

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DEL CERRO GUANAQUERO, RÍO DIAMANTE, MENDOZA

Federico FUENTES^{1,2} y Victor A. RAMOS^{1,3}

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires.

² Actualmente Desarrollo de Prospectos Mineros S.A.

³ CONICET

RESUMEN

El estudio realizado presenta nuevos datos sobre un sector poco conocido de la Cordillera Principal de Mendoza, en la alta cuenca del río Diamante en las adyacencias del cerro Guanaquero, y los primeros datos geocronológicos de sus rocas volcánicas. Las unidades geológicas presentes en el área se dividen en cuatro grupos principales: secuencias sedimentarias mesozoicas marinas y continentales intensamente plegadas y falladas; intrusivos y volcanitas intermedias de edad neógena; rocas volcánicas pliocenas a recientes de composición intermedia a básica, y depósitos cuaternarios inconsolidados. El cerro Guanaquero, un estratovolcán plio-cuaternario intensamente erosionado por glaciares pleistocenos, con sus 4.841 metros es el rasgo orográfico más prominente. Está constituido esencialmente por andesitas grises porfíricas, piroxénicas a biotíticas. Intercaladas con las coladas andesíticas se presentan depósitos piroclásticos, aglomerados volcánicos, ignimbritas y basaltos. La datación de una andesita por el método K-Ar en roca total arrojó una edad de $1,4 \pm 0,1$ Ma. La deformación andina comenzó en forma de una faja plegada y corrida de piel fina, con pliegues por despegue en el sector occidental y por propagación de falla en el oriental. La compresión al oeste de los $69^{\circ}47' O$ terminó por invertir la fallas normales del rift mesozoico. A lo largo de este meridiano se encuentra la falla más importante de la región, la que se ha correlacionado con la falla Malargüe, bien desarrollada en latitudes más australes. Esta falla limita la faja plegada y corrida del Aconcagua, de naturaleza epidérmica, y la faja plegada y corrida de Malargüe, controlada por la inversión tectónica del basamento. El volcanismo fue muy intenso en el Plioceno y el Cuaternario, correspondiendo a un período de empujamiento de la placa oceánica subducida, en el que la región ha sido levantada pasivamente. La alta resistencia a la erosión de las volcanitas comparadas con las sedimentitas mesozoicas, sumado a la eficiencia erosiva de los glaciares pleistocenos, permitió la inversión del relieve. La tasa de erosión fue excepcional, alcanzando al menos 7 cm/100 años en el Cuaternario.

Palabras clave: *Andes, Volcanismo, Datación, Exhumación, Estructura.*

ABSTRACT: *Geology of Cerro Guanaquero region, Diamante River, Mendoza.*

This study presents new data on a poorly known sector of the Cordillera Principal of Mendoza, in the headwaters of the Diamante river basin in Cerro Guanaquero and surrounding areas. The exposed units are divided in four main groups: marine and continental sedimentary Mesozoic sequences intensively folded and thrust, intermediate intrusives and volcanic rocks of Neogene age, Pliocene to Recent volcanic rocks of intermediate to basic composition, and unconsolidated Quaternary deposits. The Cerro Guanaquero, a Quaternary stratovolcano intensively eroded by Pleistocene glaciers, with its 4,841 meters is the most prominent orographic feature of the region. It is constituted essentially by pyroxene to biotite-bearing gray porphyritic andesites. Pyroclastic deposits, volcanic agglomerates, ignimbrites, and basalts are interbedded with the andesitic flows. The K-Ar date by whole-rock method of an andesite yielded an age of 1.4 ± 0.1 Ma. The Andean deformation begins as a thin-skinned fold and thrust belt, with detachment folds in the western areas that advanced to the east as propagation folds. The compression ended west of the $69^{\circ}47' W$ with the inversion of the Mesozoic rift normal faults. Along this meridian the most important fault of the region is found, which has been correlated with the Malargüe fault, well developed south of the study area. This fault bounds the thin-skinned Aconcagua fold and thrust belt, and the thick-skinned Malargüe fold and thrust belt, controlled by tectonic inversion. The volcanism was very intense in the Pliocene and Quaternary, associated with a steepening of the subducted oceanic slab, at the time that the region was passively uplifted. The resistance of the volcanic rocks to the erosion compared with the Mesozoic sedimentary rocks, plus the high erosive efficiency of the Pleistocene's glaciers, gave place to the inversion of the relief. The erosion rate was exceptional, reaching at least 7 cm/100 years during the Quaternary.

Keywords: *Andes, Volcanism, Dating, Exhumation, Structure.*

INTRODUCCIÓN

El objetivo de la presente contribución ha sido dar a conocer la edad y características de una serie de coladas volcánicas múltiples, que se originaron en el cerro Guanaquero, en la cuenca imbrífera del río Diamante y que en parte llegaron hasta el valle de este río, de las que se desconocía su edad y procedencia. Un levantamiento geológico de detalle permitió reconstruir la compleja estructura de una región relativamente poco conocida de la Cordillera Principal, a pesar del potencial interés minero de sus rocas volcánicas y el eventual interés petrolero de la faja plegada y corrida a estas latitudes. El estudio permitió caracterizar las unidades volcánicas y sedimentarias aflorantes e interpretar sus ambientes de formación. La metodología de trabajo consistió en la recopilación de los escasos antecedentes del área de estudio, la observación de sus rasgos en fotos aéreas e imágenes satelitales Landsat 5 TM, complementadas con imágenes satelitales Aster y Landsat 7 ETM+, que permitieron realizar una base, para cotejar durante los trabajos de campo efectuados durante 30 días en la

región. Esto permitió confeccionar un mapa geológico a escala 1:25.000, una sección estructural para ilustrar el estilo de deformación del área, un estudio petrográfico, geoquímico y radimétrico de las muestras obtenidas en el campo, que fueron el núcleo del trabajo final de licenciatura en la Universidad de Buenos Aires (Fuentes 2002). El presente es un resumen que muestra las características más destacadas de la comarca.

El área de estudio se encuentra en la Cordillera Principal de Mendoza, a la latitud de la ciudad de San Rafael próxima al límite con Chile. Abarca la región comprendida entre los 34°26' y 34°34' de latitud sur, y entre los 69°43' y 69°56' de longitud oeste, representando un área aproximada de 408 km² que se ilustra en la figura 1.

A la región se accede por la ruta nacional 40, la que al cruzar el río Diamante, presenta hacia el oeste una precaria senda que pasando por la localidad de Las Aucas termina en el cerro de la Mala Dormida. Desde allí resta un día de caminata subiendo por el valle del río Diamante hasta la zona de estudio.

La totalidad de la región es montañosa y

su rasgo más prominente lo constituye el cerro Guanaquero, cuyas cumbres alcanzan los 4.841 m en el sector sudoeste del área de estudio. El sector central está dominado por una meseta irregular que desciende desde las cumbres del Guanaquero hacia el este-noreste, donde alcanza alturas de 3.000 m. En el sector sudeste se encuentra la meseta Playas del Jote y en la zona norte se eleva abruptamente la sierra Nevada, de alturas superiores a los 4.000 m. El arroyo Bravo y el río Negro, ambos de rumbo este-oeste, desaguan hacia el río Diamante.

