

COMPLEJO CALDERA DIAMANTE-VOLCÁN MAIPO (34°10'S, 69°50'O): EVOLUCIÓN VOLCANOLÓGICA Y GEOQUÍMICA E IMPLICANCIAS EN SU PELIGROSIDAD

Patricia SRUOGA¹, Mariela P. ETCHEVERRÍA², Maureen FEINEMAN³, Mario ROSAS⁴, Cosima BURKERT⁵ y Oscar IBÁÑES⁶

¹ CONICET-SEGEMAR, Buenos Aires. E-mail: patysruoga@gmail.com

² SEGEMAR, Buenos Aires. E-mail: maretc@mecon.gov.ar

³ Department of Geosciences, Pennsylvania State University, Pennsylvania, EE.UU. E-mail: mdf12@psu.edu

⁴ SEGEMAR, Mendoza. E-mail: rosasquintana@yahoo.com.ar

⁵ GEOMAR-Kiel University, Kiel, Alemania. E-mail: cburkert@geomar.de

⁶ CONICET-UNSL, San Luis. E-mail: oscar_dibanes@hotmail.com

RESUMEN

El Complejo Caldera Diamante-Volcán Maipo (34°10' S, 69°50' O) se halla situado en el extremo norte de la Zona Volcánica Sur. Su actividad se remonta a 450/150 ka, posee un registro histórico incierto y carece de manifestaciones fumarólicas o hidrotermales. Su evolución abarca dos etapas: 1) Diamante, con la formación de una caldera de colapso (20x16 km) y el emplazamiento de ignimbritas de gran volumen y 2) Maipo, con la construcción de un estratovolcán, domo anular y conos adventicios asociados. Esta etapa comprende siete eventos eruptivos principales (cuatro preglaciales: 86 ± 10 ka / 88 ± 7 ka, 75 ± 16 ka, 45 ± 14 ka y 28 ± 17 ka y tres postglaciales: <14 ka). Se han reconocido depósitos de flujo de escoria y de caída de tefra como registro de actividad explosiva discreta, ocurrida en tiempos recientes. Tentativamente, la última erupción tuvo lugar en 1912. En conjunto, las volcanitas definen una serie calco-alkalina de alto K, con un rango en SiO₂ de 54% a 74%. La serie Maipo está integrada por andesitas basálticas, andesitas y dacitas con plagioclasa, piroxenos, olivina, hornblenda, biotita, sanidina y minerales opacos. La evolución de los magmas habría estado controlada principalmente por cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación cortical. Los cálculos de P y T° indican que los magmas andesíticos y dacíticos se han equilibrado a profundidad de ~12-22 km y ~4-15 km, respectivamente. Se discuten dos escenarios posibles ante una eventual reactivación del Complejo Caldera Diamante-Volcán Maipo.

Palabras clave: *Volcán activo, Andes, geocronología, geoquímica.*

ABSTRACT

Volcanological and geochemical evolution and hazard assessment of the Diamante Caldera-Maipo Volcano Complex (34°10' S, 69°50' W).

The Caldera Diamante-Maipo volcanic complex (34°10' S, 69°50' W) is located at the northern end of the South Volcanic Zone. The eruptive activity started 450/150 ka ago and its historic record remains uncertain. At present, neither fumarolic activity nor hydrothermal manifestations are detected. Two main stages are distinguished in the evolution of the volcanic complex: 1) "Diamante stage" corresponds to the emplacement of large-volume ignimbrites associated to a 20 by 16 km in diameter collapse caldera and 2) the "Maipo stage" represents andesite-dacite stratocone-building lavas and pyroclastics, a ring-fault dome and parasitic cones emplaced during the last 100 ka of the complex lifetime (4 pre-glacial events: 86 ± 10 ka / 88 ± 7 ka, 75 ± 16 ka, 45 ± 14 ka, 28 ± 17 ka and 3 post-glacial events <14 ka). Scoria flows and fall deposits near the summit are assigned to the recent explosive record. The last eruption tentatively occurred in 1912. The volcanics define a high-K, calc-alkaline suite ranging in silica from 54% to 74%. The Maipo series encompasses two pyroxene with minor olivine andesites and two pyroxene and hornblende dacites. Magmatic differentiation is strongly controlled by fractional crystallization. However, periodic magma mixing and crustal assimilation should have been significant in producing cyclic chemical variations. P-T° calculations indicate that andesitic and dacitic magmas have equilibrated at a depth of ~12-22 km and ~4-15 km, respectively. On the case of an eventual reactivation of the volcanic complex, two possible scenarios are discussed.

Keywords: *Active volcano, Andes, geochronology, geochemistry.*

INTRODUCCIÓN

El complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo (CCDVM) se halla situa-

do en los Andes argentino-chilenos (34° 10'S, 69°50'O), en el extremo norte de la Zona Volcánica Sur. Forma parte de la Reserva Provincial Laguna del Diaman-

te, distante 200 kilómetros al sudoeste de la ciudad de Mendoza y accesible desde la ruta nacional 40, en el tramo que une Pareditas con la represa Agua del Toro.

El volcán Maipo (5323 m s.n.m.), emplazado en el interior de la caldera Diamante (Polanski 1963), posee un controvertido e incierto registro de erupciones en tiempos históricos. En la actualidad, los dos cráteres cuspidales se encuentran cubiertos de hielo, sin evidencias de actividad fumarólica o hidrotermal. Esta situación lo torna sospechosamente inactivo en comparación con otros volcanes aledaños, tales como el Tupungatito o el San José.

Con el fin de establecer su *status* y reconstruir su historia eruptiva se llevaron a cabo estudios de campo, geocronológicos y geoquímicos (Sruoga *et al.* 1998, 2000, 2005a, Sruoga y Feineman 2009, Drew *et al.* 2010, Feineman *et al.* 2010, 2011).

El presente trabajo tiene como objetivo presentar la evolución volcanológica y geoquímica del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo, para ello se han combinado datos ya publicados con resultados analíticos inéditos. Se destaca la incorporación de datos geotermobarométricos como aporte para entender el sistema de recarga en la arquitectura magmática. Esta información resulta valiosa y novedosa, no solo para el complejo volcánico en estudio, sino para la Zona Volcánica Sur en general y podrá ser utilizada para comparar entre distintos centros eruptivos de los Andes. Además, con el propósito de contextualizar el estudio, se presenta una síntesis del marco geológico regional. Desde sus comienzos, este proyecto estuvo orientado hacia la evaluación de la peligrosidad del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo y la elaboración de los escenarios posibles ante una eventual reactivación del complejo. Con ese fin, los estudios se focalizaron en la reconstrucción de su historia eruptiva a través de la identificación, caracterización y datación de los eventos sucesivos, en el reconocimiento de las variaciones de la composición química de los magmas y de las condiciones físico-químicas pre-eruptivas. De esta forma, se pretende contribuir al conocimiento y predictibilidad de uno de los centros eruptivos potencialmente más peligrosos del segmento norte de la Zona Volcánica Sur.

MARCO GEOLÓGICO

El complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo se halla ubicado en la Zona Volcánica Sur (ZVS: 33°-46°S) a 296 km de la trinchera oceánica (Fig. 1) y constituye el centro eruptivo más oriental en este segmento de arco. Se encuentra a 90-100 km por encima del plano de Benioff, el cual presenta una angularidad de 18°-20° (Stauder 1973, Barazangui y Isacks 1976). La ZVS ha sido dividida en cuatro sectores (norte, transicional, central y sur) (Stern 2004); el sector norte (33°-34°30'S) se halla caracterizado por un mayor espesor cortical y productos eruptivos más silíceos en comparación con el sector sur (Frey *et al.* 1984, López Escobar 1984, Stern *et al.* 1984, Hildreth y Moorbath 1988). En los sectores norte y transicional, además de los estratovolcanes andesíticos se destaca la recurrente formación de calderas asociadas a erupciones ignimbriticas de gran volumen (Calabozos, Río Colorado y Complejo Volcánico Laguna del Maule) durante el último millón de años (Hildreth *et al.* 1984, 2010, Dungan *et al.* 1989).

La historia geológica de la región se remonta al Ordovícico Superior (Tickyj *et al.* 2009) y se halla representada por las metasedimentitas de la Formación Las Lagunitas que afloran en el ámbito de Cordillera Frontal. En el Devónico Inferior y simultáneamente con la deformación regional, se emplazó el Plutón Pampa de los Avestruces (Tickyj 2011). Durante el Permotriásico tuvo lugar un evento tectomagmático de gran trascendencia como fue el emplazamiento del Grupo Choiyoi, integrado por facies volcánicas riolíticas y facies intrusivas asociadas. El Mesozoico registró sedimentación en ambiente marino y continental vinculada a cambios eustáticos globales, mientras que el Cenozoico se halla caracterizado por el evento orogénico andino, el cual abarca deformación con depositación sinorogénica y volcanismo de arco y retroarco (Sruoga *et al.* 2005b y referencias allí citadas). El mapa geológico de la figura 2 muestra la distribución areal de las principales unidades estratigráficas que con-



Figura 1: Marco tectónico. Ubicación de complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo en el segmento norte de la Zona Volcánica Sur.

forman el basamento del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo.

La secuencia pre-Cuaternaria se halla expuesta en las paredes de la caldera Diamante, donde afloran las sedimentitas mesozoicas estructuradas en una serie de escamas corridas con orientación meridiana, intruídas por cuerpos subvolcánicos y cubiertas por derrames lávicos de edad tentativamente mio-pliocena (Sruoga *et al.* 2005b).

La unidad más antigua es la Formación La Manga que aflora en las cabeceras del arroyo El Gorro, próximo al límite con Chile y en contacto tectónico con la Formación Río Damas. Está representada por calizas azules con intercalaciones arenosas correspondientes a un ambiente de rampa carbonática medio-distal. Ha sido asignada al Oxfordiano debido al hallazgo de restos mal conservados de *Inoceramus sp.* y ostreoides recristalizados. Por encima, se disponen las capas de la Formación Auquilco o “Yeso Principal” que afloran hacia el norte y este del cerro El Gorro (Fig. 2). Esta unidad está compuesta por areniscas yesíferas calcáreas, calizas yesíferas con fina laminación criptoalgal y brechas calcáreas que indican un ambiente marino somero, con salinidad elevada y circulación restringida. Ha sido asignada al Oxfordiano superior de acuerdo a

sus relaciones estratigráficas y representa el principal nivel de despegue estructural de la secuencia durante la deformación. Le suceden, en relación de paraconcordancia, conglomerados y areniscas rojas de ambiente fluvial correspondientes a la Formación Tordillo, de edad kimmeridgiana. Su equivalente lateral, la Formación Río Damas, está compuesta por coladas andesíticas y basálticas, con intercalación de potentes brechas polimícticas y niveles piroclásticos. El conjunto se halla afectado por fuerte alteración propilítica e intruido por un enjambre de diques andesíticos. Por encima, en el arroyo Durazno y sus tributarios (Fig. 2), se disponen las capas pertenecientes al Grupo Mendoza, representadas en la extensión surmendocina de la cuenca Neuquina por las Formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio. La Formación Vaca Muerta, cuyo espesor es de ~190 m, está compuesta por arcilitas, arcilitas micríticas y micritas, ricas en materia orgánica bituminosa y fue depositada en un ambiente marino con variaciones periódicas de la profundidad. El contacto inferior con la Formación Tordillo está marcado por la Zona de *Virgatosphinctes mendocianus* (Tithoniano inferior alto), mientras que la aparición de los primeros bancos potentes de *Exogyra couloni* determinan el contacto con la Formación Chachao. Esta unidad comprende ~145 m de calizas grises nodulares, portadoras de pelecípodos, amonites, gasterópodos y corales, correspondiente a un ambiente de rampa carbonática. Abarca el lapso Tithoniano superior alto al Valanginiano superior. La Formación Agrio está compuesta por calizas micríticas y calcarenitas, con intercalaciones de bancos de coquinas con abundante fauna de invertebrados marinos de ambiente costero y es asignada al lapso Hauteriviano-Barremiano. El techo del Grupo Mendoza se encuentra biselado por dos corrimientos fuera de secuencia. Hacia fines del Cretácico se registró una inversión en la tendencia hacia la subsidencia de la cuenca. Las sedimentitas marinas de la Formación Saldeño, de edad mastrichtiana, registran la primera transgresión proveniente del océano At-

lántico y la desconexión definitiva con los mares pacíficos.

Durante el Cenozoico, se formó la faja plegada y corrida del Aconcagua que se extiende entre el sur de San Juan hasta el río Diamante y está caracterizada por una deformación de tipo epidérmico, de sentido de cizalla antitético con respecto a la subducción andina. Esta faja se desarrolló y fue activa principalmente en el lapso Mioceno inferior a superior; con posterioridad, fue progresivamente desactivada y atrapada en el interior del orógeno andino, como resultado del avance de la deformación hacia el este y del ascenso de la Cordillera Frontal a partir del Mioceno superior. En la zona del Maipo, es posible reconocer dos dominios estructurales: una zona de imbricación al este y una zona de inversión tectónica al oeste. En virtud del grado de acortamiento y de la intervención del basamento en la deformación, es posible caracterizar a este sector como una zona de transición entre la faja plegada y corrida del Aconcagua, resultado de una tectónica de piel delgada y la faja plegada y corrida de Malargüe, en la cual prevalece una tectónica de piel gruesa debido a la inversión tectónica del rift jurásico. Los depósitos sinorogénicos asociados están representados por las Formaciones Agua de la Piedra (= Conglomerado Tunuyán) y Papal, de edad Miocena media. La primera aflora al sur del cerro de la Media Luna y está compuesta por 1350 m de conglomerados polimícticos con intercalaciones de bancos arenosos y pelíticos, correspondiente a un ambiente de abanicos aluviales. La Formación Papal, aflorante al norte y a lo largo del arroyo Papal, constituye una espesa secuencia de evaporitas, margas e intercalaciones areno-arcillosas, la cual estaría indicando la existencia de una laguna costera hipersalina, sujeta a condiciones de alta tasa de subsidencia que habrían permitido conexiones esporádicas con el océano Atlántico (Sruoga *et al.*, 2005b y referencias allí citadas).

El magmatismo calcoalcalino vinculado a la evolución del arco andino se halla representado por pórfidos y lavas andesítico-dacíticas, asignables a la Formación

Huincán, de edad miocena a pliocena, con carácter tentativo. Hacia el norte de la zona de estudio, cuerpos intrusivos equivalentes han sido asignados al Plioceno ($3,4 \pm 0,5$ Ma y $3,5 \pm 0,9$ Ma, (Ramos *et al.* 1997).

