cual la corteza habría experimentado un fuerte engrosamiento, de acuerdo a la interpretación de los antecedentes geoquímicos de Fuentes *et al.* (2000). Considerando que en la localidad tipo de las formaciones Abanico y Farellones existe una casi total continuidad cronológica entre estas formaciones que abarcan en conjunto un lapso de tiempo entre los 30,9 Ma y los 16,6 Ma (Nyström *et al.*, 2002), el hiatus que aquí se pone en evidencia representa sólo un fenómeno local. Este se relacionaría con la posición de la unidad Chacabuco, cercana a un borde de cuenca controlado por la falla normal Infiernillo, como posiblemente también a la migración de la actividad magmática hacia el este con el

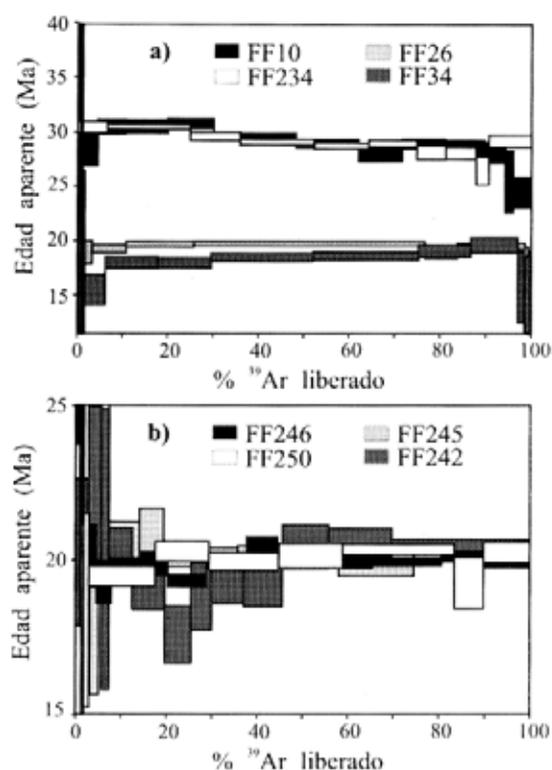


FIG. 7. a) Espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos en el sector Cuesta de Chacabuco. Las muestras FF10 y FF234 son rocas totales de la unidad Chacabuco, mientras que las muestras FF26 y FF34 son grupos de cristales de anfibola de la unidad Algarrobo; b) Espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos en el sector Cerro Las Ollas. Las muestras FF246 y FF250 se ubican bajo el plano de contacto, mientras que las muestras FF242 y FF245 se encuentran sobre este plano.

tiempo. La hipótesis que este hiatus se origine debido a la migración de la actividad magmática se refuerza con edades K-Ar conocidas en el área de Huechún, aproximadamente 9 km al oeste de los afloramientos más occidentales de la unidad Chacabuco. En esta área, Drake *et al.* (1976), dataron dos muestras pertenecientes a flujos de lava andesíticos de piroxeno obteniendo edades de $30,9 \pm 1,6$ Ma y $27,9 \pm 1,4$ Ma, a un nivel de error de 2σ . Estos mismos autores dataron en $20,6 \pm 0,4$ Ma (nivel de error 2σ) una toba lítica cristalina próxima a estas lavas y conectada a un cuello volcánico. Estas edades podrían sugerir un lapso de tiempo de entre 5,5 y 12,3 Ma donde no hubo deposición en el área de Huechún, que concuerda con el probable hiatus detectado en el sector estudiado aquí.

Los nuevos antecedentes de terreno y geocronológicos del área Cuesta de Chacabuco presentados en este trabajo, difieren bastante de las interpretaciones anteriores. Según diversos autores, las rocas allí presentes han sido consideradas como pertenecientes a una sola unidad, Farellones en Aguirre (1960); Lo Valle en Thomas (1958) y Wall *et al.* (1999); Las Chilcas en Rivano *et al.* (1993) y Abanico en Thiele (1980); Padilla (1981) y Moscoso *et al.* (1982), con edades variables entre el Cretácico tardío y el Terciario temprano.

Los estratos de la unidad Chacabuco se asemejan litológicamente y en edad al Miembro Superior de la Formación Abanico, y la unidad Algarrobo se asemeja, por las mismas razones, al Miembro Superior de la Formación Farellones en sus localidades tipo situadas aproximadamente a 25 km al sureste de la Cuesta de Chacabuco, tal como han sido descritos por Nyström *et al.* (2002).

SECTOR CERRO LAS OLLAS

Los antecedentes bibliográficos señalan a este cerro como uno de los lugares clave para la observación de una discordancia de plegamiento y erosión entre las formaciones Abanico y Farellones. Sin embargo, las cuatro edades plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en biotitas de rocas de este sector son indistinguibles unas de otras dentro del error 2σ (Fig. 7b), mostrando así una continuidad temporal de los estratos situados arriba y abajo de la discordancia. Este traslape de edades lleva a concluir que las cuatro rocas datadas corresponden a productos de un mismo evento volcánico ocurrido a los $20,1 \pm 0,1$ Ma, la edad media ponderada de las cuatro edades plateau, la cual representa posiblemente la mejor estimación para la edad del volcanismo. Esta contemporaneidad se ve reforzada también por la litología similar existente arriba y abajo de la discordancia. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aquí obtenidas para rocas volcánicas situadas bajo el plano de contacto son más jóvenes que las conocidas para Formación Abanico en su localidad tipo establecida como oligocena (Nyström *et al.*, 2002). Los antecedentes geocronológicos y litológicos permiten, sin embargo, correlacionar los estratos bajo y sobre el plano de contacto con los del Miembro Inferior de la Formación Farellones en su localidad tipo, los que presentan edades menores que 21,6 Ma (Nyström *et al.*, 2002).

Los resultados obtenidos hacen difícil aceptar la

posibilidad que el plano de discordancia observado en el sector del Cerro Las Ollas corresponda a una discordancia de plegamiento y erosión que separa dos formaciones de edades diferentes afectadas por eventos de deformación distintos, tal como ha sido interpretado por la mayoría de los autores. La carencia de rasgos estructurales típicos de corrimiento o retrocorrimiento son otros antecedentes que impiden considerar un contacto de este tipo. La relación estructural allí expuesta puede ser satisfactoriamente explicada como una discordancia

intraformacional generada por el apilamiento de estratos volcánicos generados durante la actividad de edificios volcánicos contiguos caracterizada por la superposición de depósitos de flujos piroclásticos, de colapso, de deslizamientos gravitacionales y de caída, provenientes de diferentes centros emisores próximos. Más aún, esta discordancia intraformacional puede producirse por erupciones provenientes de diferentes sitios de un mismo aparato volcánico, como por ejemplo, desde el cono central, desde el flanco u otros.

CONCLUSIONES

La comparación de los dos sectores estudiados muestra que diferentes relaciones de contacto pueden ser encontradas entre unidades volcánicas asignadas sin edades radiométricas a las formaciones Abanico y Farellones. Así en el sector Cuesta de Chacabuco una discordancia y un hiatus temporal separan estratos correlacionables con el Miembro Medio de la Formación Abanico de aquellos comparables con el Miembro Superior de la Formación Farellones, mientras que en el sector Cerro Las Ollas, estratos correlacionables con el Miembro Inferior de la Formación Farellones presentan una discordancia intraformacional. Estas diferentes relaciones de contacto son esperables en terrenos volcánicos. Más aún, para el origen del Miem-

bro Inferior de Farellones se han propuesto posibles ambientes de calderas (Thiele *et al.*, 1991), en los cuales se producirían en tiempos muy cortos relaciones discordantes, como la observada en el sector Cerro Las Ollas.

Tal como han expresado Elgueta *et al.* (1999, 2000) y Nyström *et al.* (2002), y como es indicado en el presente estudio, para resolver problemas de correlaciones en terrenos volcánicos próximos a los centros de emisión y que, además, incluyen calderas, se requiere de un mapeo detallado y de estudios geocronológicos precisos. En terrenos volcánicos se vuelve más importante realizar un mapeo de facies y utilizar capas guías que hacer perfiles generales y correlaciones litológicas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Proyecto FONDECYT 1990050 por el financiamiento de esta investigación; Proyecto CNRS/CONICYT por la ayuda económica otorgada a uno de los autores (FF) mediante la cual pudo realizar las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el Laboratorio de Geocronología de Geosciences Azur en la Universidad de Niza, Francia; División Andina de la Corporación Nacional del Cobre de Chile

(CODELCO) por permitir el acceso al camino del 'relaveducto'. A los evaluadores B. Levi (Universidad de Estocolmo, Suecia), F. Munizaga (Universidad de Chile) y E. Godoy (SERNAGEOMIN, Chile) por sus constructivos comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar la versión original del manuscrito. A J. Vargas (Universidad de Chile) por su valiosa ayuda en la separación de minerales.

REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central (provincia de Aconcagua). *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 9, 70 p.
- Aguirre, L. 1985. The Southern Andes. *In The ocean basins and margins*, Vol. 7A (Nairn, A.E.M.; Stehli, F.G.; Uyeda, S.; editors). *The Pacific Ocean, Plenum Press*, p. 265-376. New York.
- Aguirre, L.; Féraud, G.; Vergara, M.; Carrasco, J.; Morata, D. 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of basic flows from the Valle Nevado stratified sequence (Farellones Formation), Andes of central Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 1, p. 583-585. Puerto Varas.
- Beccar, I.; Vergara, M.; Munizaga, F. 1986. Edades K-Ar de la Formación Farellones, en el cordón del cerro La Parva, Cordillera de los Andes de Santiago, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 28-29, p. 109-113.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. *Instituto Geográfico Militar*, 374 p. Santiago.
- Charrier, R. 1981. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und $34^\circ 30'$ südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*, Reihe A, Vol. 36, 270 p.
- Davis, A.S.; Pringle, M.S.; Pickthorn, L.B.G.; Clague, D. A.; Schwab, W.C. 1989. Petrology and age of alkalic lava from the Ratak Chain of the Marshall Islands. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, p. 5757-5774.
- Drake, R.E.; Curtis, G.; Vergara, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes-latitude 33°S . *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 1, p. 285-295.
- Elgueta, S.; Charrier, R.; Aguirre, R.; Kieffert, G.; Vatin-Perignon, N. 1999. Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones Formation, Andean Cordillera, central Chile. *In Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts Volume*. Georg August Universität, p. 228-231. Göttingen.
- Elgueta, S.; Baeza, O.; Aguirre, R.; Charrier, R.; Muñoz, N.; Gans, P. 2000. Mecanismos de la depositación volcánoclastica oligo-miocena en el Cajón del Maipo, Chile Central. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 21-25. Puerto Varas.
- Fuentes, F.; Vergara, M.; Nyström, J. O.; Levi, B.; Aguirre, L. 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 656-659. Puerto Varas.
- Fuentes, F.; Vergara, M.; Levi, B.; Nyström, J.O.; Féraud, G.; Aguirre, L. 2001. Sr-Nd isotope changes of Late Cretaceous to Early Miocene volcanic rocks in central Chile (33°S). *In Third South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts Volume* (CD), p. 297-300. Pucón, Chile.
- Gana, P.; Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central ($33-33^\circ 30'\text{S}$). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, p. 145-163.
- Godoy, E.; Navarro, M.; Rivera, O. 1996. Zonas triangulares en el borde occidental de la Cordillera Principal ($32^\circ 30'-34^\circ 30'$), Chile: una solución a la paradoja Abanico-Farellones. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 13, y *Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 3, Actas, Vol. 2, p. 373-381. Buenos Aires.
- Godoy, E.; Yañez, G.; Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, Vol. 306, p. 217-236.
- Hoffstetter, R.; Fuenzalida, H.; Cecioni, G. 1957. *Léxique Stratigraphique International*, Amérique Latine, Chili-Chile. *Centre National de la Recherche Scientifique*, Vol. 7, 444 p. Paris.
- Huneke, J. C. 1976. Diffusion artifacts in dating by stepwise thermal release of rare gases. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 28, p. 407-417.
- Jaros, J.; Zelman, J. 1969. La relación estructural entre las formaciones Abanico y Farellones en la Cordillera del Mesón, Provincia de Aconcagua, Chile. *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, Publicación No. 34, 18 p. Santiago.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes ($22^\circ-33^\circ\text{S}$ latitude). *In Geology and ore deposits of the Central Andes* (Skinner, B.J.; editor). *Society of Economic Geologists Inc.*, Special Publication 7, p. 27-59.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central (provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó). *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 8, 95 p. Santiago.
- Levi, B.; Aguirre, L.; Nyström, J. O.; Padilla, H.; Vergara, M. 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 7, p. 487-495.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksaev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 70, 150 p.
- Moscoso, R.; Padilla, H.; Rivano, S. 1982. Hoja Los Andes, Región de Valparaíso. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 52, 67 p.
- Munizaga, F.; Vicente, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. $32-33^\circ\text{S}$): datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, No. 16, p. 3-21.

- Nyström, J.O.; Vergara, M.; Morata, D.; Levi, B. En prensa. Tertiary volcanism in central Chile (33°15'–33°45'S): the passage toward and Andean setting with time. *Geological Society of America, Bulletin*.
- Padilla, H. 1981. Contribución a la geología y petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes chilenos entre las latitudes 32°45' y 33°00' Sur. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 329 p.
- Padilla, H.; Vergara, M. 1985. Control estructural y alteración tipo campo geotérmico en los intrusivos subvolcánicos miocénicos del área Cuesta de Chacabuco-Baños El Corazón, Chile Central. *Revista Geológica de Chile*, No. 24, p. 3-17.
- Renne, P. R.; Swisher, C.C.; Deino, A.L.; Karner, D.B.; Owens, T.; de Paolo, D. J. 1998. Intercalibration of standards, Absolute Ages and Uncertainties in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Chemical Geology Isotope Geoscience Section*, Vol. 145, p. 117-152.
- Rivano, S.; Godoy, E.; Vergara, M.; Villaroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, p. 205-214.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 73.
- Ruffet, G.; Féraud, G.; Amouric, M. 1991. Comparison of ⁴⁰Ar-³⁹Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 55, p. 1675-1688.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 39, 51 p.
- Thiele, R.; Beccar, I.; Levi, B.; Nyström, J. O.; Vergara, M. 1991. Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, Vol. 80, p. 179-186.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 2, 86 p.
- Vergara, M.; Drake, R. 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol 34, p. 42-52.
- Vergara, M.; Levi, B.; Villaroel, R. 1993. Geothermal-type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, central Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 11, p. 449-454.
- Vergara, M.; Morata, D.; Villarroel, R.; Nyström, J.O.; Aguirre, L. 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rocks from "Cerro El Abanico", Santiago Andean Cordillera (33°30'S-70°30'-70°25'W). In *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts Volume*. *Georg August Universität*, p. 785-788. Göttingen.
- Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. 1999. Area Tilti-Santiago, Región Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 11.
- Wyss, A. R.; Norell, M. A.; Flynn, J. J.; Novacek, M. J.; Charrier, R.; McKenna, M.C.; Swisher, C.C. III; Frassinetti, D.; Salinas, P.; Jin, M. 1990. A new early Tertiary mammal fauna from central Chile: implications for Andean stratigraphy and tectonics. *Journal of Vertebrate Paleontology*, Vol. 10, p. 518-522.
- Zentilli, M. 1974. Geological Evolution and Metallogenetic Relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° South. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Queen's University*, 446 p.