

# EL VOLCANISMO OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR DEL GRUPO DOÑA ANA EN LA ALTA CORDILLERA DE SAN JUAN

Vanesa D. LITVAK

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Email: vane@gl.fcen.uba.ar

## RESUMEN

Se presenta un estudio detallado de los principales rasgos litológicos y petrográficos de volcánicas correspondientes al Grupo Doña Ana recientemente identificadas en los alrededores de la Cordillera del Zancarrón, Valle del Cura, en la alta cordillera de San Juan. Esta unidad comprende dos formaciones, que muestran un importante contraste en su composición. La Formación Tillito está formada por tobas vítreas y tobas cristalinas de composición dacítica a riolítica, con intercalaciones de lavas mesosilícicas y brechas volcánicas. La Formación Escabroso incluye flujos lávicos basandesíticos, algunos de composición más ácida, brechas volcánicas y niveles de tobas vítreas. En ambas unidades, se observa fuerte corrosión en los fenocristales de plagioclasa y de minerales máficos, tanto en las ignimbritas como en los flujos lávicos, evidenciando la ocurrencia de procesos de desequilibrio en las cámaras magmáticas. Dos nuevas edades radiométricas, una K-Ar de  $25,0 \pm 0,7$  y otra Ar-Ar de  $22,9 \pm 0,7$  Ma, confirman la asignación de los depósitos descritos con el Grupo Doña Ana, de edad oligocena superior - miocena inferior. Los rasgos texturales y mineralógicos de esta unidad representan la evolución de un arco volcánico; el mismo corresponde al arco instalado a lo largo del margen andino desde el Oligoceno superior. El reconocimiento de estos afloramientos resulta de interés para precisar el mapeo geológico del Valle del Cura, especialmente por su vinculación con las áreas afectadas por alteración hidrotermal y mineralización asociada.

Palabras clave: *Volcanismo, Grupo Doña Ana, Valle del Cura, Edades radiométricas, Petrografía.*

**ABSTRACT:** *Upper Oligocene-Lower Miocene volcanism of Doña Ana Group in the High Cordillera of San Juan.* A detail study of the main lithologic and petrographic features of recently identified outcrops of Doña Ana Group are presented in this paper; outcrops which are located nearby the Cordillera del Zancarrón, in the Valle del Cura region, in the high cordillera of San Juan. This unit includes two members that show a contrasting composition. Tillito Formation is formed by dacitic to rhyolitic crystalline and vitreous tuffs, interbedded with mesosilicic lavas and volcanic breccias. Escabroso Formation includes basandesitic lava flows, some of them more silicic in composition, volcanic breccias and vitreous tuffs. In the lavas and tuffs of both units, strong evidence of corrosion are seen in plagioclase and mafic minerals phenocrysts, which evidence disequilibrium processes that took place in the magmatic chambers. Two new radiometric ages, one K/Ar of  $25,0 \pm 0,7$  Ma and one Ar/Ar of  $22,9 \pm 0,7$  Ma, confirm the assignment of the described deposits to the Doña Ana Group of Upper Oligocene-Lower Miocene age. Mineralogical and textural features of the unit represent the evolution of a volcanic arc; this arc correspond to the one developed along the Andean margin since Upper Oligocene. The reconnaissance of these outcrops is of particular interest in order to precise the mapping of Valle del Cura region, especially because of the relationship of Doña Ana Group deposits with hidrotermal altered areas with associated mineralization.

Keywords: *Volcanism, Doña Ana Group, Valle del Cura, Radiometric ages, Petrography.*

## INTRODUCCIÓN

El Valle del Cura se encuentra ubicado al noroeste de la provincia de San Juan y es considerado la continuación en territorio argentino de la Faja del Indio en Chile. Estas regiones han sido objeto de numerosos estudios en los últimos años debido a la presencia de depósitos minerales de clase mundial, tal como El Indio, Pas-

cua-Lama y Veladero.

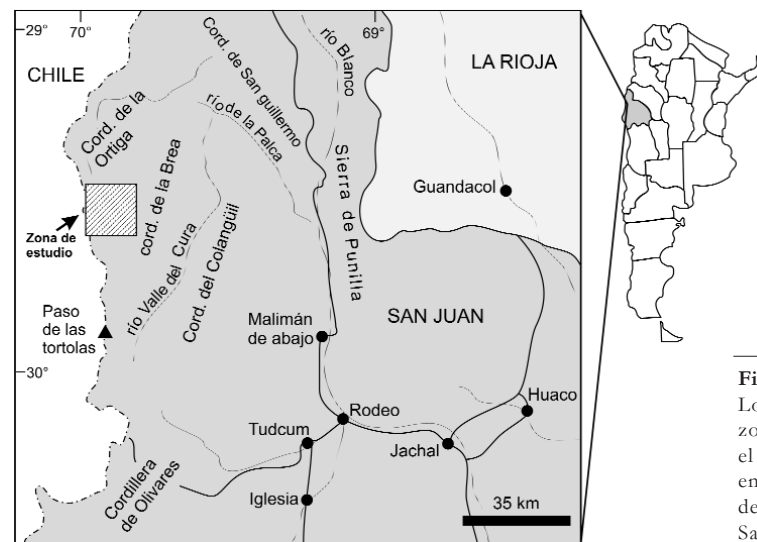
La historia geológica del Valle del Cura se caracteriza por una intensa actividad volcánica cuyos registros más antiguos corresponden a un conjunto de basaltos alcalinos de intraplaca de edad paleocena (Litvak y Poma 2002). A partir del Oligoceno Superior se implantó un arco volcánico de tipo andino, responsable de una intensa actividad magmática, la cual

finalizó en el Mioceno Superior como resultado de la subhorizontalización de la placa de Nazca (Jordan *et al.* 1983, Kay *et al.* 1987, 1991, Ramos *et al.* 1989, Bissig *et al.*, 2003, Litvak *et al.* 2007). Uno de los eventos más significativos de este magmatismo corresponde al volcanismo de edad oligocena superior-miocena inferior incluido en la originalmente definida Formación Doña Ana (Maksaev *et al.* 1984) y

luego redominado Grupo Doña Ana (Martin *et al.* 1997). Esta unidad, que reúne espesas secuencias de rocas piroclásticas y flujos lávicos, con facies sedimentarias subordinadas, fue estudiada por varios autores, tanto en Chile como en Argentina, quienes definieron su extensión hacia ambas vertientes, describieron sus facies litológicas y presentaron diversas dataciones radimétricas que permitieron acotar la duración de este evento volcánico (Maksaev *et al.* 1984, Kay *et al.* 1987, Martin *et al.* 1995, 1997, Nasi *et al.* 1990, Bissig *et al.* 2001, Litvak y Poma 2005a). El objetivo de este trabajo consiste en delinear la extensión del volcanismo oligoceno superior-mioceno inferior en el Valle del Cura, a partir del reconocimiento de los afloramientos del Grupo Doña Ana recientemente identificados en los alrededores de la Cordillera del Zancarrón. Se presenta un estudio detallado de los principales rasgos litológicos y petrográficos de estos afloramientos, y nuevos datos geocronológicos que confirman su vinculación con el magmatismo del Grupo Doña Ana. El reconocimiento de estos asomos resulta de interés para precisar la extensión del volcanismo oligoceno superior-mioceno inferior, de especial importancia dada su vinculación con áreas afectadas por alteración hidrotermal.

## GEOLOGÍA REGIONAL

El Valle del Cura se encuentra ubicado sobre el actual segmento de subducción horizontal pampeano de los Andes Centrales del Sur y queda comprendido en la provincia geológica de la Cordillera Frontal, inmediatamente al este del límite con Chile. La zona de estudio abarca el sector central del Valle del Cura, donde se destaca la Cordillera del Zancarrón y las altas cumbres que marcan el límite con Chile (Figs. 1 y 2). El basamento de la región abarca volcanitas del Grupo Choyoi y granitoides, ambos de edad permotriásica (Sato y Llambías *et al.* 1993), sobre los cuales se disponen, en discordancia, diversas secuencias volcáni-



**Figura 1:** Localización de la zona en estudio en el Valle del Cura, en la alta cordillera de la provincia de San Juan

cas y sedimentarias desarrolladas durante el Terciario y acumuladas en un ambiente tectónico de arco y retroarco (Maksaev *et al.* 1984, Ramos *et al.* 1989, Kay *et al.* 1987, 1991, Limarino *et al.* 1999, Bissig *et al.* 2001, Litvak y Page, 2002, Litvak *et al.*, 2004, Litvak y Poma, 2005b).

En el área de estudio (Fig. 2), las rocas aflorantes más antiguas corresponden a las sedimentitas y depósitos volcánico-lásticos de la Formación Valle del Cura (Limarino 1999, Litvak y Poma 2005b). Aflora como una secuencia homoclinal de rumbo NNO formada mayoritariamente por facies piroclásticas que incluyen brechas volcánicas, tobas cristalinas de composición dacítica y tobas vítreas, con intercalaciones de areniscas y conglomerados volcánicos (Litvak y Poma 2005b). Su asignación al Eoceno Medio a superior resulta tanto de relaciones estratigráficas con las unidades adyacentes, como de una edad radimétrica de  $34 \pm 1$  Ma (Limarino *et al.* 1999).

