

Estratigrafía y facies volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Valle del Cura: magmatismo paleógeno en la Cordillera Frontal de San Juan

Vanessa D. LITVAK y Stella POMA

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria Pabellón II – C1428EHA, email vane@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. En la región del Valle del Cura, Cordillera Frontal de San Juan, aflora una espesa secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas, en facies piroclásticas y epiclásticas, que representa el desarrollo de un importante episodio volcánico-sedimentario eoceno-oligoceno inferior. Esta unidad, la Formación Valle del Cura, incluye espesos paquetes de tobas, conglomerados gruesos, areniscas líticas medianas a gruesas, areniscas volcánicas y escasas pelitas. Los niveles volcánicos están formados por flujos lávicos e ignimbritas de alto grado de composiciones riolíticas, las cuales representan flujos piroclásticos de alta temperatura y alto grado de soldadura. La Formación Valle del Cura también incluye espesos niveles de flujos piroclásticos primarios formados por tobas cristalinas, líticas y/o vítreas, tobas lapillíticas e inclusive facies gruesas como aglomerados y brechas volcánicas. Vinculados a estos depósitos piroclásticos se interdigitan facies epiclásticas de composición dominante volcánica, que representan el retrabajo del material piroclástico primario. Los depósitos ignimbriticos muestran evidencias que indican su proximidad respecto al centro de emisión, el cual se encontraría en el extremo sur de la cordillera de la Brea. Esta secuencia se puede correlacionar con secuencias equivalentes que afloran hacia el norte en el río de la Sal y en las nacientes del río Blanco, en Macho Muerto, y cronológicamente, con los intrusivos mesosilíceos de la Unidad Bocatoma que afloran en territorio chileno –a la misma latitud– y que están emplazados a lo largo del frente magmático eoceno. En contraste, la Formación Valle del Cura representa una intensa actividad volcanodesimentaria sinorogénica depositada en una cuenca de retroarco.

Palabras Clave: Valle del Cura, Volcanismo, Eoceno, Centros eruptivos, Cordillera Frontal

ABSTRACT. *Stratigraphy and volcanic facies of the of the Valle del Cura Formation: Paleogene volcanism in the Frontal Cordillera of San Juan.* A thick volcanic and volcanoclastic sequence, which includes epiclastic and pyroclastic facies, was recognized in the Valle del Cura region in the Frontal Cordillera of San Juan. The Valle del Cura Formation represent an important Eocene volcano-sedimentary episode composed by thick levels of tuffs, coarse conglomerates, coarse to middle lithic sandstones, volcanic sandstones and scarce shales. The volcanic levels include rhyolitic lavas and high grade ignimbrites that represent strongly welded and high temperature pyroclastic flows. The formation also includes thick levels of pyroclastic flows deposits composed of crystalline, lithic and/or glassy tuffs, lapillitic tuffs, and even coarse facies such as volcanic breccias and agglomerates. Volcanic epiclastic facies interbedded within the pyroclastic deposit represent the reworked primary pyroclastic material. These pyroclastic flows deposits evidence features that reflect the proximity of its eruptive center, which might be located in the southern end of the cordillera de la Brea. The Valle del Cura Formation can be correlated with the equivalent units exposed further north at the Río de la Sal and Río Blanco (Macho Muerto) and, chronologically, with the Bocatoma Unit intrusives that outcrop to the west in Chile, which were emplaced along the Eocene magmatic front. In contrast, the Valle del Cura Formation represents intense volcanic activity developed in a back-arc setting.

Key words: Valle del Cura, Volcanism, Eocene, Eruptive centers, Frontal Cordillera

Introducción

La región del Valle del Cura se encuentra ubicado al NO de la provincia de San Juan, sobre el actual segmento de subducción horizontal pampeano de los Andes Centrales del Sur; queda comprendido en la provincia geológica de la Cordillera Frontal, inmediatamente al este del límite con Chile (Fig. 1). Desde el Oligoceno Superior se registró en esta región un intenso magmatismo de arco, que finalizó durante el Mioceno Superior producto de la suhorizontalización de la placa de Nazca. Sin embargo, recientes estudios y dataciones radiométricas realizadas en esta zona han registrado la ocu-

rrencia de eventos volcánicos más antiguos, acaecidos durante el Paleógeno (Limarino *et al.* 1999, Litvak y Page 2002).

En territorio chileno, al oeste del límite, aflora un conjunto de pequeños intrusivos granodioríticos eocenos (Mpodozis y Cornejo 1988, Nasi *et al.* 1990, Martín *et al.* 1995, 1997), mientras que en el valle del Cura se reconocen tres episodios volcánicos paleógenos. El más antiguo está representado por un conjunto de basaltos alcalinos reunidos en la unidad Basaltos Río Frío (Litvak y Page 2002), mientras que el más joven, desarrollado desde el Oligoceno Superior, comprende a las rocas incluidas en el Grupo Don Aña, originalmente definido por Maksaev *et al.* 1984; entre ambos eventos, se desarrollo

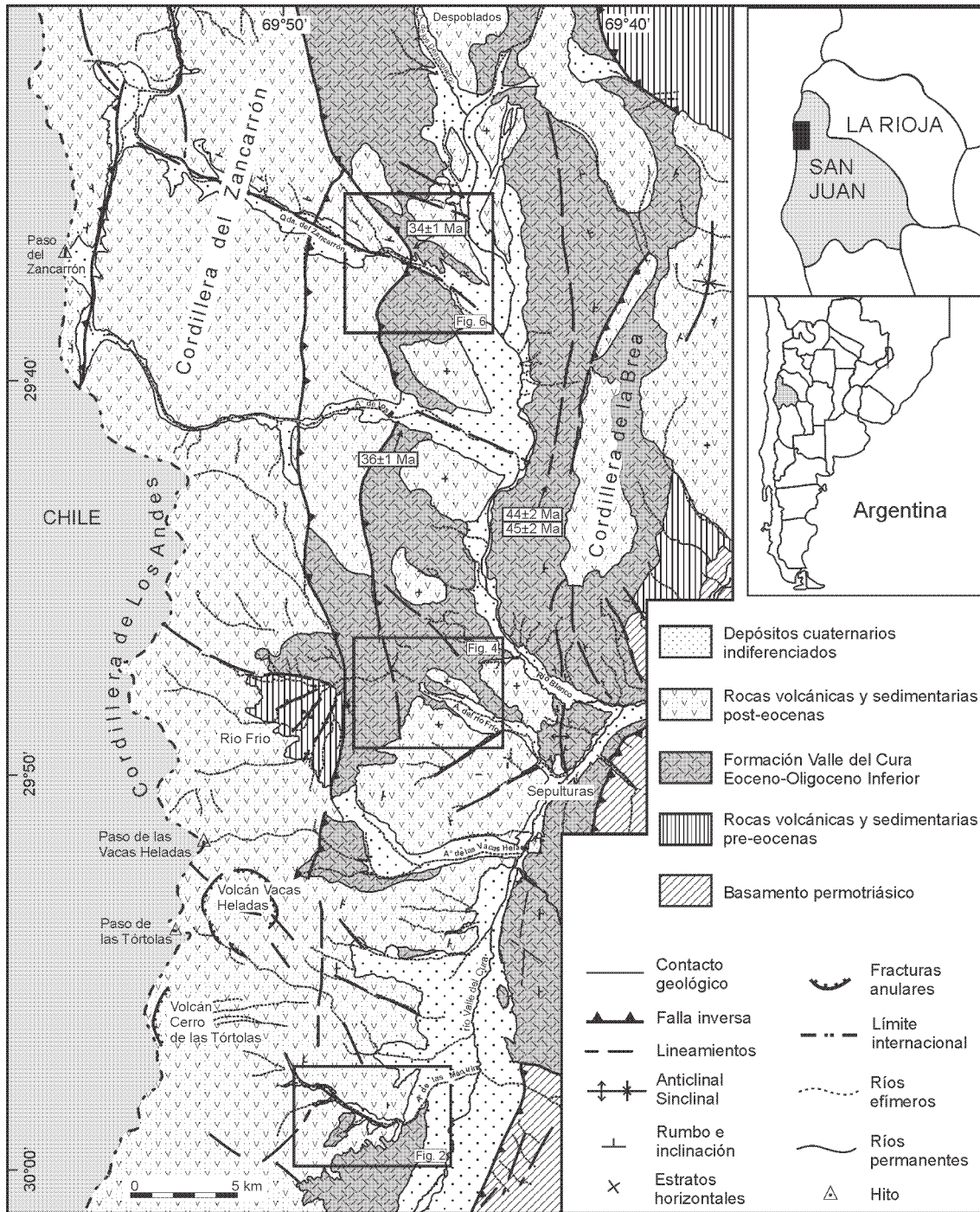


Figura 1: Localización y esquema geológico regional del Valle del Cura. En los recuadros se indican las áreas mapeadas en detalle que corresponden, de sur a norte, a: las quebradas de las Máquinas (Fig. 2), del río Frío (Fig. 4) y del Zancarrón (Fig. 6). Las edades indicadas corresponden a Limarino *et al.* (1999).

un importante episodio volcano-sedimentario representado por una espesa secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas con notables cambios faciales incluida en la unidad Formación Valle del Cura. El objetivo de este trabajo es presentar un estudio detallado de las facies volcánicas y volcanoclásticas de esta formación, la que constituye un evento eruptivo de gran significación para este sector de los An-

des Centrales.

Numerosos autores habían reconocido las rocas que aquí se describen bajo el nombre de Formación Valle del Cura, asignándoles diferentes nomenclaturas y edades, las que se extienden desde el Paleógeno al Neógeno más tardío (Groeber 1951, Wetten *et al.* 1954, T.E.A. 1968, Aparicio 1975, 1984, Nullo y Marín 1992 y Borelli 1985). Posteriormente, Malizia *et*

al. (1997a y b) y Limarino *et al.* (1999) describieron esta voluminosa secuencia y presentaron las primeras dataciones radiométricas sobre las intercalaciones volcánicas, lo cual permitió definir la edad de la unidad y discriminarla respecto de otros eventos eruptivos. Estos autores denominaron originalmente a la secuencia como Formación Tobas Valle del Cura; nombre que, en este trabajo, se propone modificar a Formación Valle del Cura, nomenclatura acorde al Código Argentino de Estratigrafía (CAE 1992).

Geología Regional

El contexto geológico de la región de Valle del Cura se caracteriza por un basamento formado por volcanitas y granitoides permotriásicos y diversas secuencias volcánicas y sedimentarias desarrolladas durante el Terciario acumuladas en un ambiente tectónico de arco y retroarco. El mapa de la figura 1 resume el esquema geológico regional del sector centro-sur del valle del Cura. Allí se identifican el basamento permotriásico, las secuencias volcánicas y sedimentarias terciarias y los depósitos cuaternarios. Un detalle de los afloramientos de estas secuencias se puede apreciar en los mapas de las figuras 2, 4 y 6.