Antecedentes

La zona norte del área de estudio ha sido visitada por escasos geólogos, no así la región que va desde el valle del río Negro hacia el sur. Esto se debió a su potencial petrolero, así como al más fácil acceso de la zona sur. El primer estudio regional de importancia corresponde a Gerth (1925), quien describió cuidadosamente la estratigrafía y paleontología y estableció su estructura en un mapa geológico que abarca desde los ríos Negro y Diamante hasta el río Grande (Gerth 1931). Entre 1932 y 1933, Kittl recorrió la región estudiando el volcanismo e hizo una descripción de los escoriales del cerro Guanaquero y de la meseta Playas de Jote, así como de los intrusivos de la sierra Nevada (Kittl 1943). Groeber (1947) en sus "observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70" presentó una síntesis de la región en sus hojas geológicas Sosneado y Mai-po a escala 1:500.000. Volkheimer (1978) realizó la hoja geológica 27b, Cerro Sosneado, a escala 1:200.000 para el Servicio Geológico Nacional, al sur del paralelo de 34°30'S. Kozlowski y Baldi (1983) hicieron un detallado estudio estratigráfico y estructural de la región entre los ríos Diamante y Atuel, evaluando sus posibilidades petroleras. Un estudio estratigráfico y una interpretación paleoambiental del Cretácico Superior de la zona fue realizado por Cruz (1993). Por último, Sruoga (2000) sintetizó y compiló nuevamente la geología regional en la hoja geológica Volcán

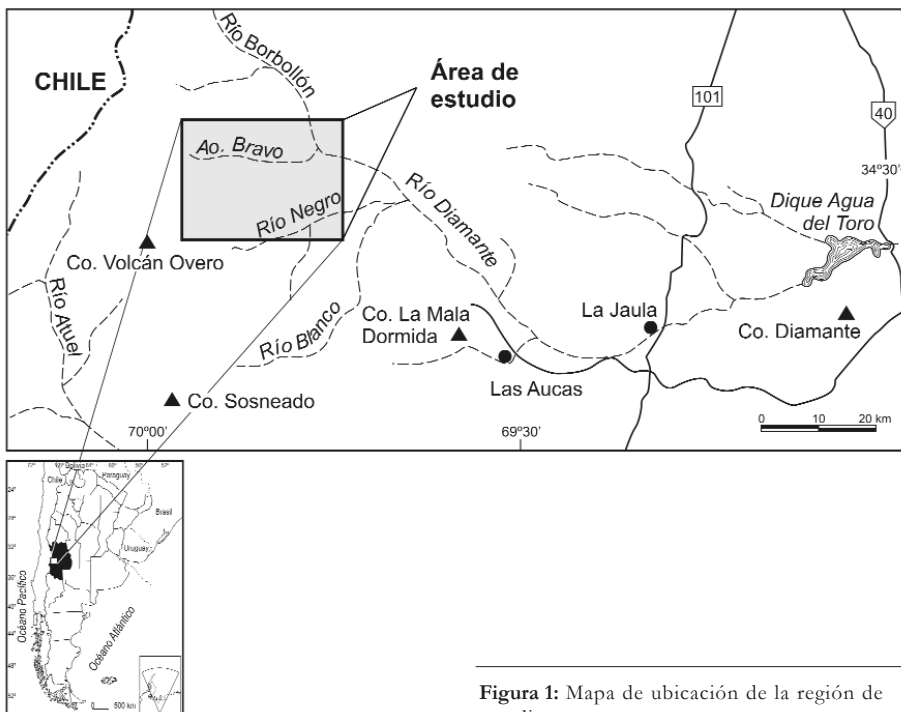


Figura 1: Mapa de ubicación de la región de estudio.

Maipo a escala 1:250.000.

En años recientes estudiantes de geología de la Universidad de Buenos Aires realizaron sus trabajos finales como parte de las investigaciones que realiza el Laboratorio de Tectónica Andina, haciendo importantes aportes al conocimiento geológico, y en particular a la estructura de la región (Zubiri 2002, Kim 2003, Pereira 2003, Scaricabarozzi 2003, y Broens 2004).

Marco tectónico

La zona de estudio se emplaza en el segmento sur de los Andes Centrales (Gansser 1973), caracterizado por una inclinación de 30° de la placa de Nazca que es subducida debajo de la placa Sudamericana (Jordan *et al.* 1984). Forma parte de la provincia geológica Cordillera Principal, que comprende el área delimitada por las cuencas marinas conectadas al océano Pacífico que durante el Jurásico y el Cretácico se desarrollaron sobre territorio argentino (Ramos 1999). En la Cordillera Principal se pueden distinguir tres sectores diferentes, hallándose la zona de estudio en el límite entre el sector central, la faja plegada y corrida del Aconcagua, y el austral, la faja plegada y corrida de Malargüe. La faja plegada y corrida del Aconcagua es de naturaleza epidérmica y se caracteriza por sedimentos depositados entre el Jurásico medio y el Cretácico inferior (Ramos *et al.*, 1996). La faja plegada y corrida de Malargüe presenta depósitos del Triásico y del Jurásico inferior, y está controlada por la inversión tectónica de depocentros mesozoicos que permite aflorar al basamento permotriásico (Kozłowski *et al.*, 1993). Entre ambas fajas plegadas hay una zona de transición descrita por Giambiagi y Ramos (2002). Las características geométricas y cinemáticas de la faja plegada y corrida ha sido estudiada por Giambiagi *et al.* (2003a y b).

ESTRATIGRAFÍA

Las unidades estratigráficas de la zona de estudio están representadas en el mapa geológico y el cuadro estratigráfico (Figs.

2 y 3). Pueden ser divididas en cuatro grupos.

El primero corresponde a secuencias sedimentarias marinas y continentales que se acumularon durante el Mesozoico, y se encuentran hoy intensamente plegadas y falladas. Los depósitos jurásicos afloran extensamente al norte del arroyo Bravo, y fragmentariamente en el valle del río Negro. Las sedimentitas de edad cretácica predominan en la región oriental.

En segundo lugar un conjunto de intrusivos de edad terciaria que constituyen los picos más elevados de la sierra Nevada, al noroeste del área de estudio. También afloran a lo largo de toda la región como pequeños diques y filones capa intruyendo las unidades mesozoicas. El tercer grupo corresponde a rocas volcánicas que se formaron en varios episodios entre el Plioceno y épocas recientes. Dominan todo el sector central, en una faja de rumbo este-oeste que cubre los depósitos previos. El sector sudeste también está cubierto por estas rocas.

Por último, las unidades sedimentarias cuaternarias se ubican principalmente en los valles de los ríos Negro, Barroso y Diamante. De menos importancia se observan en las nacientes del arroyo Bravo y en su margen sur, y fragmentariamente en las zonas elevadas.

Secuencias mesozoicas

Formación La Manga (Jlm):

En la ladera norte del valle del río Negro, al oeste de la quebrada de las Lagunas, se presentan bancos tabulares de calizas pardas en fractura expuesta y negras en fractura fresca con escasos amonites no identificables, intercalados con bancos pelíticos de color negro. Estas sedimentitas podrían corresponder a la Formación La Manga o a unidades más antiguas.

Formación Auquilco (Ja):

Aflora en la mitad occidental del sector estudiado y constituye el núcleo de los anticlinales. Los mayores afloramientos se encuentran en el valle del arroyo Bravo. En muchos sectores su presencia se infiere por el desarrollo de dolinas. Se trata de yeso color blanco a blanco grisá-

ceo de aspecto terroso, frecuentemente laminado y con delgadas intercalaciones de calizas.

Formación Tordillo (Jt):

Aflora ampliamente en los sectores centrales y occidentales del área de estudio. Al norte del tramo medio del arroyo Bravo se observan extensos afloramientos muy bien expuestos. Sobre el curso medio del río Negro aflora fragmentariamente sobre la ladera norte. Está compuesto por areniscas y conglomerados polimícticos color rojo morado con finas intercalaciones pelíticas. Las areniscas son masivas o presentan estratificación entrecruzada y planar. En los bancos pelíticos se presentan grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia.

Formación Vaca Muerta (JKvm):

Tiene una amplia distribución, muy similar a la Formación Tordillo, en los sectores centrales y occidentales de la zona de estudio. Litológicamente se la puede dividir en dos secciones. Una inferior compuesta casi exclusivamente por lutitas y *mudstones* finamente laminados de colores grises oscuros a negros. Y una sección superior en la que alternan niveles pelítico y arenocalcáreos, *mudstones* y *wackestones*. Ambas secciones poseen abundantes fósiles en excelente estado de conservación. Han sido reconocidos braquiópodos (*Lingula* sp.), amonites (*Cyaniceras* sp., *Spiticeras* sp. y otros) y bivalvos. También se han observado trazas fósiles, como *Thalassinoides* sp. Los amonites indican una edad tithoniana - berriasiana.

En la ladera norte del valle del río Negro, en la región sudoriental del área de estudio, se levantó un perfil de las Formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrió (Fig. 4). La secuencia forma el flanco volcado de un gran anticlinal, por lo que se encuentra invertida. En función de la litología y el contenido fosilífero se diferenciaron siete tramos en el perfil. Los cuatro primeros corresponden a la Formación Vaca Muerta. El resto a las Formaciones Chachao y Agrió, que serán descritas a continuación.