En contacto tectónico sobre las rocas anteriores, se disponen las secuencias asignadas al Grupo Doña Ana, las cuales serán descritas en detalle más adelante. En principio, Maksaev *et al.* (1984) incluyeron en la originalmente denominada Formación Doña Ana, un miembro basal, de composición ácida y una sección superior de composición básica, denominados Miembros Tillito y Escabroso, respectivamente. Más tarde, Nasi *et al.*

(1990) y Martin *et al.* (1997) elevaron la Formación a la categoría de Grupo, definiendo entonces las Formaciones Tillito y Escabroso. En el área de estudio, afloran secuencias correspondientes a ambas formaciones, siendo la Formación Tillito la que presenta mayor distribución areal. Ambas unidades se encuentran cubiertas, en forma discordante, por los flujos lávicos de la Formación Cerro de las Tortolas. Este volcanismo comprende lavas andesíticas a dacíticas, las que representan el pico del volcanismo de arco desarrollado durante el Mioceno Inferior a Medio (Kay *et al.* 1991, 1999, Bissig 2003, Litvak *et al.* 2007). En discordancia angular sobre las unidades más antiguas y en posición subhorizontal, sobreyacen depósitos de abanicos aluviales y sistemas entrelazados proximales, constituidos por ortoconglomerados polimícticos volcánicos, correspondientes a la Formación Los Baños de edad pliocena (Limarino *et al.* 1999). Finalmente, los depósitos glaciales y de remoción en masa pleistocenos, y los aluviales y coluviales holocenos completan la estratigrafía local (Fig. 1).

## GEOLOGÍA DEL GRUPO DOÑA ANA

Las rocas incluidas en el Grupo Doña Ana, tanto de la Formación Tillito como Escabroso, exhiben sus mayores espesores en los alrededores de la Cordillera del

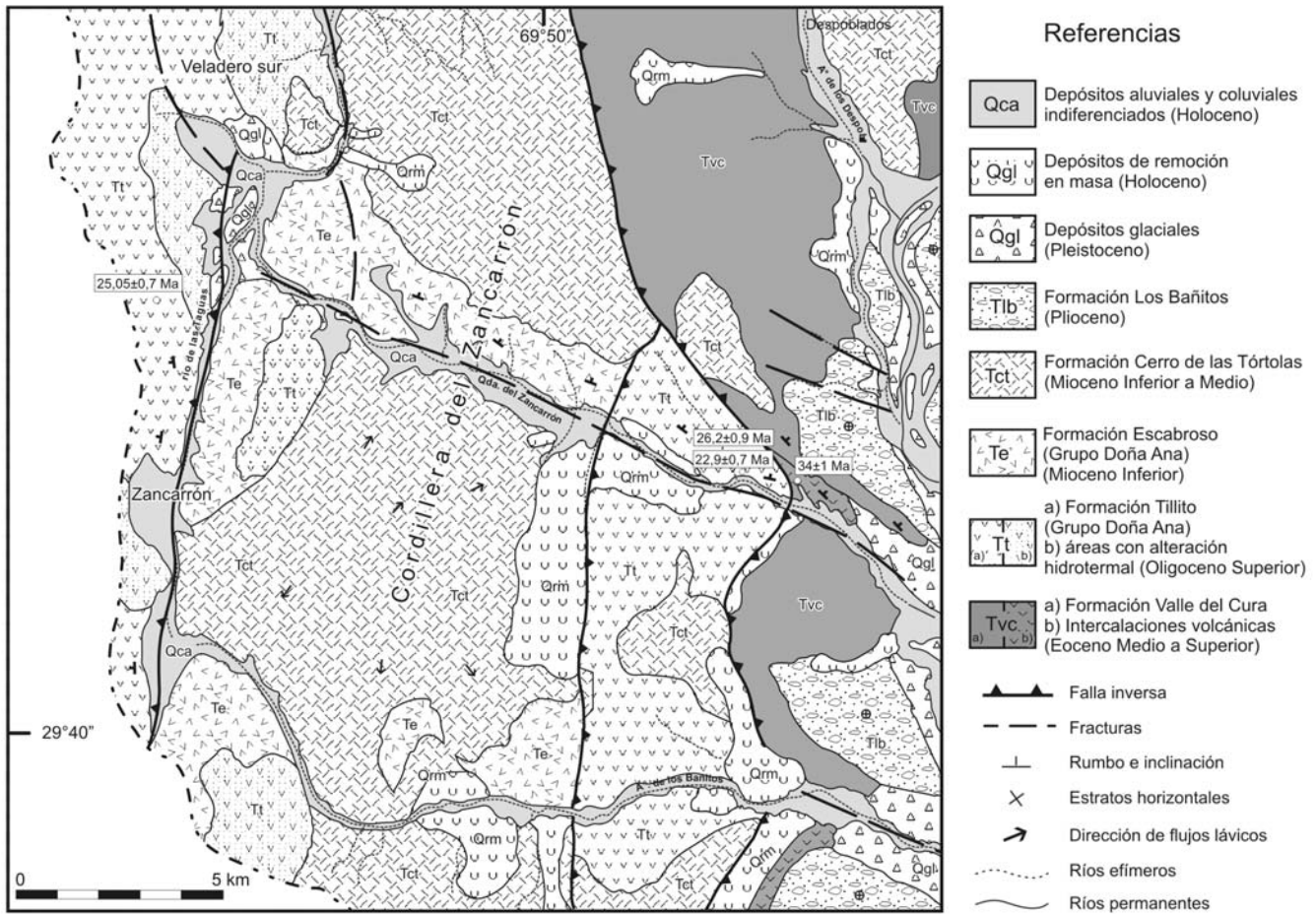


Figura 2: Mapa geológico de la Cordillera del Zancarrón y alrededores, Valle del Cura, provincia de San Juan.

Zancarrón, tanto aguas abajo de la quebrada homónima como sobre ambas márgenes del río de la Taguas (Fig. 2). Además de constituir uno de los eventos volcánicos más extensos y volumétricos de la región, la importancia de este volcanismo radica en su vinculación con las áreas afectadas por alteración hidrotermal y probable mineralización. En términos generales, la Formación Tillito comprende tobas de composición ácida, mientras que la Formación Escabroso incluye lavas basálticas y andesíticas. Estudios anteriores de índole regional incluyeron en el mapeo al volcanismo oligoceno superior-mioceno inferior principalmente sobre la base de relaciones estratigráficas (Malizia *et al.* 1997, Cardo *et al.* 2001). Winocur (2005) también incluyó como parte del Grupo de Doña Ana a los afloramientos ubicados hacia ambas márgenes de la quebrada del Zancarrón;

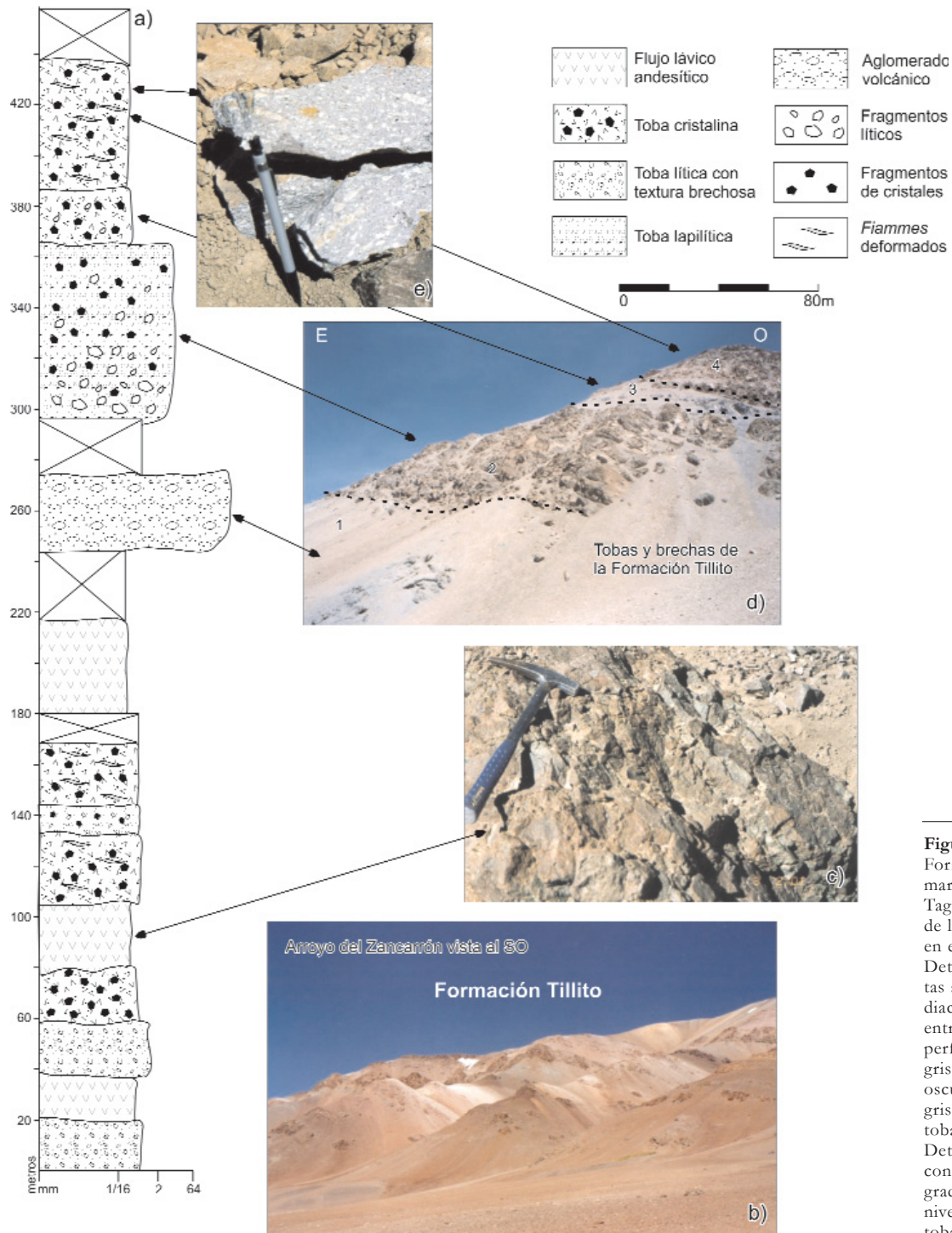
pero se carecían de descripciones detalladas y dataciones radimétricas que permitieran precisar la asignación formacional de estas rocas. Litvak y Poma (2005) presentaron un perfil del Grupo Doña Ana ubicado agua abajo de la quebrada del Zancarrón, asignándole una edad miocena inferior de acuerdo a las relaciones estratigráficas y una edad K-Ar.