El basamento está formado por las rocas que integran el Grupo Choiyoi. En la zona de estudio, esta unidad incluye una sección inferior de aglomerados volcánicos, ignimbritas y lavas andesíticas, y una sección superior de ignimbritas riolíticas (Sato y Llambías *et al.* 1993).

La actividad volcánica terciaria más antigua reconocida se restringe a delgados flujos de basaltos alcalinos de edad paleocena localizados en la quebrada del río Frío (Basaltos Río Frío, Litvak y Page 2002). El volcanismo y sedimentación más modernos del Eoceno–Oligoceno Inferior están representados por la Formación Valle del Cura, la cual comprende una variedad litológica significativa y una distribución regional particular que será descripta más adelante.

Sobre la Formación Valle del Cura se dispone el Grupo Doña Ana, de edad oligocena superior-miocena inferior, el cual aflora principalmente en el sector limítrofe con Chile (Maksaev *et al.* 1984, Nasi *et al.* 1990, Martin *et al.* 1997, Bissig *et al.*, 2001). Este grupo está dividido en dos formaciones: la primera (Formación Tillito) incluye principalmente lavas e ignimbritas riolíticas a dacíticas, mientras que la segunda (Formación Escabroso) comprende lavas basálticas y andesíticas. Estas rocas se encuentran intensamente afectadas por alteración hidrotermal. Sobre la Formación Valle del Cura también se disponen un conjunto de bancos rojos continentales que forman parte de la Formación Río de la Sal (Reutter 1974), la que algunos autores consideran de edad oligocena (Mpodozis, *com. pers.* 2004); en discrepancia, otros autores asignan a esta formación una edad más antigua (Cretácico Superior-Paleoceno, Malizia *et al.* 1997a y Cardó *et al.* 2001). El volcanismo del Mioceno Inferior a Medio (16-10 Ma) comprende a los flujos lávicos andesíticos a dacíticos de la Formación Cerro de las Tórtolas, de gran extensión areal en el valle del Cura (Maksaev *et al.* 1984, Ramos *et al.* 1989, Kay *et al.* 1991). Durante el Mioceno Medio (12 Ma) se desarrolló un volcanismo piroclástico que derivó en la depositación de facies

ignimbritas dacíticas de escasa representación areal, recientemente identificadas en el valle del Cura como Formación Tambo (Martin *et al.*, 1997, Litvak *et al.* 2004). Finalmente, en el Mioceno Superior (6-8 Ma), la actividad eruptiva se restringió a efusiones piroclásticas ácidas agrupadas en las denominadas Ignimbritas Vacas Heladas, parcialmente equivalentes a la Formación Vallecito en Chile (Nasi *et al.* 1990), las cuales representan la última expresión del volcanismo en el valle del Cura (Ramos *et al.* 1989).

La sedimentación coetánea con la actividad volcánica miocena comprende una secuencia formada por areniscas tobáceas, areniscas gruesas, conglomerados polimícticos con intercalaciones de yeso y pelitas (Formación La Ollita, Limarino *et al.* 1999). Esta secuencia cubre en forma discordante a las rocas volcanoclásticas eocenas y está interdigitada con rocas volcánicas datadas en 16 ± 1 Ma; esta datación, junto con su asociación palinológica, permitió a los mencionados autores definir estratigráficamente a la unidad. Por su parte, la sedimentación pliocena corresponde a depósitos de abanicos aluviales y sistemas entrelazados proximales (Formación Los Bañitos) formados por ortoconglomerados polimícticos volcánicos, que se disponen en posición horizontal o subhorizontal en discordancia sobre las unidades volcánicas y volcanoclásticas eocenas y miocenas (Limarino *et al.* 1999). Finalmente, los depósitos de remoción en masa, glaciafluviales y fluviales cuaternarios, indiferenciados en la figura 1, completan la estratigrafía local.

Antecedentes de la Formación Valle del Cura

La Formación Valle del Cura comprende una variada composición litológica que incluye, en sentido amplio, espesos paquetes de tobas, conglomerados gruesos, areniscas líticas medianas a gruesas, areniscas volcánicas y escasas pelitas, las cuales presentan intercalaciones de rocas volcánicas y volcanoclásticas (Malizia *et al.* 1997a y b, Limarino *et al.* 1999). En el mapa regional (Fig. 1) se puede observar la distribución de los afloramientos de esta unidad. Estos se extienden ampliamente a lo largo de una faja longitudinal que abarca el sector central del valle del Cura, desde el sur, en la quebrada de las Máquinas y hasta el norte, en la cordillera de la Brea y la Ortiga, esta última al norte del área mapeada. Los afloramientos se distribuyen principalmente en el núcleo de la cordillera de la Brea y a ambos márgenes del río Valle del Cura, del río Blanco y del arroyo de los Despoblados (Fig. 1).

Si bien la unidad presenta una variación litológica importante, existe una distribución de las facies que la incluyen en lo que respecta a sus componentes volcánicos y sedimentarios. En este sentido, se observa que las facies epiclásticas de composición volcánica predominan en los afloramientos encontrados a lo largo de la cordillera del Brea y la Ortiga. Mientras que hacia el este existe un incremento en la proporción de rocas volcanoclásticas, donde predominan además las facies piroclásticas primarias, como se observa principalmente en las márgenes de la quebrada del Zancarrón.

Limarino *et al.* (1999) y Malizia *et al.* (1997a y b) presentaron una caracterización litológica de la Formación Valle del Cura integrando regionalmente perfiles relevados en las cordi-

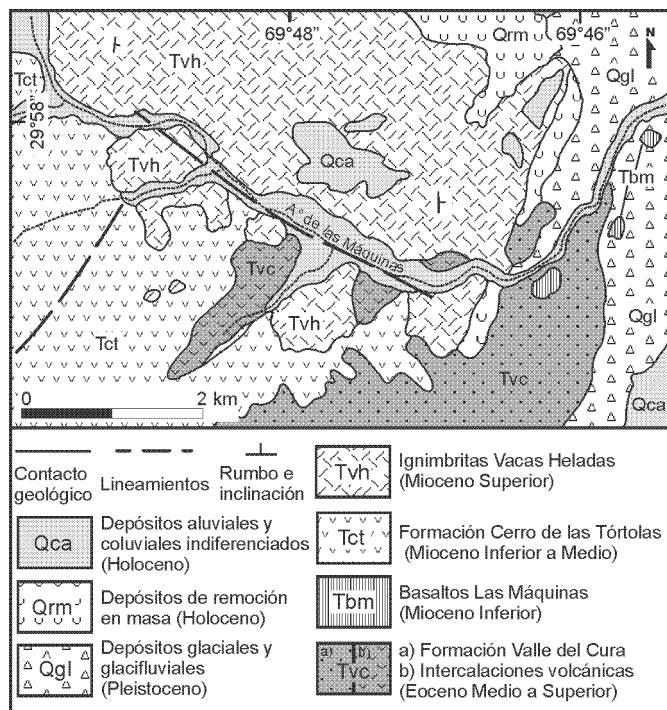


Figura 2: Mapa geológico de la quebrada de las Máquinas, extremo sur del valle del Cura.

lleras de la Ortiga y la Brea y las áreas al sur de Sepulturas y de las márgenes del arroyo de los Despoblados, donde las facies sedimentarias de la unidad están mejor representadas. En consecuencia, identificaron cuatro secciones que caracterizan y resumen los rasgos principales de la formación. Los autores interpretaron que la sección inferior fue depositada en ambientes de abanicos aluviales y sistemas fluviales entrelazados muy proximales. La siguiente sección representa el pasaje a sistemas fluviales de menor energía debido, quizás, al paulatino rebajamiento del paisaje. La siguiente sección se caracteriza por un incremento en la sedimentación piroclástica y finalmente, en la última sección existe una mayor participación de componentes volcánicos primarios. Limarino *et al.* (1999) mencionaron la ocurrencia de niveles de volcanitas interestratificadas en la parte media y superior de la formación y distinguen dos tipos principales de rocas efusivas: coladas traquiandesíticas hasta andesíticas y flujos ignimbríticos.

A pesar de las diferencias litofaciales que muestra la unidad a lo largo de los perfiles relevados, los autores mencionaron que estas diferencias son paulatinas y que existe una transición entre las facies, lo que les llevó a considerar a esta espesa secuencia como parte de la misma unidad estratigráfica. Los mismos autores asignaron la unidad al Eoceno Medio-Oligoceno, sobre la base de sus relaciones estratigráficas y dataciones radimétricas realizadas en las intercalaciones volcánicas de la unidad; sin embargo, tal como se expondrá más adelante, para definir la edad de la Formación Valle del Cura, debe evaluarse además las características litológicas de las facies que la caracterizan y el significado cronológico de las edades radimétricas disponibles.

Geología de la Formación Valle del Cura

Cuando se integraron regionalmente las rocas que forman parte de esta unidad, se observó el incremento en la participación de niveles volcánicos primarios en las regiones de las quebradas de las Máquinas, del Zancarrón y del Río Frío (Fig. 1). En términos generales, estas facies volcánicas están representadas por flujos lávicos riolíticos y distintos tipo de rocas volcánicas que incluyen tobas cristalinas, tobas lapilíticas, aglomerados volcánicos y facies epiclásticas formadas por areniscas tobáceas y conglomerados volcánicos. A continuación, entonces, se expondrán las características particulares que presentan las facies volcánicas y volcánicas incluidas en las Formación Valle del Cura en cada una de las áreas mencionadas.

Quebrada de las Máquinas

En la quebrada de las Máquinas, predominan las facies lávicas y pseudolávicas de la unidad (Fig. 2). Aquí afloran rocas volcánicas de composición riolítica que presentan una gradación textural entre rocas porfíricas masivas y rocas afaníticas con un fino bandeamiento fluidal. Los afloramientos de estas rocas son aislados; aparecen como septos de color morado que resaltan del resto de las rocas adyacentes y no tienen una continuidad lateral marcada, lo cual dificulta establecer con precisión el espesor de las mismas y la relación entre los diversos tipos litológicos. Sin embargo, se reconoce su continuidad en ambos márgenes de la quebrada, tal como se observa en el camino de ascenso hacia el volcán Cerro de las Tórtolas (Fig. 3a).

En un extremo textural aparecen lavas porfíricas de color pardo rojizo y sin bandeamiento. Son rocas formadas por una pasta afanítica oscura y fenocristales (20 %) de grano fino que corresponden a biotita subhedral y tamaño promedio de 1 mm, y feldespatos de entre 1 a 3 mm de dimensión. En algunos sectores, estas rocas se encuentran muy meteorizadas, lo que se refleja en un brechamiento y diaclasamiento de los afloramientos y en la alteración de los fenocristales. Esta variedad porfírica pasa transicionalmente a una roca afanítica; corresponde a una riolita rosada con marcada laminación que se manifiesta por un fino bandeamiento entre capas rosadas más claras y otras más oscuras de tonalidad rojiza (Fig. 3b).