La mayor parte de la pared topográfica de la caldera Diamante está labrada en rocas asignadas a la Formación Huincán (Figs. 2 y 4). En el sector norte, una secuencia de coladas andesíticas se dispone en neta discordancia angular sobre las sedimentitas mesozoicas. Localmente, estas coladas se presentan flexuradas o alabeadas por efecto del fallamiento durante la formación de la caldera. El cerro de la Laguna, en la pared oriental, expone una espesa sucesión de lavas rojizas, ignimbritas con bajo grado de soldadura y depósitos epiclásticos intercalados (Fig. 3a y b). Al sur del arroyo Paramillos, el borde topográfico de la caldera está constituido por un cuerpo intrusivo subvolcánico afectado por fuerte disyunción vertical; se trata de un pórfido dacítico con biotita y hornblenda que intruye facies lávicas andesíticas. En el extremo suroriental de la pared, frente al río Diamante, aflora una asociación volcánica compleja, en la cual se interdigitan potentes brechas autoclásticas (Fig. 3c) (tamaño máximo de los autoclastos: 2,40 m) con facies coherentes de textura granosa y composición diorítica, depósitos volcanoclásticos con pobre selección textural, coladas de lava con bandeamiento fluidal grueso y diques que atraviesan todo el conjunto. La pared topográfica de la caldera en su borde sur expone cuerpos subvolcánicos que intruyen sedimentitas del Grupo Mendoza (Figs. 2 y 4). Se destacan los Picos Bayos, en el límite con Chile, cuya denominación alude a la fuerte alteración hidrotermal que afecta a la facies intrusiva (Fig. 3d). Cuerpos equivalentes, de importantes dimensiones, como por ejemplo el cerro Cruz de Piedra, afloran a lo largo de la pared occidental de la caldera, en contacto intrusivo con las secuencias predominantemente yesíferas, de edad jurásica (Fig. 4). La compleja asociación volcánica de carácter proximal, con facies efusivas e intrusivas, expuesta a lo largo de la pa-

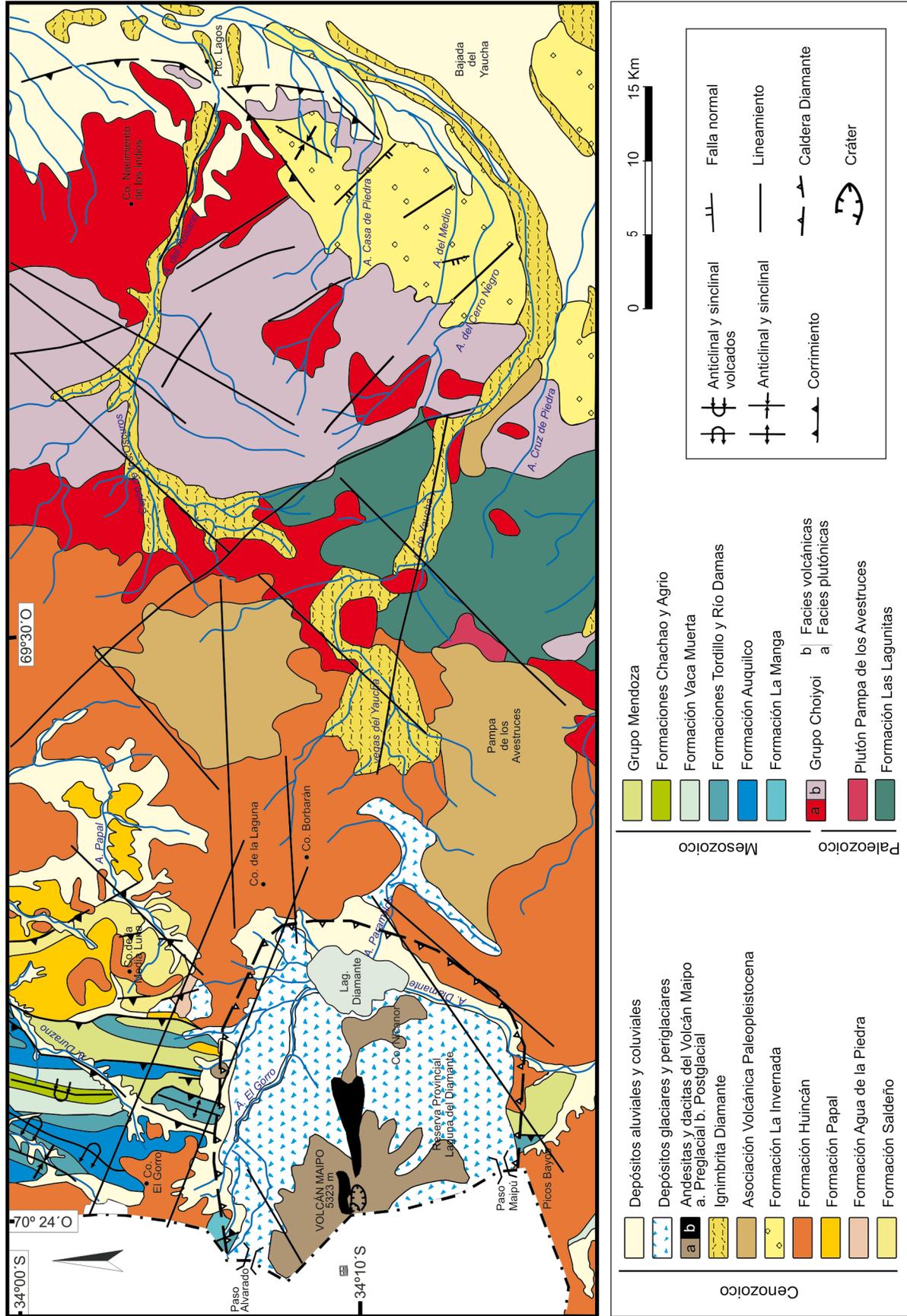


Figura 2: Mapa geológico. Lineamientos tomados de Japas *et al.* (2012).



Figura 3: Formación Huincán: Volcanismo pre-caldera aflorante en la pared topográfica de la caldera Diamante. a) Secuencia volcánica en el cerro de Laguna. b) Detalle de la secuencia lávico-piroclástica. c) Brechas autoclasticas. d) Picos Bayos, volcanitas afectadas por fuerte alteración hidrotermal.

red topográfica de la caldera Diamante da testimonio de la existencia de estratovolcanes en una etapa precaldera.

Durante el Cuaternario y tal como ha ocurrido en toda la cadena andina, la caldera Diamante ha sido modelada principalmente por acción glacial y procesos de remoción en masa. Se reconocen formas erosivas mayores (circos) y menores (pulimiento, surcos y estrías), así como también depósitos glaciares de distintas características, los cuales se hallan cubriendo parte del cono volcánico y principalmente el borde interno y piso de la caldera (Fig. 4). En numerosos sectores altos de la pared de la caldera, se han identificado cicatrices de arranque labradas en las volcanitas Huincán, asociadas a avalanchas de roca, deslizamientos y en menor proporción, flujos de detritos, cuyos depósitos se preservan en el piso de la caldera (Fig. 4). La ocurrencia de estos movimientos en masa habría estado condicionada no sólo por el alto ángulo de la pared de la caldera sino también por el desconfinamiento (*glaciar debuttressing*), asociado al adelgazamiento y retroceso de la masa de hielo dentro de la caldera,

durante el Pleistoceno Superior. Por otra parte, al suroeste y sur de la laguna Diamante (Fig. 4) se han reconocido depósitos finamente laminados, de origen lacustre, asociados a la evolución reciente de la laguna.

ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO ERUPTIVO CALDERA DIAMANTE-VOLCÁN MAIPO

En la evolución volcanológica del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo es posible reconocer dos etapas: 1) Diamante: tiene lugar la formación de una caldera de colapso y el emplazamiento de ignimbritas de gran volumen y 2) Maipo: abarca la construcción de un estratovolcán con variedad de productos lávicos y piroclásticos de escaso volumen, un domo anular y conos adventicios asociados.

1) Diamante

Groeber (1947) describió por primera vez acumulaciones tobáceas en el arroyo de Yaucha, las asignó al Tilhuelitense supe-

rior y las relacionó con “un volcán bien conservado de dacita... que se halla al sur de la Pampa de los Avestruces”. Más tarde, Polanski (1953, 1963, 1964) describió los depósitos piroclásticos y los vinculó por primera vez a una caldera de colapso. La caldera Diamante constituye una depresión de 20x16 km de diámetro, elongada en sentido este-oeste y excavada en sedimentitas mesozoicas, volcanitas y cuerpos subvolcánicos neógenos. La erosión de los circos glaciares en la pared norte de la caldera produjo el retroceso de su borde estructural. En cambio, en el margen SSE de la caldera, donde la acción glacial fue menos intensa, los bordes estructural y topográfico son casi coincidentes.

La generación de la caldera se halla vinculada a la evacuación de 250 km³ (DRE= 130 km³, Guerin 1990) de flujos ignimbriticos. Conocida en la literatura como Asociación Piroclástica Pumicea (Polanski 1963), *Diamante Tuff* (Harrington 1989) e Ignimbrita Diamante (Sruoga *et al.* 1998) los afloramientos asignados a esta unidad se extienden en forma discontinua en Argentina y Chile abarcando una

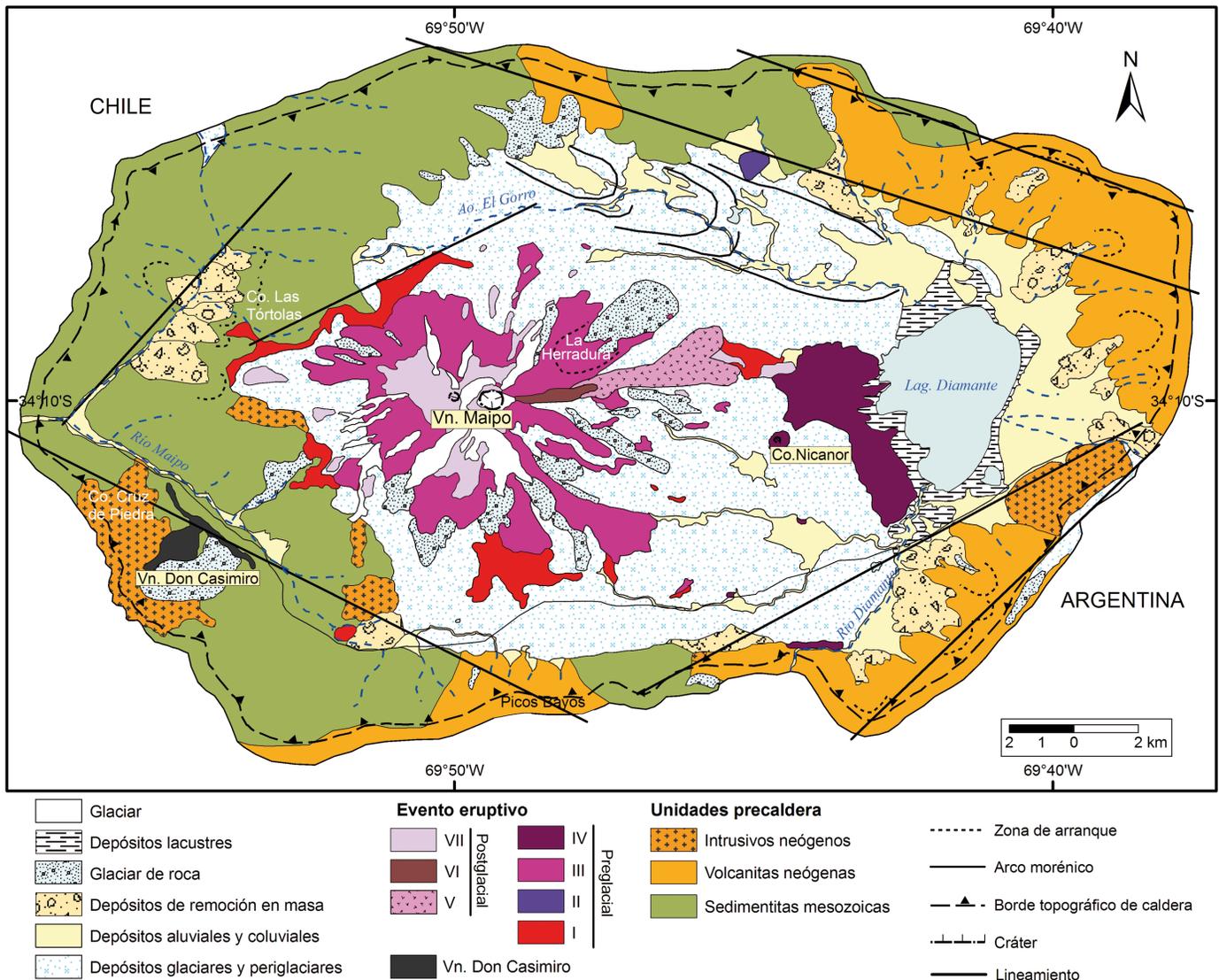


Figura 4: Mapa geológico-geomorfológico del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo. Lineamientos tomados de Japas *et al.* (2012).

superficie de $\sim 23.000 \text{ km}^2$ (Guerstein, 1993). En Chile, los depósitos están localizados en los valles intermontanos de la Cordillera de los Andes y se extienden en el Valle Central hasta la costa pacífica. Los afloramientos más importantes se reconocen a lo largo de los ríos Maipo, Cachapoal y Rapel, en los alrededores de la ciudad de Santiago y Rancagua (Stern *et al.* 1984). En Argentina, Guerstein (1993) estableció los límites aproximados de propagación entre la latitud de la localidad de Pareditas al norte y el valle del río Diamante, al sur. Los flujos piroclásticos se encausaron a lo largo de los arroyos del Rosario, Yaucha y Papagayos para luego

generar una vasta planicie piroclástica en el piedemonte mendocino (Fig. 2). Al norte, Polanski (1963) describió afloramientos aislados a lo largo del arroyo Tunuyán. Hacia el sur, los afloramientos son más discontinuos, buenas exposiciones se reconocen en: el área del cerro El Pozo, a lo largo de los arroyos Hondo y Carrizalito, el valle del río Diamante en las proximidades del cerro homónimo y de la represa Agua del Toro, así como también en la margen sur del río Diamante, al este de Las Aucas (Sruoga *et al.* 2005b). Hacia el este de los 69° de longitud, los depósitos piroclásticos desaparecen bajo acumulaciones más modernas. En la la-

guna Blanca, al sur del río Atuel, afloran depósitos ignimbríticos tentativamente correlacionables con esta unidad. En caso de comprobarse esta presunción, el cálculo de extensión y volumen resultaría considerablemente mayor.

La edad de este evento eruptivo es motivo de controversia. Stern *et al.* (1984) reportaron dos resultados (trazas de fisión en circones) muy cercanos ($0,47 \pm 0,07 \text{ Ma}$ y $0,44 \pm 0,08 \text{ Ma}$) y le asignaron a la Ignimbrita Diamante una edad de $0,45 \text{ Ma}$. Por otro lado, Lara *et al.* (2008) comunicaron una edad U-Th-He, en circones, de $0,150 \text{ Ma}$. Edades de basaltos que sobreyacen a la Ignimbrita Diaman-

te han sido reportadas por Folguera *et al.* (2009) y recientemente, por Gudnason *et al.* (2012). Muestras del cerro El Pozo arrojaron edades Ar/Ar de $0,257 \pm 0,017$; $0,106 \pm 0,011$ y $0,092 \pm 0,011$ Ma (Folguera *et al.* 2009), mientras que aquellas de la base del volcán Diamante, en el área cercana a la represa Agua del Toro, dieron una edad *plateau* Ar/Ar de $0,43 \pm 0,07$ Ma (Gudnason *et al.* 2012).

De acuerdo con Guerstein (1993), la Asociación Piroclástica Pumícea se halla integrada por tres unidades: dos de caída pliniana y una de flujo piroclástico denso. Su espesor varía entre 200 m en los valles cordilleranos y 10 m en la llanura. El depósito ignimbrítico constituye una unidad de enfriamiento simple, de bajo grado y en función de sus características deposicionales ha sido definida como de tipo LARI (*Low Aspect Ratio*). La temperatura de emplazamiento ha sido estimada entre 200 y 600 °C, en función del grado de soldadura del vidrio.