**Formación Tillito**

Esta unidad está formada por rocas piroclásticas de composición dacítica a riolítica, con intercalaciones de lavas mesosilícicas y brechas volcánicas. Se distribuyen aguas abajo de la quebrada del Zancarrón, y sobre la franja de rumbo norte a lo largo del límite con Chile, en la margen occidental del río de las Taguas, donde muestran extensas áreas afectadas por alteración hidrotermal (Fig. 3). Esto también ocurre más al sur, en donde está lo-

calizado el prospecto Zancarrón y hacia el norte, en la zona conocida como Veladero sur (Fig. 2).

Uno de los perfiles representativos de esta unidad a estas latitudes fue relevado sobre la margen norte de la quebrada del Zancarrón (Fig. 1) (Litvak y Poma, 2005a). La secuencia, de rumbo NNO e inclinación NE, se encuentra en contacto tectónico con la Formación Valle del Cura de edad eocena a través de un corrimiento regional de vergencia oeste. El perfil relevado muestra los principales tipos litológicos del Grupo Doña Ana en esa localidad, los que corresponden a un volcanismo piroclástico ácido, con facies de grano fino como tobas, tanto vítreas como cristalinas, y algunas más gruesas, como lapillitas volcánicas; todas ellas preservan sus estructuras piroclásticas y sus texturas volcánicas primarias. Litvak y Poma (2005) destacan la presencia de estructu-



ras de escape de gases de 20 a 30 cm de diámetro y hasta 2 m de altura rellenas por lapilli acrecionales. Destacan además, la presencia de un nivel de 10 m de espesor constituido por una toba cristalina dacítica de color rosado con intenso diaclasamiento subhorizontal en la base; el resto del nivel es homogéneo, carece de

diaclasas y se caracteriza por un mayor contenido de cristaloclastos de biotita fresca y cuarzo. Sobre esta toba los autores presentaron una edad K-Ar la cual contribuyó a establecer la edad de la secuencia.

Un segundo perfil representativo fue levantado en la margen occidental del río de

las Taguas, en la franja meridional paralela al límite con Chile (Fig. 2). En este lugar, la Formación Tillito conforma una secuencia homoclinal de rumbo norte e inclinación de 45°O (Figs. 2 y 3). Estos afloramientos integran un bloque basculado y elevado como resultado de un fallamiento inverso con vergencia orien-

tal vinculado con el estilo estructural que predomina más al este en territorio Chileno (Nasi *et al.* 1990). De este modo, la secuencia se encuentra en contacto tectónico con las rocas más modernas del mismo grupo -la Formación Escabroso- a través de un corrimiento de rumbo norte cuyo trazo coincide con la orientación del río de las Taguas.

La base del perfil (Fig. 3a) no se encuentra totalmente expuesta debido al derrubio que oculta los contactos y la presencia de depósitos glaciales pleistocenos. La sección inferior del perfil corresponde a una secuencia espesa (170 m) donde se intercalan tobas cristalinas, algunas con texturas brechosas, y flujos lávicos. Las tobas matriz sostén, presentan alto grado de soldadura. Las tobas incluyen litoclastos de tamaño fino, angulosos, de color castaño rojizo y textura afanítica y además engloban abundantes cristaloclastos de laminillas euédrales de biotita (1 mm) y tablillas de plagioclasa de igual tamaño. Las tobas con textura brechosa son de composición andesítica mientras que los flujos lávicos, también andesíticos, tienen textura porfírica con más del 40% de fenocristales, inmersos en una pasta afanítica de tonalidad morada. Los fenocristales corresponden, en su mayoría, a tablillas de plagioclasa de hasta 2 mm de tamaño y pequeños máficos (<1 mm). El límite superior de este nivel del perfil está dado por unos 25 m de una toba cristalina de tonalidad rosada, formada por una matriz de grano fino y con fiammes con alto grado de deformación de hasta 1 cm de longitud y de 1 a 2 mm de espesor, y abundantes cristaloclastos de feldespato argilitizado, cuarzo y laminillas de biotita. El contacto con el nivel superior se encuentra cubierto (<10 m) y luego aflora una colada andesítica que forma un banco de 40 m de espesor. Se trata de una roca de color gris verdoso y textura porfírica, fuertemente diaclasada en forma paralela a la estratificación de toda la secuencia (Fig. 3c). Es semejante al flujo lávico del nivel anterior, sólo que presenta un tamaño de grano más fino y fenocristales (<1 mm) de plagioclasa. El con-

tacto con el nivel suprayacente está cubierto, hasta que aparece un aglomerado volcánico matriz sostenido de color gris. Está formado por una matriz de tonalidad verdosa de grano fino y numerosos litoclastos de volcanitas porfíricas y afaníticas de color morado, que presentan fenocristales de plagioclasa menores a 1 mm; la parte basal presenta clastos de hasta 15 cm de diámetro, pero hacia la parte superior del depósito los clastos, equidimensionales, presentan un tamaño menor, de hasta 4 cm. El contacto con el nivel superior también se halla cubierto por derrubio actual, el espesor total (del banco expuesto y el derrubio que oculta los contactos) es de 80 m; el banco sólo aflora 30 m.

Por encima, sigue un banco de 70 m de una toba lapilítica de color gris en fractura fresca, pero intensamente meteorizada, lo cual otorga al afloramiento pátinas de color castaño oscuro. La roca corresponde a una toba lapilítica soldada de tonalidad morada. Presenta abundantes cristaloclastos (>40%) de feldespato subédral blanquecino de 1 a 2 mm de tamaño, biotita de igual tamaño en láminas euédrales levemente alteradas, y anfíboles, en prismas largos de 2 mm de longitud. Esta roca se caracteriza por una textura brechosa, evidenciada por la presencia de clastos subangulosos de hasta 5 cm de tamaño que corresponden a rocas volcánicas, algunas afaníticas, pero en su mayoría porfíricas, con fenocristales de feldespato fuertemente argilitizado. En contacto neto sobre el nivel anterior, aparece un banco de 20 m de espesor formado por una toba cristalina de color gris claro, con moderado grado de soldadura y levemente friable. Presentan pequeños fragmentos líticos subredondeados (<1 cm) de volcanitas dacíticas porfíricas con pasta de tonalidad morada, y un 30% de fragmentos de cristales. Estos corresponden a biotita euédral de 1 mm de tamaño, y plagioclasa y cuarzo anhedral también de grano fino (<1 mm) (Fig. 3d).