Otra variedad litológica reconocida corresponde a una roca de tonalidad rosada que se caracteriza por mostrar foliación consecuencia de la disposición subparalela de fiammes con un extremo grado de deformación aparente, definiendo en la roca una textura pseudofluidal (Fig. 3c). Los fiammes se distinguen por su tonalidad blanquecina que resalta de la matriz morada oscura y el bandeamiento que definen es extremadamente fino (incluso menor a 0,2 mm).

Hacia la salida de la quebrada de la Máquinas, sobre la margen sur, aparecen flujos lávicos morados como los antes descritos y tobas vítreas con alto grado de soldadura; presentan textura eutáxica con fiammes, cristaloclastos de cuarzo y algunas de ellas poseen litoclastos de volcanitas oscuras de hasta 2 cm de tamaño. Estas rocas se distinguen de las anteriores por su coloración más clara, en tonos ocre y verdes, producto de alteraciones sobreimpuestas que han deriva-

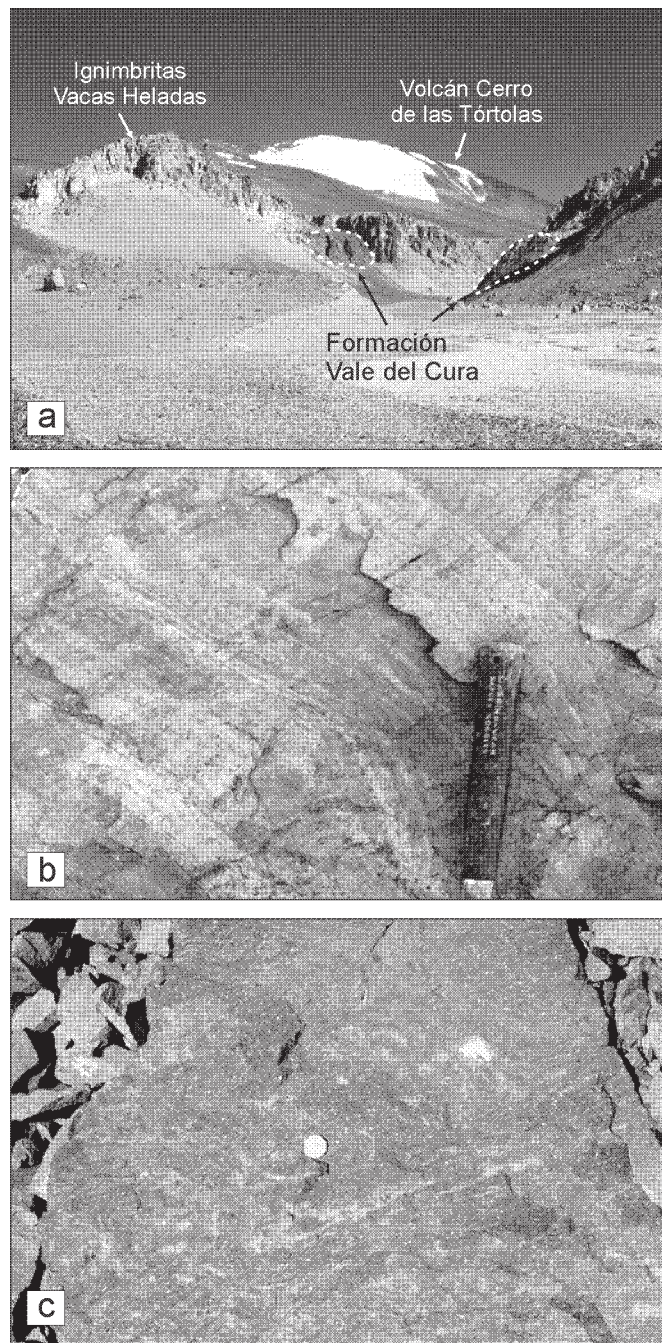


Figura 3: Fotografías de los afloramientos de la Formación Valle del Cura en la quebrada de las Máquinas: a, vista de la quebrada hacia el oeste, donde afloran en forma discontinua las riolitas de la Formación Valle del Cura (Tvc), cubiertas por las Ignimbritas Vacas Heladas; b, detalle de las riolitas finamente laminadas; c, ignimbritas con extremo grado de deformación y desarrollo de textura eutaxítica.

do en la silicificación de las mismas y, en ocasiones, en una mayor cohesión de las rocas.

En ninguno de los casos descriptos la base de estas rocas está expuesta, pero su relación de techo se evidencia, ya que aparece cubierta tanto por las volcanitas de edad miocena inferior a media de la Formación Cerro de las Tórtolas como por las Ignimbritas Vacas Heladas, de edad miocena superior (Fig.

3a).

Quebrada del río Frío

En este sector, la Formación Valle del Cura está formada tanto por depósitos piroclásticos como niveles epiclásticos. Esta secuencia aflora en el sector central de la quebrada y es cubierta por los conglomerados modernos de la Formación Los Bañitos (Plioceno); a su vez, la secuencia se encuentra en contacto tectónico con los Basaltos Río Frío (Paleoceno) a través de una falla normal invertida que actualmente se reconoce como un fallamiento inverso (Fig. 1). Un perfil típico de esta formación se observa en la figura 5a y se describe a continuación:

El contacto de la base del perfil no está expuesto, y el mismo comienza con un nivel de toba lítica de color blanco parduzco de casi 2 m de espesor. Se trata de una toba lapilítica masiva, matriz sostenida, con abundantes fragmentos líticos polimícticos angulosos de 6 cm de tamaño promedio, aunque algunos alcanzan 10 cm de diámetro. Estos líticos multicolores corresponden a volcanitas afaníticas que se encuentran inmersos en una matriz vítrea tobácea.

El nivel aparece cubierto por otro espeso depósito que muestra variaciones litológicas. La base corresponde a una brecha volcánica lítica masiva muy consolidada de color castaño oscuro (Fig. 5b). Posee un metro de espesor, es clasto sostenido y está formada por una matriz tobácea y numerosos clastos angulosos a subangulosos que corresponden mayoritariamente a basandesitas afaníticas. La parte media de este nivel (4 m) comprende otra brecha volcánica, pero en este caso matriz sostenido y posee clastos angulosos a subangulosos de hasta 25 cm de dimensión distribuidos en una matriz de grano fino. La parte superior de este nivel (1,5 m) está formada por una toba lítica masiva de color castaño oscuro con litofisas, algunas rellenas por abundante material secundario.

Por encima, en forma concordante, le sigue un nivel de 3 m de espesor formado por areniscas tobáceas de color verde, compuestas por clastos de cuarzo y en menor proporción plagioclasa, inmersos en una matriz tobácea de grano más fino y de color verde; carece de estructuras, salvo en el sector central del mismo que desarrolla laminación paralela (Fig. 5c). Uno de los rasgos de este nivel es la presencia de improntas probablemente correspondientes a moldes y restos de madera y/o troncos.

En contacto normal, suprayace a este nivel otra toba vítrea de color blanco (3 m), similar al primero de los niveles tobáceos, pero de menor tamaño de grano. En este caso, es una roca matriz sostenida y friable (Fig. 5d), y los vitroclastos presentes, de tamaño variable entre 1,5 a 0,5 cm, se encuentran fuertemente argilitizados y obliterados por lo cual sólo se reconocen como un agregado fino de color blanco. También se observan abundantes cristaloclastos frescos de tamaño de grano uniforme entre 0,1 a 0,2 cm que corresponden, en orden de abundancia, a cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita, inmersos en una matriz es de grano muy fino.

El siguiente nivel del perfil es el más espeso y comprende al menos 35 m de una toba soldada color castaño rojizo que muestra variaciones texturales desde la base al techo. Cabe

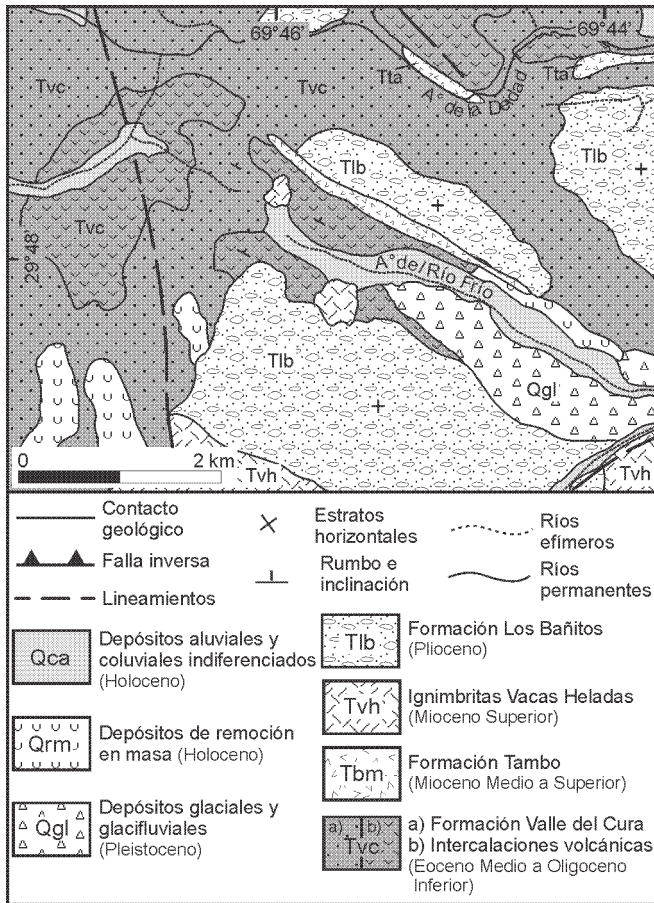


Figura 4: Mapa geológico de la quebrada del río Frío, sector central del valle del Cura.

destacar que el espesor de este nivel es aparente, ya que los niveles se acuñan y el techo del perfil no se observa. La sección inferior de la toba es una roca matriz sostenida más cohesiva que la toba del nivel subyacente; forma un depósito caótico y sin estructuras de estratificación. La roca presenta una matriz de grano muy fino y de color castaño rojizo y abundantes fragmentos pumíceos. Presentan tamaño variable entre 0,5 a 2 cm y poseen un bajo grado de deformación aparente. En menor proporción aparecen litoclastos de volcanitas de 0,5 a 1 cm de tamaño de color gris; algunas son afaníticas y otras presentan textura porfírica. La parte superior de este nivel comprende la misma toba, sólo que el depósito presenta un mayor grado de meteorización y los fiammes presentes están fuertemente argilitizados. Un rasgo particular de este espeso nivel es la presencia de estructuras tubulares correspondientes a conductos fumarólicos (Fig. 5e). Estas estructuras son de gran dimensión y superan los 10 m de altura, aunque se reconocen algunas de menor longitud. Estos cuerpos están formados por una toba lapillítica, fuertemente cohesiva; además aparecen silicificadas y presentan agregados de grano fino de azufre adheridos a la roca. Debido a este alto grado de coherencia, es que son fuertemente resistentes a la erosión —en relación con el nivel de tobas en las cuales están contenidas— y por lo tanto, mientras que estas tobas se erosionan, las fumarolas se mantienen y forman resaltos en el relieve.