Formación Chachao (Kch):

Se presenta muy bien expuesta, en general formando paredones, debido a su alta resistencia relativa a la erosión. Se trata de *packstones* esqueléticos color castaño grisáceos a verdosos en fractura fresca y gris a pardo amarillento en superficie expuesta. Los fósiles constituyen entre el 40 y el 60 % de la roca. Son principalmente ostreidos de algunos centímetros de tamaño, y por sectores son dominantes los serpúlidos. Se presentan también intercalaciones de niveles de packstone peloidal compuestos por partículas principalmente carbonáticas cementadas por micrita parcialmente recristalizada a esparita. Las partículas más abundantes son los peloides, correspondiendo el resto a valvas de bi-valvos micritizadas, fragmentos de colonias de briozoos, espinas de equinodermos y fragmentos silicoclásticos. Su espesor es de 33 m en el río Negro. Cercano a puesto Chacayal tiene 29 m (Zubiri 2002). Otros espesores medidos en la región varían entre 25 y 28 m (Kozłowski y Baldi 1983). La similitud de los espesores medidos en distintas zonas demuestra una gran continuidad lateral.

Formación Agrio (Ka):

Se trata de una intercalación de *wackestones* masivos, *mudstones* laminados, pelitas y areniscas calcáreas. Los *wackestones* son de colores gris oscuro en fractura fresca y amarillentos en fractura expuesta. Presentan una es-tratofábrica tabular muy marcada. Los *mudstones*, pelitas y areniscas calcáreas presentan una laminación muy fina. En el perfil levantado en el valle del río Negro (Fig. 4) se diferencian dos tramos de distinta litología. Esta diferenciación también es aplicable en la zona de puesto Chacayal. Los fósiles en general son escasos. Se reconocieron amonites neocomitidos y bivalvos astártidos. En la zona de puesto Chacayal posee al menos 208 m (Zubiri 2002).

Formación Huitrín (Kh):

Sus afloramientos ocurren sólo en la parte más occidental del área de estudio. Dada la alta plasticidad que le otorgan las numerosas evaporitas que la integran, se presenta siempre muy deforma-

da en el núcleo de los anticlinales y en los planos de falla. Está conformada por bancos de yeso, calizas, pelitas calcáreas, areniscas, limolitas y arcillitas. Los bancos de yeso son de color blanco grisáceo, masivos a algo laminados y de aspecto terroso. Posee bandas tabulares de centímetros de potencia por varios metros de largo, y nódulos equidimensionales de varios decímetros, compuestos por yeso en grandes cristales grises translúcidos recristalizados. Se han reconocido dolinas de varios metros de diámetro por disolución de los mismos. Las calizas son de colores grises. Las areniscas, limolitas y arcillitas son de colores rojos a verde azuladas. A pesar de la gran variación litológica que posee esta unidad, no se la ha dividido en subunidades más pequeñas como han hecho varios autores previos, debido a que se presenta siempre con una gran deformación interna que dificulta su reconocimiento. Al ser el yeso la litología dominante, toda la unidad se deformó plásticamente con la orogenia andina. Su espesor ha sido estimado en 120 metros en la desembocadura del arroyo de la Mina (Zubiri 2002).

Formación Diamante (Kd): Su distribución en el área de estudio es exclusiva de la zona oriental, donde es la unidad mejor representada y la que más extensos afloramientos posee. Se apoya concordantemente sobre las secuencias marino continentales de la Formación Huitrín. Su techo no se observa en el área de estudio, y se presenta cubierta discordantemente por volcanitas pliocuaternarias. Litológicamente se trata de una muy potente sucesión de conglomerados, areniscas y limolitas rojas continentales. Las areniscas son la litología dominante. Son de colores rojizos a castaño rojizos a morados, duras y muy resistentes. Forman bancos lenticulares de espesores variables entre algunos centímetros y 3 metros. En general se presenta masiva o con estratificación planar o entrecruzada planar. Subordinadamente se observa estratificación entrecruzada en artesa y estructuras de corte y relleno. Granulométricamente

existe toda una gradación entre las areniscas y los conglomerados. Se ha observado también la presencia de clastos volcánicos de tamaño grava intercalados entre los niveles arenosos. Los conglomerados son en general finos, con clastos que raramente superan los 5 cm, de tipo polimítico. Están formados principalmente por clastos de origen volcánico. También se han observado conglomerados conformados por más de un 40 % de clastos calcáreos. Los espesores son similares a los de los bancos de areniscas, esto es entre pocos centímetros y 3 metros. Los bancos pelíticos son centimétricos y muy escasos. La potencia de esta unidad varía entre 100 y 250 m (Cruz 1993) en el área de estudio y aumenta rápidamente hacia el sur, con valores de entre 300 y 1.000 m al sur del río Negro (Volkheimer 1978, Kozłowski y Baldi 1983). No se han reconocido fósiles en esta unidad en la región.

Intrusivos terciarios (Ti)

Se los puede dividir en dos grupos. Uno corresponde a los intrusivos y/o volcanitas de considerable extensión areal que constituyen los picos más elevados de la sierra Nevada en el sector noroccidental del área de estudio. El otro grupo lo conforman diques y filones capa de espesores no mayores a algunos metros, que han sido observados en toda el área intruyendo las secuencias mesozoicas.

Los intrusivos de la sierra Nevada han sido descritos por Gerth (1925), Kittl (1943), Groeber (1947) y Sruoga (1998, 2000). Ninguno de estos autores ha coincidido en cuanto a la edad de los mismos, siendo estas rocas asignadas a distintos períodos entre el Cretácico y el Mioceno. Se trata de un pórfido dacítico compuesto por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo inmersos en un agregado microgranoso compuesto por plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo (Sruoga 1998). El grado de alteración es bajo, representado por venillas sericíticas e intercrecimientos de calcita y clorita en la pasta.

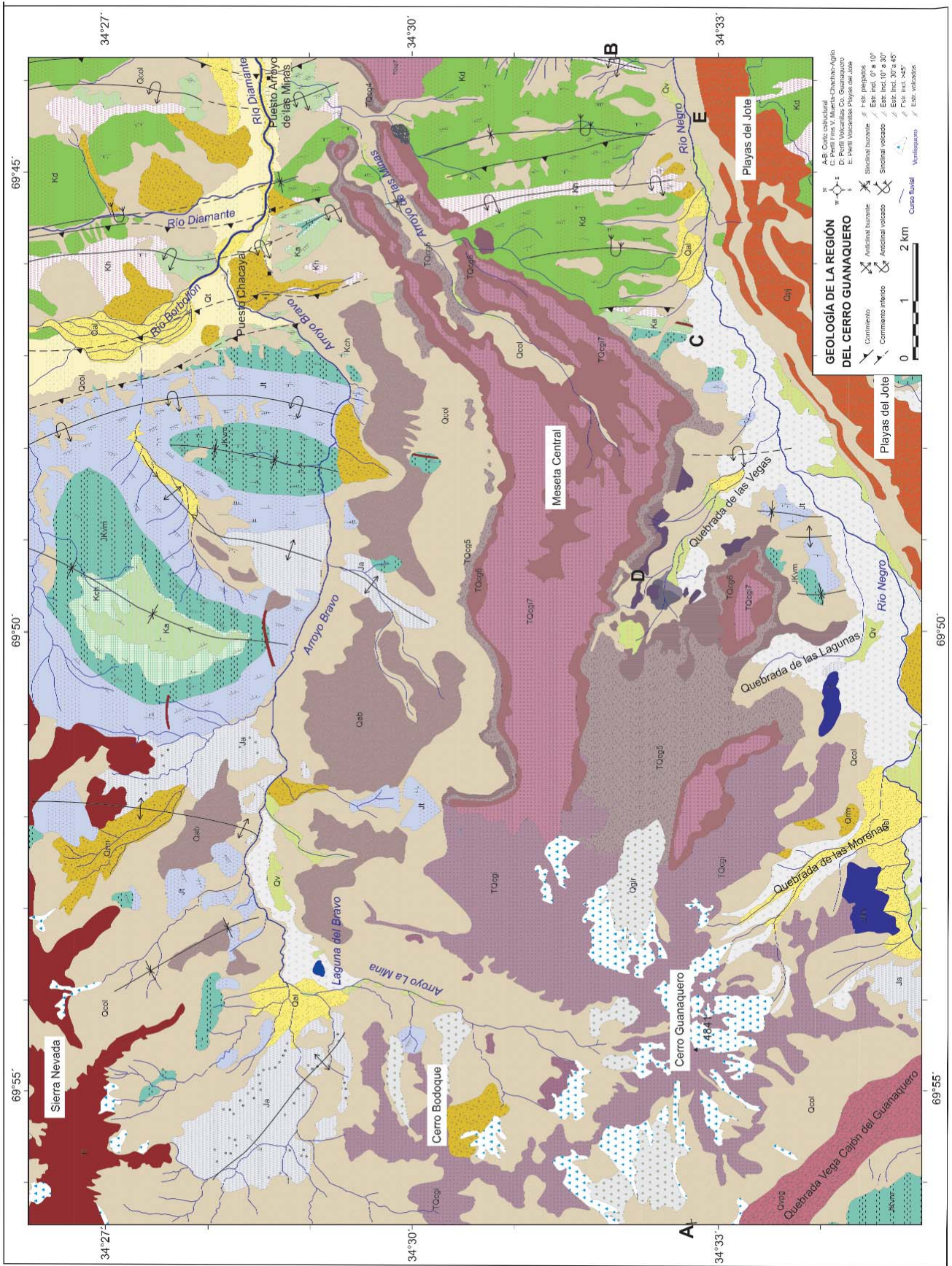
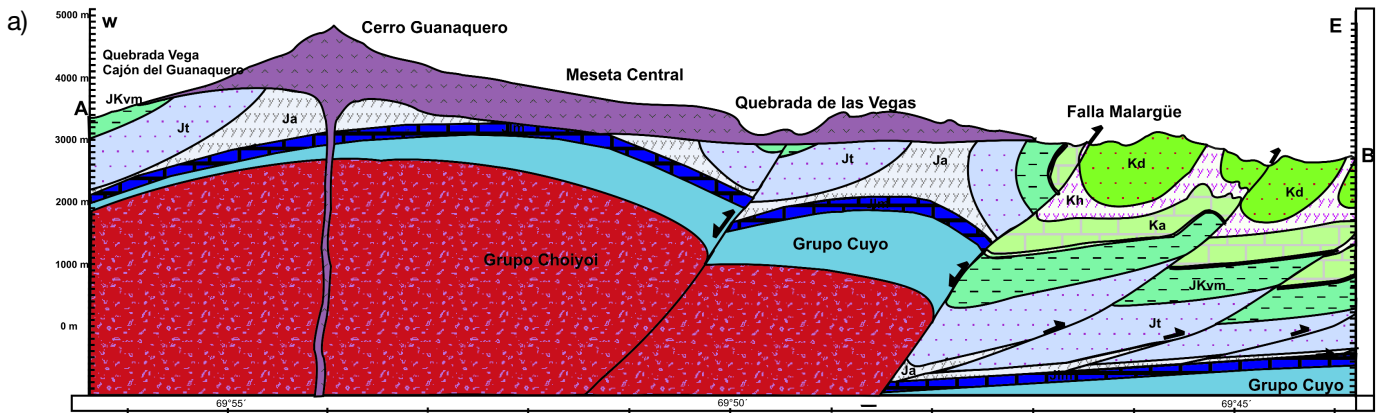