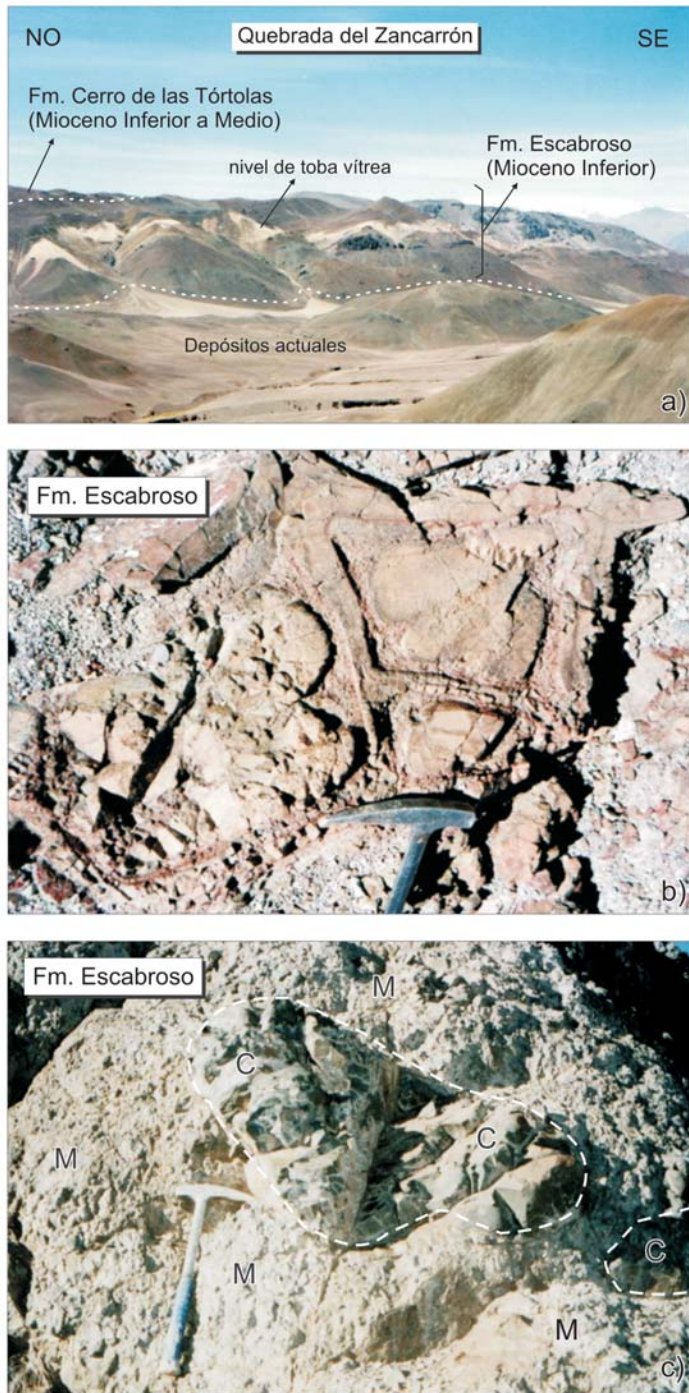
Finalmente, el perfil se completa con una toba cristalina con textura eutaxítica de color rosado, que se encuentra en contac-

to neto y concordante con el banco anterior. La roca está formada por una matriz de grano fino y abundantes fiammes con alto grado de deformación y de longitud variable entre 1 y 3 cm. Los cristaloclastos son de feldespato, que se presenta levemente argilitizado y con un tamaño aproximado de 2 mm; biotita, que aparece fresca en láminas euédrales de 1 a 2 mm de tamaño; y cuarzo anhedral. Los litoclastos también están presentes, pero en menor proporción respecto de los otros componentes. Son fragmentos líticos menores a 3 mm correspondientes a volcanitas afaníticas de color morado, semejantes a los que aparecen en los bancos subyacentes. Conforman un depósito de 50 m de espesor (Fig. 3e).

### Formación Escabroso

Los afloramientos de la Formación Escabroso son volumétricamente más reducidos que aquellos de la Formación Tillito e incluyen una mayor variedad litológica. En términos generales, la unidad está constituida por flujos lávicos basandesíticos, algunos de composición más ácida, brechas volcánicas y niveles de tobas vítreas. Un rasgo particular de esta unidad, a diferencia de las volcanitas de la Formación Tillito, es que estas no están afectadas por alteración hidrotermal.

A lo largo de la quebrada del Zancarrón, desde la intersección con el río de las Taguas hasta el primero de los corrimientos meridionales de vergencia oeste, se encuentran las mejores exposiciones de la Formación Escabroso (Fig. 2). En este sector, las rocas afloran al nivel de derrubio aluvial actual y son cubiertas en discordancia por las volcanitas más jóvenes de la Formación Cerro de las Tórtolas (Fig. 4a). Se trata de un conjunto de volcanitas basandesíticas que presenta variaciones en su coloración debido a pátinas de meteorización. Los niveles inferiores de estas volcanitas corresponden a rocas afaníticas masivas, algunas fuertemente diaclasadas. En estos niveles se observa una estructura particular; las basandesitas forman lóbulos subredondeados a rectangulares moderadamente fracturados;



**Figura 4:** a) Vista hacia el NE de los afloramientos de la Formación Escabroso en la margen norte de la quebrada del Zancarrón; incluyen niveles de basandesitas, brechas y un nivel de toba vítrea que resalta por su color. Esta secuencia es cubierta por las volcanitas miocenas de la Formación Cerro de las Tórtolas; b) Grietas de expansión que muestran los niveles inferiores de las lavas basandesíticas; c) Autobrechas andesíticas aflorantes en el río Taguas, C: clastos de la lava andesítica, M: matriz.

hacia el exterior de estos lóbulos la roca se encuentra aún más fracturada y está rodeada por un reborde o corteza que presenta un diaclasamiento perpendicular a su superficie (Fig. 4b). Estas estructuras pueden ser interpretadas como grietas de expansión (*spreading cracks*), tal como lo menciona Yamagishi (1994). Los niveles lávicos superiores también

corresponden a rocas afánicas masivas y de grano muy fino, pero algunos de estos flujos presentan un mayor tamaño de grano y se pueden reconocer pequeñas (<1 mm) tablillas de plagioclasa. Por encima de estos niveles aparece un depósito de toba blanquecina, tal como se observa en la figura 4a. Se trata de una toba vítrea con abundantes fragmentos pumí-

ceos de pequeño tamaño y fragmentos líticos presentes en menor proporción. Los mayores espesores de este depósito corresponden a un nivel de toba matriz sostenida con clastos líticos equidimensionales de formas variadas y bordes subangulosos a angulosos que alcanzan hasta 6 cm de tamaño. Los litoclastos corresponden a rocas volcánicas multicolores (castaño rojizo, grises y verdes) de composición andesítica y con texturas porfírica y afánica. El rasgo más notable de este depósito de tobas es la presencia de abundantes fragmentos de pómez con bajo grado de deformación, los más grandes alcanzan una longitud de 6 a 8 cm por 2 cm de alto, mientras que los más pequeños poseen 2 cm de longitud y 0,5 cm de espesor.

Este flujo es cubierto por otros niveles de volcanitas andesíticas asignadas a la Formación Escabroso. Se trata de rocas porfíricas, donde se reconoce una pasta afánica de color gris oscuro y más de un 50% de fenocristales oscuros, pero que por su brillo y forma tabular (2 mm) se identifican como plagioclasa. Uno de esos niveles, presenta un tamaño de grano aún mayor donde los fenocristales (también presentes en casi el 50%) están formados por plagioclasa, en tablillas de color blanco euhedrales de hasta 4 mm de tamaño, anfíbol también euhedral en secciones basales de 2 mm, y en menor proporción, cristales anhedral de cuarzo; si bien la textura es porfírica, existe una gradación en el tamaño de grano entre los fenocristales de mayor tamaño y los más pequeños (<1 mm).

Algunas rocas anteriormente asignadas a la Formación Cerro de las Tórtolas han sido incluidas en este trabajo en la Formación Escabroso, en virtud de sus características estratigráficas y petrográficas. Este es el caso de las rocas que afloran en la intersección entre la quebrada del Zancarrón y el río de las Taguas (Fig. 2). Allí aflora un conjunto de flujos lávicos de color gris oscuro, de composición andesítica, que presentan textura porfírica donde se reconocen fenocristales de plagioclasa; algunas variedades son

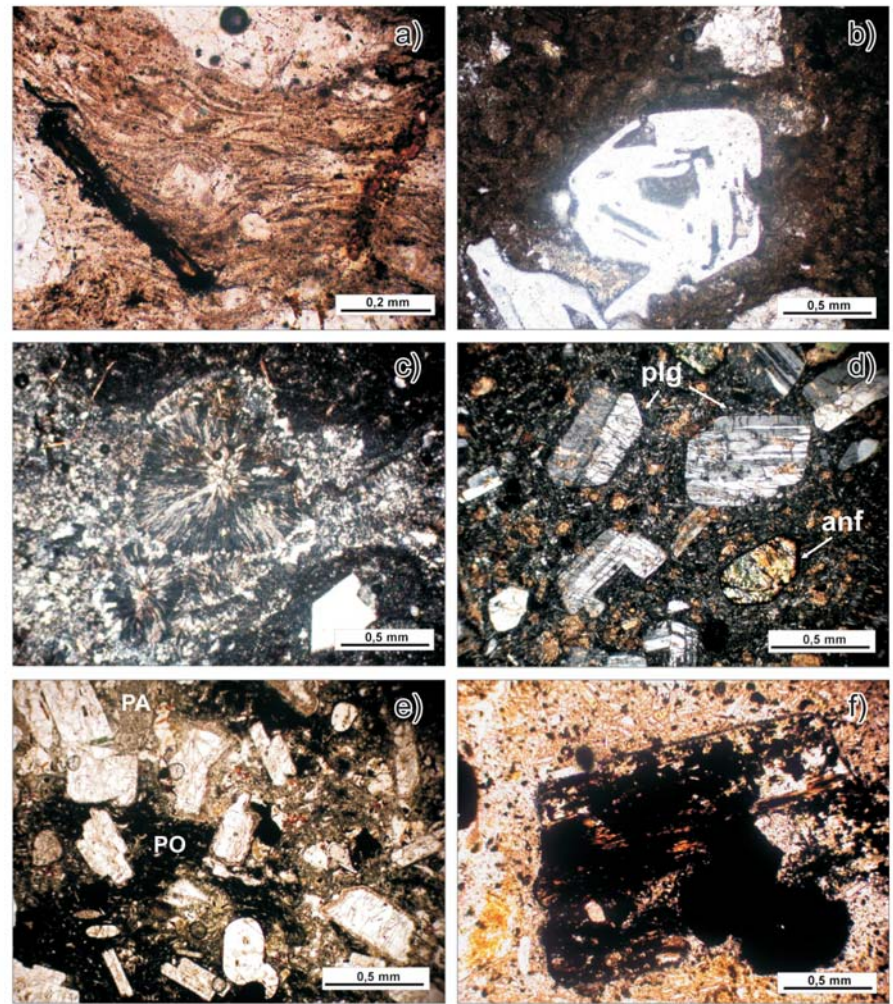
más porfíricas, en cuyo caso se reconocen que el feldespato se encuentra argilitizado. La mayoría de estos flujos lávicos corresponden a autobrechas, donde los clastos presentan formas muy irregulares y bordes angulosos, alcanzan tamaños de hasta 50 cm de dimensión y están inmersos en una matriz de grano más fino pero de similar composición (Fig. 4c). En la cabecera de la quebrada de los Bañitos también afloran volcanitas basandesíticas correspondientes a la Formación Escabroso. Presentan características similares a las descriptas; son rocas porfíricas de coloración morada, pero en este caso no forman brechas, sino que corresponden a flujos lávicos. Se reconocen abundantes fenocristales de plagioclasa y minerales máficos, en menor proporción. A pesar de poder identificar estos fenocristales, la intensa pátina de meteorización que afecta a las rocas, otorga un color morado parejo a toda la muestra, incluso a los fenocristales.