El último nivel del perfil comprende 2 m de una toba lítica, con abundantes fragmentos vítreos y cristalinos. Se trata de una roca fuertemente cohesiva, a diferencia de los niveles inferiores, y masiva, al igual que todo el depósito. Los litoclastos están principalmente formados por volcanitas afaníticas de color gris claro que constituyen clastos subredondeados de 5 mm de tamaño y de hasta 3 cm. Los vitroclastos corresponden a diminutos fragmentos argilitizados de pómez de 2 mm de tamaño. Los cristaloclastos más abundantes son de cuarzo, que aparece en cristales pequeños (2 mm) de tonalidad grisácea ahumada, y a pequeñas tablillas (2–3 mm) de plagioclasa argilitizada.

Quebrada del Zancarrón

En la margen norte de esta quebrada aflora la Formación Valle del Cura en bancos homoclinales de rumbo NNO. En la figura 6 se presenta un detalle de la geología de este sector, mientras que el perfil de la secuencia se aprecia en la figura 7a.

La base del perfil se encuentra en contacto tectónico a través de una falla inversa con ignimbritas dacíticas más modernas correspondientes al Grupo Doña Ana (Fig. 6). Se reconocieron aquí estructuras tipo espejo de falla que contribuyeron a discriminar el contacto de la secuencia con las rocas piroclásticas infrayacentes (las edades radiométricas confirman esta observación). El perfil comienza con una toba cristalina rosada (5m) de moderado grado de soldadura, compuesta por una matriz de grano fino y con cristaloclastos de plagioclasa tabulares (1 a 2 mm), de anfíbol prismático (1 mm) y de cuarzo anhedral. En la parte superior del nivel se incrementa el grado de soldadura y la roca desarrolla una textura eutaxítica. Los fiammes forman bandas irregulares y lensoidales de menos de 1 mm de espesor y más de 5 cm de longitud (Fig. 7b); mientras que los cristaloclastos presentes corresponden principalmente a cuarzo, plagioclasa y biotita. También aparecen litoclastos angulosos a subredondeados de aspecto afanítico y color gris oscuro de tamaño menor al centímetro.

Por encima, con el contacto cubierto, aparece una secuencia de 20 m de espesor formada por una toba lítica de color blanco que se interdigita con bancos tabulares epiclásticos más resistentes de color castaño oscuro (Figs. 7c). Se reconocen cuatro niveles intercalados en la toba lítica, las que muestran variaciones litológicas entre sí. Los niveles epiclásticos inferiores corresponden a areniscas tobáceas y forman depósitos tabulares masivos, aunque presentan una incipiente estructura laminar dada por una gradación del tamaño de grano. Los niveles epiclásticos superiores son de grano más grueso, corresponden a un conglomerado tobáceo y conforma niveles masivos y caóticos (Fig. 7d). El espesor se adelgaza en algunos sectores y el contacto con los niveles tobáceos infra y suprayacente suelen ser irregulares. Este conglomerado es matriz sostenida, aunque el porcentaje de clastos es muy elevado; estos corresponden a volcanitas afaníticas oscuras subangulosas y a fragmentos muy friables de pómez (0,5 a 1cm). Los niveles tobáceos, en los que se intercalan los bancos epiclásticos, están formados por una toba matriz sostenida de color blanco y bajo grado de soldadura, con proporció-

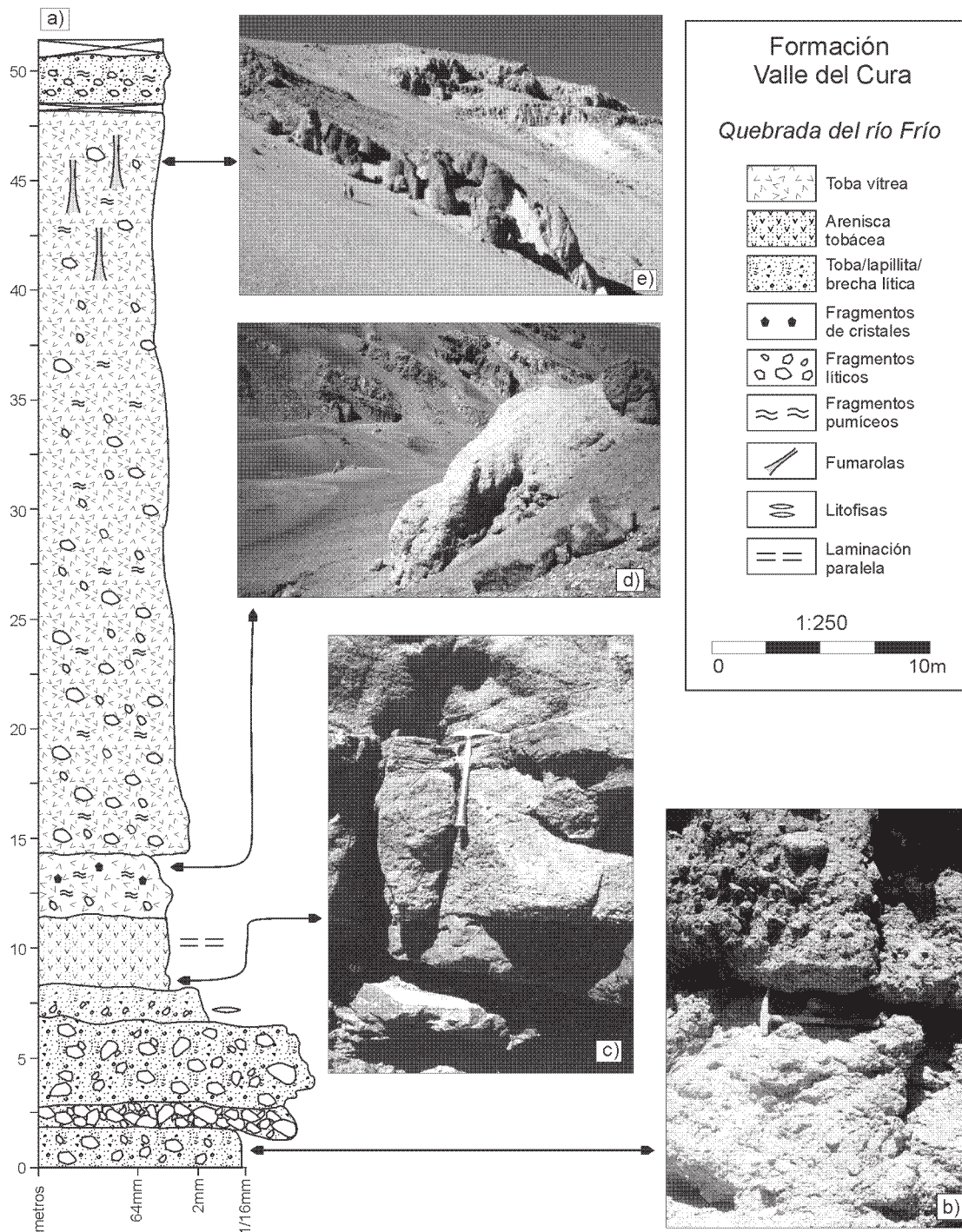


Figura 5: a) Perfil expuesto de la Formación Valle del Cura en la quebrada del río Frío, su base se encuentra cubierta por cuaternario; b) Contacto entre la toba lapilítica basal y la brecha volcánica masiva; c) contacto entre la toba lítica con litofisas y las areniscas tobáceas verdosas con restos de ramas; d) nivel friable de la toba vítrea con abundantes fragmentos de pumicitas y cristaloclastos, en contacto con la base del espeso banco de las tobas soldadas que contienen a las fumarolas; e) vista de las fumarolas presentes en la unidad, nótese el tamaño de las mismas en relación con las personas de la foto.

nes similares de fragmentos cristalinos, líticos y vítreos. Los cristaloclastos corresponden a plagioclasa, cuarzo y anfíbol. Los fragmentos líticos presentes son angulosos, de 2 a 3 mm de dimensión, aunque alcanzan los 7 mm de tamaño y corresponden a volcanitas afaníticas moradas. Aparecen también

pumicitas de tamaño variable entre 2 a 5 mm, algunas mayores a 1,5 cm y están moderadamente alteradas.

El contacto con el nivel siguiente está cubierto y luego aparece un delgado banco (< 0,70 m de espesor) cuyo espesor se acuña lateralmente. Se trata de un aglomerado volcánico

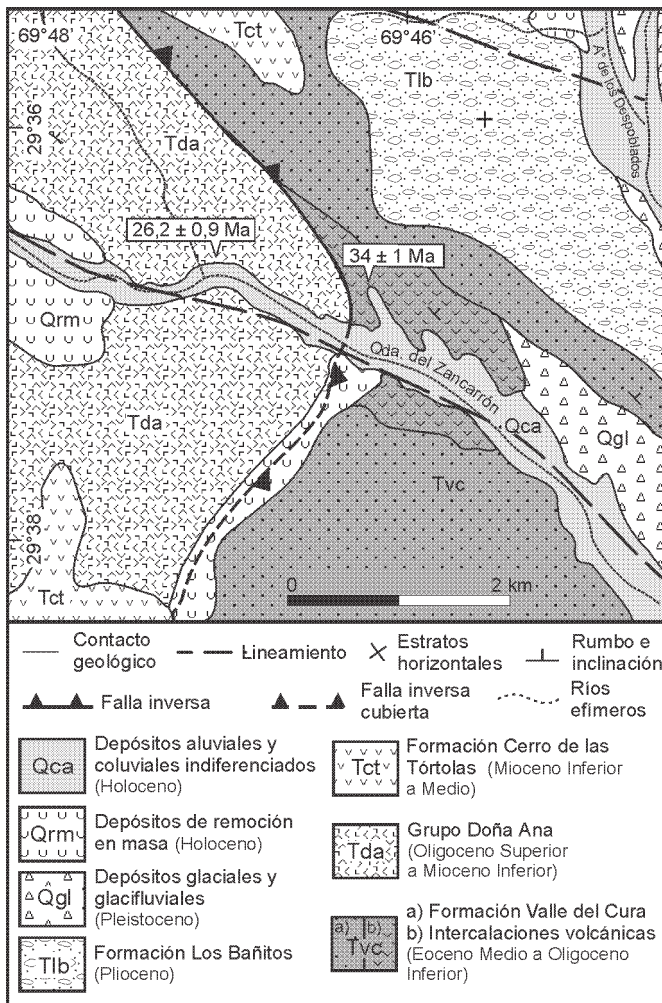


Figura 6: Mapa geológico de la quebrada del Zancarrón, sector central del valle del Cura. La edad de $26,2 \pm 0,9$ se presenta en este trabajo; la edad de 34 ± 1 Ma es de Limarino *et al.* (1999).

polimíctico color rosado y matriz sostenido, con una matriz tobácea de grano fino. Está formado por una gran variedad de fragmentos líticos que muestran una importante variación en el tamaño de grano; desde pocos centímetros hasta más de 20 (Fig. 7e). Tienen formas subredondeadas a angulosas y corresponden a volcanitas afaníticas y microporfíricas de composición mesosilícica, y a tobas líticas que contienen fragmentos de pómez. Por encima de este nivel, aparece otro más delgado aún ($< 0,50$ m) formado por una toba blanca con bajo grado de consolidación; sólo se reconocen en ella cristales de feldespatos totalmente argilitizados inmersos en una matriz violácea sumamente friable. El espesor de este depósito también se acuña y es cubierto lateralmente por derrubio cuaternario.