Figura 2: Mapa geológico estructural del Cerro Guanaquero.



Los diques y filones han sido observados en el tramo medio del arroyo Bravo intruyendo a las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta. Asimismo afloran en la ladera norte del valle del río Negro, intruyendo a las Formaciones Agrio y Vaca Muerta. Cercanos al arroyo Bravo se presentan de color verde con moteados amarillentos. Al norte del río Negro se observa un filón capa color verde oliva de 1,5 m de potencia intruyendo a la Formación Agrio. Litológicamente se trata de una monzodiorita de textura granosa muy fina que sugiere un ambiente hipabisal de cristalización. Está compuesta por plagioclasa (An₃₇), biotita, feldespato potásico y cuarzo. La alteración es moderada, observándose el reemplazo de los minerales primarios por clorita, sericita, carbonatos y minerales opacos.

La mineralogía de la alteración así como la presencia de minerales de cobre en bancos similares en la zona (Angelelli 1950, Sruoga *et al.* 1998) le dan a estos intrusivos un interés minero. Sectores con alteración hidrotermal de pequeña escala han sido observados sobre el arroyo Bravo y en el flanco oeste de la quebrada de las Lagunas.

De acuerdo a las similitudes entre los intrusivos de la sierra Nevada y los diques y filones del resto del área de estudio, ambos grupos se interpretan como correspondientes al mismo evento intrusivo.

VOLCANITAS CENOZOICAS

Volcanitas Cerro Guanaquero (TQcg)

El cerro Guanaquero, también llamado Guanaqueros, es un estratovolcán de edad cuaternaria intensamente erosionado por los glaciares pleistocenos. Puede ser dividido en dos unidades morfológicas que se engranan lateralmente. Una occidental donde se encuentra el cerro Guanaquero propiamente dicho, con alturas superiores a los 4.000 m, empinadas pendientes y una morfología volcánica muy modificada por erosión glaciaria. Una segunda está conformada por una meseta suavemente ondulada que desciende hacia el sector oriental.

Sector occidental: El cerro Guanaquero posee tres cumbres principales de alturas muy similares que marcan el borde de una caldera casi totalmente destruida por los glaciares y probablemente colapsada previamente. En la cabecera del valle del arroyo La Mina se puede observar la alternancia de bancos duros y blandos, correspondientes a una sucesión de coladas intercaladas con depósitos piroclásticos y aglomerados volcánicos (véase Fig. 5). Estas características, junto con los altos ángulos de reposo de los bancos, son típicas de un estratovolcán. Cercano a las cumbres se ha observado un posible conducto y manchas de colores amarillentos que se interpretan como materiales sulfurados producto de actividad fumarólica reciente del volcán.

Debido a la alteración en la morfología volcánica que impulsó la erosión glaciaria y a la complejidad propia del volcanismo

b) REFERENCIAS

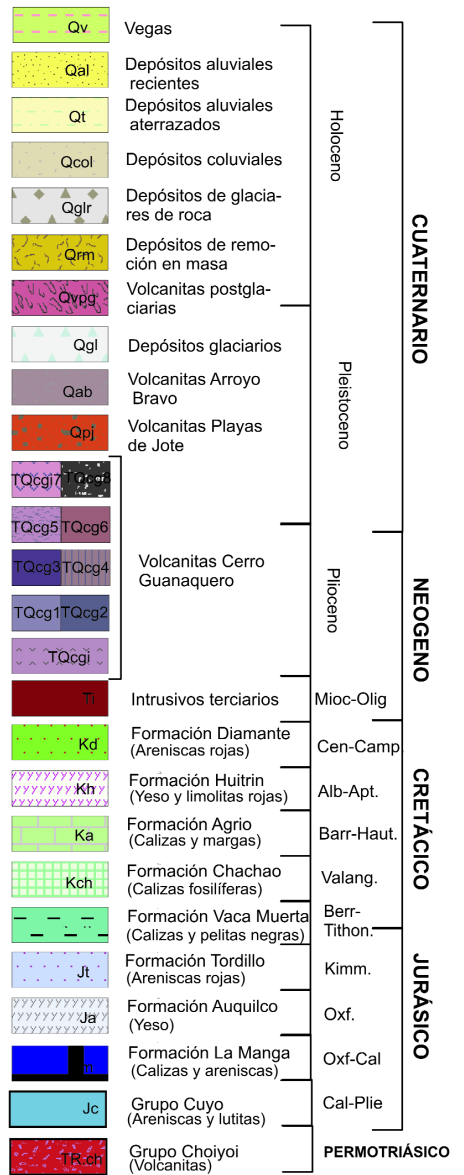


Figura 3: a) Corte estructural A-B. Ubicación en la figura 2. b) Cuadro Estratigráfico.