## PETROGRAFÍA

Los tipos litológicos del Grupo Doña Ana aflorantes en la región en estudio incluyen por un lado a las tobas y flujos lávicos de la Formación Tillito, y por el otro, a los flujos lávicos basandesíticos y al nivel de toba vítrea de la Formación Escabroso. Las características petrográficas de estas variedades litológicas serán descriptas a continuación.

### Formación Tillito: Tobas cristalinas, vítreas y lavas andesíticas

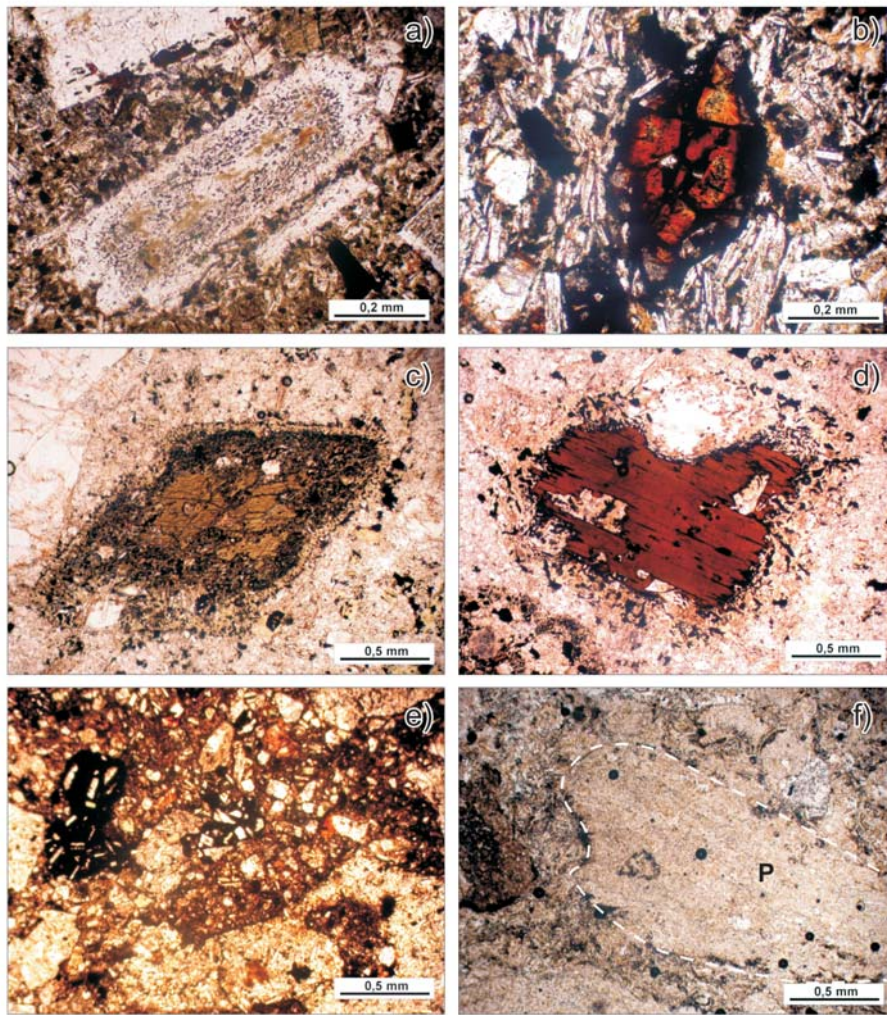
La Formación Tillito incluye tanto a tobas cristalinas como vítreas, de acuerdo a la clasificación de Schmid (1981). Las tobas cristalinas aflorantes en la región limítrofe con Chile (perfil de la figura 3) son de composición dacítica a riolítica y presentan proporciones variables de fragmentos vítreos y líticos, y una alta relación fenocomponentes/matriz (70/30). La matriz está compuesta por vitroclastos, es de coloración castaña clara por la presencia de arcillas, y se halla parcialmente desvitrificada con desarrollo de



**Figura 5:** Microfotografías de las tobas y lavas de la Formación Tillito aflorantes en las quebradas del Zancarrón y del río Taguas. a) Detalle de la matriz vítrea de las tobas cristalinas con fragmentos pumíceos y trizas, con moderado grado de deformación (sin analizador); b) Cristales juveniles de cuarzo, con bordes engolfados, inmersos en la matriz felsítica de las tobas cristalinas (con analizador); c) Esferulitas en los fragmentos pumíceos de las tobas vítreas (con analizador); d) Andesitas microporfíricas con fenocristales de plagioclasa y anfíboles intensamente alterados (con analizador); e) Volcanitas porfíricas con sectores de la pasta enriquecidos en óxidos de hierro (PO), los cuales se diferencian de las pasta afieltrada más clara (PA) (sin analizador); f) Los fenocristales de biotita se encuentran casi totalmente reemplazada por minerales opacos, pero aún conserva un leve pleocroísmo (sin analizador).

texturas esferulítica y felsítica. En la misma se reconocen trizas con moderado grado de deformación, la cual se incrementa en los niveles tobáceos intermedios del depósito (Fig. 5a). Como cristoclastos frecuentes se reconoce cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita. El cuarzo, de bordes engolfados y 0,7 mm de tamaño promedio, está fuertemente corroído por la pasta (Fig. 5b), mientras que la plagioclasa aparece en fragmentos de cristales subhedrales a anhedrales, moderadamente alterada a car-

bonatos, especialmente hacia el centro de los cristales. El feldespato alcalino es escaso y se encuentra alterado a arcillas en forma incipiente. Los cristoclastos de biotita (5-10%) son subhedrales, con fuerte pleocroísmo del castaño al castaño verdoso muy oscuro. Si bien está fresca, algunos cristales presentan un borde de resorción marcado, con minerales opacos que se concentran en su alrededor o en las líneas de clivaje. Los fragmentos líticos (<10%) presentes en estas tobas poseen bordes subangulosos y tamaño



**Figura 6:** Microfotografías de las lavas y tobas vítreas de la Formación Escabroso aflorantes en los alrededores de la Cordillera del Zancarrón. a) Fenocristales tabulares de plagioclasa fuertemente cribados (sin analizador); b) Fenocristales de olivina iddingsitizados de los niveles intermedios de las lavas basálticas (sin analizador); c) Las variedades andesíticas, más porfíricas, presentan fenocristales de anfíbol en secciones basales típicas, con efectos de resorción en los bordes (sin analizador); d) Fenocristal de biotita con borde de resorción, corroído por la pasta, (sin analizador); e) Autobrechas andesíticas con fragmentos de rocas andesíticas oscuras inmersos en una matriz más clara (sin analizador); f) Sección longitudinal de un fragmento pumíceo (P, indicado con línea entrecortada) (sin analizador).

promedio de 2 mm. Corresponden a fragmentos de rocas andesíticas de textura seriada formada por cristales de plagioclasa y una pasta hialopilitica impregnada por óxidos de hierro.