En contacto concordante, aparece una brecha volcánica de 5 m de espesor, impregnada por una fuerte capa de meteorización rojiza. El depósito es masivo y caótico; la brecha es matriz sostenido, pero en algunos sectores y hacia la parte superior del nivel, pasa transicionalmente a una brecha clasto sostenido. Los clastos son angulosos a subangulosos y de tamaño variable entre 3 a 50 cm; la selección del depósito

es mala. La matriz está formada por una arenisca tobácea de color morado; mientras que los litoclastos corresponden exclusivamente a volcanitas con texturas porfíricas a afirricas.

La secuencia continúa con un nivel (15 m) de una toba vítrea de color blanco en fractura fresca, pero con una capa de meteorización color pardo clara. Presenta una alta proporción de fragmentos pumíceos de tamaño variable entre 2 a 5 cm de longitud mayor con un bajo grado de deformación aparente; conservan formas proladas a tabulares y preservan también sus conductos porales. La roca presenta abundantes cristaloclastos de cuarzo anhedral y, en menor proporción, tablillas de plagioclasa. Los líticos son escasos y corresponden a volcanitas afaníticas de color gris de tamaño entre 1 a 2 mm.

El nivel superior comprende un banco de areniscas de forma lensoidal de espesor menor al metro. Es una arenisca fina, masiva y de color rosado. Por encima, aparece otra arenisca verdosa masiva y de composición tobácea (2 m) que está cubierta por un espeso (18 m) nivel de conglomerado volcánico de tonalidad verdosa. Es matriz sostenido, con una matriz arenosa tobácea y clastos subredondeados entre 1 a 5 cm de tamaño que se encuentran fuertemente meteorizados. Este nivel marca el fin del perfil, el cual se encuentra cubierto por depósitos aluviales actuales (Fig. 7f).

Como parte de este perfil, se reconoce un flujo lávico muy espeso (18 m) que cubre en discordancia a la secuencia recién descrita. Se trata de una volcánita porfírica de composición andesítica que no está relacionada con la unidad eocena; por el contrario, de acuerdo a las relaciones estratigráficas de campo se observa que aparece encauzada en un paleovalle extendiéndose lateralmente. Si bien estas volcanitas se han graficado en el tope del perfil, la colada aflora y cubre la brecha volcánica del sector medio del mismo. Esta colada fue asignada a la unidad miocena Formación Cerro de las Tórtolas, de acuerdo a sus características geológicas y petrográficas (Litvak 2004). Otro de los rasgos para destacar del perfil recién descrito radica en las relaciones estratigráficas que evidencia. Las tobas cristalinas que forman la base del perfil son las datadas en 34 ± 1 Ma (Limarino *et al.* 1999); mientras las ignimbritas dacíticas que están en contacto tectónico con el perfil descrito fueron datadas y asignadas a la Formación Tillito de edad oligocena superior, tal como se discutirá más adelante.

Petrografía

El análisis petrográfico de las facies volcánicas y volcánicas de la Formación Valle del Cura se puede dividir en función de los principales tipos litológicos que las componen, tal como se desprende de los perfiles precedentes. En primer lugar, las riolitas y tobas vítreas de la quebrada de las Máquinas; luego, los distintos tipos de tobas aflorantes en las quebradas del río Frío y Zancarrón y por último, las rocas epiclásticas asociadas a las mismas.

Riolitas y tobas vítreas asociadas

Estas rocas, que afloran al sur del valle del Cura en la que-

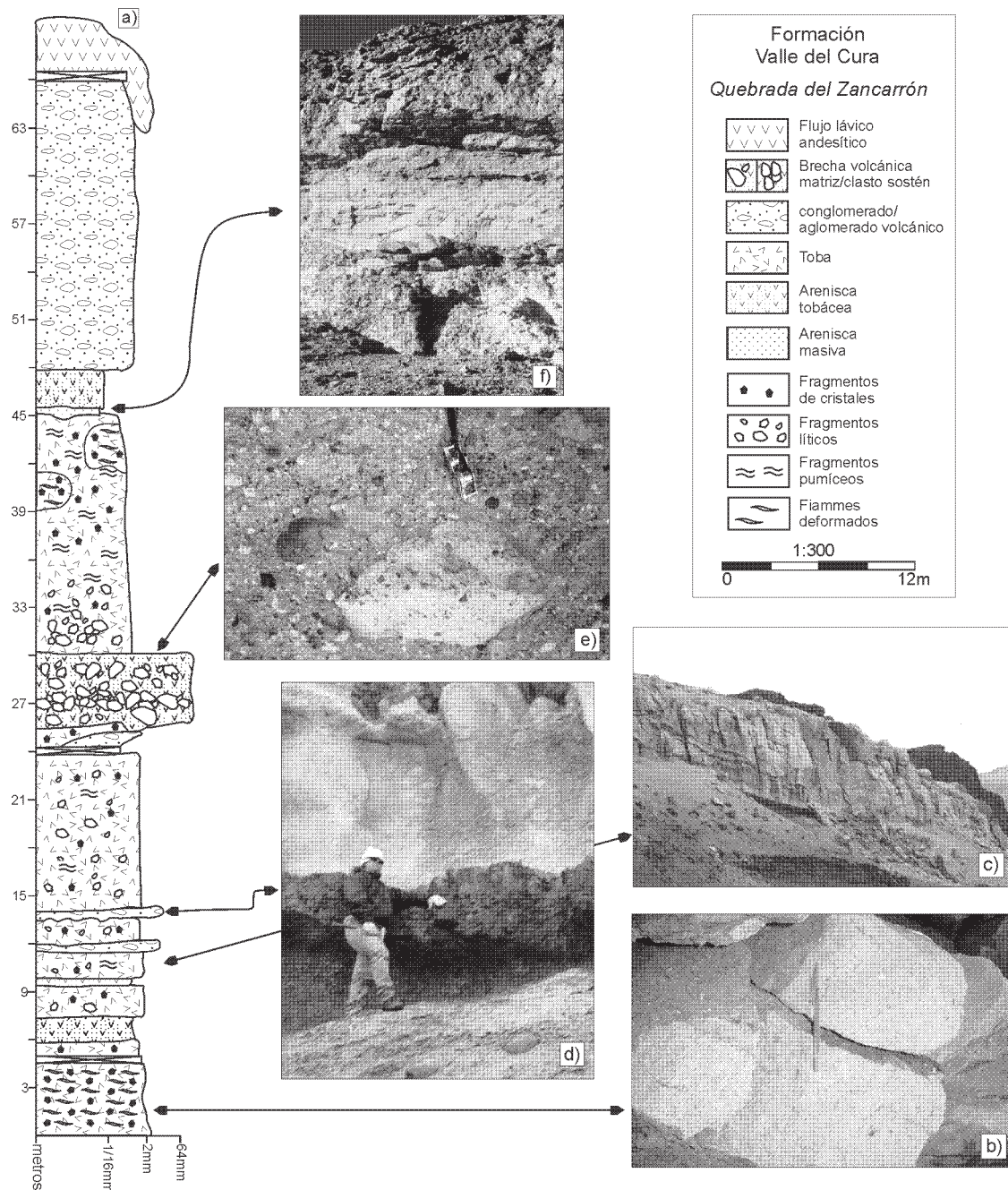


Figura 7: a) Perfil de la Formación Valle del Cura en la quebrada del Zancarrón, la base está en contacto a través de una falla inversa con el Grupo Doña Ana; b) detalle de las tobas cristalinas dacíticas con moderado grado de soldadura; c) secuencia de los bancos epiclásticos tabulares interdigitados con tobas líticas; d) detalle del conglomerado intercalado con los niveles tobáceos; e) aglomerado volcánico de la parte media del perfil; f) banco lensooidal de areniscas masivas en contacto con las areniscas tobáceas y la brecha volcánica superior.

brada de las Máquinas (Fig. 2), presentan características mineralógicas y texturales similares y existe un pasaje transicional entre ambos conjuntos litológicos. Bajo el microscopio, las lavas tienen textura porfírica con un 20 % de fenocristales y un 80 % de pasta felsítica, con incipientes esferulitas. Los fenocristales corresponden principalmente a feldespato potásico, plagioclasa y biotita; mientras que el cuarzo se restringe sólo a la pasta. En otro extremo textural aparecen las riolitas de aspecto afanítico que se destacan por

un bandeamiento fluidal fino; en realidad, estas rocas muestran una transición completa hacia las tobas de textura pseudofluidal. Bajo el microscopio, se evidencia que la laminación corresponde a vitroclastos intensamente deformados. La roca está formada por una mesostasis vítrea totalmente desvitrificada en forma de esferulitas de pequeño tamaño (0,2 mm); en algunos sectores sólo se distingue una masa microgranosa a felsítica, que en partes también desarrolla textura axiolítica (Fig. 8a). Los fiammes intensamente deformados

han perdido su porosidad, de esta manera, se genera un bandeamiento que se reconoce por una alternancia entre bandas más oscuras impregnadas por óxidos de hierro y arcillas, y otras bandas también milimétricas, pero más claras, que suelen desarrollar esferulitas y textura axiolítica (Fig. 8b). Los fragmentos de cristales son escasos en esta variedad textural. El más abundante es el feldespató potásico, y en menor proporción aparece la biotita en cristales subhedrales de color castaño rojizo muy fuerte. Se encuentran fuertemente oxidadas y suelen estar reemplazadas casi totalmente por minerales opacos. La alineación subparalela de estas micas respecto del bandeamiento dado por la deformación de los vitroclastos, también es un indicio de flujo en estas rocas (Fig. 8c).

Tobas cristalinas y vítreas

Las exposiciones de la secuencia en las quebradas del río Frío y Zancarrón se diferencian de las rocas antes descritas ya que corresponden a tobas con menor grado de deformación aparente. En términos generales, comprenden tobas de composición vítrea y cristalina, con porcentajes variables de fragmentos líticos, asociadas a facies de mayor tamaño de grano, como aglomerados volcánicos y brechas.