de este centro, no se han diferenciado unidades en esta región, figurando en el mapa geológico del presente trabajo como volcanitas indiferenciadas (TQcgi). La colada más joven que parte desde la cumbre de los Inmigrantes hacia el nordeste para formar la meseta central está conformada por rocas de color gris oscuro a negro verdoso y textura porfírica, compuestas por fenocristales y pasta en proporciones iguales. El fenocristal más abundante es la plagioclasa (An_{54}) y se presenta en cristales euhedrales a subhedrales y tamaños entre 8 mm y submilimétricos, con macla polisintética, raramente zonados, y con frecuentes inclusiones de minerales máficos. Los piroxenos, hipersteno y augita, son los máficos más abundantes entre los fenocristales. En mínimas proporciones se observan minerales opacos y biotita. La alteración es muy leve a nula. La pasta posee textura fluidal a afieltrada y está compuesta por tablillas de plagioclasa y vidrio intersticial semidesvitrificado en cantidades similares. Una muestra representativa de esta unidad fue analizada geoquímicamente por elementos mayoritarios y trazas en Activation Laboratories, Canadá. De acuerdo con el diagrama TAS -total alcalis vs. sílice de Le Maître *et al.* 1989- la muestra se ubica dentro del campo de las andesitas, muy cercano al campo de las traquiandesitas, con un contenido de 60,82 % SiO_2 y 6,25 % de álcalis (Fig. 6a). Cuando se compara en este diagrama el rango de variación de otras rocas cenozoicas superiores como las descritas por Sruoga *et al.* (2005) en la caldera Diamante, se observa que la muestra del cerro Guanaquero coincide con la composición media aproximada de esas rocas. Esta misma muestra en el discriminador tectónico de Wood (1980), pertenece al campo de volcanitas de arco de un margen de placa destructivo (campo D en Fig. 6b), en forma similar a otras rocas andinas de la comarca. Estas rocas, son petrográficamente muy similares a las dadas, descritas más adelante, y pertenecen al tipo de colada más abundante y ampliamente distribuida de aquellas ori-

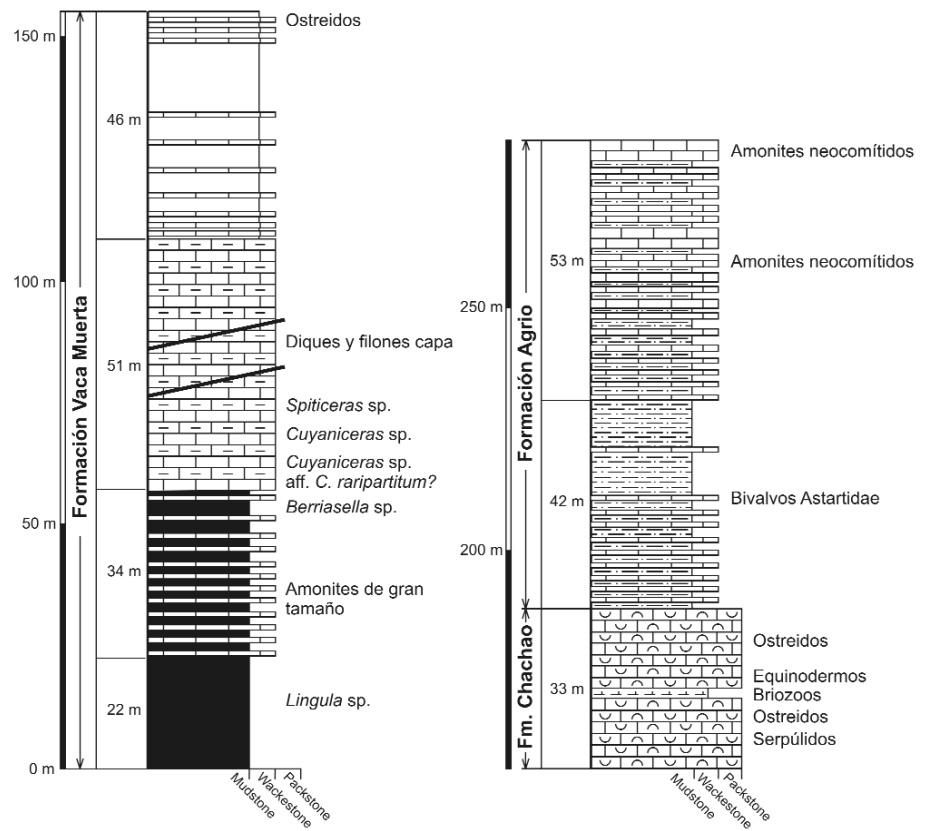


Figura 4: Perfil estratigráfico de las Formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio, en el tramo medio del río Negro. Ubicación en la figura 2.



Figura 5: Vista de la cumbre principal del cerro Guanaquero, donde se destacan las intercalaciones de tobas, brechas y coladas volcánicas.

ginadas por el volcán Guanaquero. Sector oriental: Está constituido por las coladas de la meseta central que desciende desde 4.000 m de altitud, al pie de las empinadas paredes del cerro Guanaquero, hasta los 3.000 m en el valle del río

Diamante. Está formada por coladas andesíticas intercaladas con niveles de aglomerados volcánicos e ignimbritas, que sobreyacen en discordancia angular secuencias sedimentarias mesozoicas intensamente plegadas y falladas. La diferen-

ciación de unidades se ha hecho en base a un perfil cualitativo levantado en la quebrada de las Vegas (véase Fig. 7), fotografías aéreas y observaciones de campo. Las descripciones petrográficas microscópicas de las unidades superiores se realizaron con muestras de la región más oriental de las coladas. La correlación entre las unidades de la quebrada de las Vegas y las de la región oriental se hizo en base a fotografías aéreas e imágenes satelitales. Al no haberse levantado perfiles en distintos sectores de la meseta, con los cuales hacer una correlación mucho más precisa, se debe tomar la diferenciación de unidades realizada como una primera aproximación a la estratigrafía del volcán Guanaquero.

- *Volcanitas masivas grises con intercalaciones conglomerádicas (TQcg1, TQcg2 y TQcg3)*: Los niveles inferiores de la secuencia volcánica corresponden a tres coladas separadas por dos niveles de aglomerados volcánicos de 15 y 10 m de potencia. Su presencia sólo ha sido verificada en la quebrada de las Vegas. Los contactos entre volcanitas y conglomerados son netos e irregulares. Las coladas poseen disyunciones columnares y están compuestas por volcanitas de colores grises y texturas afáníticas. Los conglomerados están compuestos por clastos subredondeados de composición volcánica similar a las coladas infra y suprayacentes, de entre algunos centímetros y 1,5 metros de diámetro.

- *Ignimbrita vítrea y andesitas porfíricas (TQcg4)*: El nivel más potente y resistente de la secuencia corresponde a andesitas de color gris claro separadas de las volcanitas infrayacentes, al menos en la zona de la quebrada de las Vegas, por una ignimbrita vítrea.

La ignimbrita es de color gris oscuro a negro y presenta una potencia aproximada de 25 metros en la quebrada de las Vegas. Está compuesta principalmente por fiammes color negro elongados de hasta 10 cm y litoclastos volcánicos equidimensionales de tamaños similares, inmersos en una pasta vítrea de color gris.

La colada andesítica se presenta forman-

do paredones subverticales con disyunciones columnares de varios metros de diámetro y cientos de metros de alto. Son rocas muy similares a las descritas en el sector occidental. Se diferencian en ser de un color gris mucho más claro, y en que las plagioclasas son andesinas (An_{42}) y se presentan frecuentemente zonadas. También se diferencian en que la pasta en este caso es afieltrada y está compuesta principalmente por tablillas de plagioclasa.

Una muestra de esta andesita fue datada mediante el método K-Ar en roca total en los laboratorios del Sernageomin de Santiago de Chile, arrojando una edad de $1,4 \pm 0,1$ Ma (véase los valores analíticos en el Cuadro 1).

Esta muestra presenta abundantes fenocristales de piroxeno, plagioclasa y pequeños agregados de biotita parda de origen secundario. La pasta tiene una textura afieltrada formada por tablillas de plagioclasa, escasos ferromagnesianos y feldespato potásico secundario.