Hacia el este, en los afloramientos del sector central de la quebrada del Zancarrón, las tobas de la Formación Tillito presentan características similares a las recién descritas. Corresponden a tobas cristalinas, algunas vítreas dado el alto porcentaje de matriz (60-70%) de composición vítrea, e incluyen fragmentos

líticos correspondientes a tobas. La roca que predomina es una piroclástita formada por vitroclastos y fragmentos cristalinos, distribuidos en una matriz formada por vidrio volcánico tamaño ceniza, la cual se encuentra desvitrificada a una textura felsítica, con abundante cuarzo. Los fragmentos de cristales más abundantes son los de plagioclasa, que aparece en tablillas subhedrales casi totalmente reemplazadas por carbonatos. En cantidades subordinadas hay cristaloclastos de cuarzo, también con bordes engolfados

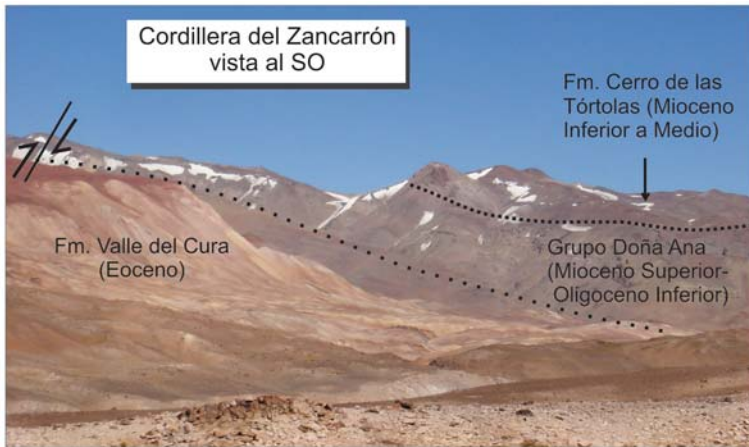
corroídos por la pasta. La biotita también forma cristaloclastos, pero un rasgo particular de estas tobas -a diferencia de las aflorantes en la quebrada del Zancarrón- es la presencia de anfíbol; éste se encuentra reemplazado por una asociación de minerales secundarios de hábito fibroso e incoloro, probablemente cloritas, o bien por minerales opacos. Los bordes de los cristales están caracterizados por coronas de resorción con formación de minerales opacos.

Tanto en las tobas cristalinas de la quebrada como del arroyo del Zancarrón están presentes fragmentos vítreos, los cuales son especialmente abundantes en las tobas clasificadas como vítreas. Estos piroclastos corresponden a fragmentos pumíceos con moderado grado de deformación y desvitrificados a texturas esferulíticas ricas en cuarzo, donde se preservan las trizas y los conductos porales (Fig. 5c). Los fragmentos más grandes alcanzan hasta 6 mm de tamaño y muchos de éstos presentan adheridos cristaloclastos de plagioclasa.

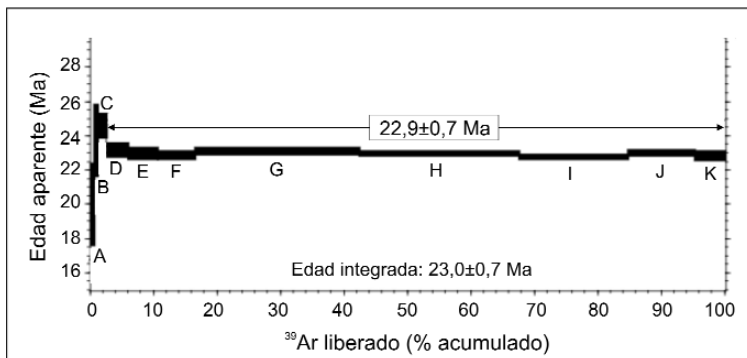
Los flujos lávicos incluidos en la Formación Tillito, los cuales se intercalan en el perfil de la figura 3, se caracterizan por una textura microporfírica (40 al 50% de fenocristales) y una pasta de textura afieltrada, con abundantes minerales opacos dispuestos entre los intersticios de los microlitos de plagioclasa (Fig. 5d). Un rasgo particular en una de las muestras es la alta concentración de minerales opacos en la pasta, ya que aparecen como parches de modo semejante a una textura hialopilitica; los microlitos de plagioclasa están inmersos en estas áreas formadas por finos agregados de óxidos de hierro. Estos sectores ricos en óxidos presentan bordes irregulares, pero bien definidos respecto del resto de la pasta afieltrada más clara (Fig. 5e).

Los fenocristales de estas lavas corresponden mayoritariamente a plagioclasa (65%) y anfíbol (30%), mientras que los minerales opacos son escasos (<5%). La plagioclasa, subhedral, es de composición andesina y presenta una moderada alteración a carbonatos, arcillas y cloritas.





**Figura 7:** Vista al SO de la Cordillera del Zancarrón donde se observan las relaciones estratigráficas entre las unidades terciarias. Las volcanitas miocenas cubren en discordancia a las rocas del Grupo Doña Ana; las que a su vez están en contacto con las rocas eocenas a través de un corrimiento de vergencia oeste.



**Figura 8:** Plateau de liberación de Ar obtenido en la muestra datada de la Formación Tillito; se indican la edad de plateau y la edad integrada.

En algunas muestras, la plagioclasa presenta sus bordes cribados, con texturas de desequilibrio y resorbidos por la pasta. El anfíbol forma prismas euhedrales de 0,5 mm, con reborde de minerales opacos y un fuerte reemplazo por una asociación de minerales secundarios formada por carbonatos, arcillas y probablemente clorita (Fig. 5d). La biotita es escasa y siempre presente en forma subordinada al anfíbol. Forma láminas subhedrales fuertemente reemplazada por minerales opacos en sus planos de clivaje; aunque se observan remanentes frescos del mineral, con un pleocroísmo parcial del castaño claro al incoloro (Fig. 5f). Además de los minerales opacos, aparece apatito como accesorio en cristales subhedrales prismáticos de 0,3 mm. De acuerdo a los minerales principales presentes, la composición de las plagioclasas y al tipo de máficos, las volcanitas se clasifican como andesitas, a pesar que su

índice de color supera en ocasiones el 40% (Streckeisen 1973).

#### **Formación Escabroso: Lavas basandesíticas y tobas vítreas**

Los flujos lávicos incluidos en la Formación Escabroso afloran en los alrededores de la Cordillera del Zancarrón (Fig. 2). Las variedades afaníticas corresponden a rocas de textura microporfírica formadas por un 40% a 50% de fenocristales, con una pasta de textura afieltrada a intersertal. La plagioclasa es la fase fenocristal más abundante (70%), es de composición labradorita ( $An_{52}$ ), algunas presentan zonalidad oscilatoria, y comúnmente aparece en cristales cribados y con texturas de desequilibrio con la pasta (Fig. 6a). Las fases máficas como fenocristales son clinopiroxeno (pigeonita) y, en menor proporción, olivina; esta última es subhedral y aparece reemplazada pseudomórficamente por bowlingita .

Las rocas volcánicas que en muestra de mano son porfíricas muestran un aumento en el tamaño de grano de las pastas en relación con las variedades afaníticas. Típicamente presentan textura microporfírica y pasta de textura afieltrada a intersertal. Los fenocristales, presentes en un 50%, corresponden mayoritariamente a plagioclasa, cuyos rasgos microscópicos son semejantes a los antes descritos. El mineral máfico predominante como fenocristal es la olivina, suele aparecer euhedral, pero también intensamente reemplazada por minerales de alteración rojizos (Fig. 6b). El conjunto de lavas recién descrito se ubica en el campo 10 del diagrama QAPF de Streckeisen (1973), pero de acuerdo a la composición de las plagioclasas, al tipo de máficos presentes y el índice de color, se clasifican como basaltos. En la parte superior de esta secuencia de lavas, existe una variedad de volcanitas porfíricas de mayor tamaño de grano. En este caso son lavas andesíticas, con un 60% de fenocristales de plagioclasa, de composición andesina ( $An_{42}$ ), anfíbol y biotita. Un rasgo particular es que tanto el anfíbol como la biotita muestran un fuerte borde de resorción y corrosión por la pasta, aunque se observan remanentes frescos del mineral hacia el núcleo del cristal (Figs. 6c y d).

Las autobrechas que afloran en la intersección sobre el río de las Taguas en su intersección con la quebrada del Zancarrón corresponden a lavas porfíricas con porcentajes variables de fenocristales y pasta entre 30 a 60%. La pasta posee una textura afieltrada, pero en algunas variedades es microgranosa, de tamaño de grano muy fino. Se destacan en ella minerales secundarios intersticiales; es conspicua la presencia de minerales secundarios, como cloritas y carbonatos, en las pastas de las volcanitas de la Formación Escabroso. Los fenocristales corresponden a plagioclasa, con una incipiente alteración sericitica y arcillosa, clinopiroxeno intensamente reemplazado por agregados fibrosos incoloros, y anfíbol completamente reemplazado por cloritas. En las autobrechas, se observan fragmentos an-

gulosos y subredondeados de la misma composición que la volcánita, en tamaños que varían entre 0,5 a más de 3 mm (Fig. 6b). Finalmente, las lavas aflorantes en la quebrada de los Bañitos son andesitas con textura microporfírica y pasta de textura afieltrada que en sectores es pilotáxica. Presenta fenocristales de plagioclasa y anfíbol, también con intensos bordes de resorción.

El nivel de tobas vítreas asignado a esta formación intercala con las lavas basandesíticas en la quebrada del Zancarrón (Fig. 4a). Se trata de una piroclastita con un alto porcentaje de matriz (75%), fragmentos pumíceos predominantes y un menor contenido de fragmentos de cristales y líticos. La matriz es vítrea, se encuentra desvitrificada a una textura felsítica de grano muy fino y posee abundantes trizas con bajo grado de compactación que al desvitrificarse suelen desarrollar texturas esferulíticas. Los fragmentos de pómez (2 mm) presentan un bajo grado de deformación y desarrollan una textura felsítica de tamaño de grano más grueso que la matriz (Fig. 6f). Por su parte, los escasos cristaloclastos presentes corresponden a feldespato alcalino, anortoclasa, alterado a arcillas y biotita subhedral; mientras que los fragmentos líticos aun menos abundantes, presentan bordes angulosos y corresponden a volcánitas de pastas microporfíricas a seriadas, fuertemente impregnadas por óxidos de hierro. Las tobas de este nivel piroclástico se clasifican como vítreas de acuerdo a la clasificación de Schmid (1981).

## GEOCRONOLOGÍA

### Relaciones estratigráficas y antecedentes

De acuerdo a las relaciones estratigráficas observadas en la Cordillera del Zancarrón, las rocas de la Formación Tillito y Escabroso se encuentran cubiertas por las coladas miocenas de la Formación Cerro de las Tórtolas. Esto se observa claramente en los afloramientos de la margen norte de la quebrada del Zancarrón (Fig. 4a) y en una vista hacia el

sudoeste de la cordillera del Zancarrón, donde las rocas del Grupo Doña Ana son cubiertas por las volcánitas miocenas; estas dos unidades, a su vez, están en contacto tectónico con las volcánitas eocenas de la Formación Valle del Cura (Fig. 7). Por su parte, en la región en estudio, la Formación Escabroso cubre discordantemente a las rocas de la Formación Tillito. Por otro lado, más al sur en la región de Río Frío, las ignimbritas de la Formación Tillito se disponen por encima de los Basaltos Río Frío de edad paleocena (Litvak y Page 2002).

Numerosas edades radimétricas para la Formación Tillito y Escabroso fueron establecidas a través de dataciones que se efectuaron, principalmente, sobre muestras en territorio chileno. Maksaev *et al.* (1984) y Kay *et al.* (1987) obtuvieron las primeras edades K/Ar y asignaron un rango de edad de 22 a 27 Ma para la Formación Tillito y de 19 a 26 Ma para Escabroso. Posteriormente, Martin *et al.* (1995 y 1997), con nuevas dataciones K-Ar, asignaron un rango de 21 a 27 Ma para la unidad más antigua, y de 17 a 22 Ma para la más joven. Finalmente, Bissig *et al.* (2001) precisaron la edad de las formaciones con dataciones Ar-Ar, asignando un rango entre 25 a 23 Ma para la Formación Tillito y de 18 a 22 Ma para la Formación Escabroso, a la cual elevó a la categoría de grupo en virtud del hiato estratigráfico que divide a las dos unidades del Grupo Doña Ana.

Las relaciones estratigráficas observadas en este trabajo para las dos formaciones del grupo Doña Ana son consistentes con las edades radimétricas establecidas anteriormente para la unidad. La edad de la Formación Doña Ana queda comprendida en el Oligoceno Superior y la parte basal del Mioceno Inferior, mientras que la edad Formación Escabroso se restringe al Mioceno Superior, preservándose los 3 Ma de hiato estratigráfico entre las dos unidades ya establecido por Martin *et al.* (1995 y 1997).

### Nuevas edades radimétricas

En este trabajo se presentan dos nuevas

edades radimétricas efectuadas sobre dos muestras de la Formación Tillito, que confirman la asignación de los depósitos ubicados en los alrededores de la Cordillera del Zancarrón al Grupo Doña Ana. Ambos análisis fueron realizados en los laboratorios del SERNAGEOMIN.

El primer análisis se realizó sobre la toba cristalina dacítica procedente del sector medio del perfil de la quebrada del Zancarrón, originalmente descrito por Litvak y Poma (2005). En este sentido, los autores presentaron una edad K/Ar realizado sobre roca total en esa muestra la cual indicó una edad de  $26,2 \pm 0,9$  Ma. En este trabajo se presenta una nueva edad Ar-Ar, obteniendo como resultado un valor de  $22,9 \pm 0,7$  Ma. Esta edad corresponde a una edad *plateau* conformada por 8 de las 10 etapas de calentamiento; en virtud de los criterios expuestos por Dickin (1997), se considera una edad confiable ya que representa el 97,3% del  $^{39}\text{Ar}$  liberado (Fig. 8 y Cuadro 1). Por su parte, la edad integrada (que tiene en cuenta todas las etapas de calentamiento) es de  $23,0 \pm 0,7$  Ma, la cual no muestra diferencias significativas con la edad *plateau*. Si bien la edad K/Ar, teniendo en cuenta su error, permitían asignar a los afloramientos dentro de el lapso correspondiente a la Formación Tillito (23 a 25 Ma), la nueva edad Ar-Ar permite precisar su asignación estratigráfica.

La segunda edad fue obtenida sobre la toba cristalina, también dacítica, que marca el tope del perfil del arroyo del Zancarrón (Figs. 3a y 3e). En este caso, la muestra fue datada por el método K-Ar sobre biotita y el resultado obtenido fue de  $25,0 \pm 0,7$  Ma (Cuadro 2). En virtud de los resultados radimétricos obtenidos, la edad de la secuencia se asigna al Oligoceno Superior; en consistencia con las edades ya definidas para la Formación Tillito.

## CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS

El volcanismo oligoceno superior-mioceno inferior muestra un importante con-

**CUADRO 1:** Resultados de la datación realizada por el método Ar-Ar sobre una toba cristalina dacítica de la Formación Tillito, proveniente de la quebrada del Zancarrón. Muestra ZN133, coordenadas: 29°36'33" / 69°46'50".

Etapa de Calentamiento	% <sup>39</sup> Ar liberado por etapa	% acumulativo	% <sup>40</sup> Ar	Edad	Error
A	0,5	0,5	14,8	20,0	1,2
B	0,6	1,2	39,5	23,7	1,0
C	1,5	2,7	60,3	24,6	0,4
D	3,3	6	68,6	23,2	0,2
E	4,7	10,6	77,6	22,9	0,2
F	5,9	16,5	78,5	22,8	0,1
G	26	42,5	84,3	23,1	0,1
H	25,1	67,6	82,5	23,0	0,1
I	17,1	84,7	84,3	22,8	0,1
J	10,5	95,3	85,2	23,0	0,1
K	4,7	100	89,3	22,8	0,1
Edad integrada (Ma)				23	0,7
Edad plateau (Ma)*	97,3			22,9	0,7

\* Incluye las etapas D-K, MSWD= 1,29

**CUADRO 2:** Resultado de la datación (K-Ar) efectuada sobre la toba dacítica de la Formación Tillito, proveniente del perfil de la quebrada del río de las Taguas

Muestra	Lat/Long	% K	Ar rad. nl/g	% Ar atm.	Edad Ma	Error 2 sig.
ZN115	29°34'26" / 69°55'44"	6,531	6,404	24	25,0	0,7

traste en su composición. Por un lado, los flujos lávicos y tobas dacíticas a riolíticas de la Formación Tillito, y por el otro, las volcanitas basandesíticas de la Formación Escabroso. Estas dos unidades muestran una irregular distribución e interdigitación lateral. Según Makshev *et al.* (1984) se trata de un volcanismo bimodal cuyos productos en parte se interdigitan y en parte se superponen. Sin embargo, el reconocimiento por parte de Martín *et al.* (1995, 1997) de una discordancia y un hiato estratigráfico entre las dos formaciones, derivó en una separación de ambas unidades y en considerar que esta interdigitación se debe a procesos tectónicos. Sin embargo, aún se considera que el volcanismo del Grupo Doña Ana presenta carácter bimodal, evidenciado por el contraste litológico y avalado por sus características químicas (Kay *et al.* 1987, 1991, Bissig *et al.*, 2003, Litvak *et al.* 2007).

La Formación Tillito es resultado esencialmente de una actividad volcánica piroclástica ácida, la cual incluye facies de lavas mesosilíceas subordinadas. Los depósitos piroclásticos pueden ser interpretados, dada sus características texturales,

composicionales y modo de yacencia, como flujos ignimbríticos de bajo grado, con alto contenido de agua en la fuente. Sólo algunos de los depósitos, como las tobas cristalinas con intenso diaclasamiento subhorizontal que aparecen en el perfil de la quebrada del Zancarrón, muestran mayor viscosidad que deriva en la partición observada, resultado del enfriamiento y cizalla por flujo. Estas ignimbritas de bajo grado representan una actividad volcánica de afinidad calcoalcalina, típica de un ambiente de arco de margen continental u orogénico (Llam-bías 2004).

Las rocas que constituyen la Formación Escabroso son las menos representadas en la región en estudio y se reconocen por su composición basandesítica, pero que también incluye facies más ricas en sílice. Los aparatos volcánicos relacionados con la emisión de estos flujos lávicos no se encuentran preservados, como así tampoco las direcciones de paleoflujo de las coladas; ya que estas rocas, junto con las de la Formación Tillito, están fuertemente basculadas por la deformación andina miocena.

Makshev *et al.* (1984) interpretaron que el

volcanismo oligoceno habría estado vinculado a centros de emisión diferentes, separados tanto espacial como temporalmente. Uno de los centros eruptivos reconocidos se localiza en el cerro Escabroso, en el extremo sur de la Cordillera de Doña Ana, en territorio chileno. En este sector, aparecen los restos de un cuello volcánico andesítico, profundamente erodado, asociado con enjambres de diques que cortan a las rocas de la Formación Escabroso; esta estructura fue interpretada como uno de los probables centros de emisión del volcanismo oligoceno. (Makshev *et al.* 1984). Más tarde, Nullo (1988) reconoció una pequeña estructura de caldera en la región de Veldero, al norte del área en estudio, la que interpretó habría estado vinculada con el volcanismo de edad oligocena.

En el Grupo Doña Ana, especialmente en los depósitos de la Formación Tillito, se observa que el tamaño de grano de los depósitos es homogéneo, ya que los mismos están formados mayoritariamente por tobas, aunque se reconocen depósitos lapillíticos y de aglomerados volcánicos en forma subordinada. Sin embargo, la potencia de los depósitos y las características de los mismos, tales como la presencia de facies piroclásticas gruesas (lapillitas y brechas) que incluyen fragmentos líticos gruesos de más de 15 cm, permite referirlos como facies proximales; estas observaciones son comunes tanto en el perfil de la quebrada de Zancarrón presentado por Litvak y Poma (2005b), como en el que aquí se presenta, del río de las Taguas. La presencia de conductos de escape de gases de más de 2 m de dimensión, observados en el perfil de la quebrada del zancarrón, también puede sugerir una cercana vinculación con su centro de emisión (Cas y Wright 1987). En este sentido, Litvak *et al.* (2005) propusieron que el núcleo de la cordillera del Zancarrón, alrededor del cual se localizan importantes espesores de volcanitas del Grupo Doña Ana, podría haber correspondido a un centro de emisión de edad oligocena.

Los tipos litológicos que integran a la

Formación Tillito, ignimbritas dacíticas con intercalaciones de flujos andesíticos, comparten algunos rasgos mineralógicos. La plagioclasa es el mineral más abundante y los minerales máficos son anfíbol y biotita; la principal diferencia mineralógica radica en la presencia de cuarzo en las ignimbritas, tanto como cristaloclastos como en la pasta. Los minerales máficos en ambos tipos de rocas (flujos andesíticos e ignimbritas) presentan evidencias de corrosión: bordes de resorción, coronas de minerales opacos, contornos corroídos por la pasta. La resorción generalizada de los minerales máficos se interpreta como resultado de un ascenso del magma a una cámara ubicada en una menor profundidad (Shelley 1995); el descenso de presión induce la destrucción parcial de los minerales hidroxilados. La vinculación de las ignimbritas de bajo grado, representativas de un magmatismo calcoalcalino, con flujos lávicos andesíticos resulta diagnóstica de un volcanismo de arco.

La Formación Escabroso está caracterizada por un predominio de flujos lávicos basálticos y basandesíticos; donde se destaca la alta proporción de fenocristales y su vinculación con facies piroclásticas, como las tobas vítreas descriptas. En estas rocas son comunes los cristales de feldespatos cribados y los minerales máficos con bordes de opacos por resorción. El conjunto de estas características permite interpretar una disolución por descenso de la presión y además permite considerar cámaras magmáticas abiertas con esporádicos aportes de nuevos fundidos, los cuales generan desequilibrios que provocan la disolución parcial de algunas fases minerales. Los fenocristales presentan texturas de desequilibrio debido a procesos ocurridos en la cámara magmática, pero además, los fenocristales y la pasta presentan un conspicuo reemplazo relacionado con la actividad de los volátiles postmagmáticos. Los rasgos petrográficos de las lavas de la Formación Escabroso también lo definen como un volcanismo calcoalcalino, característico de un ambiente de arco volcáni-

co. En conjunto, los rasgos texturales y mineralógicos tanto de la Formación Tillito como Escabroso, representan el desarrollo del arco volcánico desde su inicio, con facies explosivas dacíticas y flujos lávicos andesíticos subordinados que evoluciona hacia un arco con predominio de flujos lávicos andesíticos y, en esta instancia, actividad piroclástica subordinada. Si bien desde el punto de vista composicional, las rocas de las dos formaciones del Grupo Doña Ana muestran un contraste litológico -y por ende el término bimodal se ha utilizado para describir este volcanismo- las implicancias tectono-magmáticas del término no se corresponden con la génesis de este volcanismo.

En este sentido, no solo los rasgos petrográficos y estratigráficos vinculan a los depósitos del Grupo Doña Ana con un volcanismo de arco, sino que además sus rasgos geoquímicos también se corresponden con un magmatismo de arco, tal como lo explicaron e interpretaron Kay *et al.* (1987, 1991), Bissig *et al.* (2003) y Litvak *et al.* (2007). Así es como la actividad magmática del Grupo Doña Ana representa el inicio del arco volcánico instalado a lo largo del margen andino desde el Oligoceno Superior como resultado del cambio en la configuración tectónica global del margen, cuando entre los 25-26 Ma se produjo la ruptura de la placa de Farallones, dividiéndose entre la placa de Nazca y de Cocos (Pardo Casas y Molnar, 1987). Esto derivó en un aumento en la velocidad de convergencia entre la recién creada placa de Nazca y la Sudamericana, y en un cambio de la dirección de convergencia oblicua que pasó a una casi ortogonal (Cande y Leslie, 1986), instalándose así el arco volcánico continental.

## CONCLUSIONES

Se reconocieron nuevos afloramientos del Grupo Doña Ana como resultado del relevamiento geológico en detalle de la región centro sur del Valle del Cura, en la alta cordillera de San Juan. El reconocimiento de los mismos resulta de interés

para precisar el mapeo geológico del Valle del Cura, especialmente por su vinculación con las áreas afectadas por alteración hidrotermal y probable mineralización.

Estos afloramientos se localizan en los alrededores de la Cordillera del Zancarrón, donde forman espesas secuencias de rocas volcánicas, que incluyen facies lávicas y piroclásticas. Las nuevas edades radimétricas presentadas permiten precisar la asignación formacional de esta actividad volcánica, la cual reúne dos unidades de composición contrastante: la más antigua, la Formación Tillito de edad oligocena superior, comprende un volcanismo explosivo de composición dacítica a riolítica, mientras que la secuencia más joven, la Formación Escabroso de edad miocena inferior, incluye flujos lávicos de composición basandesítica. En conjunto, ambas unidades representan el pico de actividad magmática del arco volcánico instalado desde el Oligoceno Superior a estas latitudes en el margen andino.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco de los proyectos PICT 25303 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica y UBACYT X127 y con el apoyo del Servicio Geológico Minero Argentino. Se agradece especialmente las sugerencias realizadas por los árbitros, Dra. P. Srouga y Lic. D. Winocur.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. y Heather, K.B. 2001. The Cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean flat-slab region: New  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  constrains from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt,  $29^{\circ}20$ - $30^{\circ}30'$  S. *International Geology Review* 43: 312-340.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. y von Quadt, A. 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to miocene slab flattening: New constrains from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita* 38: 844-862.

- Cande, S.C. y Leslie, R.B., 1986. Late tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* 91(B1): 471-796.
- Cardó, R., Díaz, I.N., Poma, S., Litvak, V.D., Santamaría, G. y Limarino, C. O. 2001. Memoria Hoja Geológica 2969-III, Malimán. Servicio Geológico Minero Argentino, (inédito), 67 p.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. 1987. Volcanic successions, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. Allen & Unwin, 528 p., London.
- Dickin, A.P. 1997. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 490 p., Cambridge.
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos V.A. y Allmendinger, R.W. 1983. Mountain building model: The Central Andes. *Episodes* 1983(3): 20-26.
- Kay, S.M., Maksiyev, V.A., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary Magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. 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. y Rapela, C.W. (eds.) *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-23° S Latitude). En Skinner, B.J., (ed.) *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists, Special Publication 7: 27-59.
- Limarino C.O., Gutiérrez, P. R., Malizia, D., Barrera, 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. y Page S. 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. y Poma S. 2005a. Estratigrafía y facies volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Valle del Cura: magmatismo paleógeno en la Cordillera Frontal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (2): 402-416.
- Litvak, V.D. y Poma, S. 2005b. Volcanismo oligoceno superior en el Valle del Cura: nuevos afloramientos del Grupo Doña Ana. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 735-742.
- Litvak, V.D., Chernicoff, C.J. y 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 Limarino, C.O. 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.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Kay, S.M. 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: a new perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 24(2-4): 117-137.
- 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.
- Maksiyev, 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. 1997. 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. 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.
- 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.
- Nasi, C.P., Moscoso, R.D., Maksiyev, V.J. 1990. Hoja Guanta, Región de Coquimbo. Servicio de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 67, 140 p.
- Nullo, F. 1988. Geología y estructura del área de Guanaco Zonzo y Veladero, oeste de Cordillera de Zancarrón, San Juan. 3° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 501-515.
- 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.
- Ramos, V.A., Kay, S. M., Page, R., 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: 336-352.
- 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.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematic of igneous rocks. *Geology* 9: 41-43.
- Shelley, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations. Chapman & Hall, 445 p., London.
- Strecker, A.L. 1973. Classification and nomenclature of igneous rocks. Recommendation of the IUGS subcommission on the systematic of igneous rocks. *Geologischen Rundschau* 63: 773-786.
- Yamagishi, H. 1994. Subaqueous volcanic rocks: Atlas and glossary. Hokkaido University Press, 195 p., Japan.
- Winocur, D. 2005. Geología y estructura de la región de los Despoblados, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédito) 122 p., Buenos Aires.

Recibido: 7 de marzo, 2008

Aceptado: 2 de marzo, 2009