Las tobas que intercalan en los perfiles de la quebrada del río Frío corresponden fundamentalmente a tobas vítreas, formada por un 60 al 70 % de una matriz felsítica. Como parte de la matriz, aparecen trizas con moderado grado de deformación y sólo en algunos sectores se reconocen incipientes esferulitas. Los fragmentos pumíceos están argilitizados, poseen formas alargadas y están levemente deformados, pero aún se reconocen sus conductos porales. Los fragmentos de cristales corresponden tanto a feldespató alcalino como a plagioclasa. Ocasionalmente, se encuentran cristaloclastos de cuarzo con bordes engolfados y biotita, pero en proporciones muy bajas. El contenido de fragmentos líticos es variable en los distintos tipos de tobas (5 al 20 %) y corresponden exclusivamente a fragmentos de otras tobas, en su mayoría de composición vítrea y de tamaño variable entre 0,4 y 2 mm. Un rasgo de estas ignimbritas es que suelen presentar una textura brechosa secundaria, cuyas fracturas están rellenas por calcedonia.

En los afloramientos de la quebrada del Zancarrón, se incrementa el contenido de cristales, especialmente en los niveles basales y medios del perfil. Así, las rocas más representativas presentan textura vitroclástica y están formadas por un 50 % de cristaloclastos y un 20 % de fragmentos vítreos, el resto es una matriz de textura felsítica muy fina. Los cristaloclastos presentes corresponden en su mayoría (70 %) a fragmentos angulosos de plagioclasa; el 30 % restante corresponde a anfíbol; presenta un borde de resorción muy intenso formado por minerales opacos y está reemplazado por una asociación de minerales de alteración incolora fibrosa (Fig. 8d). Los fragmentos vítreos presentes en esta variedad poseen un moderado grado de deformación, corresponden a fragmentos de pómez lensoydales y forman bandas discontinuas de espesor variable que en ocasiones se integran con la matriz de la roca (Fig. 8d).

En la quebrada de Zancarrón, aparece una variedad de tobas vítreas de bajo grado de soldadura formada por más del

80 % de matriz en donde se destacan trizas sin deformación y pómez con sus conductos porales muy bien preservados, tanto en su sección longitudinal, como transversal (Fig. 8e). Estos rasgos texturales, sumados a los antes descritos, describen la baja relación de aspecto que caracteriza a estas rocas.

Rocas epiclásticas asociadas

Las rocas epiclásticas vinculadas a las volcanitas y tobas descriptas alcanzan espesores considerables ya que constituyen el mayor volumen dentro de la Formación Valle del Cura, y representan el retrabajo del material volcánico y piroclástico. En el perfil de la figura 5a aparece un nivel de areniscas que corresponde a una arenita lítica volcánica (Folk *et al.* 1970). Está formada por clastos líticos de tamaño variable entre 0,2 mm y más de 3 mm, lo que otorga a la muestra una mala selección. Estos litoclastos son muy angulosos y corresponden exclusivamente a fragmentos de rocas volcánicas de texturas variables. Los cristales son de plagioclasa y cuarzo y aparecen con un borde ferruginoso muy marcado (Fig. 8f). La roca es clasto sostenido, posee un cemento arcilloso y un bajo porcentaje de matriz; esta corresponde a una pseudomatriz, dada por la disgregación de algunos de los fragmentos líticos. El desarrollo de esta pseudomatriz es más conspicuo en el nivel superior de esta litoarenita. En este caso, los fragmentos tobáceos friables (y con bajo grado de diagénesis) se disgregaron *in situ*, conformando la matriz de la roca. Así se observa en la microfotografía (Fig. 8f) donde aún se distinguen sombras de los litoclastos, pero que transicionalmente se convierten en matriz de la roca epiclástica.

Interpretación paleoambiental

Ignimbritas de alto grado - Quebrada de las Máquinas

Las facies volcánicas de la Formación Valle del Cura corresponden, en primer término, a los flujos lávicos riolíticos y a las tobas vítreas que afloran en la quebrada de las Máquinas. De acuerdo a las características descriptas, estas variedades litológicas se interpretan como depósitos de tipo ignimbrítico de alta temperatura y con alto grado de deformación (reignimbritas o ignimbritas reomórficas); en este sentido, son rocas con una elevada relación de aspecto (Walker *et al.* 1980, Walker 1983). Así, estas ignimbritas de alto grado poseen vitroclastos intensamente deformados en bandas de espesor milimétrico, presentan fiammes laminares a discoidales, poseen estructuras de flujo laminar (evidenciado por un bandeamiento muy fino), y cristaloclastos con evidencia de haber rotado hacia una disposición subparalela respecto de la laminación de la roca. Estos rasgos texturales evidencian el alto grado de deformación de la roca resultado del flujo a alta temperatura. Las variedades texturales afáníticas, con menor desarrollo del bandeamiento fluidal, pueden corresponder en realidad a ignimbritas de alto grado más homogéneas y con menor porcentaje de volátiles disueltos. Es probable que estas lavas riolíticas correspondan a un magmatismo no frag-

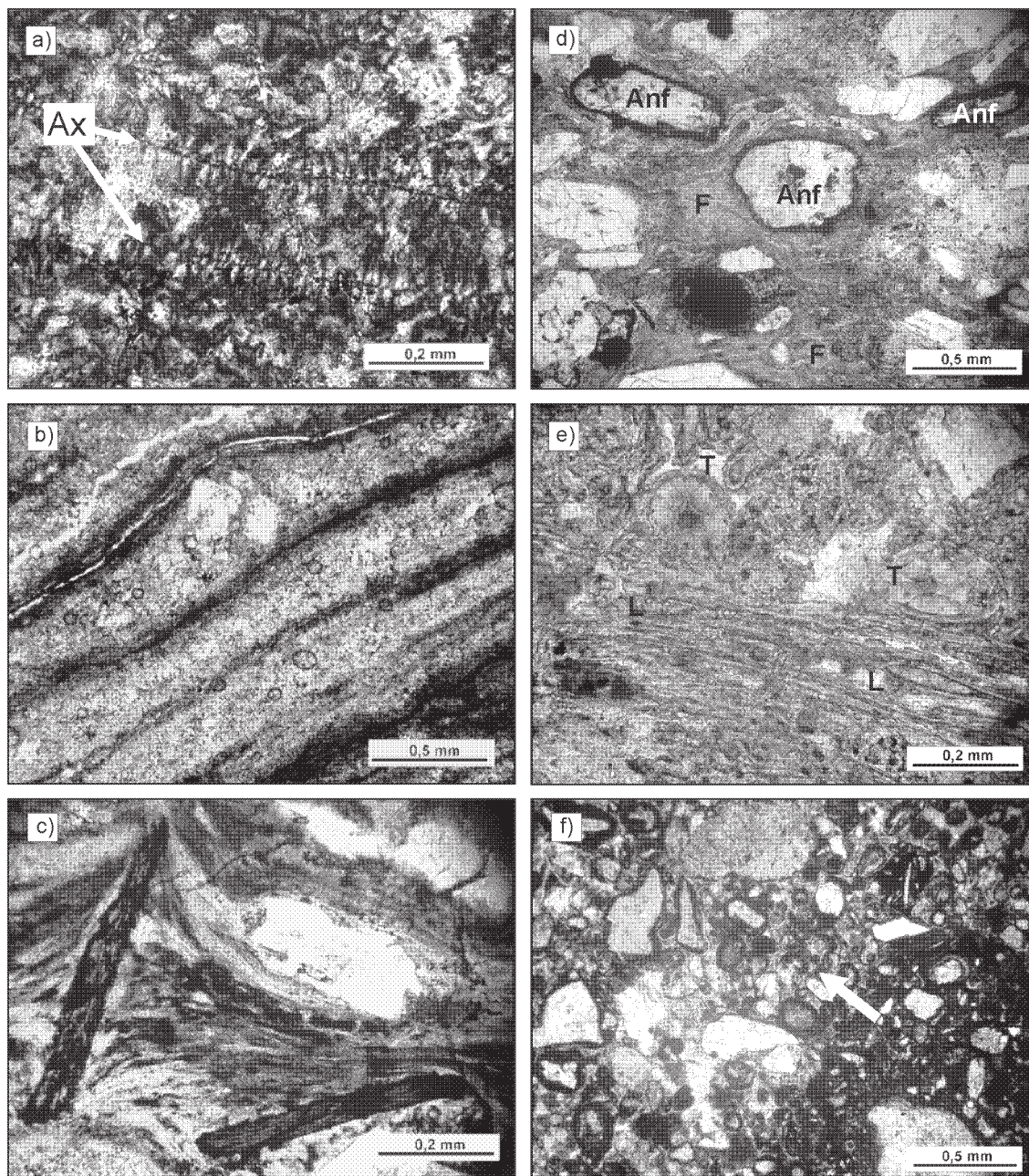


Figura 8: Microfotografías de los distintos tipos litológicos pertenecientes a la Formación Valle del Cura: a) riolitas con texturas esferulítica y axiolítica (con analizador); b) detalle del fino bandeamiento que caracteriza a las riolitas e ignimbritas de alta temperatura (sin analizador), las bandas más claras presentan textura axiolítica cuando se las observa con analizador; c) rotación de las laminillas de biotita hacia una disposición subparalela respecto del bandeamiento de las ignimbritas de alto grado, lo cual evidencia el flujo de las mismas (sin analizador); d) tobas cristalinas con cristaloclastos de anfíbol (Anf) con fuerte borde de resorción y reemplado por minerales secundarios, y fiammes (F) con moderado grado de deformación (sin analizador); e) tobas vítreas que preservan las secciones transversales (T) y longitudinales (L) de los fragmentos de pómez (sin analizador); f) pseudomatriz en las arenitas líticas, la disgregación de los litoclastos tobáceos pasan gradualmente a formar la matriz de la roca (indicado con la flecha).

mentado que por su alta viscosidad tiene menor capacidad de flujo.

Las evidencias geológicas de campo no permiten reconocer estructuras que puedan ser interpretadas como centros eruptivos vinculados con la actividad volcánica descrita. Las secuencias de lavas e ignimbritas riolíticas podrían estar vinculadas a un centro eruptivo cercano a la zona de la quebrada

de las Máquinas, a pesar que no se reconocen estructuras de calderas tal vez porque se encuentran obliteradas por el volcanismo más moderno. Sin embargo, es probable que estas rocas no estén vinculadas con una estructura de caldera y sean consecuencia de un volcanismo fisural como puede ocurrir en este tipo de litologías (Llambías 2004). Así, las texturas de las rocas, la composición de las mismas y el restringido

volumen y desarrollo de los depósitos pueden ser rasgos consistentes con este tipo de volcanismo.