En su vasta distribución areal, la Ignimbrita Diamante exhibe variaciones faciales que responden esencialmente a la distancia al centro eruptivo y a las condiciones de confinamiento. Así, en el ámbito proximal de los valles cordilleranos la unidad se caracteriza por un alto contenido en vitroclastos pumíceos y litoclastos y exhibe un moderado grado de soldadura y aglutinación (arroyos del Rosario y Tunuyán, Polanski 1963), mientras que en el sector pedemontano la unidad se torna más “limpia”, debido a la drástica disminución en la carga lítica y su grado de soldadura es bajo a nulo en todas las exposiciones (Fig. 5).

En el ámbito de la caldera no se han identificado afloramientos de ignimbrita de intracaldera debido a la espesa cobertura de depósitos modernos, predominantemente glaciares y periglaciares (glaciares de roca) y también aluviales, coluviales, lacustres y de remoción en masa (avalanchas de detritos y caídas de roca) (Fig. 4). Inmediatamente al este de la caldera, la Ignimbrita Diamante se halla sepultada por potentes morenas de fondo y voluminosos depósitos de avalancha de detritos cuyas zonas de arranque se reconocen en

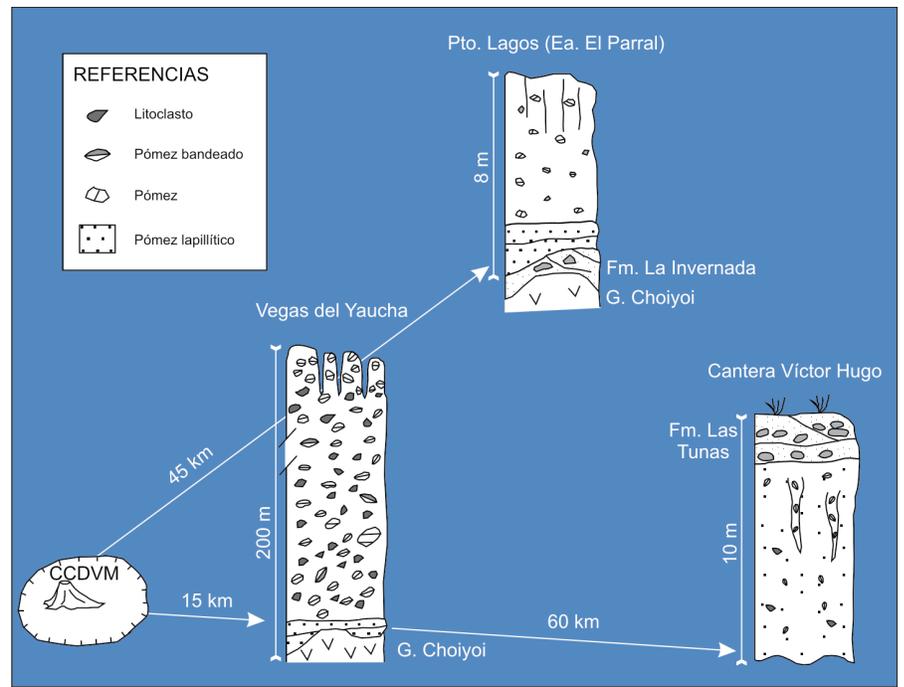


Figura 5: Secciones esquemáticas de la Ignimbrita Diamante en localidades situadas a diferente distancia con respecto al centro emisor (complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo, CCDVM). Nótese las variaciones faciales.

el flanco sudeste del cerro Borbarán (Fig. 2). En las cabeceras del arroyo Yaucha, el depósito ignimbrítico alcanza espesores de ~200 m y la altura topográfica de los remanentes aflorantes indica que los flujos colmataron el valle y sobrepasaron las divisorias de menor altura (Fig. 6a).

En el sitio conocido como Vegas del Yaucha (Fig. 2), ubicado a 15 km de la pared oriental de la caldera, el depósito ignimbrítico alcanza 233 m de espesor, aunque presenta variaciones bruscas en corto trecho en función del paleorelieve. Es masivo, mátrix sostén, con alta concentración de pómez (~40%) sin deformación, cuyo tamaño oscila entre 2 y 15 cm y excepcionalmente alcanza 50 cm. Se han distinguido tres tipos de fragmentos pumíceos: 1) vítreos, de tipo reticulita fibrosa, altamente vesiculados, 2) blancos, con bajo grado de vesiculación y 3) bandedados, en los cuales coexisten bandas grises y blancas (Fig. 6b). El contenido en líticos oscila en el rango de 30 a 50%. Se han identificado litoclastos angulosos de hasta 20 cm de tamaño correspondientes, de modo predominante, a andesitas hornblendíferas de la Formación Huincán y en menor proporción a pórfidos riolíticos

del Grupo Choiyoi, a grauvacas con venillas de cuarzo de la Formación Las Lagunitas, a obsidiana y a pelitas negras de la Formación Vaca Muerta. Localmente, se reconocen paleofumarolas en la parte superior del depósito ignimbrítico. Las estructuras son circulares, de 50-70 cm de diámetro y altura variable, generadas por la emanación de gases calientes en la etapa de enfriamiento post-emplazamiento, los cuales confieren a la ignimbrita mayor grado de cohesividad (Fig. 5 y 6c).

Al noreste de la caldera, a lo largo del arroyo El Rosario, la Ignimbrita Diamante se dispone encajonada en un paleovalle labrado en granitos del Grupo Choiyoi y como rasgo característico exhibe disyunción columnar conspicua asociada con un grado de soldadura moderado (Fig. 6d). En el cajón de los Oscuros, nacientes del arroyo El Rosario, se observan paredones verticales de 100 m de altura. En el puesto Lagos de la estancia El Parral (Fig. 2 y 5), la ignimbrita constituye un depósito masivo y homogéneo, mátrix sostén, que contiene fragmentos pumíceos de tipo vítreo fibroso de 3 a 4 cm de tamaño y litoclastos angulosos de volcanitas porfíricas que no superan los 4 cm de tamaño.

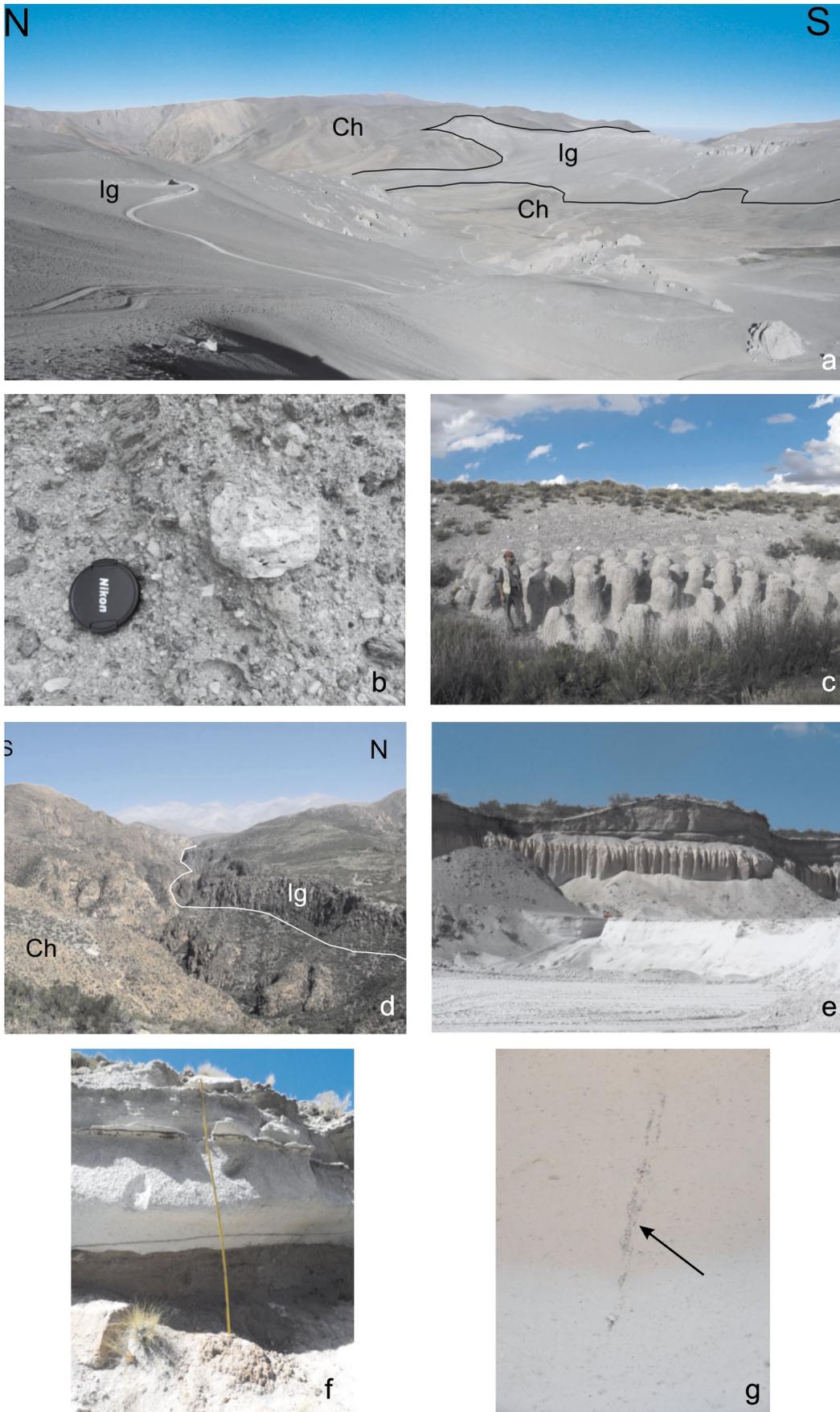


Figura 6: Ignimbrita Diamante (Ig): a) Distribución areal en Vegas del Yaucha, contacto con el Grupo Choiyoi (Ch) en facies lávico-hipabisal. b) Detalle de los fenocomponentes, se destaca un pómez bandeado de mayor tamaño. c) Paleofumarolas en las proximidades del camino de acceso a la reserva. d) Ignimbrita encauzada en el arroyo del Rosario, en contacto con volcanitas del Grupo Choiyoi (Ch). e) Cantera Víctor Hugo, facies medio-distales. f) Depósitos de caída (pómez lapillítico) en la base de la Ignimbrita, en contacto neto con un fanglomerado rojizo, g) *Gas-pipes* en la parte superior de la Ignimbrita. En la cantera Víctor Hugo, los *gas-pipes* miden 0,50-0,60 m de tamaño a lo largo de su eje mayor (flecha).

En este sector no se observan evidencias megascópicas de soldadura, razón por la cual la disyunción vertical bien desarrollada que afecta a la unidad piroclástica se atribuye a aglutinación, como resultado de la cristalización deutérica a partir de la fase vapor residual. Por debajo de la Ignimbrita afloran dos depósitos de pómez lapillítico blancos y con muy buena selección textural (Fig. 6f). El inferior, de 90 cm de espesor, se dispone sobre un fanglomerado equiparable a la Fm. La Invernada, del Pleistoceno medio y está compuesto por fragmentos angulosos de pómez, con tamaños máximos de 3 cm y escaso contenido en líticos cuyo tamaño no supera 0,9 cm. El depósito presenta gradación inversa incipiente. A 11 cm de la base se destaca una capa oscura de 0,5 cm compuesta por gránulos de pómez “sucios” con material rico en materia orgánica adherido superficialmente. Los 5 cm superiores corresponden a la capa de ceniza fina que típicamente remata depósitos de caída. Mediante contacto neto se dispone el depósito lapillítico superior. Su espesor es de 0,82 cm y está cubierto por depósitos de talud. Es muy similar al depósito inferior, aunque más homogéneo en su distribución granulométrica. De acuerdo con sus características, se considera que estos depósitos corresponden a las denominadas Unidades de Caída Inferior y Superior descritas por Guerstein (1993) y cuyo volumen total ha sido estimado en $\sim 20 \text{ km}^3$. Estas dos explosiones de tipo pliniano representan el inicio del evento eruptivo, anticipando el emplazamiento de los flujos ignimbríticos de gran volumen. Sobre la base de las características observadas se infiere que las caídas de tefra se sucedieron sin mediar lapsos de tiempo prolongados y que no se produjeron grandes oscilaciones en la altura de la columna eruptiva.

En la región pedemontana, las canteras de explotación de granulado volcánico, próximas a la ruta nacional 40 (Sruoga *et al.* 2005b), exponen la Ignimbrita Diamante en sus facies medio-distales (Fig. 5 y 6e). En la cantera “Víctor Hugo” aflora sin base expuesta y cubierta por depósitos reelaborados en ambiente fluvial. El



Figura 7: Vista hacia el volcán Maipo desde la orilla este de la laguna Diamante. Se observan los “escoriales del Maipo” al pie del volcán, la Herradura inmediatamente a la derecha de la colada bilobulada y en último plano, a ambos lados del volcán, la pared topográfica de la caldera Diamante.

depósito primario es masivo, de textura matriz sostén; está compuesto mayoritariamente por ceniza vítrea y engloba un relativamente bajo contenido de fragmentos pumíceos y litoclastos de pequeño tamaño (1 a 2 cm y excepcionalmente 5 a 6 cm). Se destaca la coloración rosada a rojiza de la parte superior y la presencia de *gas pipes* de 50 a 60 cm de largo rellenos con material pumíceo y lítico grueso (Fig. 6g). Localmente, se reconocen acumulaciones de pómez de gran tamaño (0,50-0,70 m y excepcionalmente 1 m) los cuáles han sido interpretados como remanentes de las crestas de los flujos piroclásticos afectados por fluidización (Guerstein 1993).

La ignimbrita es vítrea, tanto la mátrix cinérea como los pómez lapillíticos y aglomerádicos contienen escasos cristalloclastos (<5%) y en orden decreciente de abundancia se reconoce: plagioclasa > biotita > cuarzo > sanidina > circón > minerales opacos. Ocasionalmente, se reconoce la presencia de hornblenda.

2) Maipo

En la etapa post-caldera tuvo lugar la reactivación de este centro eruptivo con la construcción de un estratovolcán, conocido como volcán Maipo (Fig. 7). El edificio está muy afectado por erosión glaciar y sus flancos se hallan extensamente cubiertos por *drift* (Fig. 4). Por un lado, ésto contribuye a establecer la estratigrafía al permitir discriminar entre

eventos pre y postglaciales; sin embargo, por otro lado dificulta el relevamiento de los productos volcánicos y conspira contra su precisa correlación a distancia.

Los depósitos morénicos indican que el cono estuvo rodeado al norte y sur por glaciares colectores que muestran algunas diferencias asociadas con las zonas de alimentación y tamaño de los cuencos respectivos (Fig. 4). El colector norte fue relativamente estrecho y de gran longitud y dejó al menos ocho arcos frontales durante su retroceso. En cambio, la lengua sur fue más corta, más ancha y menos espesa y como consecuencia de ello dejó una delgada cubierta de till sobre las irregulares coladas ubicadas en este sector del piso de la caldera. La erosión producida por la masa de hielo y el relleno de los sectores bajos dentro de las coladas, suavizó su superficie, actualmente representada por suaves lomadas salpicadas de depresiones.

Teniendo en cuenta las limitaciones comentadas, se han podido distinguir 7 eventos eruptivos correspondientes al registro de actividad de los últimos ~ 100.000 años. La secuencia preglacial abarca cuatro eventos, según dataciones Ar/Ar obtenidas sobre muestras de roca total (Sruoga *et al.* 2000), mientras que la postglacial incluye al menos tres y su posición en secuencia ha sido establecida de acuerdo a criterios de campo (Sruoga *et al.* 1998 y 2009). El mapa de la figura 4 muestra la distribución areal de las unidades reconocidas.

Evento Eruptivo I (EE I), edad: 86 ± 10 ka / 88 ± 7 ka: Corresponde a las emisiones lávicas más antiguas, que cubren una superficie de $8,29 \text{ km}^2$. Remanentes de coladas asignables a este evento se hallan expuestas al pie del flanco sur, este y en el flanco norte del volcán. Hacia el oeste, se ha podido reconocer un apilamiento de coladas delgadas que se correlaciona tentativamente con este evento (Fig. 4).

Las lavas se hallan cubiertas por una fina cubierta de *drift* glaciar y exhiben superficies pulidas y estriadas. Presentan fluididad paralela del orden de centímetros y vesicularidad en grado variable. Se destaca la presencia de olivina, localmente abundante. Son frecuentes los xenolitos de diverso tamaño; se han identificado fragmentos de ignimbrita parcialmente digeridos (Fig. 8a) y otros de volcánicas africanas con bordes netos.

Son andesitas y andesitas basálticas, de color gris oscuro a gris medio y textura porfírica a glomeroporfírica. Presentan un contenido elevado (30-45%) de fenocristales de plagioclasa (An_{36-50}), orto y clinopiroxeno, olivina y minerales opacos, inmersos en pasta de textura comúnmente pilotáxica o más raramente, hialopilitica con fluididad fina. La plagioclasa es dominante, con abundantes inclusiones de piroxeno y olivina, zonación y evidencias de corrosión en sus bordes. Son frecuentes los individuos con núcleos cribados, más raramente se verifica la situación inversa, es decir, los individuos con núcleos frescos y bordes cribados (Fig. 9a). La olivina generalmente exhibe engolfamientos, se presenta redondeada (Fig. 9b) y ocasionalmente con coronas de reacción. Con frecuencia, se observan cumulosos como agregados equigranulares de piroxenos, olivina y óxidos de Fe.

Evento Eruptivo II (EE II), edad: 75 ± 16 ka: A este evento se asigna el domo dacítico ubicado en las cercanías de la pared norte de la caldera (Fig. 4). Se trata de un cuerpo aislado de pequeñas dimensiones ($0,5 \text{ km}^3$), de paredes empinadas, con disyunción columnar (Fig. 8b). Harrington (1989) lo describió como un domo post-caldera emplazado en una de las fallas anulares y le asignó edad postglacial.

Sin embargo, la identificación de morenas laterales adosadas al flanco sur indica antigüedad preglacial, confirmada por el resultado radimétrico.

Las dacitas son gris verdosas, de textura porfírica a glomeroporfírica con 25 a 30% de fenocristales, inmersos en pasta con textura pilotáxica con parches de alteración carbonática a sericitica. Su contenido mineralógico es variado, incluye plagioclasa, sanidina, biotita, hornblenda, apatita y minerales opacos en orden de abundancia decreciente. La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales a subhedrales, con textura cribada y zonación y con inclusiones de apatita y mafitos. La sanidina, relativamente abundante, aparece en cristales euhedrales límpidos con escasa corrosión en sus extremos. La hornblenda corresponde a la variedad basáltica o lamprobolita, castaño-rojiza y desprovista de bordes opacos. La biotita se presenta fresca, en laminillas discretas, comúnmente flexuradas y portadoras de inclusiones de opacos y apatita.

Evento Eruptivo III (EE III), edad: 45 ± 14 ka: Constituye el evento eruptivo de mayor volumen ($101,25 \text{ km}^3$) y responsable de la construcción de la mayor parte del aparato volcánico. Comprende una sucesión de coladas con bandeamiento fluidal con brechas autoclásticas asociadas y depósitos piroclásticos intercalados. En los flancos sur y oriental, donde la acción glacial fue más eficiente, se destacan como remanentes erosivos de coladas lateralmente continuas. En la Herradura, un antiguo circo glaciar ocupado por glaciares de roca (Fig. 4), es posible observar el apilamiento de coladas de variado espesor. En cambio, la ladera norte, más insolada, se halla modificada principalmente por pequeños nichos de nivación y las coladas se presentan mejor preservadas e indican un derrame no encauzado.

En los prominentes acantilados del flanco oriental las coladas integran apilamientos de varias decenas de metros, donde se aprecia alternancia vertical de facies coherentes, de color gris claro, con fluididad paralela y facies autoclásticas de color rojo y negro, en las cuales los componentes vítreos han sido intensamente deformados

(Fig. 8c). Estas brechas de flujo gradan lateralmente hacia las facies coherentes. Entre los depósitos piroclásticos se incluyen: 1) aglomerados con bombas de tipo “corteza de pan” y fusiformes de hasta 1 m, comúnmente de color rojo intenso debido al alto grado de oxidación y 2) flujos de escoria con grado de soldadura variable. Estos últimos han sido reconocidos en el flanco norte, a una cota de 3620 metros y se destacan por su color rojo-anaranjado. Se hallan constituidos por fragmentos de escoria de tamaño variado (3 a 70 cm) inmersos en mátrix de tamaño ceniza gruesa a lapilli. Abundan los líticos andesíticos porfíricos y afíricos. Se reconocen niveles con moderado a alto grado de soldadura, en los cuales los fragmentos juveniles exhiben fuerte aplastamiento generando textura eutaxítica (Fig. 8d). Las rocas lávicas andesíticas y dacíticas exhiben textura porfírica a glomeroporfírica, con un 22-36% de fenocristales de plagioclasa (An_{39-46}), sanidina, orto y clinopiroxeno como componentes principales y escasa apatita y opacos como minerales accesorios. La plagioclasa es dominante y suele exhibir textura seriada, zonación conspicua, redondeamiento por corrosión magmática y textura cribada de variado tipo y desarrollo (Fig. 9c y d). La sanidina, siempre subordinada, se presenta en cristales euhedrales, límpidos y con corrosión débil en sus extremos. El clinopiroxeno con frecuencia engloba inclusiones de minerales opacos y presenta zonación, finos bordes opacos y redondeamiento de su contorno. La pasta presenta variaciones en el grado de cristalinidad, desde holohialina translúcida hasta hialopilitica, criptocristalina y pilotáxica fluidal. La fluididad se presenta en bandas con variaciones en el tamaño de los cristales, enfatizada con frecuencia por oxidación. Son comunes los cumulosos de plagioclasa, piroxeno, opacos y olivina parcialmente corroída.

Evento Eruptivo IV (EE IV), edad: 28 ± 17 ka: Este evento abarca las coladas conocidas localmente como “los escoriales del Maipo” que se extienden al pie del flanco oriental del volcán, mayormente al oeste de la laguna Diamante y como un redu-

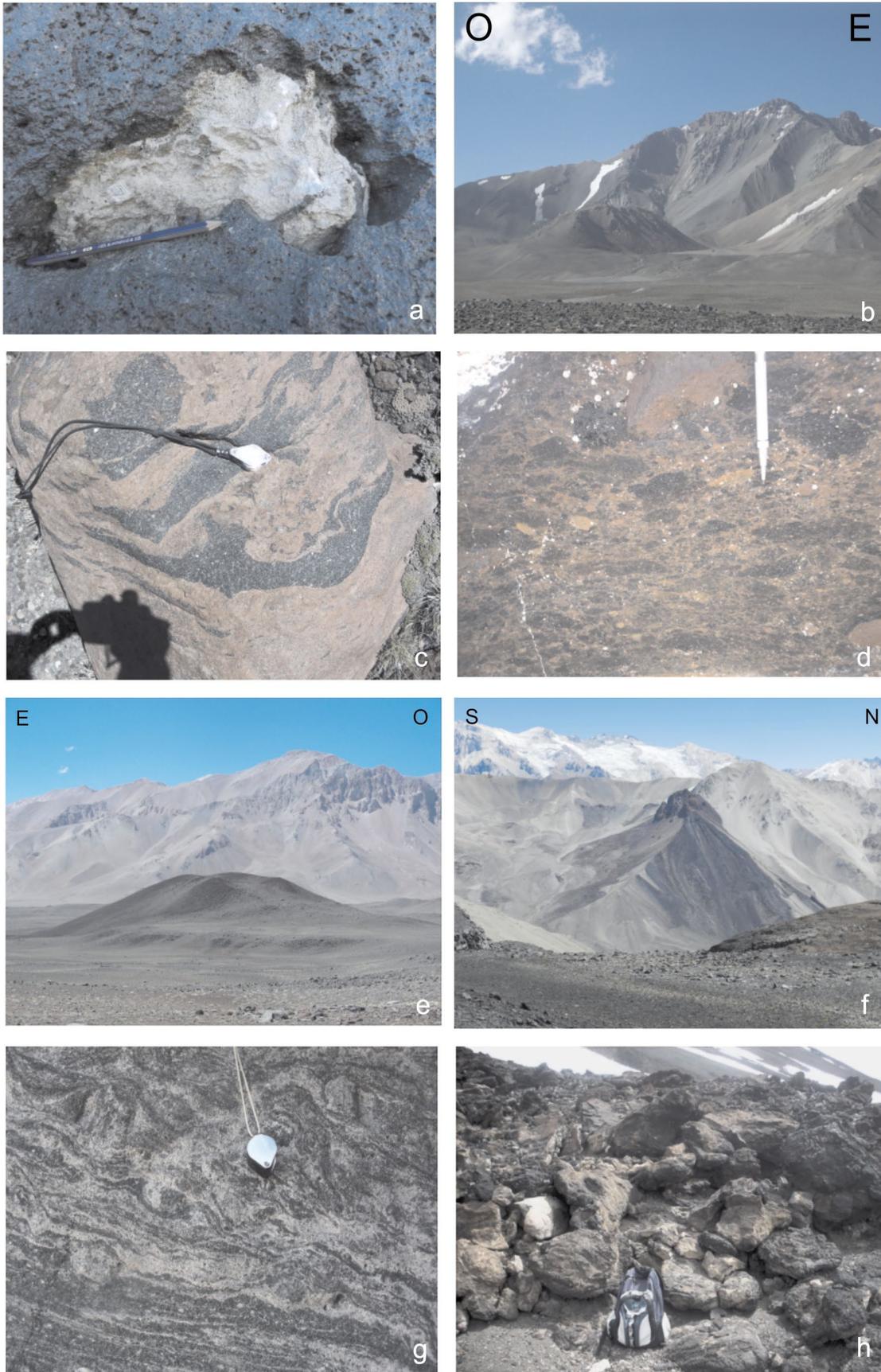


Figura 8: Eventos eruptivos del volcán Maipo. a) EE I, xenolito de ignimbrita parcialmente digerido en andesita basáltica. b) EE II, domo dacítico emplazado en la falla anular de la caldera Diamante, atrás se observa la pared topográfica de la caldera en su tramo norte c) EE III, andesitas en facies auto-clásticas con fuerte deformación de los fragmentos vítreos. d) Textura eutaxítica en flujo de escoria. e) Vista hacia el este del cerro Nicanor, al fondo la pared topográfica de la caldera Diamante en su tramo oriental. f) Volcán Don Casimiro, en la pared oeste del valle del río Maipo. g) EE V, fluidalidad convoluta en la colada bilobulada. h) EE VII, depósito aglomerádico con bombas aplastadas y oxidadas.

cido asomo en la margen derecha del río Diamante (Fig. 4). Son lavas en bloque parcialmente cubiertas por un delgado depósito de origen glaciar. No obstante, presentan excelente preservación morfológica de modo que es posible identificar los albardones laterales, el canal central y el frente de cada colada. Probablemente, por esta razón, González Ferrán (1995) las atribuyó a una erupción ocurrida en 1826 e interpretó el origen de la laguna Diamante como directamente vinculado al endicamiento producido por el frente de las coladas. Sin embargo, la identificación de antiguos depósitos lacustres en las márgenes de la laguna y de líneas de paleocostas (Fig. 4) indica mayor antigüedad y extensión original. La ubicación de la laguna es coincidente con el frente de los glaciares colectores que rodearon al cono volcánico por el norte y por el sur (Fig. 4). Como resultado de la acumulación de agua de fusión, la laguna habría evolucionado desde un sistema cerrado hacia el desagüe parcial debido a la captura por el río Diamante, como consecuencia de erosión fluvial retrocedente en la pared sur de la caldera (Sruoga *et al.* 1998). Además, la edad Ar/Ar de 28 ± 17 ka ratifica la evidencia aportada por la observación de campo.

Tentativamente, se incluye dentro de este evento al cerro Nicanor, un cono de escoria adventicio, de ~100 m de altura, ubicado al pie del flanco oriental del volcán (Fig. 4, Fig. 8e). Se halla rodeado y cubierto parcialmente por depósitos morénicos. Posee un cráter central bien preservado con una escotadura desde la cual se derramó una pequeña colada hacia el oeste. Se halla constituido por fragmentos de escoria y de lava con vesículas, comúnmente tapizadas por ceolitas.

Las andesitas son gris oscuras y tienen abundantes vesículas y textura porfírica. Localmente, engloban xenolitos de dacitas anfibólicas, de volcanitas cloritizadas y de yeso con fino borde de cocción. Contienen alta proporción (45-55%) de fenocristales de plagioclasa (An_{52}), orto y clinopiroxeno, olivina y minerales opacos en pasta hialopilitica, con vidrio castaño. La plagioclasa comprende dos poblacio-

nes de diferente tamaño y se destaca la coexistencia de cristales euhedrales y zonados y cristales muy corroídos con núcleos cribados (Fig. 9e). Los piroxenos suelen presentar corrosión interna y zonación incipiente. Las olivinas son de pequeño tamaño y se presentan afectadas por redondeamiento. Se reconocen agregados cumuláticos de piroxeno, olivina y minerales opacos.

Volcán Don Casimiro: Debido a la falta de dataciones absolutas para este centro ubicado en territorio chileno y en virtud de su grado de erosión, se lo vincula tentativamente con la etapa preglacial de la evolución del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo.

Este centro, descubierto por Charrier (1979), se encuentra situado en el curso superior del río Maipo, a 5 km al sudoeste del Volcán Maipo, emplazado en las capas sedimentarias mesozoicas que a su vez han sido intruidas por cuerpos subvolcánicos mesosilícicos (Fig. 4). Corresponde a un pequeño cono disectado en su parte central, con coladas relativamente bien preservadas que se han derramado hacia el valle del río Maipo (Fig. 8f). Charrier (1979, 1981) describió a las volcanitas provenientes de este centro como andesitas porfíricas, portadoras de labradorita y ortopiroxeno, con escaso clinopiroxeno y olivina, en pasta intersertal o traquítica. Este autor, en base a las observaciones de campo, le asignó una antigüedad preglacial y consideró factible una vinculación genética entre los volcanes Don Casimiro y Maipo.

Evento Eruptivo V (EE V), edad postglacial: Sobre el flanco oriental del volcán se destaca una colada bilobulada de 5,2 km de extensión, en la cual se preservan los albardones laterales empinados y el canal central (Fig. 4). Su morfología no ha sido modificada por acción glaciar. Se dispone por encima de los depósitos morénicos de mayor extensión, lo cual permite asignarle una edad postglacial.

Son dacitas gris verdosas, de aspecto muy fresco y fluidalidad convoluta conspicua (Fig. 8g). Exhiben una textura porfírica a glomeroporfírica y contienen 29-35% de fenocristales. La paragénesis mineral in-

cluye plagioclasa, sanidina, orto y clinopiroxeno y hornblenda como componentes principales y apatita, circón y opacos como minerales accesorios. La biotita acompaña excepcionalmente. Las plagioclasas muestran zonación y núcleos cribados con distinto desarrollo. El ortopiroxeno es pleocroico, engloba abundantes inclusiones de apatita y presenta delgados bordes opacos (Fig. 9f). La hornblenda está subordinada al clinopiroxeno y presenta bordes opacos de regular desarrollo. La sanidina aparece en cristales subhedrales y límpidos. Los escasos líticos presentes consisten en fragmentos de pórfidos dioríticos. La pasta es castaño clara, holohialina a criptocristalina con fluidalidad bien desarrollada y fracturas polihédricas producidas por contracción térmica, como consecuencia del enfriamiento rápido.

Evento Eruptivo VI (EE VI), edad postglacial: Este evento se halla representado por una colada de reducida extensión, la cual se derramó desde el cráter principal y se encauzó en el canal central de la colada bilobulada correspondiente al EE V (Fig. 4). El frente de la colada se halla situado a una cota de 4150 metros. Se destaca por su color gris oscuro contrastante con la colada infrayacente.

Son dacitas de textura porfírica a glomeroporfírica, con un contenido en fenocristales de 25-30% de plagioclasa cribada (An_{37-44}), sanidina, orto y clinopiroxeno, apatita y opacos inmersos en pasta con textura criptocristalina. También se observan núcleos corroídos de olivina con sobrecrecimiento de piroxeno (Fig. 9g).

Evento Eruptivo VII (EE VII), edad postglacial: En este evento se agrupan todos los depósitos piroclásticos, tanto de flujo como de caída y derrames lávicos subordinados, que han sido reconocidos en la cumbre y cotas superiores a 3650 m de los flancos norte, nororiental, sudoeste y oeste del volcán Maipo (Fig. 4). En el flanco oeste es donde este material es más abundante. Es difícil establecer los límites de la depositación primaria ya que las bombas sueltas son inmediatamente removilizadas a favor de las abruptas pendientes y encauzadas por los arroyos. Debido a que son depósitos de bombas discretos y ais-

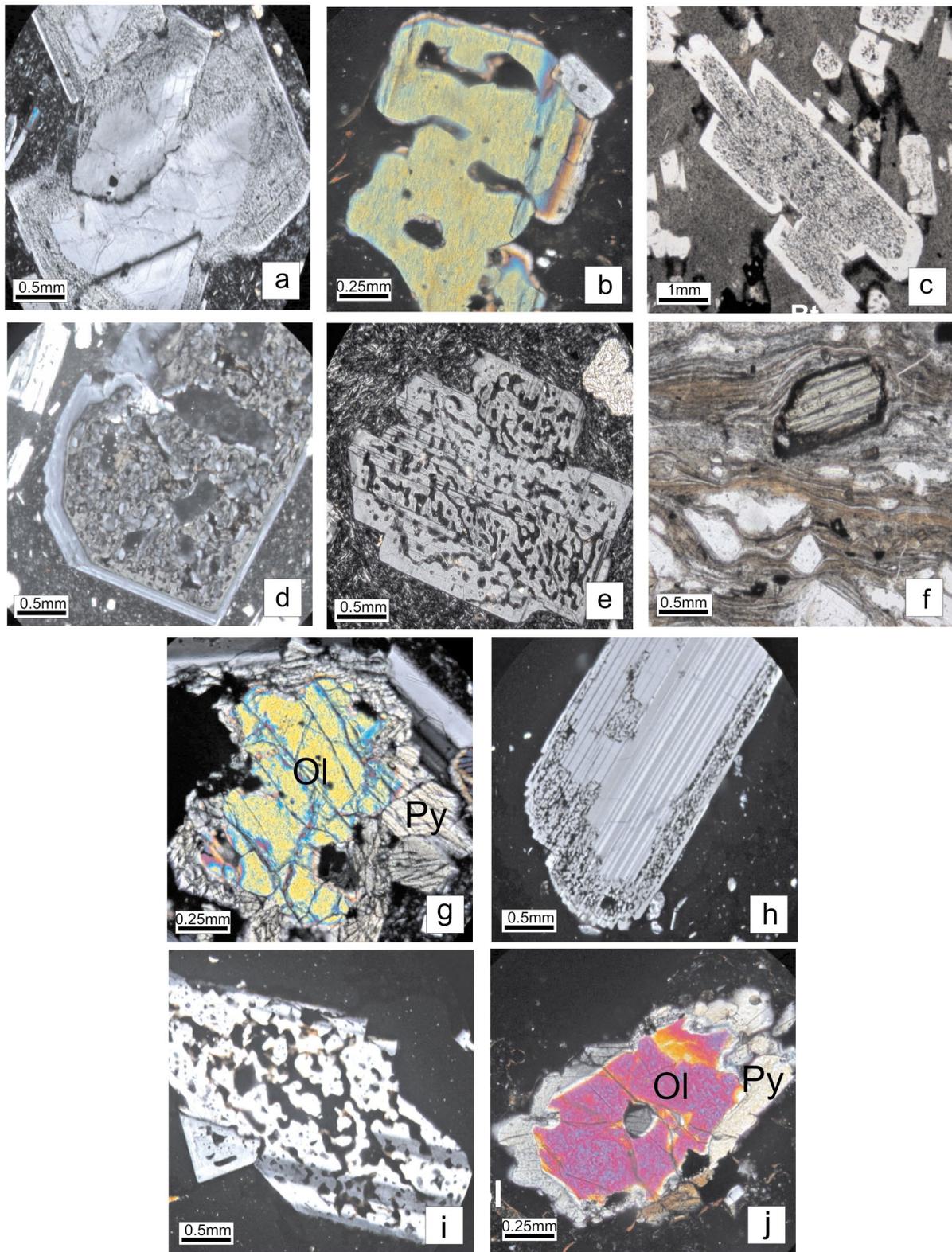


Figura 9: Texturas de desequilibrio. a) M51, X10. Textura cribada tipo *spongy* en la periferia de un cristal de plagioclasa. b) M74, X20. Olivina con redondeamiento avanzado por disolución. c) M6, X5. Textura cribada afectando todo el cristal de plagioclasa excepto la periferia. d) M40, X10. Textura cribada muy gruesa en plagioclasa con recrecimiento periférico limpio. e) M12, X5. Textura cribada homogénea en cristal euhedral de plagioclasa. f) M24, X10. Ortopiroxeno con bordes opacos en pasta fluidal. g) M41, X20. Cristal de olivina parcialmente reabsorbido y corona de piroxeno. h) M37, X10. Textura cribada tipo *spongy* en la periferia de un cristal de plagioclasa. i) M64, X10. Textura cribada muy gruesa en plagioclasa, por disolución avanzada. j) M74, X20. Cristal de olivina parcialmente reabsorbido y corona de piroxeno.

lados, se les atribuye una edad postglacial hasta histórica.

Los flujos de escoria se han encauzado a lo largo de los cursos temporarios que drenan el flanco norte. Se presentan como depósitos no consolidados, con techo plano, talud empinado y espesores que no superan los 2 metros. Con pobre selección textural, se hallan compuestos predominantemente por fragmentos angulosos de escoria de variado tamaño (0,5 a 1,50 m) y bombas con textura en corteza de pan inmersos en mátrix lapillítica. En sentido lateral, se observan variaciones en el contenido relativo de los fragmentos de escoria y el depósito grada de mátrix a clasto-sostén. Los líticos accesorios están representados por andesitas afíricas parcialmente oxidadas y dacitas porfiríticas.

Entre los depósitos de caída son frecuentes las acumulaciones de bombas de distinto tamaño y morfología sobre los flancos del volcán. En el flanco sur, en las proximidades del límite con Chile, a una altura de 3951 m, se reconoció un depósito aglomerádico inconsolidado. Se halla compuesto por bombas negras del tipo "corteza de pan" y fusiforme con un tamaño promedio de 0,50 m y máximo de 1,70 metros. Depósitos similares han sido identificados en el flanco norte a alturas de 3660 m, 3705 m y 3959 m, en los cuales el tamaño máximo de las bombas es de 2,20 metros. Algunos depósitos aglomerádicos muestran deformación plástica de las bombas y alto grado de oxidación (Fig. 8h). Además, sobre el mismo flanco, a 4090 m aflora una delgada capa de ceniza gruesa intercalada en el hielo.

Son rocas andesíticas gris oscuras con tintes rojizos por oxidación, con alto grado de vesicularidad (30 a 80%). Al microscopio se revelan tabiques vítreos castaño oscuros a rojizos con bajo contenido (10-15%) de fenocristales de plagioclasa, sanidina orto y clinopiroxenos y minerales opacos. Los individuos de plagioclasa se presentan en su mayoría muy fracturados y corroídos, con textura cribada central y periférica (Fig. 9h, i). De modo escaso, se reconocen gránulos de olivina rodeados por coronas de reacción

que consisten en orlas de diminutos cristales de ortopiroxeno (Fig. 9j). Los líticos se presentan como fragmentos angulosos de andesitas piroxénicas con pasta pilotáxica. Las escasas lavas asociadas corresponden a andesitas basálticas cuyo rasgo destacable es el alto contenido en cristales y la abundancia relativa de olivina.

Cronología eruptiva histórica: En el atlas mundial de volcanes activos (Siebert *et al.* 2010) el volcán Maipo consta con un registro de cuatro erupciones (1826, 1829, 1905 y 1912) y otras nueve con carácter incierto, de acuerdo a la recopilación realizada por González Ferrán (1995). Este autor, basado en crónicas escritas e interpretación geológica propia, le adjudicó al volcán Maipo, además de los episodios mencionados, varios más ocurridos en 1788, 1829, 1831, 1833, 1869, 1908 y 1931. En general, este autor admite un registro histórico importante donde alternan la emisión de coladas andesíticas y formación de conos de escoria, con erupciones freatomagmáticas fuertes, eyección de tefra, actividad fumarólica y episodios de avalancha y lahares. También relaciona las "explosiones y vibraciones registradas en Rancagua en octubre de 1905" con la actividad eruptiva del volcán Maipo, ubicado a 75 km de dicha ciudad. En cambio, Petit-Breuilh (com. epistolar) considera que, sobre la base de un análisis minucioso de la información aportada por diversas crónicas, los cuatro episodios de actividad más confiables son aquellos ocurridos en 1826, 1829, 1905 y 1912, mientras que incluye con reservas los episodios citados en 1822, 1831, 1833, 1835, 1837, 1869, 1881, 1908 y 1929. El mayor problema en elaborar una cronología eruptiva confiable radica en el hecho de que las crónicas son en la mayor parte de los casos ambiguas para identificar el centro eruptivo. Esto ocurre en parte por tratarse de un volcán de ubicación remota y también porque existe un problema de confusión geográfica ya que la antigua denominación del volcán San José era San José del Maipo.

Tal como fue descrito anteriormente, la erupción de 1826 puede ser descartada mientras que las erupciones postglaciales

e históricas correspondientes a EE VII son indiscriminables. Con carácter tentativo, las acumulaciones de escoria de la cumbre se atribuyen a la erupción acaecida en 1912.

GEOQUÍMICA

En el cuadro 1 se presentan los análisis químicos de 16 muestras representativas de los eventos eruptivos descritos previamente.

Las rocas pertenecientes al complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo integran una serie continua de tipo calcoalcalina, subalcalina y de alto K (Fig. 10). El contenido en SiO₂ abarca un rango entre 54% y 74%, incluyendo andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas. En el diagrama TAS (Le Maitre *et al.* 1989) las volcanitas se distribuyen ligeramente por encima del límite que separa las andesitas y dacitas de las traquiandesitas y traquitas (Fig. 10a). Este desplazamiento se debe a la influencia del alto tenor de potasio (Fig. 10c) y por ende, en otros diagramas de clasificación que no tienen en cuenta el contenido de álcalis las muestras describen una serie calcoalcalina típica (Fig. 10d).

Se identifica un *gap* o ventana composicional entre 68% y 74% de SiO₂, es decir entre las lavas dacíticas más evolucionadas del volcán Maipo y las ignimbritas riolíticas asociadas con la caldera Diamante. Los análisis químicos de los pómez de la Ignimbrita Diamante, reportados por otros autores (Polanski 1963, Stern *et al.* 1984, Guerstein 1993), sugieren una leve heterogeneidad composicional, con contenidos de SiO₂ que oscilan entre 70,30% y 75,80%. Si se plotearan estos datos en el diagrama TAS el *gap* composicional quedaría prácticamente anulado. Sin embargo, los análisis reportados acusan contenidos de agua superiores al 4%, razón por la cual no se han incluido en el gráfico. Por otra parte, Burkert *et al.* (2010) identificaron cinco tipos diferentes de pómez en la ignimbrita Diamante, con composiciones que abarcan el espectro andesítico-riolítico. Una variedad pumícea, castaño oscura, se distingue debido

CUADRO 1: Análisis químicos de muestras representativas del Complejo Caldera Diamante-Volcán Maipo.

	M16	M15	M25	L8	M53	M10	M4	M5	M6	M31	M33	M12	M13	M23	M37	M57
SiO₂	74,29	58,26	57,05	56,43	56,53	66,44	65,05	66,66	65,18	66,78	63,52	57,89	67,86	64,06	53,47	57,76
Al₂O₃	13,14	18,08	17,11	17,33	17,26	15,92	15,87	14,76	15,68	15,41	16,03	17,21	15,36	15,82	16,85	18,36
Fe₂O₃t	0,96	6,74	7,12	7,59	7,24	3,34	4,30	3,74	4,77	4,07	5,16	7,13	3,75	4,81	5,26	5,54
MnO	0,08	0,10	0,11	0,10	0,10	0,09	0,07	0,06	0,08	0,07	0,08	0,11	0,06	0,08	0,07	0,08
MgO	0,19	2,54	4,15	4,30	4,22	1,10	1,99	1,47	1,99	1,67	2,50	3,98	1,43	2,06	1,68	1,99
CaO	0,66	6,64	7,03	7,82	7,66	3,27	3,98	3,12	4,13	3,55	4,69	6,77	3,21	4,59	8,70	6,52
Na₂O	3,97	4,21	3,67	3,66	3,67	4,49	4,01	3,80	3,99	3,91	3,94	3,85	3,95	3,79	3,60	4,00
K₂O	4,52	2,12	1,99	1,90	1,85	3,14	3,27	3,87	3,47	3,66	3,08	2,20	3,90	3,52	2,08	2,30
TiO₂	0,12	1,03	0,95	0,96	0,96	0,48	0,64	0,51	0,64	0,60	0,73	0,91	0,53	0,66	0,85	0,96
P₂O₅	0,05	0,29	0,23	0,18	0,21	0,18	0,15	0,18	0,21	0,16	0,20	0,25	0,18	0,19	0,22	0,24
LOI	2,96	0,02	-0,28	0,23	-0,16	1,02	-0,04	0,36	0,04	0,25	0,30	0,39	0,52	0,65	6,78	0,49
TOTAL	100,92	100,03	99,13	100,50	99,52	99,45	99,29	98,53	100,18	100,12	100,23	100,68	100,75	100,23	99,58	98,25
Sr	68,90	562	446	533	529	353	377	318	406	348	430	516	329	359,41	589	558
Ba	786	539	456,43	473	455	767	659	674	676	679	628	554	663	612,73	524	565
Rb	173	70	56,65	58	56	114	148	163	152	157	122	73	166	126,18	77	71
Cs	5,10	1,80		2,10	14,00	3,40	3,9	6,00	5,50			2,40	6,30			2,40
Th	13,60	10,30	7,78	7,80	7,90	17,10	21,40	24,10	21,40	18,30	14,40	11,00	24,60	16,51	8,90	9,80
U	6,68	3,02	2,14	2,20	2,30	4,50	7,31	8,19	7,38	6,40	4,70	3,23	8,16	5,05	2,80	2,80
Nb	15	9,20	6,20	6	8	10	13	14	13	11	10	9	13	10,42	8	8
Ta	1,25	0,62	0,55	0,50	0,60	0,79	1,10	1,19	1,15	1,20	1,00	0,64	1,15	1,04	0,60	0,60
Zr	91	195	149,76	158	137	224	255	262	252	229	213	193	257	212,23	170	175
Hf	3	4,70	4,21	4,30	4,20	5,50	6,20	6,40	6,10	6,20	5,71	4,80	6,30	5,89	4,50	4,60
Y	17	21	18,97	14	14	18	22	22	22	21	21	21,00	22	19,84	17	13
Cr	16	13	54,90	60	50	13	42	32	56	27	51	86,00	25	30	-20	-20
Co	0,70	17	12	22	21	4,70	11	8,8	14	9	13	18,00	7,80	10	12	12
Ni	58	-10	-15	20	-20	-10	-10	-10	-10	23	31	-10,00	-10	-15	28	-20
Zn	48	97		80	50	64	93	76	82			53,00	89			60
Pb	42	17		11	6	22	23	29	28			8,00	38			7
V	-5,00	173		187	181	51	89	67	93			152,00	66			143
La	16,60	26,90	24,36	21,90	21,50	34,90	36,30	39,10	37,80	42,50	38,50	27,90	39,00	36,40	28,00	24,90
Ce	34,20	54,10	50,07	46,60	45,70	67,70	74,80	80,50	75,50	84,70	78,30	56,80	80,90	71,42	58,60	52,00
Pr	3,47	6,01	5,91	5,77	5,63	6,57	7,92	8,06	7,83	8,57	8,05	27,30	8,12	7,77	6,21	6,30
Nd	12,90	26,70	23,00	22,50	22,40	26,40	30,10	30,40	30,90	31,00	30,00	27,00	30,00	28,00	24,00	24,00
Sm	2,76	5,33	4,52	4,70	4,60	4,65	5,42	5,41	5,70	5,60	5,50	5,32	5,51	5,11	4,60	4,80
Eu	0,41	1,20	1,26	1,18	1,17	0,94	0,96	0,92	0,99	1,15	1,25	1,08	0,88	1,11	1,29	1,17
Gd	2,73	4,66	4,30	3,90	4,00	4,14	5,21	5,06	5,11	4,80	4,80	4,71	5,01	4,31	4,20	3,90
Tb	0,44	0,65	0,61	0,60	0,60	0,54	0,64	0,60	0,66	0,70	0,70	0,66	0,61	0,64	0,60	0,60
Dy	2,46	3,54	3,40	3,30	3,30	3,00	3,39	3,37	3,52	3,70	3,70	3,48	3,25	3,51	3,10	3,10
Ho	0,47	0,67	0,67	0,70	0,70	0,58	0,67	0,69	0,68	0,70	0,70	0,67	0,67	0,67	0,60	0,60
Er	1,59	2,04	1,97	1,80	1,80	1,95	2,17	2,17	2,17	2,10	2,10	2,08	2,13	1,95	1,60	1,60
Tm	0,26	0,30	0,27	0,28	0,27	0,32	0,33	0,33	0,34	0,32	0,31	0,31	0,33	0,28	0,24	0,23
Yb	1,50	1,80	1,80	1,80	1,70	1,88	1,97	1,99	1,93	2,10	2,00	1,84	1,99	1,91	1,50	1,50
Lu	0,22	0,26	0,27	0,26	0,26	0,30	0,29	0,32	0,30	0,28	0,28	0,27	0,31	0,29	0,21	0,22

Procedimientos analíticos según protocolo de Actlabs, Ontario, Canadá. M16: Ignimbrita Diamante. M15, M25, L8 y M53: EE I. M10: EE II. M4, M5, M6, M31 y M33: EE III. M12: EE IV. M13: EE V. M23: EE VI. M37 y M57: EE VII.

a la presencia de abundantes microlitos de anfíbol, plagioclasa, biotita y minerales opacos y a su composición dacítica y andesíticas (Fig. 10).

Comparado con otros centros andinos del mismo segmento (Hildreth y Moorbath 1988, López Escobar 1984) el volcán Maipo exhibe contenidos similares en elementos de significado tectónico y

petrogenético. Presenta enriquecimiento en los elementos Ba, Rb, Cs, Th, U y Pb y empobrecimiento en TiO₂, Hf, Ta y Nb, con generación de la típica anomalía negativa (Fig. 11a). Las relaciones Ba/La (~20) y La/Ta (>25) también son las esperadas para estas rocas vinculadas a subducción en margen continental. Las relaciones La/Yb (11-20) son relativa-

mente elevadas y compatibles con el espesor de la corteza.

El empleo de diagramas de variación tipo Harker permite analizar el comportamiento elemental o de razones bi-elementales en función del grado de diferenciación, expresado en este caso como el contenido en sílice. Para la serie estudiada se verifica una ajustada correlación

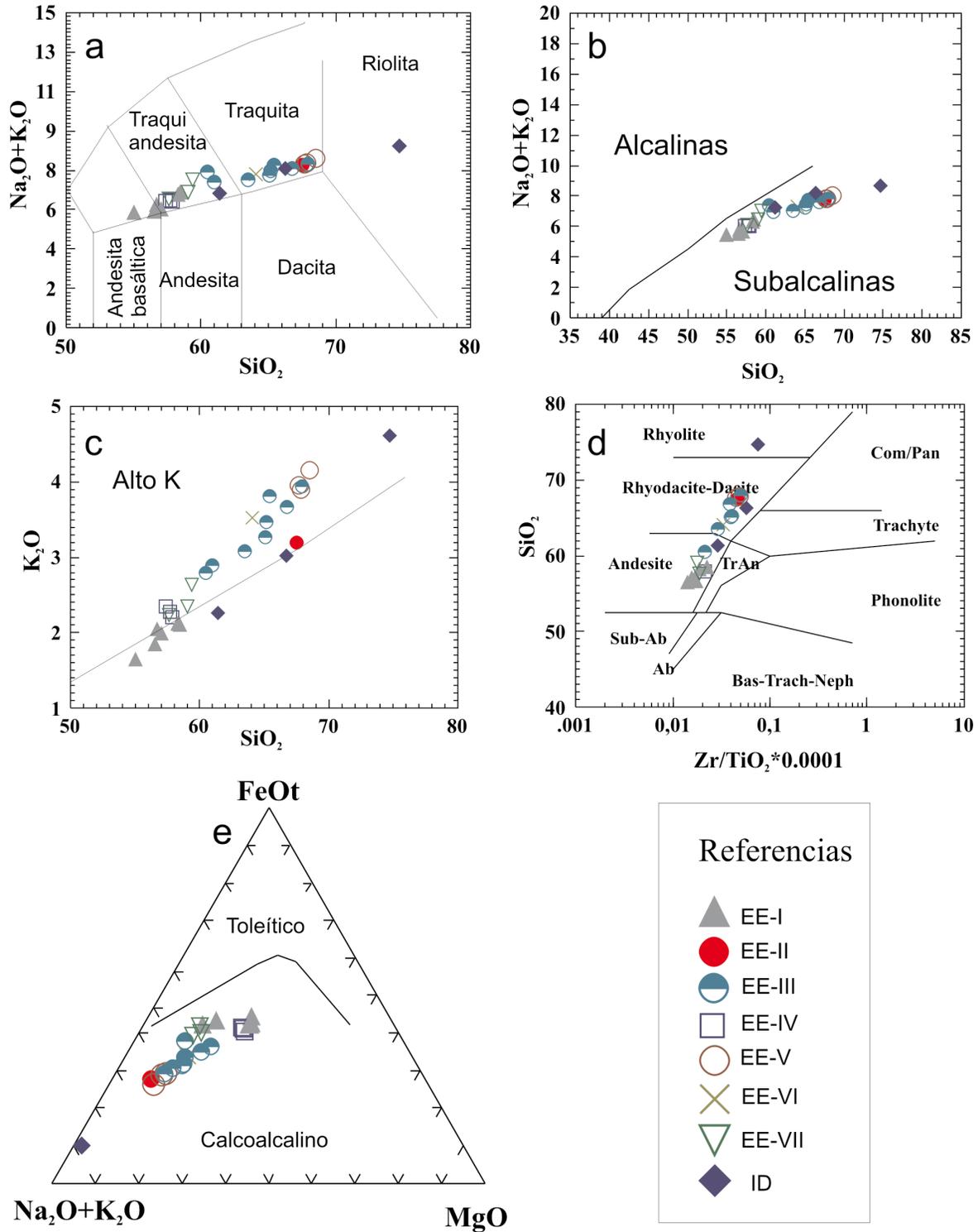


Figura 10: Gráficos geoquímicos de elementos mayoritarios. a) TAS (Le Maitre *et al.* 1989), b) Línea divisoria entre campos alcalino y subalcalino según Irvine y Baragar (1971). c) K_2O versus SiO_2 , línea divisoria entre campos Alto K y Medio K según Le Maitre *et al.* 1989. d) Winchester y Floyd (1977). e) AFM (Irvine y Baragar 1971).

positiva con K_2O , Ba y Rb y negativa con TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 y Sr (Fig. 11b), mientras que el Na_2O y el Cs exhiben alta dispersión. Ciertos ele-

mentos (Hf, Zr, Th, La) muestran enriquecimiento gradual en el sentido de la diferenciación hasta los términos dacíticos y brusco empobrecimiento en el es-

tremo riolítico. El comportamiento de estos elementos de valor petrogenético, sumado al diseño de las tierras raras, en particular de la anomalía de Eu, indica

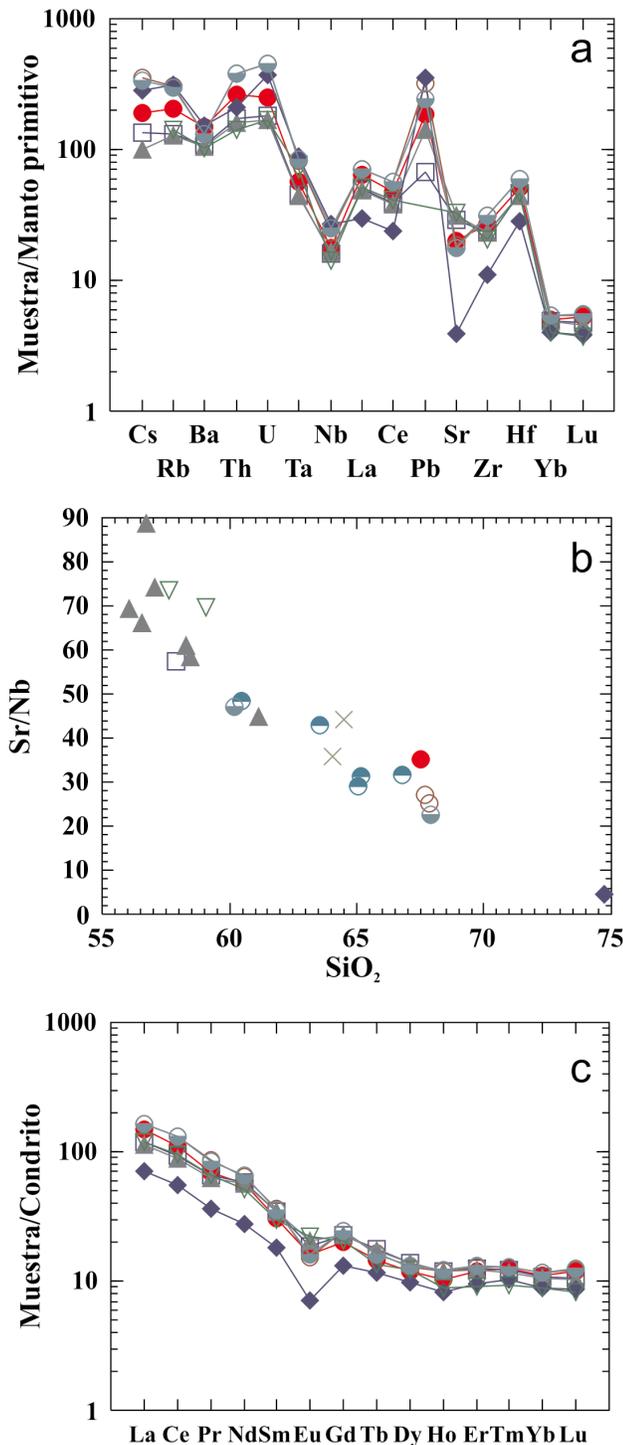


Figura 11: Gráficos geoquímicos de elementos traza. a) Diagrama multielementos tipo *spider*, las muestras han sido normalizadas al manto primitivo. b) Sr/Nb versus SiO₂. c) Diagramas de variación de tierras raras para muestras seleccionadas (normalización a condrito, Nakamura 1974). Referencias según figura 10.

un control dominante por parte de cristalización fraccionada de las fases mineralógicas reconocidas, en el transcurso de la diferenciación magmática. Las ignimbritas riolíticas de la etapa Diamante exhiben fuertes anomalías negativas de Eu, Sr, Ti, empobrecimiento en las tierras raras intermedias y enriquecimiento

pronunciado en Rb y Ba (Fig. 11 a, b y c). Todos estos rasgos resultan compatibles con el fraccionamiento de plagioclasa, sanidina, biotita, hornblenda, apatita y circón. El brusco empobrecimiento de La, Zr, Th y Hf pone de manifiesto el fraccionamiento de fases accesorias, circón y probablemente monacita, en función de

los coeficientes de distribución >1 para estos elementos. Los magmas del Maipo distan de ser primitivos, las coladas basales (EE I) corresponden a magmas que han sufrido diferenciación, con relaciones La/Yb bajas (12-15) y con ausencia de anomalía negativa de Eu. El EE II representa parcelas de magma más diferenciado, lo cual se halla reflejado en un mayor contenido en SiO₂, aumento en el contenido de tierras raras livianas, generación de una pequeña anomalía negativa de Eu y empobrecimiento en las tierras raras intermedias. Todos estos rasgos son consistentes con el fraccionamiento de plagioclasa, hornblenda y biotita, fases mineralógicas identificadas petrográficamente. Las coladas del EE III presentan diseños muy similares al EE II indicando la persistencia de una tendencia hacia una mayor diferenciación magmática. En cambio, el EE IV representa una regresión hacia términos menos evolucionados, con características geoquímicas similares a EE I, mientras que las lavas del EE V constituyen el extremo más evolucionado de los magmas emplazados durante la construcción del volcán Maipo. Estas dacitas alcanzan las relaciones La/Yb más elevadas, determinadas por el enriquecimiento en las tierras raras livianas, empobrecimiento relativo de las tierras raras intermedias y una anomalía negativa de Eu. Los productos del EE VIII reflejan una inversión en la tendencia general y su composición se asemeja a la de las lavas EE IV.

Parámetros físico-químicos pre-eruptivos (T°, P, H₂O)

Con el fin de estimar las condiciones magmáticas pre-eruptivas se seleccionaron 4 muestras representativas (M10, M13, M30 y M40). De acuerdo a su composición química y su paragénesis mineral particular, se obtuvieron análisis químicos de plagioclasa, hornblenda, piroxenos (orto y clinopiroxeno) y vidrio mediante el empleo de una microsonda JEOL JXA 8200 en el GEOMAR, Universidad de Kiel (Alemania). Los análisis fueron realizados bajo las siguientes condiciones operativas: voltaje de aceleración de elec-

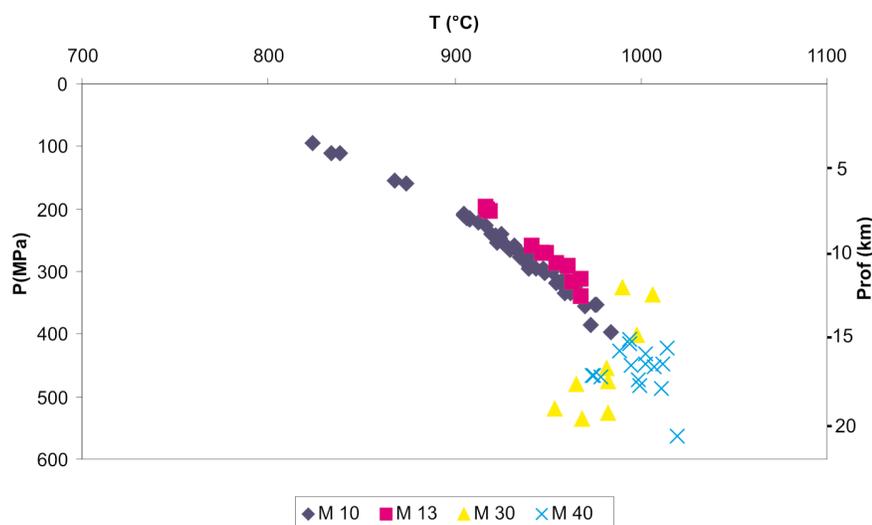


Figura 12: Diagrama P-T para andesitas y dacitas del volcán Maipo según cálculos geotermobarométricos de Ridolfi *et al.* (2010). Para la estimación de la profundidad se ha considerado la densidad media de la corteza continental en 2700 kg/m³. M10: EEII, M13: EEV, M30 y M40: EEIII.

CUADRO 2: Geotermobarómetros.

Muestra	T° (1)	P (1)	T° (2)	H ₂ O (1)	H ₂ O (3)
M 10	823-976	94-386	788-1083	4,0-5,9	5,6-7,1
M 13	917-968	197-339	859-1012	3,6-4,9	4,2-5,2
	T° (4)	P (4)			
M 30	953-1006	325-535			
M 40	974-1019	409-563			

(1) Ridolfi *et al.* (2010), (2) Holland y Blundy (1994), (3) Lange *et al.* (2009), (4) Putirka (2008).

trones de 15 kV, y una corriente del haz de electrones de 20 nÅ, con diámetro de 10µm para los minerales y 6 nÅ, con diámetro de 5µm para el vidrio.

A partir de los resultados mineraloquímicos se realizaron cálculos termobarométricos aplicando las ecuaciones de Ridolfi *et al.* (2010), Lange *et al.* (2009), Holland y Blundy (1994) y Putirka (2008). En el cuadro 2 se presentan los resultados obtenidos según el método aplicado.

Para las andesitas M30 y M40, correspondientes al EE III, el cálculo de T° y P en base al par orto y clinopiroxeno en condición de equilibrio (Putirka 2008) arrojó valores bien ajustados (T°=953-1019°C, P= 325-535, 409-563 MPa). Se descartaron aquellos análisis de clinopiroxeno con #Mg < 0,75.

Para las dacitas M10 y M13, pertenecientes al domo EE II y colada EEV respectivamente, los resultados más ajustados se obtuvieron aplicando las ecuaciones pro-

puestas por Ridolfi *et al.* (2010), las cuáles permiten calcular, además de la presión y la temperatura, el contenido de agua y la fugacidad de O₂ y estimar la profundidad de cristalización. Para la aplicación de este método se requiere de la composición química de hornblendas cálcicas en condición de equilibrio, inclusive aquellas que exhiben bordes opacos, tan frecuentes en los fenocristales de hornblenda de volcanitas calcoalcalinas. Los especímenes analizados resultaron bastante homogéneos, con composición similar en núcleo y borde (magnesiohastingsita y pargasita tschermakítica) Los resultados hallados (M10: T° = 823-976°C; P = 94-386 MPa; M13: T° = 917-968°C; P = 197-339 MPa) son más bajos en comparación con las andesitas (Fig. 12). Con el fin de testear estos resultados, se aplicó el higrómetro de Lange *et al.* (2009), el cual se basa en la composición de plagioclasa y vidrio en equilibrio y condiciones de

presión y temperatura pre-fijadas (para este caso T° = 950°C; P = 3 Kbar). Los resultados son ligeramente más elevados, en comparación con el método propuesto por Ridolfi *et al.* (2010) (Cuadro 2).

EVOLUCIÓN VOLCANOLÓGICA Y GEOQUÍMICA

El complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo constituye un sistema magmático complejo cuya actividad eruptiva se remonta a 450/150 ka. Inicialmente, estuvo dominado por erupciones explosivas con formación de columnas plinianas y lluvias de ceniza e inmediatamente sucedido por flujos ignimbíticos de gran volumen y vasta extensión areal. La Ignimbrita Diamante estaría representando, según Guerstein (1993), un evento eruptivo de muy corta duración y gran magnitud, con un IEV (índice de explosividad volcánica) estimado en siete.

El emplazamiento de la Ignimbrita Diamante provocó la formación de una caldera de colapso (Fig. 13), como consecuencia del súbito vaciamiento de una cámara situada a profundidades someras (< 7 km), de acuerdo con determinaciones geofísicas en calderas situadas en otras partes del mundo (Lipman 2000). La rápida subsidencia habría estado controlada por un mecanismo de tipo pistón (Lipman 2000), o de un solo bloque, de modo similar al que condicionó la formación de Crater Lake, en EE.UU (Bacon 1989). No obstante, la pared topográfica de la caldera en su sector occidental no constituye un borde neto y bien definido, sino una serie de divisorias discontinuas. Este diseño estaría sugiriendo un mecanismo de colapso de tipo piecemeal, es decir en bloques discretos. Como resultado, un tipo de subsidencia combinado (pistón+piecemeal) habría regido la formación de la caldera Diamante (Fig. 12). De acuerdo con la clasificación de Martí *et al.* (2009) ésta sería del tipo *underpressure*, es decir precedida por una erupción pliniana que despresuriza inicialmente el sistema. La composición riolítica predominante del material pumíceo indica que

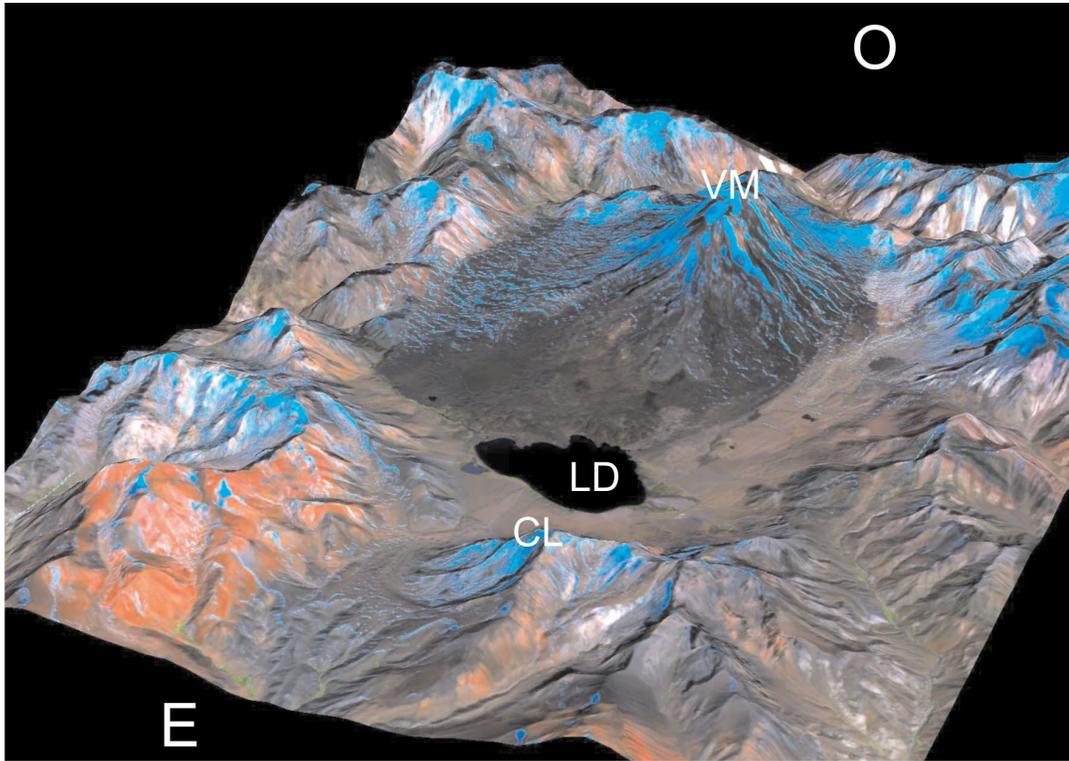


Figura 13: Imagen satelital Aster (04/04/04) 3D, 431+ Modelo de Elevación Digital (DEM) 15 metros. Se observa gran parte de la pared topográfica de la caldera Diamante y el volcán Maipo en su interior. CL: Cerro de la Laguna, LD: laguna Diamante, VM: volcán Maipo.

las condiciones pre-eruptivas favorecieron la acumulación de magma altamente diferenciado y enriquecido en volátiles hacia el techo de una cámara de gran tamaño y localización somera. La presencia subordinada de pómez de composición andesítica y dacítica sugiere o bien una zonación composicional vinculada con prolongada diferenciación dentro de la cámara magmática o bien el arribo súbito de magma andesítico en el momento de la erupción.

En el sector centro-occidental de la caldera Diamante tuvo lugar la construcción del volcán Maipo hace ~100 ka. Su historia registra cambios en el estilo eruptivo, variedad de productos lávicos y piroclásticos y migración de conductos. El aparato habría evolucionado durante la etapa preglacial inicial como un volcán en escudo, con el derrame de lavas andesíticas y basáltico andesíticas (EE I) sobre un relieve poco accidentado como debió haber sido el piso de la caldera. Posteriormente, a los 75 ka, el magma fue drenado por una vía lateral y se produjo el emplazamiento de un pequeño domo (EE II) en la fractura anular del borde norte de la caldera. Su composición dacítica y el amplio

rango P-T de los anfíboles reflejan los cambios durante el ascenso magmático, a profundidades estimadas de 4 a 15 km. Se considera que hacia los 45 ka aproximadamente, el estilo eruptivo sufrió un cambio drástico, pasando de netamente efusivo a mixto, con fuerte participación de actividad explosiva. Esto queda evidenciado no sólo por la recurrencia de depósitos piroclásticos en relación a los flujos lávicos sino también por el quiebre de pendiente y fuerte empinamiento a partir de los ~4200 metros. La construcción del estratovolcán abarcó la emisión de lavas con facies autobrechadas asociadas, flujos de escoria variablemente soldados y oxidados y caídas de bombas y lapilli (EE III), desde un cráter central situado actualmente en el límite entre Chile y Argentina. Los magmas de composición andesítica de alta sílice (> 60%) y dacítica se habrían equilibrado a profundidades de ~12-22 km (Fig. 13). Hacia el final de la etapa preglacial (28 ka), coladas de lava en bloque (EE IV) se habrían derramado hacia el este, a través de conductos adventicios, como el cerro Nicanor. Tentativamente, se considera que el volcán Don Casimiro, en el borde oeste de la caldera,

podría haber estado activo durante este momento. Los magmas de composición andesítica de baja sílice (< 60%), similares químicamente a los del EE I, estarían reflejando el drenaje desde niveles más profundos y la disponibilidad de canales laterales. En tiempos postglaciales, la actividad eruptiva retomó su carácter central con emisión de coladas viscosas dacíticas (EE V y VI) desde el cráter oriental. Estos magmas ácidos se habrían equilibrado en un rango de profundidad de ~15 a 4 km (Fig. 12). En épocas más recientes no precisadas, el conducto central migró hacia el oeste y produjo la apertura de un cráter más pequeño que el antiguo. La actividad eruptiva reciente e histórica estuvo caracterizada por explosiones de tipo stromboliano, recurrentes y discretas, con eyección de bombas, lapilli y ceniza y derrame de flujos de escoria (EE VII). Estos productos son de composición andesítica de baja sílice y volumen muy escaso.

Si bien es posible reconocer una tendencia general hacia productos más diferenciados y por ende más explosivos con el transcurso del tiempo, en detalle se advierte cierta ciclicidad composicional

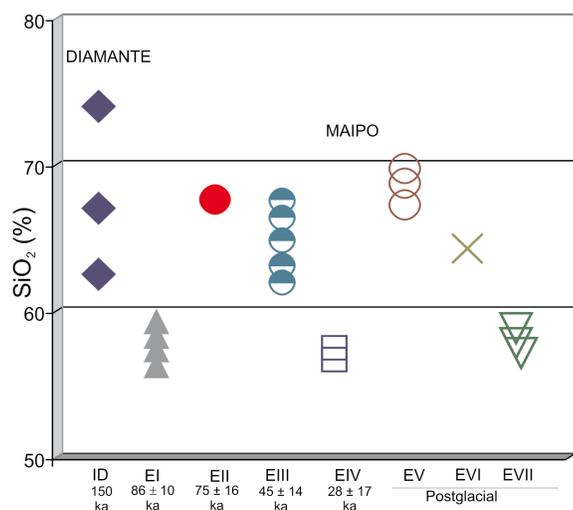


Figura 14: Evolución geoquímica del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo. Referencias según figura 10.

CUADRO 3: Estimación de área y volumen *versus* tiempo.

Evento eruptivo	Área aflorante (km ²)	Volumen estimado (km ³)
Ignimbrita	23000*	250*
Diamante		
I	8,28	18,23
II	0,49	0,06
III	26,89	101,25
IV	9,12	1,09
V	3,83	0,53
VI	0,63	0,012
VII	7,29	0,036

*Guerstein (1990).

en los últimos ~100 ka de actividad del complejo (Fig. 14). Este comportamiento geoquímico revela inyección periódica de magmas máficos en profundidad e interacción con parcelas magmáticas someras, sometidas a cristalización fraccionada. Los pómez bandeados incluidos en la Ignimbrita Diamante constituyen una evidencia directa de la mezcla de magmas, mientras que en las volcanitas Maipo, los fenocristales presentan texturas de desequilibrio como rasgo característico. La omnipresente textura cribada en las plagioclasas (Fig. 9a, c, d, e, h, i), junto con el redondeamiento y la pérdida de euhedralidad de los fenocristales son causadas por disolución parcial en respuesta a cambios bruscos de P, T° y/o composición (Hibbard, 1995). En particular, la coexistencia de microlitos de plagioclasa homogéneos con fenocristales que ex-

hiben patrones de zonación oscilatoria y textura cribada con variado grado de desarrollo en las plagioclasas, sugieren historias de cristalización complejas en las cuales el proceso de mezcla de magmas ha sido importante, como en el caso del volcán Payún Matru (Hernando *et al.* 2012). Otras texturas tales como la reabsorción en cristales de piroxeno (Fig. 9f) y hornblenda con la aparición de bordes opacos, coronas de reacción en olivina (Fig. 9g, j), resultan indicadores adicionales de desequilibrio, como puede ser el ascenso rápido, aunque no son diagnósticas de mezcla de magmas. En consecuencia, se admite que la inyección de magma más básico tuvo una influencia significativa en la evolución magmática del sistema, aunque debió haber estado acompañada inmediatamente por homogeneización e hibridación en la etapa previa a su emplazamiento en superficie.

Si bien el sistema manifiesta haber estado dominado por cristalización fraccionada, se considera que la asimilación cortical contribuyó para generar la asociación calcoalcalina del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo. Evidencias a favor de la contaminación cortical son las frecuentes inclusiones de xenolitos parcialmente digeridos en las volcanitas del Maipo y las relativamente altas relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,7048-0,7054) (Feineman *et al.* 2010 y 2011).

A pesar de que los datos mineraloquímicos e isotópicos disponibles son insufi-

cientes para reconstruir la arquitectura magmática, los cálculos termobarométricos preliminares indican que las andesitas cristalizaron en equilibrio magmático a una profundidad de ~12-22 km, mientras que las dacitas adquirieron esa condición a niveles más someros (~4-15 km) (Fig. 12). Esto permite invocar la existencia de una zona de almacenamiento magmático de ~18 km de desarrollo vertical. Evidencias a favor provienen de los sondeos geofísicos en zonas cercanas. De acuerdo a los resultados sísmicos y telesísmicos obtenidos por Gilbert *et al.* (2006) a 36° de latitud sur, es posible identificar varias zonas de baja velocidad a distintas profundidades en la corteza de 55 km de espesor (Heit *et al.* 2008). El nivel más profundo estaría ubicado a ~40 km, mientras que el otro se extendería de ~10 a 20 km de profundidad.

En otros volcanes activos, asociados a subducción en el margen andino, como es el caso del volcán El Reventador (Ecuador) los resultados barométricos, en concordancia con los datos sísmicos, permitieron estimar la profundidad de la cámara magmática en el tramo 6,6 a 23 km (Samaniego *et al.* 2008, Ridolfi *et al.* 2008). Para el Quizapu (35,6° S Chile), los cálculos de presión en los anfíboles de las dacitas hicieron posible acotar la generación del magma silíceo a una profundidad de ~5 a 7 km, mientras que la existencia de magma andesítico, responsable de producir con frecuencia mezcla de magmas, podría extenderse hasta una profundidad de ~13 km (Ruprecht *et al.* 2012).

PELIGROSIDAD

Sobre la base de la estratigrafía eruptiva, ante una eventual reactivación del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo cabe plantear dos escenarios, con un impacto socio-ambiental marcadamente diferente: 1) erupción ignimbritica de gran volumen y 2) erupciones efusivas/explosivas discretas. La recreación del primer escenario causaría un impacto devastador sobre gran parte del norte y centro de la provincia de Mendoza. Si a la potencial emisión de flujos piroclásticos

se suma la generación de columnas plinianas precursoras, el área afectada por las lluvias de ceniza sería considerablemente mayor. La ubicación geográfica del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo determina una amenaza potencial para vastas áreas centrales de Argentina y Chile.

En cambio, una reactivación del complejo según el segundo escenario representaría un daño restringido al ámbito de la reserva provincial. Esta zona incrementa su grado de vulnerabilidad en época estival, cuando concurre gran cantidad de visitantes debido a sus atractivos turísticos. La posibilidad de recurrencia de erupciones ignimbríticas con generación de calderas de colapso es avalada por la existencia de sistemas similares en el segmento norte de la ZVS, así como también en otras partes del mundo. Un ejemplo es la Ignimbrita Loma Seca, asociada al colapso de la caldera Calabozos (35° 30' S 70° 30' O) en tres eventos sucesivos datados en 800, 300 y 150 ka (Hildreth *et al.* 1984). Otro caso es el Complejo Volcánico Laguna del Maule (36° 05' S. 70° 30' O), con el registro de una única erupción ignimbrítica de gran volumen (Ignimbrita Bobadilla) hace ~950 ka y actividad posterior dominada por domos, lavas y conos de tefra asociados, de composición dacítica y riolítica (Hildreth *et al.* 2010). Sin embargo, para producir una erupción comparable con la Ignimbrita Diamante, se requiere gran volumen de magma altamente diferenciado y enriquecido en volátiles, almacenado en niveles someros de la corteza y un disparador como puede ser la inyección de magma máfico en las raíces del sistema.

La historia eruptiva del volcán Maipo refleja un sistema magmático inmaduro respecto a la capacidad de almacenamiento. En efecto, a pesar de haber alcanzado un alto grado de diferenciación (dacítico), con tendencia a cerrar la ventana composicional, el escaso volumen arrojado en cada una de sus erupciones estaría indicando una zona de recarga de escaso desarrollo y poco integrada, como resultado probablemente de la baja provisión de magma en profundidad. En el cuadro 3 se

muestra la estimación de volúmenes para cada uno de los eventos eruptivos reconocidos. La vasta cobertura glaciaria y periglaciaria (Fig. 4) impone una dificultad de primer orden para establecer la distribución areal y los espesores originales de los productos lávicos asociados con los EE I, III y IV. Por ende y de acuerdo a las observaciones de campo, la estimación de volumen fue realizada apelando a la figura de un cono para EE I, capaz de representar a un volcán en escudo de baja altura (~200 m) y de un cilindro y un cono superpuesto de menor diámetro para EE III. Estas aproximaciones geométricas permitieron obtener cálculos que pueden ser considerados aproximados. Al comparar los resultados, se pone de manifiesto el volumen exiguo de los eventos individuales (EE II, V y VI) en comparación con el de la Ignimbrita Diamante.

En síntesis, no es posible con los datos disponibles establecer cual de los dos escenarios es el más plausible ante una eventual reactivación del centro eruptivo. Cabe esperar que los estudios futuros permitirán avanzar en la comprensión del mecanismo de colapso en el marco estructural regional y del sistema magmático desde su fuente en niveles profundos a la zona de recarga en zonas someras de la corteza. En particular, se prevé obtener mayor cantidad de análisis isotópicos y mineraloquímicos y datos termobarométricos con el fin de precisar los parámetros pre-eruptivos e implementar un monitoreo petrológico del complejo eruptivo Caldera Diamante-Volcán Maipo que permita predecir su comportamiento futuro.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al CONICET por autorizar la publicación de los datos. Este proyecto se encuentra enmarcado en un convenio de cooperación entre el SEGEMAR y la Universidad de Pennsylvania, EE.UU y ha sido co-financiado por National Science Foundation y SEGEMAR. Los autores desean expresar su agradecimiento a todos los efectivos de Gendarmería Nacional destacados en el grupo Laguna del Diamante (Escuadrón n° 28, Tunuyán)

por el invaluable apoyo logístico brindado en varias campañas. El reconocimiento se hace extensivo al director Daniel Gómez y al grupo de guardaparques de la Dirección de Recursos Naturales Renovables de la provincia de Mendoza por facilitar el trabajo en todo el ámbito de la reserva natural. A la Lic. Silvia Castro Godoy (SEGEMAR) por la confección del DEM. A la Lic. Manuela Elisondo por las enriquecedoras discusiones y su asistencia en el campo. Al "Bili" (Ricardo Manzur) por su invaluable ayuda en campaña. Los autores también dejan expresado su agradecimiento a los árbitros designados por el Comité Editorial (Dres. E. J. Llambías e I. Petrinovic) por sus atinadas sugerencias y oportunas correcciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bacon, C. y Lanphere, M.A. 2006. Eruptive history and geochronology of Mount Mazama and the Crater Lake region, Oregon. *Geological Society of America Bulletin* 118:1331-1359.
- Barazangui, M. e Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Burkert, C., Freundt, A., Gilbert, D. y Kutterolf, S. 2010. Origin of magmatic components in the Diamante Tuff. SFB 574, Abstract, 13, Pucón.
- Charrier, R. 1979. Los volcanes Andrés y Don Casimiro, dos centros descubiertos en la Cordillera de los Andes entre 34° y 34° 45'S. *Revista Geológica de Chile* 8: 79-85.
- Charrier, R. 1981. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34° 30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A36*, 370 p.
- Drew, D., Murray, T., Sruoga, P. y Feineman, M., D. 2010. Evidence for a deep crustal hot zone beneath the Diamante Caldera-Maipo volcanic complex, Southern Volcanic Zone. *American Geophysical Union Fall Meeting, abstract V33B-2367*, San Francisco.
- Feineman, M.D., Sruoga, P., Drew, D. y Murray, T. 2010. Disequilibrium phenocryst textures in an Andean volcanic complex: mixing or ra-

- pid decompression? American Geophysical Union Fall Meeting, abstract V43C-2389, San Francisco.
- Feineman, M.D., Drew, D., Murray, T. y Sruoga, P. 2011. Upper crustal overprinting of lower crustal processes at Maipo Volcano (34° 10' S), Southern Volcanic Zone. *Mineralogical Magazine* 75: 835.
- Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V. 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35°S), southern Central Andes: Occurrence, age and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 169-185.
- Frey, F.A., Gerlach, D.C., Hickey, R., Lopez-Escobar, L. y Munizaga, F. 1984. Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 133-149.
- Gilbert, H., Beck, S. y Zandt, G. 2006. Lithospheric and upper mantle structure of Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 165: 383-398.
- Gonzalez Ferrán, O. 1995. Volcanes de Chile. Editado por el Instituto Geográfico Militar. 640 p., Santiago.
- Gudnason, J., Holm, P.M., Søager, N. y Llambrías, E.J. 2012. Geochronology of the late Pliocene to Recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 191-201.
- Guerstein, P.G. 1990. Volume estimation of pyroclastic flow deposits through specific area of accumulation. An andean example. *International Volcanology Congress (Mainz) Abstracts*: 41.
- Guerstein, P.G. 1993. Origen y significado geológico de la Asociación Piroclástica Pumícea. Pleistoceno de la provincia de Mendoza entre los 33° 30' y 34° 40' L.S. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis doctoral, (inéedito), 270 p., La Plata.
- Harrington, R. 1989. The Diamante Caldera and Maipo Caldera Complex in the Southern Andes of Argentina and Chile (34° 10' south). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 186-193.
- Heit, B., Yuan, X., Bianchi, M., Sodoudi, F. y Kind, R. 2008. Crustal thickness estimation beneath the southern central Andes at 30° S and 36° S from S wave receiver function analysis. *Geophysical Journal International* 174: 249-254.
- Hernando, I.R., Llambrías, E.J., González, P. y Sato, K. 2012. Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú volcano, andean backarc in western Argentina. *Andean Geology* 39: 158-179.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall. 587 p., New Jersey.
- Hildreth, W. y Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Hildreth, W., Grunder A.L. y Drake, R.E. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: a major ash-flow and caldera complex in the southern andes of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 95: 45-54.
- Hildreth, W., Godoy, E., Fierstein, J., Singer, B. 2010. Laguna del Maule Volcanic Field. Eruptive history of a Quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic field on the Andean rangecrest in Central Chile. *Subdirección Nacional de Geología SERNAGEOMIN. Boletín* 63, 144 p., Santiago.
- Holland, T. y Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Japas, S., Oriolo, S. y Sruoga, P. 2012. Análisis cromático de la fábrica de fracturación. 15° Reunión de Tectónica, Actas CD: 72-73, San Juan.
- Lange R.A., Frey, H.M., Hector, J. 2009. A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist* 94: 494-506.
- Lara, L., Wall, R. y Stockli, D. 2008. La Ignimbrita Pudahuel (Asociación Piroclástica Pumícea) y la caldera Diamante (35°S): Nuevas edades U-Th-He. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas CD: 1365, San Salvador de Jujuy.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen A., Wooley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms, 193 p., Blackwell, Oxford.
- Lipman, P. W. 2000. Calderas. En Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*: 643-662. Academic Press, California.
- López Escobar, L. 1984. Petrology and chemistry of volcanic rocks of the southern Andes. En Harmon, R. S. Barreiro (ed.) *Andean Magmatism, chemical and isotopic constraints*. Shiva Publ Co., 47-71, Nantwich.
- Martí, J., Geyer, A., y Folch, A. 2009. A genetic classification of collapse calderas based on field studies, analogue and theoretical modelling. En Thordarson, T., Self, S., Larsen, G., Rowland, S. K. y Hoskuldsson, A. (eds.) *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*. Special Publications of IAVCEI, Geological Society of London 2: 249-266.
- Nakamura, M. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38:757-775.
- Polanski, J. 1953. Calderas del cerro El Pozo (Departamento de San Carlos, Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8: 54-59.
- Polanski, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17: 127-349.
- Polanski, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja 26c, La Tosca. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 101, 50 p., Buenos Aires.
- Putirka K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. En Putirka, K.D. y Tepley, F.J. III (eds.) *Minerals, inclusions and volcanic processes*. Review in *Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120.
- Ramos, V.A., Alvarez, P.P., Aguirre Urreta, M.B. y Godoy, E. 1997. La cordillera principal a la latitud del paso Nieves Negras (33°50'S Chile-Argentina). 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 1704-1708, Antofagasta.
- Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M. y Toulkeridis, T. 2008. The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176: 94-106.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. y Puerini, M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes.

- Contributions to Mineralogy and Petrology, 160: 45-66.
- Ruprecht, P., Bergantz, G., Cooper, K., Hildreth, W. 2012. The crustal magma storage system of volcán Quizapu, Chile and the effects of magma mixing on magma diversity. *Journal of Petrology* 53: 801-840, doi:10.1093/ptrology/EGS002.
- Samaniego, P., Eissen, J.P., Le Pennec J.L., Robin, C., Hall, M.L., Mothes, P., Chavrit, D. y Cotten, J. 2008. Pre-eruptive physical conditions of El Reventador volcano (Ecuador) inferred from the petrology of the 2002 and 2004-05 eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176: 82-93.
- Siebert, L., Simkin, T. and Kimberly, P. 2010. *Volcanoes of the World*, 3rd edition. University of California Press, 558 p., Berkeley.
- Sruoga, P. y Feineman, M. 2009. Actividad explosiva postglacial del volcán Maipo (34° 10' S), Zona Volcánica Sur. 12° Congreso Geológico Chileno. Actas S07-031, Santiago.
- Sruoga, P., Fauqué, L. y Llambías, E. 1998. ¿Es el Volcán Maipo (34° 10' S, 69° 52' O) un centro activo? 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 131-136, Buenos Aires.
- Sruoga, P., Llambías, E. y Fauqué, L. 2000. Geocronología y evolución geoquímica del volcán Maipo (34° 10' S). 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 72-76, Puerto Varas.
- Sruoga, P., Llambías, E.J., Fauqué, L., Schonwandt, D. y Repol, D.G. 2005a. 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): 401-406.
- Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Folguera, A., Repol, D. y Cortes, J.M. 2005b. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, provincia de Mendoza. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290, 100 p., Buenos Aires
- Stauder, W. 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *Journal of Geophysical Research* 78: 5033-5061.
- Stern, C.R. 2004. Active andean volcanism: its geologic and seismic setting. *Revista Geológica de Chile* 31: 161-206.
- Stern, C.R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F. y Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the río Maipo and río Cachapoal (Chile) and the río Yaucha and río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile* 23: 39-52.
- Tickyj, H. 2011. Granitoides calcoalcalinos tardío-famatinianos en el Cordón del Carrizalito. 18° Congreso Geológico Argentino. Actas CD: 1496-1536, Neuquén.
- Tickyj, H., Fernández, M.A., Chemale, Jr F. y Cingolani, C. 2009. Granodiorita Pampa de los Avestruces, Cordillera Frontal, Mendoza: un intrusivo sintectónico de edad devónica inferior. 14° Reunión de Tectónica. Libro de resúmenes: 27, Río Cuarto.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20:325-343.

Recibido: 11 de septiembre, 2011.

Aceptado: 30 de julio, 2012.