- *Andesitas fluidales (TQcg5)*: Esta unidad se encuentra conformada por rocas de colores grises a lilas, duras y resistentes. En muestra de mano son de textura afánítica, y en algunos casos se observan bandeamientos paralelos que le dan fisilidad a la roca. Al microscopio se observa que las rocas poseen textura porfírica. Están compuestas por una mínima proporción de fenocristales inmersos en una pasta que presenta una textura fluidal muy bien desarrollada. Los fenocristales más abundantes son plagioclasas, que se presentan en individuos euhedrales con macla polisintética y frecuentemente zonados. También se presentan fenocristales de minerales opacos y de hipersteno. La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa mayoritariamente, y por piroxenos y minerales opacos en forma subordinada. La alta fluidalidad que pre-

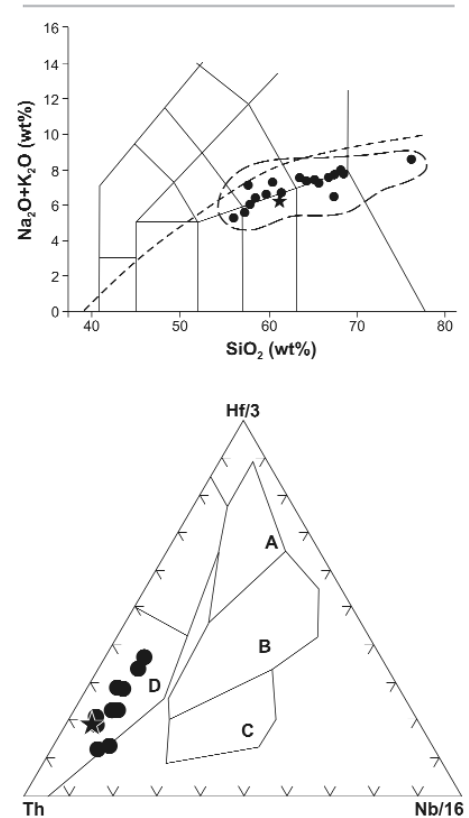


Figura 6: a) Campo volcánico de rocas del Cenozoico superior de la región de la caldera del Diamante y el volcán Maipo según Sruoga (2005) comparadas con la del Cerro Guanaquero (estrella negra) en el diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989); la línea entrecortada fina indica el límite entre el campo alcalino y el subalcalino. b) Diagrama de discriminación tectónica donde se observa que la muestra analizada cae en el campo de rocas andinas típicas asociadas a subducción de corteza continental según Wood (1980).

senta sugiere que la lava que dio origen a esta roca fue muy poco viscosa.

- *Toba poco consolidada (TQcg6)*: La naturaleza de las rocas que conforman esta unidad no fue observada en el campo. Su presencia se infiere en las fotografías aéreas, donde se observa que entre las paredes subverticales de las unidades anteriores y la unidad volcánica vítrea que culmina la secuencia, hay una zona con pendientes intermedias que correspondería a un banco fácilmente erosionable.

CUADRO 1: Datación K-Ar de las Volcanitas Cerro Guanaquero*)

Muestra	Material	%K	Ar rad. nl/g	% Ar Atm.	Edad Ma	Error 2 σ
P75G-5	Roca total	1,727	0,095	77	1,4	0,1

*) Laboratorio de Geocronología del Sernageomin, Santiago de Chile.-

La unidad que culmina la secuencia es muy resistente a la erosión, por lo que los afloramientos que corresponden a la presente unidad se encontrarían cubiertos por los clastos erosionados de ésta. Es probablemente por esta razón que hayan sido pasado por alto sus afloramientos en el trabajo de campo.

- *Bancos vítreos (TQcg7)*: La unidad que culmina la secuencia está compuesta básicamente por tres tipos de rocas. El primero es de rocas de color negro, fractura concoide, levemente vesiculadas y compuestas casi exclusivamente por vidrio translúcido. El segundo corresponde a rocas rojas a castañas también con importante proporción de vidrio. Por último, rocas afaníticas de colores pardos amarillentos que poseen finos bandeamientos que le dan fisilidad, similares a los que aparecen en TQcg5. Casi toda la superficie de la meseta se encuentra cubierta por gravas originadas de esta unidad, de tamaño modal entre 5 y 10 cm.

Cercano al cerro Guanquero, 4 kilómetros al noreste de la cima, se ha constatado la presencia de tobas de caída color verde oliva con fragmentos pumíceos castaño claros y bloques volcánicos vítreos. Estos depósitos de caída indican erupciones explosivas, al menos de tipo estromboliano.

- *Basaltos porfiríoides (TQcg8)*: En el valle del río Diamante, al este del límite oriental del área de estudio, hay clastos de rocas volcánicas sumamente extrañas y llamativas que poseen grandes cristales blancos de plagioclasa inmersos en una pasta de color negra y fractura concoide. Afloramientos de estas rocas se encontraron en la parte superior de las coladas que forman la meseta central, en el sector más oriental de las mismas. En los sectores centrales y occidentales del área de estudio no se observaron afloramientos ni clastos de esta unidad.

Son rocas de color negro, frágiles, pesadas, de fractura concoide y textura porfírica, compuestas por fenocristales y pasta en proporciones similares. Los fenocristales poseen entre 1,8 cm y tamaños submilimétricos, existiendo toda una grada-

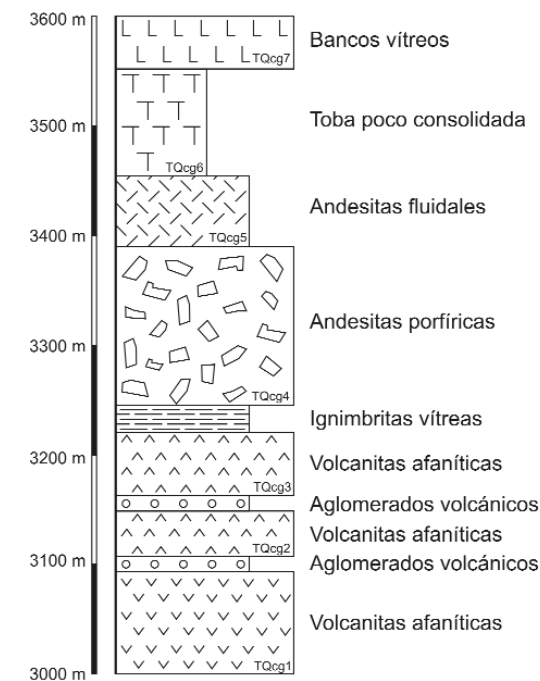


Figura 7: Perfil representativo de la secuencia de las Volcanitas Cerro Guanaquero en la quebrada de las Vegas. Los espesores en metros indican alturas sobre el nivel del mar. Ubicación en la figura 2.

ción. Son mayoritariamente de plagioclasa y en menor medida de augita. Las plagioclasas se presentan generalmente en cristales euhedrales, con macla polisintética y frecuentemente zonada. Su composición es An_{71} , lo que corresponde al límite labradorita - bytownita. También se presenta en fragmentos de cristales de formas angulosas desperdigadas, no observándose las contrapartes cercanas que permitan reconstruir los cristales originales. Tanto las plagioclasas como los piroxenos se presentan corroídos por la pasta. Los fenocristales se encuentran frescos. Existen dos tipos de pastas de distinto color, compuestas por vidrio, fragmentos de plagioclasas y minerales opacos. Estos últimos son probablemente producto de alteración de piroxenos.

La interpretación de estas rocas presenta grandes dificultades. El hecho de solo encontrarse alejadas del centro eruptivo plantea la posibilidad que se hallan originado de un conducto lateral secundario. Las plagioclasas fragmentadas sugieren un evento muy explosivo, posiblemente hidromagmático. El hecho de que los fragmentos de las plagioclasas se hallen desperdigados indica que el magma fluyó posteriormente al fracturamiento de los

cristales. La presencia de dos tipos de vidrios en la pasta sugiere una mezcla de magmas, algo asociado a erupciones explosivas. El fluido que dio origen a uno de los vidrios se encontraba en desequilibrio con los fenocristales, como demuestran los cristales carcomidos, reforzando la posibilidad de que se halla tratado una mezcla de magmas.

Volcanitas Playas del Jote (Qpj)

Al sur del río Negro se extiende una larga meseta conformada por tobas, lavas y aglomerados volcánicos. En el sector más oriental del área de estudio se ha levantado un perfil que se ilustra en la figura 8. El primer banco corresponde a un nivel volcanoclástico color pardo claro a gris, compuesto por clastos de pumicita principalmente y líticos volcánicos oscuros, inmersos en una matriz tobácea. El nivel principal corresponde a una roca volcánica color gris y textura porfírica compuesta mayoritariamente por fenocristales de plagioclasa. La secuencia continúa con un aglomerado piroclástico de color pardo rojizo a morado y matriz sostenida, compuesta por un 50 % de litoclastos volcánicos subredondeados de hasta 1,5 m inmersos en una matriz vítrea. Por último,

un banco de unos 10 metros similar a la colada principal, culmina la secuencia.

Dacita Arroyo Bravo (Dab)

Esta unidad se encuentra emplazada en el valle del arroyo Bravo, siendo sus afloramientos más extensos en la ladera sur. Se trata de una ignimbrita de colores grises a rosados, matriz sostenida, formada por fiammes y litoclastos inmersos en una matriz tobácea vítrea. Los fiammes son de colores negros a grises, tienen formas lenticulares y miden de algunos centímetros a 20 cm. Sus proporciones varían siendo siempre más abundantes que los litoclastos. Los niveles altos y bajos de la ignimbrita son más fácilmente erosionables que los niveles medios, y en vez de fiammes se presentan fragmentos pumíceos.

Se ha realizado un perfil de detalle de la misma donde se midió un espesor de 161 m en el tramo medio del arroyo Bravo. Una descripción detallada del perfil, así como descripciones microscópicas de la litología y una interpretación de la unidad se encuentra en Zubiri (2002).

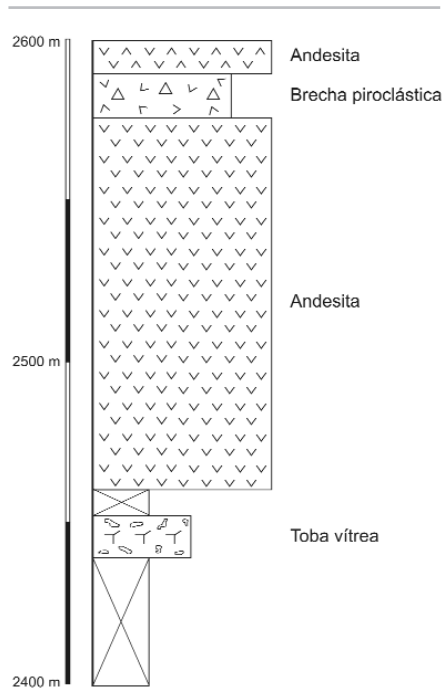


Figura 8: Perfil de las Volcanitas Playas del Jote en el flanco norte de la meseta homónima. Los espesores en metros indican alturas sobre el nivel del mar. Ubicación en la figura 2.

Estas volcanitas son más jóvenes que las del volcán Guanaquero y la glaciación principal del Pleistoceno. El valle del arroyo Bravo debió tener una forma de "U" glaciaria como todos los valles de la región. Esta forma la perdió cuando se emplazaron las volcanitas Arroyo Bravo. El régimen fluvial que siguió a la glaciación cortó las volcanitas formando el valle encajonado que hoy se presenta. Sin embargo, en las nacientes del arroyo Bravo, rodeando la laguna homónima, los depósitos parecen ser glaciarios y se encuentran a un nivel topográfico por debajo del techo de la dacita. Esto sugiere eventos glaciarios posteriores al emplazamiento de la dacita. Por lo tanto, la edad de esta unidad debe ser neopleistocena interglacial.

Volcanitas postglaciarias (Qvpg)

En el sector sudoccidental del área de estudio, encajonada en el fondo del valle del arroyo Vega Cajón del Guanaquero, se presenta una colada que no posee evidencias de glaciación superpuestas, es decir de posible edad postglacial.

Depósitos glaciarios (Qgl)

En el valle del río Negro, los depósitos glaciarios se encuentran muy bien conservados a lo largo del curso medio y superior, y en las quebradas de rumbo noroeste - sudeste que partiendo de éste cortan la meseta central y el cerro Guanaquero. También se ha constatado la presencia de depósitos glaciarios en el tramo superior del arroyo Bravo, en los alrededores de la laguna homónima.

Depósitos de remoción en masa (Qrm) y glaciares de roca (Qgr)

Depósitos formados por flujos y deslizamientos se observan en toda el área de estudio, siendo más abundantes en los alrededores de puesto Chacayal. Se trata de deslizamientos rotacionales y planares, así como flujos generalmente de tipo encauzados. La presencia del yeso de la Formación Huitrín fue el factor desencadenante en varios de estos eventos de remoción en masa. Los glaciares de roca se

encuentran a alturas superiores a los 3.500 m en el cerro Guanaquero.

Depósitos coluviales (Qcol), aluviales aterrados (Qt) y aluviales recientes (Qal)

Los depósitos coluviales de mayor extensión areal son los taludes que bordean las mesetas coronadas por volcanitas. Un importante nivel de terrazas aluviales se observa en el valle de los ríos Barroso - Diamante, en el sector nororiental del área de estudio. Entre los depósitos recientes originados por la acción fluvial y de considerable extensión se encuentra la planicie aluvial del río Barroso y los abanicos aluviales de la ladera norte del valle del río Negro.

Vegas (Qv)

Las vegas, también conocidas como mallines, se desarrollan en la mayoría de los valles de la región, principalmente donde hay depósitos glaciarios.

ESTRUCTURA

La estructura de la comarca se ubica en la región de transición entre la faja plegada y corrida epidérmica del Aconcagua y la de piel gruesa de Malargüe, como ha sido descrito por Giambiagi y Ramos (2002). En ella se encontraría la parte más austral de la faja epidérmica, la que fue afectada por inversión tectónica posteriormente (Giambiagi *et al.* 2003 a, b).

El área de estudio fue dividida en dos sectores separados por el meridiano 69° 47'W, donde se encuentra la falla más importante de la región, la que se ha correlacionado con la falla de Malargüe, bien desarrollada en latitudes más australes. El sector oriental está caracterizado por el desarrollo de una faja plegada y corrida de piel fina, mientras que en el occidental la inversión de fallas directas mesozoicas son el rasgo estructural dominante. Se realizó un corte transversal a la estructura en la zona sur (véase Fig. 3), aproximadamente entre los paralelos 34°32' y 34°33'S. Un corte estructural de la zona norte puede observarse en Zubiri (2002).

En el sector oriental las estructuras poseen vergencia al este, y sus rumbos varían entre norte-sur y nornoroeste-sudsudoeste. Se presentan dos anticlinales cuyos planos axiales están volcados con ángulos de 45° y 70° y vergencia este, dos sinclinales volcados por ciertos tramos, y dos corrimientos de poco rechazo con intensos plegamientos en las rocas adyacentes. Se ha constatado que estas estructuras de imbricación de láminas de corrimiento prosigue hacia el este.

El sector occidental se desarrolla al oeste de la falla Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993), falla que ha sido probablemente controlada por la inversión tectónica de una antigua falla normal, como se ha observado en regiones aledañas (Giambiagi *et al.* 2003a, b). Su presencia se infiere por el cabalgamiento de unidades de edad jurásica topográficamente por encima de las formaciones cretácicas. Esta falla delimita por oriente un anticlinal volcado con vergencia al este de grandes dimensiones, el mayor del área de estudio. Hacia occidente se presentan pliegues asimétricos que no llegan a estar volcados. Las inclinaciones de los flancos son más altas en la región oriental y el rumbo de los ejes es aproximadamente noreste-suroeste en la región oriental, rotando hasta noroeste-sudeste en la zona más occidental.

Evolución tectónica de la comarca

La estructuración de la comarca se inicia con el desarrollo de sistemas extensionales dentro de un ambiente de rift como el que controló la depositación del Grupo Choiyoi y las secuencias de sinrift aquí incluidas en el Grupo Cuyo (Giambiagi *et al.* 2003a, b)

La deformación ándica de la comarca comenzó posiblemente en el Mioceno estructurando una faja plegada y corrida de piel fina. En la región occidental se desarrollaron pliegues por despegue en la Formación Auquilco, mientras que en la región oriental, probablemente por los espesores reducidos de las evaporitas de Auquilco, los pliegues fueron por propagación de falla. Estas fallas poseen poco

rechazo. Con anterioridad, o concomitantemente con estas estructuras, se generaron plegamientos por despegue en la Formación Huitrín en el sector sudoriental, y en la Formación Vaca Muerta en el sector nororiental. El fallamiento de las unidades infrayacentes compensarían el acortamiento mayor de las unidades más superficiales controladas por pliegues de despegue.

Posteriormente, la compresión terminó por invertir las fallas normales del rift mesozoico. Esta inversión se puede asociar a la horizontalización de la placa propuesta por Ramos y Folguera (2005) y Ramos y Kay (2006). Esto ocurrió al oeste de los 69°47' W. El acortamiento producido fue bajo debido al alto ángulo de las fallas. No así el levantamiento, como puede inferirse por los afloramientos de rocas jurásicas presentes en la región occidental. Este levantamiento fue mayor al sur de las coladas del Guanaquero, como indican las unidades del Jurásico medio o inferior aflorantes.

La ausencia de depósitos sinorogénicos impide establecer una escala temporal absoluta para los eventos deformacionales acaecidos. Por correlación con áreas aledañas se interpreta que la estructuración principal se produjo en el Mioceno medio (Giambiagi *et al.* 2003a, b, Ramos *et al.* 2002) La falta de estructuras en las Volcanitas Cerro Guanaquero datadas en $1,4 \pm 0,1$ Ma, así como la ausencia de estructuras neotectónicas en toda la zona, indican que en el Cuaternario la región fue levantada pasivamente. Este proceso pudo estar relacionado al desarrollo en la región interna de grandes calderas riolíticas vinculadas a la fusión de la corteza inferior producida por el empujamiento de la placa subducida durante el Plio-Pleis-toceno como ha sido postulado para esta área por Ramos y Folguera (2005) y Ramos y Kay (2006). Las coladas predominantemente andesíticas y basálticas del cerro Guanaquero se han eyectado durante este episodio de empujamiento. El ascenso posterior pudo haber estado controlado térmicamente, y asociado a la formación de las calderas

como las del Diamante, quizás asociada a incipientes fenómenos de delaminación cortical.

Rasgos geomorfológicos

El volcanismo fue muy intenso en el Plioceno y el Cuaternario inferior. La alta resistencia a la erosión de las volcanitas comparadas a las sedimentitas mesozoicas permitió la inversión del relieve. Los valles plio-pleistocenos donde se emplazaron las volcanitas son las partes elevadas del relieve, constituyendo mesetas en la actualidad.

Observando las cotas de los valles actuales y aquellas donde se emplazaron las volcanitas, resulta evidente que la erosión fue muy intensa durante el Cuaternario. Así, la cota del puesto Chacayal sobre el valle del río Borbollón se encuentra 1.000 metros por debajo del tope de las volcanitas datadas en $1,4 \pm 0,1$ Ma. Esto representa una tasa de erosión de al menos 0,7 mm/año o 7 cm/100 años.

Ante la falta de estructuras neotectónicas, la causa de tan alta tasa de erosión se puede explicar por un ascenso en bloque de la región, realizado por la alta eficiencia de la erosión glaciaria en las rocas mesozoicas más lábiles. Los glaciares cubrieron completamente la zona durante gran parte del Pleistoceno (Groeber 1947, Dessanti 1956). Los depósitos glaciarios son muy abundantes en el valle del río Negro y en las nacientes del arroyo Bravo. La mayoría de los valles de la región poseen forma "U" y son comunes los circos, escaleras glaciarias, horns y aretes.

El retiro de los glaciares pleistocenos dejó un excelente escenario para el desarrollo de procesos de remoción en masa. El reptaje en toda la comarca, los flujos y deslizamientos principalmente en los alrededores de Puesto Chacayal, y los glaciares de rocas en las laderas del Guanaquero, son los procesos de mayor importancia.

El régimen fluvial debió adaptarse a las condiciones impuestas por el resto de los agentes geomórficos resultando en una

red de drenaje de tipo compleja. Solo el río Barroso presenta un hábito entrelazado, formando una planicie aluvial y terrazas. El resto de los cursos son en general sinuosos y están mayormente encajonados.

La acción kárstica reconocida se limita a dolinas de algunas decenas de metros en los yesos de las Formaciones Huitrín y Auquilco.

CONCLUSIONES

La estructura de la región muestra que corresponde en su mayor parte al zócalo interno de la Cordillera Principal, limitado por la falla de Malargüe, falla que limita a estas latitudes la deformación de piel gruesa de la más epidérmica de su sector oriental.

El estudio realizado indica que a pesar de la intensa erosión que presenta el cerro Guanaquero, completamente desmantelado por la acción glaciaria, corresponde a un centro volcánico cuaternario. Sobre la base de la edad de una colada procedente de su parte media que arrojó $1,4 \pm 0,1$ Ma y su actual posición en el relieve se puede inferir que la zona ha estado sometida a un importante proceso de levantamiento cuaternario.

Las características del volcanismo del cerro Guanaquero, así como su edad dentro del marco tectónico de la región lo permite interpretar como un volcanismo de arco poco diferenciado, que se desarrolló durante el retroceso del arco volcánico a su posición actual, asociado a una fase de empujamiento de la placa. Su alta tasa de erosión puede estar asociada a un levantamiento termal localizado en la región axial de la Cordillera Principal y a una incipiente delaminación cortical del área.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a los doctores Laura Giambiagi y Ernesto Cristallini por la revisión crítica del trabajo y a los Proyectos UBACYT X-160 y

ANPCYT PICT 14144, por la financiación de los trabajos de campo y dataciones. Nuestro reconocimiento a los Lic. Martín Zubiri y Sergio Orts, quienes acompañaron a uno de los autores en el ascenso al cerro Guanaquero, por su colaboración en el trabajo de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Angelelli, V. 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I Yacimientos Metalíferos. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista, Serie Ciencias Geológicas 2: 1-543, Buenos Aires.

Broens, S. 2004. Geología de la Región del Morro de Cuero, alto río Diamante, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 83 p., Buenos Aires.

Cruz, C.E. 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico superior en la zona río Diamante. Provincia de Mendoza. Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 46-54, Buenos Aires.

Dessanti, R.N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85, 79 p., Buenos Aires.

Fuentes F. 2002. Geología de la región del Cerro Guanaquero. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura, (inédito) 83 p. Buenos Aires.

Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes: Journal of the Geological Society 129: 93-131, London.

Gerth, F. 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. Actas de la Academia Nacional de Ciencias 9: 1-56, Córdoba.

Gerth, E. 1931. La estructura geológica de la cordillera argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, Actas 10(2): 123-172, Córdoba.

Giambiagi, L.B. y Ramos, V.A. 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30'S,

above the transition zone between the flat and normal subduction segment. Journal of South American Earth Sciences 15(1): 101-116.

Giambiagi, L.B., Alvarez, P.P., Godoy, E. y Ramos, V.A. 2003a. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. Tectonophysics 369: 1-19.

Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P. P. y Orts, S. 2003b. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° South Latitude. Tectonics 22(4): 1041.

Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hojas Sosneado y Maipo. Sociedad Geológica Argentina, Revista 2 (2): 141-176, Buenos Aires. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.

Jordan, T., Isacks, B., Ramos V.A. y Allmendinger, R.W. 1984. Mountain building model: The Central Andes. Episodes 1983(3): 20-26, Ottawa.

Kim, H. J. 2003. Geología del Cerro Amarillo, sur del arroyo Las Playas, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 104 p., Buenos Aires.

Kittl, E. 1943. Estudios geológicos y petrográficos sobre los volcanes de la región cordillerana al sur de Mendoza y del Grupo del Descabezado. Museo Argentino de Ciencias Naturales, Anales 41: 71-192, Buenos Aires.

Kozłowski, E. y Baldi, J. 1983. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras de la zona: Río Diamante - Río Atuel, Provincia de Mendoza. YPF (informe inédito), Buenos Aires.

Kozłowski, E., R. Manceda y V.A. Ramos, 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1(18): 235-256, Buenos Aires.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dubek, D., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley A.R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p., Oxford.

- Pereira, D.M. 2003. La faja plegada y corrida Malargüe en la margen norte del río Diamante. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 105 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190, Ottawa.
- Ramos V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G. *et al.* (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35, London.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 2006. Overview of the Tectonic Evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°- 39°S Latitude). En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 1-18.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30° - 36°S latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200.
- Ramos, V.A., Cristallini, E. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 59-78.
- Scaricabarozzi, N. 2003. Geología del área del Arroyo Las Playas, Departamento de San Rafael, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) 79 p., Buenos Aires.
- Sruoga, P. 2000. Descripción geológica de la hoja Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Informe Preliminar, SE-GEMAR (inédito) Buenos Aires.
- Sruoga, P., Etcheverría, M. Folguera, A. y Sepúlveda, E. 1998a. El magmatismo hipabisal mioceno en la Cordillera Principal de Mendoza, Argentina (34°-35° S). 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 59-64, Buenos Aires.
- Sruoga, P., Llambías, E.J., Fauqué, L., Schonwandt, D. y Repol, D.J. 2005. Volcanological and geochemical evolution of the Diamante Caldera-Maipo volcano complex in the southern Andes of Argentina (34°10'S). *Journal of South American Earth Sciences* 19(4): 399-414.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la Hoja Geológica 27b Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151, 80 p., Buenos Aires.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Zubiri M. 2002. Geología y estructura en las adyacencias del arroyo Bravo, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) 79 p., Buenos Aires.

Recibido: 4 de abril , 2007

Aceptado: 22 de noviembre, 2007