Ignimbritas de bajo grado - Quebradas del río Frío y Zancarrón

Las secuencias que aparecen más norte, en las quebradas del río Frío y Zancarrón, representan otro tipo de actividad piroclástica. En estos casos, se trata de ignimbritas de bajo grado vinculados con flujos piroclásticos más ricos en agua, de menor temperatura y con menor relación de aspecto. Los vitroclastos se encuentran orientados, pero no muestran signos de haber fluido; los fragmentos vítreos son achatados, en varios casos aún se conservan los conductos de salida de gases, así como las trizas volcánicas triaxonas. Esto evidencia una menor deformación, resultado de la compactación y apilamiento postdeposicional de los sucesivos flujos piroclásticos.

Los depósitos epiclásticos que se intercalan con los flujos piroclásticos son de filiación casi exclusivamente volcánica y representan el retrabajo del material piroclástico primario. Presentan una mala selección y angulosidad de sus clastos, lo cual es consistente con un escaso transporte y rápida depositación que derivó en la casi nula alteración de los minerales, pero llevó a la disgregación de los fragmentos de tobas poco diagenizadas. Esta interdigitación en los depósitos evidencia una simultaneidad entre la actividad volcánica y los agentes exógenos que retrabajaron y acumularon el material originalmente depositado.

A pesar de constituir flujos piroclásticos de menor temperatura que la asociación descrita en la quebrada de las Máquinas, estas ignimbritas comprenden flujos calientes, muy explosivos, tal como se evidencia por varios factores. Entre ellos se destacan: la presencia de depósitos de facies gruesas (como brechas, aglomerados volcánicos y tobas lapillíticas), restos de troncos carbonizados en posición subhorizontal, facies de tobas con alta proporción de fragmentos de cristales, fiammes deformados en los niveles intermedios de los depósitos, y el contenido y tamaño de los fragmentos líticos en algunos de los depósitos de la formación. El alto contenido en volátiles y la temperatura tuvieron una consecuencia directa en la construcción y preservación de estructuras de escape de gases que aparecen en los niveles piroclásticos superiores en la quebrada del río Frío. El tamaño que desarrollan estos conductos fumarólicos es un rasgo para destacar. Al respecto, Cas y Wright (1987) mencionan que las estructuras fumarólicas tienen frecuentemente entre 50 cm hasta 2 m las de mayores dimensiones y generalmente ocurren en depósitos piroclásticos proximales al centro de emisión.

En este sentido, los depósitos piroclásticos aquí analizados están vinculados con secuencias epiclásticas que poseen una importante participación de material volcánico y cuyos espesores son máximos en los alrededores de la cordillera de la Brea y disminuyen hacia el sur, en la zona de Sepulturas y el borde occidental del Colangüil (Fig. 1). Cuando se analiza el probable centro de emisión de estos flujos piroclásticos, tampoco se reconocen estructuras o fracturas anulares vinculadas a un posible centro eruptivo, sin embargo existen evidencias que reflejan la proximidad de los mismos respecto de su cen-

tro de emisión. Estas corresponden, por ejemplo, a los importantes espesores de flujos piroclásticos, la presencia de facies piroclásticas ricas en fragmentos líticos volcánicos que además presentan un tamaño grueso, la ocurrencia de estructuras fumarólicas de gran dimensión y la presencia de depósitos de alta energía que incluyen fragmentos tamaño bloques de hasta varios metros de diámetro.

Estas características son consistentes con la proximidad de un centro de emisión que permita explicar la proveniencia de los depósitos volcánicos y volcaniclásticos. Recientes estudios de interpretación aeromagnética de la región permitieron reconocer la presencia subsuperficial de una estructura circular de gran escala (8 km) centrada en el extremo sur de la cordillera de la Brea; estructura que fue interpretada como la expresión magnética de fracturas anulares vinculadas con un centro eruptivo (Litvak *et al.* 2005). Los autores interpretan que este centro de emisión está espacial y genéticamente vinculados con los depósitos volcánicos y volcaniclásticos de la Formación Valle del Cura adyacentes a la periferia de esta estructura. De esta manera, es posible explicar también el origen de los flujos piroclásticos que afloran en las quebradas del Zancarrón y del río Frío.

En resumen, cabe mencionar que los perfiles relevados en las quebradas del Zancarrón y del río Frío son equivalentes con lo descrito para la Formación Valle del Cura en las cordilleras de la Ortiga y de la Brea por Malizia *et al.* (1997a y 1997b). En este sentido, las secciones de las quebradas del Zancarrón y del río Frío se correlacionan con las últimas facies interpretadas por los autores que describen un ambiente donde en forma simultánea con el desarrollo de sistemas fluviales, se produce la aparición de la actividad volcánica, evidenciada por la presencia de coladas riolíticas y flujos ignimbriticos interdigitados con facies epiclásticas. Estos sistemas fluviales se ven en parte ahogados por la caída constante de lluvias de cenizas, lo cual resulta en depósitos fluviales de areniscas tobáceas. Paulatinamente, existe un incremento en la actividad volcánica que se manifiesta en los espesos bancos de flujos piroclásticos que forman no sólo tobas, sino también facies de grano más grueso, como brechas y aglomerados volcánicos, representadas principalmente en la quebrada del Zancarrón. En conjunto, los rasgos texturales de las rocas descritas y su asociación litológica representan un magmatismo típicamente explosivo relacionado con edificios volcánicos y sus calderas, y generalmente vinculadas a un ambiente tectónico de margen continental activo (Cas y Wright 1987, Llambías 2004).

Edad de la Formación Valle del Cura

Relaciones estratigráficas y edades radimétricas

Las rocas de la Formación Valle del Cura se encuentran cubiertas tanto por las volcanitas del Mioceno Inferior a Medio de la Formación Cerro de las Tórtolas, como por las tobas cristalinas del Mioceno Superior (Ignimbritas Vacas Heladas); tal como se observa en la quebrada de las Máquinas (Figs. 2 y 3a). En este sector, las relaciones de base de la formación no se encuentran expuestas. En la quebrada del Zancarrón, las

Cuadro 1: Edad K/Ar sobre biotita realizada sobre una ignimbrita dacítica del Grupo Doña Ana en contacto tectónico con la Formación Valle del Cura en la quebrada del Zancarrón.

Muestra	Lat/Long	% K	Ar rad. nl/g	% Ar atm.	Edad Ma	Error 2 sig.
ZN133	29°36'33" / 69°46'50"	6,985	7,171	44	26,2	0,9

brechas volcánicas de la Formación Valle del Cura son cubiertas por los flujos lávicos miocenos (Figs. 6 y 7), mientras que su base está en contacto a través de una falla inversa con las ignimbritas oligocenas del Grupo Doña Ana. Por su parte, en la quebrada del río Frío, la secuencia es cubierta por los depósitos conglomerádicos pliocenos de la Formación Los Bañitos (Fig. 4) y se encuentra apoyada sobre los Basaltos Río Frío (Paleoceno) a través de una falla directa invertida (Fig. 1). Estas relaciones estratigráficas permiten asignar una edad mínima más antigua que Mioceno Inferior para la Formación Valle del Cura.

Limarino *et al.* (1999) obtuvieron las primeras dataciones radimétricas sobre roca total (K/Ar) para esta unidad. Así es como presentan cuatro edades radimétricas sobre distintos niveles volcánicos intercalados en su Formación Tobas Valle del Cura, tal como se exponen en el mapa de la figura 1. Las primeras edades corresponden a dos coladas mesosilíceas que afloran en la ladera occidental de la cordillera de la Brea, donde obtuvieron dos edades de 44 ± 2 y 45 ± 2 Ma, respectivamente. Otra datación procede de una volcanita intercalada en la secuencia que aflora en la quebrada de los Bañitos, con una edad de 36 ± 1 Ma, mientras que la cuarta edad, de 34 ± 1 Ma, corresponde a la toba cristalina que forma la base del perfil descrito en el cordillera del Zancarrón (Fig 7b). Sobre la base de estas dataciones, los mismos autores asignaron una edad que abarca un rango desde el Eoceno Medio al límite eoceno-oligoceno.

En este trabajo se presenta una edad radimétrica (K/Ar) obtenida sobre la ignimbrita dacítica que se expone en contacto tectónico por debajo de la Formación Valle del Cura en el perfil de la quebrada del Zancarrón. Como resultado, se obtuvo una edad sobre biotita de $26,2 \pm 0,9$ Ma (Oligoceno Superior) definiendo a estas ignimbritas como parte de la Formación Tillito, el miembro inferior del Grupo Doña Ana. En la quebrada del Zancarrón, las dos unidades litológicas (Formación Valle del Cura y Grupo Doña Ana) se ponen en contacto a través de un corrimiento de rumbo norte-sur y vergencia oeste (Fig. 6); si bien la edad oligocena del bloque hundido no discrimina por sí misma la edad eocena de la unidad suprayacente, esta nueva edad permitió definir el trazado de las estructuras y separar ambos afloramientos, ya que anteriormente eran considerados en conjunto como parte de la Formación Valle del Cura (Malizia *et al.* 1997, Cardó *et al.* 2001).

Discusión

Cuando se analizan las edades radimétricas disponibles, las relaciones de campo y las variaciones litológicas que presenta la Formación Valle del Cura surgen algunas cuestiones res-

pecto de la edad de la formación y de las rocas incluidas en ella. En primer lugar, existe una marcada diferencia litológica entre las rocas que afloran en la quebrada de las Máquinas – las que corresponden a ignimbritas de alto grado– y los afloramientos de las quebradas del Zancarrón y Río Frío –que representan facies volcanoclásticas, tanto epiclásticas como piroclásticas–. Asimismo, no existe continuidad ni relación geográfica entre ambos conjuntos de rocas. Teniendo en cuenta lo mencionado y al carecer de relaciones estratigráficas más claras y de dataciones radimétricas en la quebrada de las Máquinas, es posible considerar que la asociación litológica de la quebrada de la Máquinas pueda corresponder a una actividad eruptiva independiente de la representada por la Formación Valle del Cura, e inclusive de diferente edad. En este caso, nuevas dataciones o relaciones estratigráficas más precisas permitirían confirmar esta hipótesis.

Por su parte, la faja de afloramientos que se extiende longitudinalmente desde la quebrada del río Frío hacia la de los Bañitos y aún más al norte de la quebrada del Zancarrón, muestra no solo una continuidad geográfica sino también una correlación geológica de sus facies, lo que permite considerar a los mismos como parte de la misma unidad estratigráfica. Las edades presentadas por Limarino *et al.* (1999) para las quebradas del Zancarrón y de los Bañitos (34 ± 1 y 36 ± 1 Ma) son consistentes entre sí y permiten avalar esta hipótesis. Cuando se comparan estas edades con las obtenidas en la cordillera de la Brea (44 ± 2 y 45 ± 2 Ma) se observa una diferencia significativa, pero si se considera la continuidad y correlación de las facies en ambas áreas, tal como las describen Malizia *et al.* (1997a y b) y Limarino *et al.* (1999), es posible considerar que la actividad volcánica y sedimentaria vinculada con la Formación Valle del Cura se extendió desde el Eoceno Medio hasta el Oligoceno, en forma continua hasta el comienzo del volcanismo del Grupo Doña Ana para el Oligoceno Superior.

Correlaciones regionales

Al norte de la cordillera de la Ortega y cordillera de la Brea, Mpodozis y Kay (2003) describieron una secuencia constituida por sedimentos continentales rojos en la base, y aglomerados y lavas andesíticas a dacíticas en el techo, que afloran en el valle del río de la Sal y nacientes del río Blanco en la Rioja, y que también afloran en Chile al oeste del paso Pircas Negras. Dataciones radimétricas (Ar/Ar y K/Ar) efectuadas por Panteleyev y Cravero (2000) y Mpodozis y Kay (2003) señalan valores comprendidos entre los 35-42 Ma (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior). Las facies de esta secuencia es similar a las descritas por Limarino *et al.* (1999) para la zona de la cor-

dillera de la Brea y la Ortiga. Esta unidad se apoya en el río de la Sal directamente sobre el basamento paleozoico y está cubierta, en concordancia, por niveles de pelitas, areniscas y limolitas yesíferas de probable edad oligocena, ya que están cubiertas en discordancia por el Grupo Doña Ana.

Hacia el oeste, en Chile, Nasi *et al.* (2000) y Martín *et al.* (1997) describen un conjunto de cuerpos intrusivos hipabisales constituidos por granodioritas y cuarzo-dioritas de grano fino a medio, los que fueron considerados como parte de la Unidad Bocatoma (Mpodozis y Cornejo 1988). Martín *et al.* (1995, 1997) asignan una edad eocena a oligocena inferior a la unidad sobre la base de ocho dataciones radimétricas (siete K/Ar y una U-Pb) realizadas sobre la misma. Intrusivos de esa edad se prolongan hacia el norte hasta la región de Copiapó, donde algunos de ellos están asociados a mineralización de tipo pórfido cuprífero (Mpodozis y Kay 2003, Perello y Mpodozis 2003). Nuevas dataciones Ar/Ar presentadas por Bissig *et al.* (2001) confirman las edades obtenidas por Martín *et al.* (1995, 1997). Las rocas de la Formación Valle del Cura podrían ser equivalentes temporales de la Unidad Bocatoma, lo cual permitiría establecer una primera correlación entre ambas unidades, tal como fue inicialmente sugerida por Bissig *et al.* (2001).

Conclusiones

Las facies volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Valle del Cura están representadas por dos tipos litológicos principales. Las primeras corresponden a los afloramientos aislados de riolitas e ignimbritas de alto grado que afloran en las quebradas de las Máquinas y que, probablemente, puedan corresponder a una actividad eruptiva independiente de la unidad eocena. Por su parte, los flujos piroclásticos de bajo grado y sus facies epiclásticas asociadas, aflorantes en las quebradas del Zancarrón y río Frío, conforman el mayor volumen dentro de la formación y representan una intensa actividad eruptiva y sedimentaria durante el Eoceno–Oligoceno Inferior, tal como queda reflejado a partir de sus relaciones estratigráficas, su correlación regional y las edades radimétricas disponibles.

Dentro del contexto tectónico de los Andes Centrales, durante el Eoceno tardío–Oligoceno temprano, la actividad volcánica se atenuó en concordancia con un período de rápida convergencia oblicua entre las placas de Farallón y Sudamericana (Pardo Casas y Molnar, 1987). A la latitud del Valle del Cura, el frente volcánico se ubicaba en territorio chileno donde está representado por las intrusiones hipabisales de la Unidad Bocatoma. Dentro de este contexto, la Formación Valle del Cura se sitúa en una posición de retroarco, acumulándose potentes secuencias volcanoclásticas que se extienden hacia el norte hasta, por lo menos, la región de Macho Muerto en la cordillera de la Rioja (Mpodozis y Kay 2003).

Bajo el marco tectónico regional mencionado, es posible considerar que los primeros fundidos generados de alta temperatura y alta viscosidad resultaron en la formación de las ignimbritas de alto grado, como se observan en la quebrada de las Máquinas. Por otro lado, fundidos de mayor perma-

nencia en la corteza y en cámaras magmáticas someras, desarrollaron un volcanismo explosivo que derivó en la formación de depósitos de flujos piroclásticos o ignimbritas de bajo grado conspicuamente extendidas en las quebradas del río Frío y Zancarrón; con un posible centro de emisión en el extremo sur de la cordillera de la Brea.

Las facies volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Valle del Cura representan un importante evento eruptivo en el esquema estratigráfico terciario del valle del Cura y su significado en el contexto regional, permite delinear con mayor precisión la evolución del volcanismo paléogeno del extremo sur de los Andes Centrales.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó en el marco de los proyectos UBACYT X127 y PIP 02382 del CONICET, y con el apoyo del Servicio Geológico Minero Argentino. Se agradece especialmente a los árbitros del trabajo Dra. P. Sroura y Dr. C. Mpodozis, cuyas correcciones permitieron enriquecer esta contribución, como así también al Dr. C.O. Limarino por sus constantes sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aparicio, E. P., 1975. Mapa geológico de San Juan. Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de Cuyo, 39 p., San Juan.
- Aparicio, E. P., 1984. Geología de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo, 167 p. San Juan.
- Bissig, T., Clark, A. H., Lee, J. K. W., Heather y K.B., 2001. The Cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean flat-slab region: New ^{40}Ar - ^{39}Ar constrains from the El Indio-Pascua Au(-Ag, Cu) belt, 29°20'-30°30' S. *International Geology Review*, 43: 312-340.
- Borelli, D., 1985. Informe Valle del Cura (Zona de Reserva N° 2: Jagüelito). Servicio Minero Nacional. Plan San Juan, carpeta 2149 (inédito), 80 p.
- CAE, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y complementaria) 20, PAGINAS.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V., 1987. Volcanic successions, modern and ancient: a geological approach to precesses, products and successions. Allen & Unwin, 528 p., London.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-468.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. Revista del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», *Geología* 1(5): 235-352.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V. R. y Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with shallowing zone and thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). En Harmon, R. S. and Rapela, C. W. (Eds.). *Andean magmatism and its tectonin setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137, Boulder.
- Limarino C.O., Gutiérrez, P. R., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E., 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(2): 177-181.

- Litvak, V.D., 2004. Evolución del volcanismo tercarico en el Valle del Cura sobre el segmento de subducción horizontal Pampeano, provincia de San Juan. Tesis Doctoral (Inédito). Universidad de Buenos Aires, 270 p.
- Litvak V.D. y S. Page, 2002. Nueva evidencia cronológica en el Valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(4): 483-486.
- Litvak, V.D., Chernicoff, C.J., Poma, S., 2005. Localización de centros eruptivos mediante aeromagnetometría en el sector central del Valle del Cura, San Juan, Argentina: implicancias para la evolución del arco/retroarco cenozoico. *Revista Geológica de Chile*, 32 (1): 77-93.
- Litvak, V.D., Poma, S. y C.O. Limarino, 2004. Volcanismo piroclástico de edad miocena media en el Valle del Cura, provincia de San Juan: nuevos datos geológicos y geocronológicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(3): 514-517.
- Llambías, E. J., 2004. Geología de los cuerpos ígneos. *Asociación Geológica Argentina, Serie B 27 e Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15*, 182 p.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior entre la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S), Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, 21: 11-51.
- Malizia, D., Limarino, C.O., Sosa-Gomez, J., Kokot, R., Nullo, F., y Gutierrez, P., 1997b. Descripción Hoja Geológica Portezuelo de Conconta, escala 1: 100.000. Secretaría de Minería de la Nación (inédito), 284 p., Buenos Aires.
- Malizia, D., Limarino, C.O., Sosa-Gomez, J., Kokot, R., Nullo, F., y Gutierrez, P., 1997a. Descripción de la Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón, escala 1: 100.000. Secretaría de Minería de la Nación (inédito), 280 p., Buenos Aires.
- Martin, M.W., Clavero, J.R. y Mpodozis, C.M. 1997. Eocene to Late Miocene magmatic development of El Indio belt, 30° S, North-Central Chile. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 149-153, Antofagasta.
- Martin, M.W., Clavero, J.R. y Mpodozis y C.M., 1995. Estudio geológico regional de la franja del Indio, Cordillera de Coquimbo: Santiago, Chile. Informe registrado II-95-6, Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile y Compañía Minera San José, 232 p.
- McBirney, A.R., 1993. *Igneous petrology*. Jones and Bartlett Publishers, Inc., Boston. 508 p.
- Mpodozis C., y Kay, S., 2003. Neogene tectonics, ages and mineralization along the transition zone between the El Indio and Maricunga mineral belts (Argentine and Chile 28°-29°). Actas 10° Congreso Geológico de Chile, resumen CD, 1 p.
- Mpodozis, C., y Cornejo, P., 1988. Hoja Pisco Elqui. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 68, 106 p.
- Nasi, C.P., Moscoso, R.D., Maksaev, V.J., 1990. Hoja Guanta, Región de Coquimbo. Servicio de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 67, 140 p.
- Nullo, F. y Marín, G., 1992. Geología y estructura de las quebradas de la Sal y de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 323-335.
- Panteleyev, A. y Cravero, O., 2000. Faja del Potro and Cordón de la Brea Ore Deposits, La Rioja and San Juan, radiometric dating, analytical results and sample documentation. Serie contribuciones Técnicas, Recursos Minerales N° 11. Servicio Geológico Minero Argentino, 59 p.
- Pardo Casas, F., y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233-248.
- Perello, J. y Mpodozis, C., 2003. Porphyry copper metalogenesis of the Middle Eocene-Early Oligocene arc of western South America: Relationships with volcanism and arc segmentation. Actas 10° Congreso Geológico de Chile, resumen CD, 1 p.
- Ramos, V.A., 2000. The Southern Central Andes. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 561-604, Rio de Janeiro.
- Ramos, V.A., Kay, S. M., Page, R. y Munizaga, F., 1989. La Ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-2): 336-352.
- Reutter, K. J., 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hachkordillere im Bereich 29° sudlicher Breite. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 146(2): 153-178, Stuttgart.
- Sato, A.M. y Llambías, E.J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalentes efusivos del batolito de Colangüil. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 156-165, Mendoza.
- T.E.A., Compañía Minera, 1968. Geología de la Alta Cordillera de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras Departamento de Minería (inédito), San Juan.
- Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17: 65-88.
- Walker, G.P.L., Heming, R. F. y Wilson, C. J. N., 1980. Low aspect ratio ignimbrites. *Nature*, 283: 286-287.
- Wetten, F., 1954. Estudio geológico-minero de los yacimientos de azufre y alumbre del Valle del Cura. Dpto. Iglesia. San Juan. Dirección Nacional de Minería, (inédito), carpeta 1218, 62 p., San Juan.

Recibido:

Aceptado: