

AVANCES EN EL CONOCIMIENTO DEL SISTEMA VOLCÁNICO-HIDROTHERMAL DEL COPAHUE: A 100 AÑOS DEL TRABAJO PIONERO DE DON PABLO GROEBER

Mariano R. AGUSTO^{1,2} y María Laura VÉLEZ¹

¹ GESVA – IDEAN, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428EHA, Buenos Aires, Argentina. E-mail: magusto@gl.fcen.uba.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina.

RESUMEN

El volcán Copahue ha sido intensamente estudiado durante las últimas décadas debido a sus frecuentes erupciones desde 1990 y su potencial como recurso geotérmico. Las primeras observaciones sobre este particular sistema volcánico-hidrotermal fueron realizadas por el Dr. Pablo Groeber durante sus campañas en los años 1920 y 1921. Desde estos primeros muestreos, hasta los sistemas de adquisición de datos instalados actualmente, el conocimiento sobre las características del sistema volcánico-hidrotermal y su comportamiento se ha incrementado significativamente. Sin embargo, la mayoría de las observaciones realizadas en estas primeras visitas, y sus informes sobre el aprovechamiento de las áreas termales, continúan siendo una importante referencia.

Palabras clave: *Volcán Copahue, sistema hidrotermal, Groeber, aguas termales, gases volcánicos*

ABSTRACT

Progress in the knowledge of the Copahue volcanic-hydrothermal system: 100 years after of the pioneer work of Don Pablo Groeber

Copahue volcano has been deeply studied during the last decades due to its frequent eruptions since 1990 and its potential as geothermal resource. First observations on this particular volcanic hydrothermal system were performed by Dr. Pablo Groeber during 1920 and 1921 campaigns. Since these early samplings, up to the data acquisition systems currently installed, knowledge about the characteristics of the volcanic-hydrothermal system and its behavior has increased significantly. However, most of these first observations and comments from his early surveys, and reports on the use of thermal areas, are still an important reference.

Keywords: *Copahue volcano, hydrothermal system, Groeber, thermal waters, volcanic gases*

INTRODUCCIÓN

Los fluidos representan el medio de reacción por excelencia, ésto permite en los sistemas naturales que los componentes interactúen entre sí y/o sean transportados para interactuar con otros sistemas (Ellis y Mahon 1977, Giggenbach 1996). Desde el temprano desarrollo de la geoquímica aplicada al conocimiento de la naturaleza, se señalaba la importancia de este medio con una frase que decía “*muy poco sucedería si no hubiera fluidos*” (Agrícola 1556). Durante los siglos XVIII y XIX ya se reconocía que los componentes volátiles (especialmente H₂O y CO₂), desempeñaban un rol fundamental en el ascenso de magmas a superficie y en la generación de erupciones explosivas (Dolomieu 1788, Spallanzani 1792, Sainte-Clai-

re Deville 1856). A principios del siglo XX, el volcanólogo T.A. Jaggar, fundador del *Hawaiian Volcano Observatory*, daba testimonio de la importancia de los gases magmáticos en el control de los fenómenos volcánicos explosivos (Jaggar 1940). Los fluidos de origen magmático que ascienden a través de un sistema volcánico activo comúnmente se mezclan con fluidos meteóricos infiltrados al alcanzar profundidades someras, causando un aumento de temperatura de estos acuíferos y desarrollando así un sistema hidrotermal particular con impronta geoquímica característica de tipo magmática. Los sistemas volcánico-hidrotermales están generalmente relacionados con estratovolcanes o calderas recientes y presentan manifestaciones superficiales características dominadas por gases fumarólicos

y aguas termales (Rowe *et al.* 1992, Giggenbach 1997, Fournier 2006, Chiodini *et al.* 2015).

El vapor y la mayoría de los gases magmáticos por lo general son condensados a profundidades cercanas a la superficie favorecidas por la interacción con las aguas meteóricas infiltradas, produciendo aguas ácidas que pueden ser descargadas a alta temperatura para formar lagos cratéricos ácidos en las zonas de cráteres activos, o vertientes calientes ácidas hacia los flancos externos de los edificios volcánicos. Estos fluidos acidificados tienden a generar un importante lixiviado de la roca y depósitos de minerales de alteración (Delmelle y Bernard 2000, Tassi *et al.* 2005, Taran *et al.* 2009).

En el caso particular del volcán Copahue (37°45', 35'S, 71°11'O), actual centro de

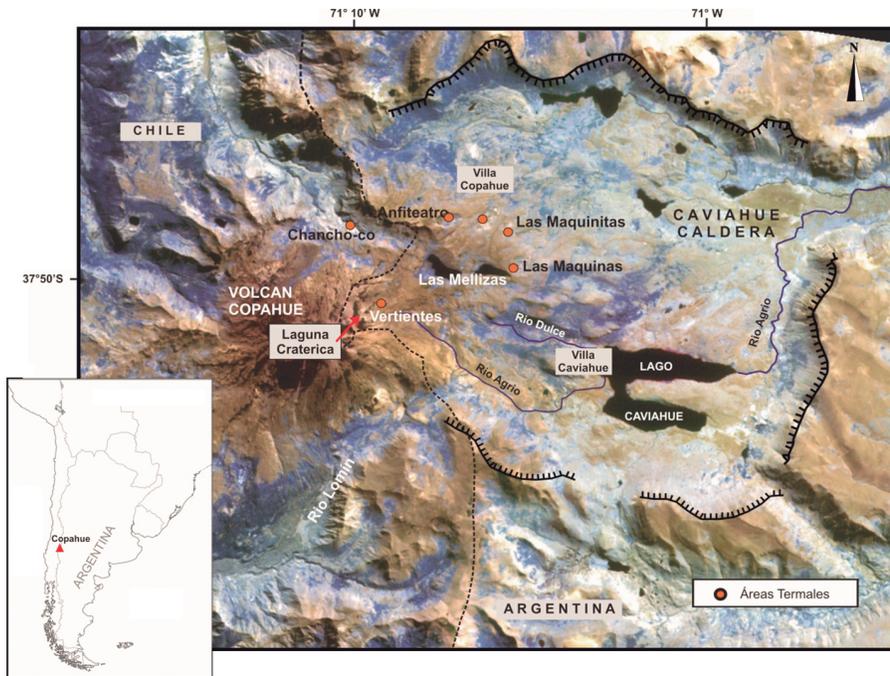


Figura 1: Ubicación del volcán Copahue y la Caldera de Caviahue. Se señalan las áreas termales y los principales cursos de agua asociados al volcán.

actividad del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (CVCC) que conforma la denominada Caldera del Agrio o Caviahue (Fig. 1), la dinámica de comportamiento y sus manifestaciones se encuentran controladas por un importante sistema volcánico-hidrotermal que ha sido intensamente estudiado en las últimas décadas (Pesce 1989, JICA 1992, Delpino y Bermúdez 1993, Mas *et al.* 1996, Martini *et al.* 1997, Linares *et al.* 1999, Folguera y Ramos 2000, Varekamp *et al.* 2001, 2009, Panarello 2002, Melnick *et al.* 2006, Ibañez *et al.* 2008, Vélez *et al.* 2011, Augusto *et al.* 2012, 2013, Petrinovic *et al.* 2014, Chiodini *et al.* 2015, Tamburello *et al.* 2015, Caselli *et al.* 2016, Gaviria Reyes *et al.* 2016, Roulleau *et al.* 2016, entre otros). La actividad de este sistema se refleja no solo a través del edificio volcánico, sino también mediante numerosas áreas geotermales que se manifiestan dentro del mencionado complejo volcánico. De esta manera, el estudio de los fluidos desempeña un papel fundamental para la caracterización y entendimiento de la dinámica del sistema general.

De acuerdo con esto, los trabajos pioneros en el estudio del área volcánica-hidrotermal de Copahue realizados por Groeber

y Corti (1920) y Groeber y Perazzo (1941) contaban con un importante apoyo de análisis geoquímicos que eran realizados por los doctores Herrero Ducloux, padre e hijo. Un compilado de estos análisis fue presentado en un completo informe de las características físico-químicas de cada una de las aguas termales de la región por el doctor Enrique Herrero Ducloux en el año 1942 (Herrero Ducloux 1942).

A partir del trabajo de Groeber y Corti (1920) se dan a conocer las particulares características del volcán Copahue y se difunde el potencial recurso que representa el área termal asociada. La información generada motiva el detallado informe desarrollado por Groeber y Perazzo (1941) sobre la “*Captación y Aprovechamiento de las aguas y fuentes del Copahue*” para la Dirección de Parques Nacionales, en aquel entonces dependiente del Ministerio de Agricultura.

En el presente trabajo se realiza un reconocimiento a la labor desarrollada por Don Pablo Groeber en los primeros estudios volcánicos-hidrotermales en Argentina hace ya casi 100 años, y a su vez se realiza una puesta al día sobre el conocimiento actual del sistema en función de nuevas metodologías.

GEOLOGÍA DEL AREA DEL VOLCÁN Y TERMAS DE COPAHUE

El Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CVCC, Fig. 1) está localizado en la transición entre los segmentos norte y sur de la Zona Volcánica Sur (ZVS, 33,3°-46°S), 30 km al este del frente magmático principal Plioceno-Holoceno (Melnick *et al.* 2006 y sus referencias). El volcanismo de esta región resulta de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, a tasas elevadas ~10,8 cm/año (Ramos y Folguera 2000, Melnick *et al.* 2006). El CVCC se desarrolla entre la zona de falla transcurrente de Liquiñe-Ofqui al sur y el sistema compresivo de Antituir-Copahue hacia el norte (Folguera *et al.* 2007). Este complejo arreglo tectónico habría dado lugar a una cuenca de intrarco de tipo *pull-apart* (Ramos y Folguera 2000, Bermúdez *et al.* 2002, Melnick *et al.* 2006, Rojas Vera *et al.* 2009), denominada caldera de Caviahue. Esta depresión fue identificada por primera vez por el Dr. Groeber aunque adjudicándole un origen glaciario. En su trabajo de 1941 la describe como bajo intermontano de Caviahue (y de Trolope) y según sus observaciones, “...esta depresión de unos 250 km cuadrados de superficie está rodeada al NE, N, E, y SE, por paredones abruptos, rocosos que caen desde 2.500 m. y más metros a 1.500 m. que es la altura actual del bajo”. La identificación del origen volcánico de la caldera recién tiene lugar con el trabajo de Pesca (1989). Esta depresión se desarrolla sobre un plateau volcánico de flujos andesíticos de 5-4 Ma asociados con la Formación Cola de Zorro-Hualcupén. El espesor de esta unidad alcanza los 1500 m y está controlado por fallamiento normal. En las pendientes externas de la caldera se reconoce una fina cubierta de depósitos piroclásticos de la Formación Cola de Zorro datados en 1,98 Ma (Pesca 1989, Linares *et al.* 1999, Mazzoni y Licitra 2000) que han sido interpretados como depósitos extracaldera producto del colapso. El interior de la caldera está cubierto por mantos ignimbríticos de la Formación Las Mellizas datados en 2,5 Ma (Pesca 1989, Melnick *et al.*

2006). Mientras que el sector norte está ocupado por campos de lava datados en 1,6 - 0,8 Ma (Linares *et al.* 1999) asociados a centros monogenéticos alineados a lo largo de fisuras denominados “*Basaltos de fondo de valle*” (Pesce 1989). Finalmente, durante el último millón de años la actividad se concentró en el edificio volcánico Copahue.

El volcán Copahue se ubica en el borde sudoccidental de esta depresión y ha presentado durante los últimos 250 años al menos 14 erupciones de baja magnitud (IEV 1-2): 1750, 1759, 1867, 1937, 1944, 1960, 1961, 1992, 1993, 1994, 1995, 2012 y 2014 (Delpino y Bermúdez 1993, Martini *et al.* 1997, Naranjo y Polanco 2004). La mayoría de las erupciones corresponden a emisiones principalmente freáticas a freatomagmáticas (Delpino y Bermúdez 1993, Petrinovic *et al.* 2014, Caselli *et al.* 2016). La actividad eruptiva del volcán Copahue impacta principalmente a las localidades de Copahue y Caviahue, ubicadas a 5 y 9 km del cráter del volcán respectivamente (Fig. 1). El edificio volcánico presenta una altura de 2997 m por sobre el nivel del mar y 9 cráteres en su cima alineados en dirección NE-SO. En su primera visita a la región entre los años 1920 y 1921, el Dr. Groeber describe las particulares características que presenta el volcán: “...*este volcán no se destaca por su forma de volcán individualizado, pero posee un cráter casi circular alrededor de medio km. de diámetro, de paredes casi perpendiculares que se levantan 250 a 300 m. arriba del espejo de una laguna de dos y medio a tres hectáreas de superficie y de profundidad hasta ahora desconocida*” (Groeber y Corti 1920). El cráter actualmente activo es el ubicado en el extremo oriental, que aloja un lago termal ácido con valores de pH inferior a 1 (Agusto y Varekamp 2016). Respecto a las características de esta laguna el Dr. Groeber señala: “...*la temperatura de ésta no es glacial, como debería suponerse, sino que oscila alrededor de 20 centígrados, según la estación del año y la cantidad de agua fría que recibe. Esta mayor temperatura se debe al calentamiento por los gases volcánicos que suben por las grietas de la chimenea del cráter, a la que la laguna sirve de tapón; al mismo tiempo cargan sus aguas con*



Figura 2: Acceso a la laguna del cráter desde el sector oriental en enero de 1941 (según Groeber y Perazzo 1941).

una cantidad muy apreciable de gases y sustancias minerales” (Groeber y Corti 1920). En una imagen tomada durante la campaña de 1940 desde el borde oriental del cráter se observa a la laguna con densas nubes de gases desprendiéndose desde la superficie (Fig. 2).

En el flanco oriental del edificio volcánico se distinguen dos vertientes ácidas (de hasta 80°C) que aguas abajo conforman el río Agrio superior que descarga en el lago Caviahue (Martini *et al.* 1997, Varekamp *et al.* 2001, 2009, Caselli *et al.* 2005, Agosto 2011, Agosto *et al.* 2012).

En el complejo volcánico se encuentran además cinco áreas geotermales ubicadas al norte y noreste del edificio del volcán Copahue, conocidas actualmente como: Chanco-Co, Anfiteatro, Termas de Copahue, Las Maquinitas y Las Máquinas (Fig. 1). Cabe destacar que las Termas de Copahue son las únicas que se explotan como centro de balneoterapia, en torno al cual se ha desarrollado la localidad de Copahue. Las áreas termales presentan manifestaciones en forma de piletas de aguas y fangos burbujeantes, en algunos casos a temperaturas de ebullición, y fumarolas que alcanzan los 160°C. Los estudios geotérmicos realizados en la zona indican la presencia de un sistema hidrotermal dominado por vapor compuesto por dos reservorios productivos a 800-1000 m y 1400 m de profundidad al norte del volcán Copahue (JICA 1992, Sierra *et al.* 1992, Mas *et al.* 2000). Las temperaturas calculadas por geotermometría indican que las temperaturas de los reservorios alcanzan los 200° y 250°C res-

pectivamente (Sierra *et al.* 1992, Panarello 2002, Agosto *et al.* 2013, Tassi *et al.* 2016), las cuales son consistentes con las mediciones de pozo (Mas *et al.* 2000).

LAGUNA DEL CRÁTER DEL VOLCÁN COPAHUE

Durante los periodos de calma del volcán Copahue, el cráter activo presenta una laguna ácida termal (Fig. 3a) con valores de pH inferiores a 1 y temperaturas que habitualmente oscilan entre los 30° y 50°C, aunque durante el ciclo eruptivo 2012-2015 alcanzó los 80°C (Varekamp *et al.* 2001, Agosto *et al.* 2012, Agosto y Varekamp 2016). Desde el flanco este del volcán nacen dos vertientes ácidas termales con valores de pH ~1 y temperaturas de hasta 80°C. Tanto la laguna del cráter como las vertientes son la expresión superficial del sistema volcánico-hidrotermal alojado en el interior del edificio del volcán Copahue. Las vertientes se unen aguas abajo para formar el río Agrio superior (pH ~2) que vierte sus aguas en el lago Caviahue (pH 2-3), en ambos casos con temperaturas ambientales (Fig. 3b). Estas aguas de carácter ácido y estrechamente relacionadas con el edificio volcánico han sido agrupadas como sistema volcánico-hidrotermal (SVH) por Agosto *et al.* (2012). Estas aguas son progresivamente diluidas por aguas de deshielo (AD) pertenecientes a distintos tributarios como el arroyo Pucón Mahuida y los ríos Dulce, Trolope, Ñorquín y las lagunas Las Mellizas, entre otros. Un completo set de datos de las composiciones químicas

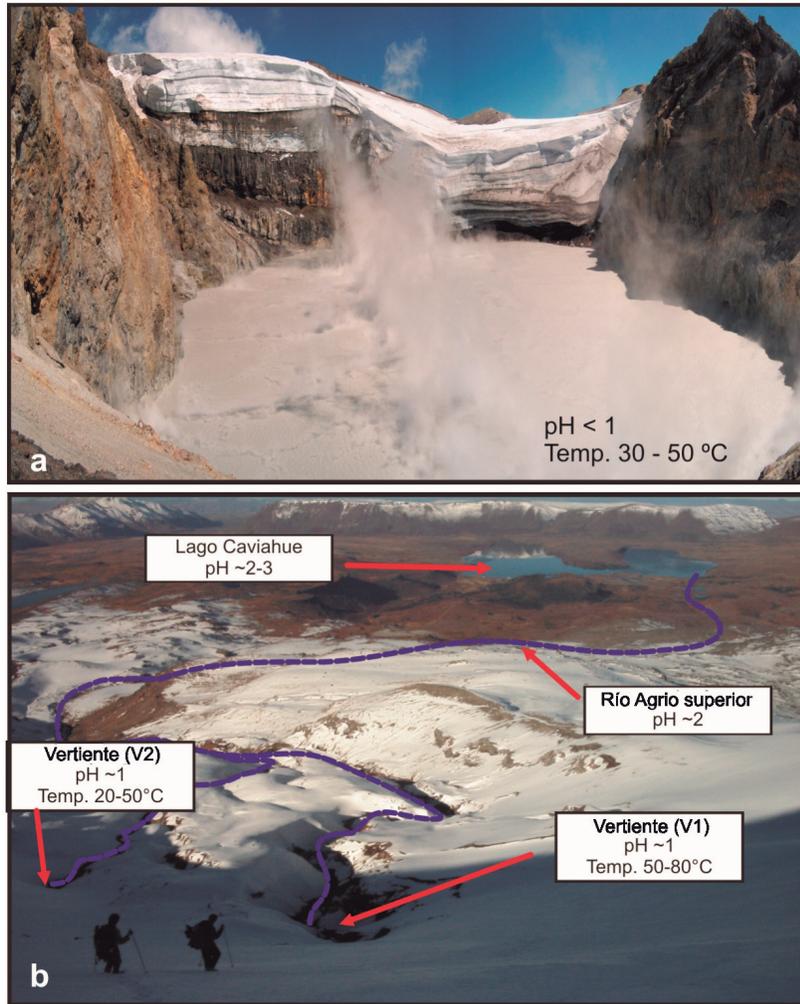


Figura 3: a) Cráter en enero de 2008, se observa columna de gases y vapor se desprenden desde la superficie de la laguna; b) Vertientes sobre el flanco este del volcán Copahue, curso del río Agrio superior y lago Caviahue. Se indican valores de temperatura y pH.

micas - isotópicas y parámetros de campo de los últimos 20 años puede encontrarse en Agosto y Varekamp (2016). El aspecto habitual de las aguas de la laguna cratérica es turbio y de color gris-verdoso, con permanente emisión de vapores ácidos (Fig. 3a). Sobre la superficie del agua es común observar flotando planchas compuestas por partículas de azufre nativo de color amarillo, que luego se depositan sobre las orillas. La presencia de azufre en la laguna del cráter, como así también en el material emitido durante los eventos eruptivos, es particularmente abundante en el volcán Copahue (Fig.4). Este material ha sido descrito y motivo de estudio por numerosos autores (Delpino y Bermudez 1992, Varekamp *et al.* 2001, Agosto *et al.* 2012, Petrinovic *et al.* 2014, Case-

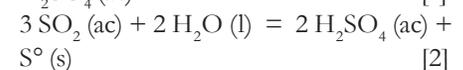
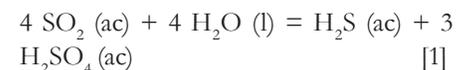
lli *et al.* 2016, Agosto y Varekamp 2016, Daga *et al.* 2017, entre otros), quienes indican su origen magmático y sus características asociadas al comportamiento del sistema. Estas características fueron inicialmente descritas a principios del siglo XX por Groeber y Corti (1920), según su relato textual "... *Contemplando la laguna desde arriba, se ven formarse especialmente en su rincón sudeste, manchas amarillas de azufre, que cambian de forma y de frecuencia, desaparecen y vuelven a presentarse. En ocasiones especiales pueden recogerse tales productos fuera de la laguna...*"

En el trabajo de los mencionados autores se destaca el carácter extremadamente ácido de la laguna indicándola como "... *agua sulfúrica al 11,0544 ‰ que contiene ácido clorhídrico libre al 2,7174 ‰ ...*". Estos va-

lores corresponden aproximadamente a 11000 ppm de sulfato y 2700 ppm de cloruro, respectivamente, que se encuentran en el rango de los valores medidos (relación SO_4/Cl entre 2-9) durante el período de estabilidad del sistema entre los años 2001 y 2012 (Agusto *et al.* 2012). Los valores en la relación SO_4/Cl de las aguas de la laguna del cráter luego se mantienen en el resto del sistema volcánico-hidroológico que involucra a las vertientes, al río Agrio y el lago Caviahue aun cuando estas se diluyen. Este patrón puede observarse claramente en el diagrama SO_4 vs. Cl (Fig. 5), desde el extremo altamente concentrado de las aguas del cráter y vertientes (incluidas en SVH) hacia el extremo dominado por las AD, que indica el control de estas últimas en el proceso de dilución.

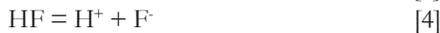
Las condiciones atípicas de este ambiente que controlan las características extremas de estas aguas eran motivo de discusión entre los doctores Groeber, Corti y Herrero Ducloux, quienes sugerían "... *el ácido sulfúrico se ha formado como proceso final de la oxidación del azufre que existe en cantidad apreciable y muy diseminada en Copahue. Esta oxidación del azufre puede ser acelerada o activada por el calentamiento producido por los gases o vapores calientes que se desprenden y no sería difícil hallar entre ellos alguno con propiedades oxidantes...*". Respecto al cloruro postulaban lo siguiente "... *el ácido clorhídrico se debe a la acción del ácido sulfúrico sobre el cloruro de sodio...*". Estas aseveraciones son parcialmente correctas.

Actualmente se considera que las principales especies aniónicas en estos ambientes (SO_4^{2-} , Cl^- y HCO_3^-) provienen en general de los principales gases ácidos de origen magmático (SO_2 , HCl y CO_2 , respectivamente) (Giggenbach 1997). En el caso particular del SO_2 , en contacto con agua líquida en ambientes someros, sufre un proceso de dismutación en el cual se oxida y se reduce a la vez, según las siguientes reacciones:



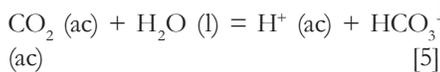
para formar H_2S , S^0 y alguna de las especies de sulfato (H_2SO_4 , HSO_4^- o SO_4^{2-}), dependiendo de la acidez (Murray y Cubicciotti 1983). Estas reacciones controlarían las características sulfatadas de estas aguas y la importante presencia de parches de azufre en la laguna del cráter, la existencia de azufre líquido en el conducto en la base de la laguna y la presencia de azufre piroclástico en el material emitido durante las erupciones.

Respecto al cloruro, como así también otros halógenos como el fluoruro y el bromuro, su participación se debe a la disolución de la especie de origen magmática en aguas someras según la reacción:



que de esta manera aporta a la acidez de las aguas y los altos valores de cloruro y fluoruro.

El CO_2 , el gas ácido de origen magmático con mayores valores de flujo y concentración en las emisiones gaseosas después del H_2O , a los bajos valores de pH existentes en estas aguas está inhibido para solubilizarse y se pierde a través de la nube gaseosa que emite el volcán. La reacción que controla este equilibrio es la siguiente:



en la cual bajos valores de pH desplazan el equilibrio hacia la izquierda (Stumm y Morgan 1996).

La distribución de los contenidos relativos de las principales especies aniónicas en las aguas termales de la región se presentan en el diagrama de la figura 6.

Los altos valores en la concentración de cationes y sílice en este tipo de aguas termales ácidas vinculadas a ambientes volcánicos se deben al ataque ácido sobre la roca de caja. La distribución de las concentraciones relativas de especies catiónicas en las aguas termales del sistema se presentan en el diagrama de la figura 7. Esta situación fue señalada por Groeber y Corti (1920) quienes indicaban "... el



Figura 4: Vista parcial del borde este de la laguna del cráter, se observan los gases que se desprenden desde la superficie de la laguna y los grandes depósitos de azufre que se acumulan en las orillas.

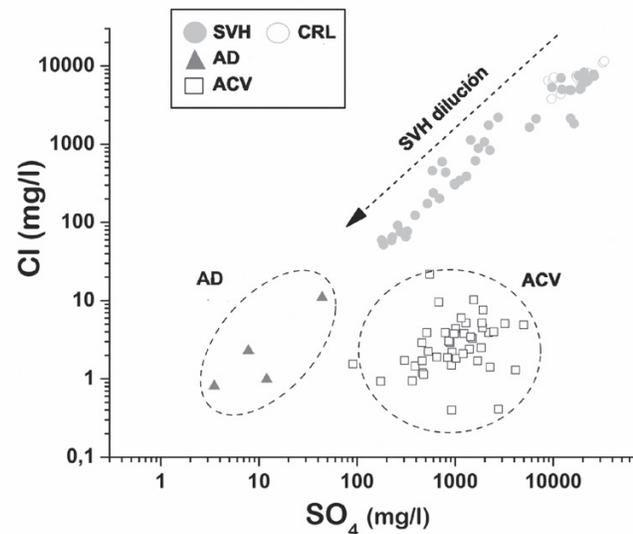


Figura 5: Diagrama SO_4^{2-} vs. Cl, se indican la línea de dilución de las aguas del sistema volcánico hidrologico (SVH), las aguas de deshielo (AD) y las aguas calentadas por vapor (ACV). Se señalan las aguas de la laguna del cráter (CRL) (modificado de Agosto 2011)

Al, Fe, Ca y Mg proceden de la disolución de los minerales que componen las traquiandesitas del zócalo del volcán, especialmente de sus feldespatos y hornblendas o parte también de la magnetita... Otro dato interesante de estas aguas es la proporción grande de sílice que contienen, varias veces más elevada que el contenido de las aguas comunes. Este caso no es extraño pues el ácido sulfúrico disuelve mayor cantidad de sílice que las aguas comunes...?

El nivel de la laguna del cráter, la composición y la morfología han cambiado en tiempos históricos y esto está estrechamente vinculado a las variaciones en el

estado de actividad del volcán. Groeber indica que durante sus campañas a la región en los años 1920 y 1921 la temperatura de la laguna del cráter del volcán Copahue oscilaba alrededor de los $20^\circ C$, mientras que en su visita en los años 1940 y 1941 la temperatura aumentó a $52^\circ C$ en la orilla y que se estima que alcanzaría los $100^\circ C$ en el centro. Estas variaciones se producían junto con un marcado descenso del nivel de la laguna y la emisión de grandes nubarrones desde el cráter que no se habían observado en años anteriores (Groeber y Perazzo 1941). Sin embar-

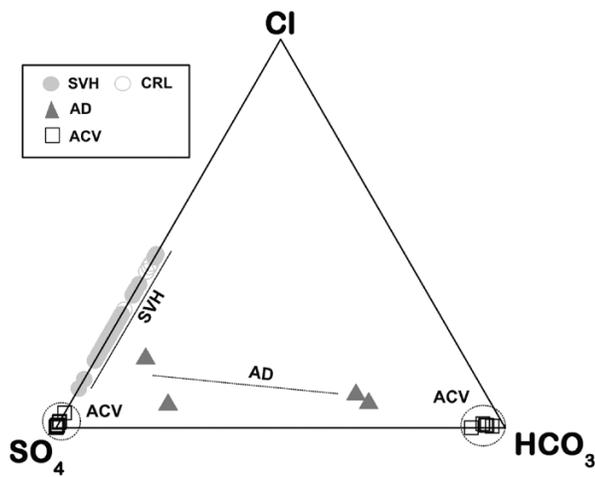


Figura 6: Diagrama $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$ para caracterización de las aguas del sistema. Acrónimos en Fig. 5.

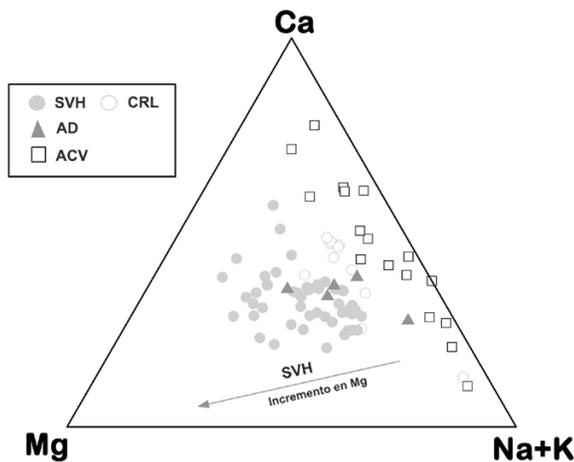


Figura 7: Diagrama $\text{Ca} - \text{Mg} - \text{Na} + \text{K}$ para caracterización de las aguas del sistema. Acrónimos en Fig. 5.

go, en cualquiera de los casos el nivel de la laguna era cercano al borde del cráter en su sector este (Fig. 8). De esta forma, la laguna del cráter desaguaba por desborde generando un incipiente río Agrio superior.

Groeber y Corti (1920), junto con los doctores Herrero Ducloux, señalan variaciones asociadas a cuestiones estacionales, donde indican para el verano menores concentraciones y un mayor flujo de desagüe a través del denominado Vertedero, como consecuencia del aumento del deshielo del glaciar que conforma parte del flanco oeste del cráter. Características similares se reconocían en el área del cráter hasta la década del 90 del siglo XX cuando inicia un nuevo periodo de actividad (Delpino y Bermúdez 1992, 2002, Bermúdez *et al.* 2002). La erupción del año 2000, la mayor identificada en tiempos históricos (VEI 2), modifica significati-

vamente el cráter, la laguna desaparece y eleva el flanco este del Vertedero. De esta manera, cuando poco tiempo después la laguna vuelve a formarse queda varias decenas de metros debajo del borde del cráter (Fig. 3a). En esta situación, el río Agrio superior es alimentado por las vertientes termales ácidas que emergen del flanco este del volcán, sin que necesariamente estas sean un desagote de la laguna del cráter (Fig. 3b). Esto último se comprueba durante el nuevo ciclo eruptivo 2012-2016, cuando la laguna se transforma en un cuerpo de agua menor que se presenta en forma intermitente y con muy bajo nivel, mientras que las vertientes fluyen constantemente (Agusto y Varekamp 2016).

Las emisiones fumarólicas del cráter del Copahue

Previo al evento eruptivo del 22 de di-

ciembre del 2012, el cráter activo del volcán Copahue presentaba habitualmente la característica laguna ácida. Las particulares características de esta laguna se debían a que actuaba como un condensador directo de los gases emitidos por el conducto volcánico, motivo por el cual, hasta el momento no se había podido contar con información de muestreos directos de las fumarolas del cráter activo del volcán. La información geoquímica e isotópica directa de los fluidos gaseosos emitidos por el sistema, solo se había podido tomar en las áreas con manifestaciones hidrotermales aledañas al edificio volcánico (Agusto 2011, Agusto *et al.* 2013). Sin embargo, a partir de la desaparición de la laguna con el evento eruptivo de diciembre 2012 numerosas fumarolas quedaron expuestas en el cráter activo del volcán, permitiendo obtener los primeros datos directos de geoquímica de gases con muestreos realizados entre enero y marzo del 2013 (Fig. 9).

El muestreo se realizó mediante el método de trampa alcalina en ampolla evacuada (Montegrossi *et al.* 2001) y las fumarolas muestreadas presentaban temperaturas de hasta 431°C . La composición química presentaba proporciones de vapor de agua de hasta 94 %, mientras que la fracción de gas seco indicaba una composición dominada por CO_2 (hasta 7,06% molar) y concentraciones relativamente altas de compuestos ácidos, tales como SO_2 (hasta 1,57% molar), HCl (hasta 0,05% molar), H_2S (hasta 0,08% molar), HF (0,03% molar) de acuerdo con lo indicado por Tamburello *et al.* (2015). Durante marzo del 2014, una incipiente laguna ácida cubrió nuevamente el campo fumarólico, evitando el muestreo directo de las fumarolas del cráter. Para investigar la composición del gas/vapor que emana de la superficie de la laguna, se llevó a cabo un estudio con un medidor Multi-GAS portátil alrededor de la orilla del lago cráter, en la cual se identificaron las altas proporciones de gases ácidos que escapaban de la laguna. Los distintos valores en las relaciones HCl/SO_2 en los gases fumarólicos del 2013 ($\sim 0,03$) y de los gases que emanan desde la superficie de la laguna durante el 2014 ($\sim 0,12$) se de-

berían a la absorción parcial de los gases al atravesar la misma. Las mediciones de Multi-GAS se realizaron en forma paralela con una cámara UV, que detectó columnas de SO_2 de muy alta densidad en una pluma que resultaba "invisible" en la región visible del espectro electromagnético (Fig. 10). Esta combinación de técnicas permitió determinar la concentración de las emisiones gaseosas y el flujo para las principales especies, que arrojaron valores sorprendentemente elevados considerando la existencia de una laguna restableciéndose que tiende a entrapar las especies ácidas solubles. La pluma invisible del cráter del Copahue mostraba una tasa de emisión que superaba las 12.000 toneladas/día (t/d) (Tamburello *et al.* 2015), dominado por vapor de agua (como es habitual) pero con muy altos valores de SO_2 (hasta 1300 t/d), CO_2 (>600 t/d) y HCl (>60 t/d). Estos altos valores en la tasa de emisión resultan ampliamente superiores a las que pueden encontrarse en otros volcanes con lagunas cratéricas hiperácidas, como los volcanes Poás (Costa Rica) o Kawah Ijen (Indonesia), y son comparables con los valores presentes en volcanes de arco con conducto abierto (Aiuppa *et al.* 2014). Particularmente, en el caso del volcán Copahue la alta tasa de emisión estaría controlada por la temperatura, la saturación de las aguas de la laguna respecto a los gases y la extrema acidez ($\text{pH} < 0,5$) del ambiente, condiciones que tienden a desplazar el equilibrio de las reacciones 1, 2, 3, 4 y 5 hacia la izquierda. Esta situación favorece el pasaje de los gases volcánicos ácidos a través de la laguna reduciendo la absorción de los mismos. En su primera visita al cráter del Copahue en el año 1920, Don Pablo Groeber reconoce y señala las significativas características de las emanaciones gaseosas que resultan objeto de estudio en la actualidad, según "... de vez en cuando se cubre la superficie de la laguna con vapor. Entonces el desprendimiento de gases, siempre muy considerable, aumenta todavía. Estos gases, que tienen un efecto asfixiante (ácido sulfuroso y clorhídrico o quizá cloro libre) se notan según la dirección y fuerza del viento a distancias considerables..." (Groeber y Corti 1920).



Figura 8: Vista parcial del borde este de la laguna del cráter en enero de 1941. Se observan los gases que se desprenden desde la superficie de la laguna que se encontraba a escasos metros del borde del cráter (según Groeber y Perazzo 1941).



Figura 9: Cráter en enero de 2013 luego de la erupción de diciembre del 2012. Se observan las fumarolas libres del conducto principal por la desaparición de la laguna y se indica el punto de muestreo de gases.

Durante el año 2016, a consecuencia de numerosos eventos explosivos del ciclo eruptivo en desarrollo (SERNAGEOMIN-OVDAS, <http://www.sernageomin.gov.cl/volcanes.php>), la laguna volcánica ha desaparecido y el cráter presenta un cono de escoria anidado con una emisión de tipo conducto abierto (Fig. 11).

LAS ÁREAS TERMALES

En el interior de la Caldera de Caviahue, en el sector norte y noreste del volcán Copahue, se desarrollan una serie de áreas termales con emisiones de fluidos calientes estrechamente relacionados con la actividad magmática de la región. Estas áreas constituyen las manifestaciones ac-

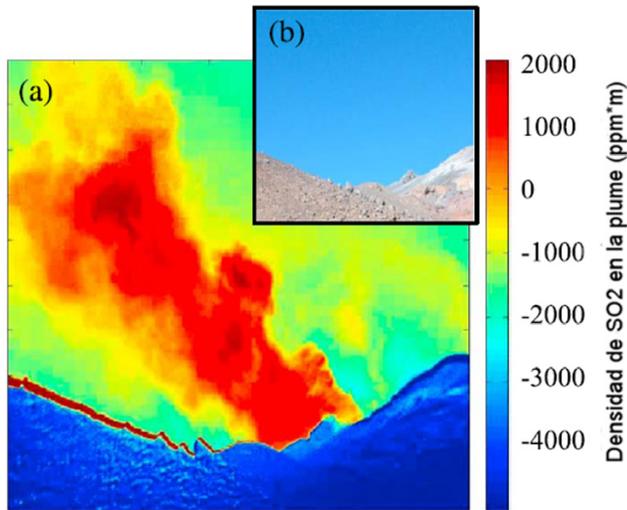


Figura 10: a) Densidad de SO_2 en la columna de gases medida en el volcán Copahue con cámara UV al pie del edificio volcánico; b) Detalle de la imagen visible en el momento de la medición (modificado de Tamburello *et al.* 2015).



Figura 11: Cráter del volcán Copahue en octubre de 2016, sin laguna cratérica y el desarrollo de un cono de escoria en su interior (foto gentileza de SEGEMAR).

tivas denominadas Termas de Copahue (Los Baños según Groeber y Corti 1920), Las Máquinas, Las Maquinitas y Anfiteatro, en Argentina, y Chanco-Co sobre el flanco norte del edificio volcánico en territorio chileno. La mayor parte de los estudios realizados en la región durante las últimas décadas del siglo XX, estuvieron focalizados particularmente sobre estas áreas con el objetivo de determinar las características del reservorio geotérmico que las alimenta y evaluar su potencial para la generación de energía eléctrica. Para tal fin, se desarrollaron

los pozos exploratorios COP-1, COP-2, COP-3 y COP-4, y se puso en funcionamiento una planta piloto de 30 Mw (Latinoconsult 1981, Sierra *et al.* 1986, 1992, D'Amore *et al.* 1988, JICA 1992, Mas *et al.* 1996, 2000, Panarello 2002, entre otros). A partir del trabajo de Groeber y Corti (1920) se difunde el potencial recurso que representa el área termal del Copahue, y esto motiva el detallado informe desarrollado por Groeber y Perazzo (1941).

El control estructural de las termas

Estas áreas geotermales ubicadas dentro

de la caldera, se encuentran asociadas a rasgos geomorfológicos particulares en zonas deprimidas tipo bateas o cubetas, como consecuencia de la erosión diferencial por la intensa alteración hidrotermal actuante en ellas. El emplazamiento de las manifestaciones geotermales activas en el campo Copahue se encuentra estrechamente vinculado con las estructuras de fallamiento del área. En las áreas activas se pueden observar numerosas fracturas, predominando las que presentan dirección $\text{N}60^\circ\text{E}$ y ONO (Latinoconsult 1981, Pesce 1987, JICA 1992, Mas *et al.* 1993, Melnick *et al.* 2006, Rojas Vera *et al.* 2009). El sistema de fallas actuaría como pasaje para los fluidos, que alimentan las manifestaciones hidrotermales en superficie de las áreas geotermales arriba mencionadas. Al respecto, Groeber y Perazzo (1941) indicaban que las depresiones de Anfiteatro, Los Baños y Las Maquinitas presentan una disposición lineal aproximadamente O-E debido a un claro control estructural. A su vez, los autores señalan que “... las emanaciones se disponen conforme a fisuras existentes en profundidad. Las rocas del subsuelo y aflorantes han sido alteradas por las emanaciones a lo largo de las fisuras...”.

No se producen manifestaciones termal por fuera de estas estructuras, lo que señala el vínculo existente entre las manifestaciones geotermales y las mencionadas estructuras. Fallas inversas de rumbo $\text{N}30\text{-}40^\circ\text{O}$ actuarían como barrera impermeable cerrando el flujo de las soluciones hidrotermales, ya que no se observan áreas geotermales, manifestaciones hidrotermales aisladas ni zonas de alteración al este de las mismas. La asociación de estos sistemas de fallas con las manifestaciones hidrotermales superficiales y con la presencia de un reservorio geotérmico en el subsuelo, quedó evidenciada durante el desarrollo de los pozos exploratorios COP-1, COP-2, COP-3 y COP-4 (JICA 1992, Mas *et al.* 1993, 1996, 2000).

Características de las aguas termales

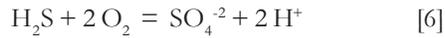
Las áreas termales (Chanco-Co, Anfiteatro, Las Máquinas, Las Maquinitas y Termas de Copahue) se caracterizan por la presencia de manifestaciones gaseosas y

aguas termales. Los gases se emiten desde fumarolas con temperaturas por lo general alrededor de los 95°C, aunque se han medido temperaturas de hasta 160°C en el área de Las Maquinitas (Agusto *et al.* 2013, Tassi *et al.* 2016a). Las aguas termales se presentan como acumulaciones de aguas burbujeantes con distintas dimensiones con temperaturas que alcanzan hasta 96°C (Agusto 2011, Gaviria Reyes *et al.* 2016). Estas temperaturas indican la presencia de un acuífero somero y un fuerte control hidrotermal sobre las emisiones. De acuerdo con esto, Panarello (2002) denominó a estas aguas burbujeantes como “aguas calentadas por vapor” (ACV), denominación adoptada por Agusto (2011) y Agusto *et al.* (2012) para el estudio comparativo de las aguas de la región.

La gran mayoría de las ACV de las distintas áreas termales son aguas ácidas sulfatadas, altamente enriquecidas en sulfatos respecto a cloruros y bicarbonatos (Fig. 6). Los procesos que dan lugar a la formación de estas manifestaciones y sus características físico-químicas involucran, además de los fluidos profundos de origen magmático y las aguas meteóricas superficiales, el desarrollo de un importante ambiente hidrotermal subsuperficial que participa de manera significativa en el control de las características de las manifestaciones. Como se mencionó anteriormente, el potente acuífero hidrotermal corresponde al reservorio geotérmico definido debajo de la mayor parte de las áreas de muestreo (JICA 1992, Martini *et al.* 1997, Mas *et al.* 2000, Panarello 2002).

Los bajos contenidos relativos de cloruros en las ACV en superficie, se deben a que el acuífero profundo absorbe casi completamente la mayor parte de los gases magmáticos más solubles que alimentan el reservorio geotérmico. De esta manera, los gases ácidos de origen magmático profundo altamente solubles como el HCl y el HF se encuentran fuertemente empobrecidos en la composición gaseosa que alcanza la superficie, y por lo tanto se empobrece también en los cuerpos de agua superficiales (Fig. 5).

El enriquecimiento en SO_4^{2-} se debe a que gran parte del H_2S gaseoso que alcanza el ambiente somero superficial, al entrar en contacto con las aguas meteóricas ricas en O_2 disuelto se oxidan según la reacción:



de esta manera el ácido sulfúrico formado se disocia en solución, liberando H^+ y dando lugar a la formación de las aguas con alta acidez y altos contenidos en SO_4^{2-} .

El escape volátil diferenciado del H_2S respecto a los otros gases ácidos, se produciría durante la ebullición en ascenso de los fluidos hidrotermales profundos. Este proceso asociado, de ascenso y ebullición de los fluidos, fue identificado en los pozos de exploración y producción de la planta geotérmica (JICA 1992, Panarello 2002) y mediante el análisis mineralógico y de inclusiones fluidas de los perfiles de los mismos (Mas *et al.* 1996). Aunque estos vapores de ebullición se encuentran mayormente enriquecidos en CO_2 , la formación de bicarbonato queda inhibida aquí también por la alta acidez de estas aguas (ec. [5]). Es importante destacar que el aporte de S para la formación de sulfato en superficie en las áreas geotermales es la especie reducida H_2S , a diferencia de las aguas ácidas del ambiente volcánico-hidrotermal del volcán Copahue, donde el rápido ascenso de fluidos (que caracteriza las zonas de conducto volcánico) favorece el arribo de la especie oxidada magmática original SO_2 al sistema hidrotermal somero sin llegar a reducirse.

En el caso particular de las áreas geotermales, el mayor tiempo de residencia y circulación de los fluidos expone a una mayor interacción fluido-roca bajo las condiciones reductoras típicas de ambientes hidrotermales. Esta situación favorece la reducción total de los gases oxidados SO_2 de origen magmático profundo hacia la especie H_2S (Giggenbach 1997). Esto es consistente con la ausencia de SO_2 y los importantes valores de H_2S en la composición de las manifestaciones

gaseosas de las áreas geotermales (Agusto *et al.* 2013, Tassi *et al.* 2016a).

Las composiciones catiónicas relativas de las ACV enriquecidas en Ca y Na+K (Fig. 7), responden a procesos de alteración y lixiviación de las rocas del entorno, constituidas por andesitas y andesitas-basálticas de composición calcoalcalina enriquecidas en potasio, con una mineralogía caracterizada por plagioclasa, olivina y piroxeno. De esta manera, el enriquecimiento de estas aguas en K y Ca se debe a que una vez liberados de la roca primaria quedan dentro del sistema, precipitando como los minerales secundarios presentes característicos de este ambiente: alunita, anhidrita y yeso, y jarosita entre los más importantes (Mas *et al.* 1996). Por otro lado, el Mg liberado de la roca por ataque ácido a olivinas y piroxenos no precipita formando minerales secundarios en las condiciones de acidez y temperatura de estos ambientes. Por este motivo, no se han reconocido minerales secundarios portadores de Mg en las áreas termales, debido a que permanece en solución y se pierde por lavado. De esta manera, el permanente lixiviado al que estas rocas han estado expuestas, ha llevado al empobrecimiento gradual en Mg en las áreas termales, que se transmite a la fase líquida en la composición de las ACV.

Los similares contenidos relativos de cationes mayoritarios (Ca, Mg y Na+K) en las aguas del SVH, responde a similares procesos de ataque ácido y lixiviado de la roca basáltica-andesítica que conforma el edificio volcánico. De esta forma, los cationes son liberados proporcionalmente de la roca involucrada en el interior del edificio del volcán Copahue, y esa composición relativa es transmitida al resto del sistema aguas abajo. El enriquecimiento relativo en Mg de estas aguas con respecto a las ACV se debe fundamentalmente a dos cuestiones: 1) las rocas del edificio volcánico presentan mayores contenidos de minerales máficos portadores de Mg (olivina y clinopiroxeno) y 2) las rocas del edificio son periódicamente rejuvenecidas por procesos intrusivos y eventos eruptivos que alimentan el sistema volcánico-hidrotermal (Agus-

to 2011). Estas dos situaciones evitan en el edificio volcánico, y por lo tanto en el SVH, el empobrecimiento relativo en Mg que afecta las rocas lixiviadas de las áreas termales y las aguas de sus manifestaciones (ACV).

Estas determinaciones son consistentes con lo planteado por Groeber y Perazzo (1941), quienes presentan la composición mineralógica de los basaltos (dominada por plagioclasas, olivinas y piroxenos) y sugieren que son atacados por el ácido sulfúrico producto de la oxidación del ácido sulfhídrico, para controlar la composición de las aguas, los barros y los minerales secundarios generados. Con respecto a las variaciones en las composiciones de las aguas de estas áreas, Groeber y Corti (1941) señalan que "... la oscilación de la intensidad de las emanaciones en Los Baños se mantiene entre límites más estrechos que la del cráter del volcán Copahue, pero parece estar ligada más o menos a ella; esto no implica, por otra parte, una dependencia directa del centro eruptivo...". De acuerdo con esto, Agosto *et al.* (2013) y Tassi *et al.* (2016a) indican que el potente acuífero que representa el reservorio geotérmico actúa como filtro/tampón que impide que cambios en el edificio volcánico se manifiesten en las ACV. Sin embargo, Gaviria Reyes *et al.* (2016) observa cambios importantes en las ACV asociados al inicio del actual ciclo eruptivo durante el 2012-2013 y sugiere una mayor frecuencia de muestreo. Para un mayor detalle sobre la composición química e isotópica de las ACV se puede recurrir a Agosto (2011) y Gaviria Reyes *et al.* (2016).

La composición de los gases fumarólicos de las áreas termales

La composición química e isotópica de las muestras gaseosas tomadas en los últimos años en estas áreas han permitido realizar inferencias sobre el origen de los fluidos y su relación con la actividad volcano-tectónica del sistema (Agosto *et al.* 2013, Tassi *et al.* 2016a).

La relación isotópica de He (R/R_a hasta 7,9), la más alta observada para un volcán sudamericano (Hoke y Lamb 2007, Ray *et al.* 2009, Tassi *et al.* 2009, 2010, Benavente

et al. 2015, Tardani *et al.* 2016, Aguilera *et al.* 2016 a,b) y las relaciones $CO_2/{}^3He$ (de 1,4 a $8,8 \times 10^9$) indican un control composicional de arco no clásico, con imprints mantélicas características de ambientes extensionales. En función de la relación ${}^3He/{}^4He$ (R/R_a) se identificaron dos grupos bien diferenciados, por un lado las muestras de los gases de las áreas de Chancho-Co y Anfiteatro con menores valores R/R_a (~ 5) y por el otro las muestras de las áreas de Las Máquinas, Las Maquinitas y Termas de Copahue con muy altos valores de R/R_a . La ocurrencia de dos valores de R/R_a tan diferenciados indica dos circuitos marcadamente diferentes en la evolución de los fluidos que contienen estas dos especies isotópicas. Los menores valores de la relación R/R_a indican mayores procesos de interacción con la roca y mayor participación de fluidos de origen hidro-atmosféricos respecto a las áreas con mayores valores. Por otro lado, los altos valores R/R_a , enriquecidos en 3He , son característicos de ambientes extensionales con fuerte impronta mantélica (Giggenbach 1996). El CVCC es un sistema activo favorecido por la intersección de importantes y profundos lineamientos regionales, ubicado sobre una zona de adelgazamiento cortical y anomalía de ascenso astenosférico (Pacino 1997, Yuan *et al.* 2006, Folguera *et al.* 2007). Este particular marco geológico asociado a los altos valores R/R_a indican que existe una importante y activa conexión entre el ambiente magmático andesítico somero, que alimenta las manifestaciones superficiales (volcán Copahue y áreas geotermales) y el ambiente de generación magmático profundo de características mantélicas.

Las relaciones $CO_2/{}^3He$ con valores de $\delta^{13}C_{CO_2}$ (PDB) de entre -6,8 y -8,8 ‰ indican además una significativa contribución de CO_2 de origen orgánico posiblemente asociado al material sedimentario subducido (Fig. 12). La participación del material subducido se puede observar también en función de los valores de $\delta^{15}N_{N_2}$ (+5,3 a +5,5 ‰ vs. ATM). En el diagrama de la figura 13 se observa una fuente principal a partir de sedimentos de

la losa subducida para el N_2 con una participación menor de origen atmosférico (Agosto *et al.* 2013).

Aunque los gases de las áreas hidrotermales presentan una clara participación mantélica, la ausencia de gases magmáticos característicos como SO_2 , HCl y HF, indican procesos de *scrubbing* (Symonds *et al.* 2001) en el reservorio hidrotermal que filtran los gases ácidos solubles. De acuerdo con esto, los mayores tiempos de residencia y circulación de los gases (respecto a la zona de conducto) favorecen la interacción fluido-roca y se generan las condiciones reductoras típicas de ambientes hidrotermales. Bajo estas condiciones, la especie magmática SO_2 es completamente reducida a H_2S y se generan altas concentraciones de las especies H_2 y CH_4 , consistente con los altos valores registrados en las fumarolas de las áreas termales y el pozo geotérmico (JICA 1992, Agosto *et al.* 2013, Tassi *et al.* 2016 a, b).

Los gases fumarólicos muestreados en las áreas termales durante el 2006-2007 muestran valores de la relación N_2/He relativamente bajos y altos R/R_a con respecto a aquellos medidos durante 2012-2013. Las composiciones 2006-2007 podrían ser una secuela asociada a antiguas inyecciones de magmas no evolucionados ricos en He de características mantélicas, posiblemente aquellas que actuaron como disparador de los eventos eruptivos del año 2000 (Agosto *et al.* 2013, Tassi *et al.* 2016a). Las muestras gaseosas asociadas al periodo eruptivo 2012-2013 presentan valores de N_2/He relativamente mayores (Fig. 14), posiblemente asociadas al rejuvenecimiento del sistema que desembocara en el actual ciclo eruptivo. Variaciones en las relaciones de estas especies gaseosas asociados a procesos eruptivos fueron identificados en otros volcanes de los Andes, como son los casos de los volcanes Galeras (Fischer *et al.* 1996) y Planchón-Peteroa (Aguilera *et al.* 2016 b, Tassi *et al.* 2016 b).

En relación al estudio del reservorio geotérmico, se realizó un relevamiento mediante la técnica de CO_2 difuso con cámara de acumulación (Chiodini *et al.* 2015). Los autores registraron anomalías

de dióxido de carbono en tres de los cuatro sitios geotérmicos ubicados en el lado argentino del CVCC. La cantidad total de CO₂ liberado por toda la superficie del campo geotérmico es de 208,5 t/d. Los resultados preliminares mediante el uso de CO₂ como trazador de la fase de vapor original indican una liberación térmica natural de hasta 100 Mw.

MODELO CONCEPTUAL Y CONSIDERACIONES FINALES

Desde las primeras observaciones realizadas por Groeber y Corti (1920), se ha señalado que las características geoquímicas de las manifestaciones termales del sistema están asociadas al desarrollo de un ambiente volcánico-hidrotermal subsuperficial, como consecuencia del arribo de fluidos de origen profundo. Posteriormente, los trabajos realizados por distintos autores antes mencionados han permitido enriquecer y profundizar el conocimiento de este sistema. De esta manera, se ha logrado avanzar en el conocimiento sobre la dinámica de su comportamiento a partir de la relación entre los distintos componentes involucrados. Para comprender la relación entre los distintos componentes que conforman el sistema volcánico-hidrotermal, y el origen de fluidos provenientes del ambiente magmático profundo, se plantea un modelo conceptual geoquímico en profundidad considerando las características geoquímicas de los fluidos en conjunto con la actividad sísmica de la zona (Ibáñez *et al.* 2008, Bengoa 2016) y los procesos de deformación identificados para el área (Vélez *et al.* 2011, 2016).

Los estudios sismológicos desarrollados en el interior de la caldera han permitido relacionar las señales registradas no solamente a los procesos eruptivos sino también a la dinámica del sistema volcánico-hidrotermal en general, situación que ha favorecido la determinación de sus características en profundidad (Ibáñez *et al.* 2008, Bengoa 2016). Durante los periodos de estabilidad del sistema, los eventos tipo tremor fueron relacionados con

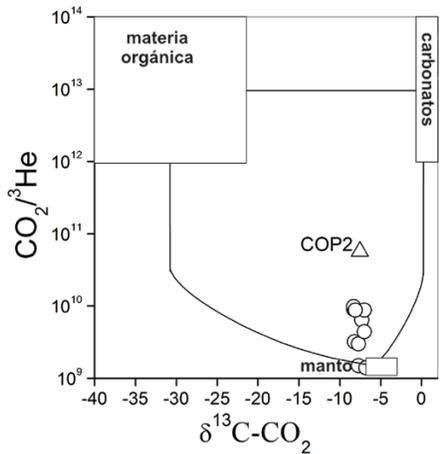


Figura 12: Diagrama $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ vs. $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ para las muestras gaseosas de las áreas termales del CVCC. Se señalan curvas de mezcla entre tres miembros extremos (Carbonatos, Manto y Sedimentos Orgánicos) según Sano y Marty (1995). Triángulos: gases años 2006–2007; círculos: gases año 2012 (modificado de Augusto *et al.* 2013).

el ambiente hidrotermal aledaño al edificio volcánico, estrechamente relacionado con la dinámica del reservorio geotérmico, debido a que dichas señales se generan como consecuencia del movimiento de fluidos. Por otro lado, los eventos volcánico-tectónicos (VT) habrían estado relacionados a la actividad de fracturas menores (decenas de metros) a profundidades de 3 km aproximadamente, que estarían asociadas al fluido en movimiento. Los procesos de deformación identificados en el área por Vélez *et al.* (2011, 2016) mediante técnicas InSAR, indican estados de deflación e inflación vinculados a cambios en el estado de actividad del volcán, que involucra el sector noreste del volcán Copahue (Fig. 15). A partir del modelado inverso de esta información, los autores determinaron que la fuente de deformación estaría ubicada a unos 4 km de profundidad por debajo del edificio volcánico. En este sentido, sugieren que la fuente se trataría de la costra o sello (*carapace*) que representa el límite frágil-dúctil del ambiente magmático, y que la actividad sísmica registrada en el interior de la caldera estaría relacionada con el fracturamiento de este límite por descompresión, de acuerdo con modelos planteados por Fournier (2006).

Para correlacionar la información exis-

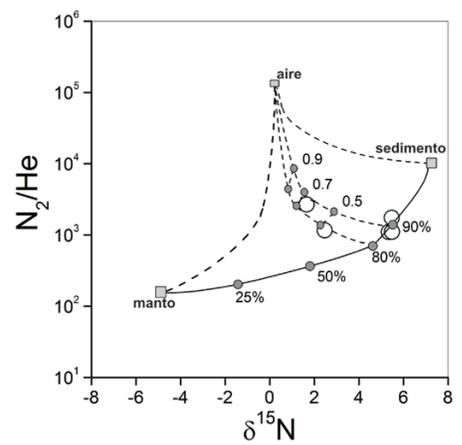


Figura 13: Diagrama $\delta^{15}\text{N-N}_2$ vs. N_2/He para las muestras gaseosas de las áreas termales del CVCC. Se señalan curvas de mezcla entre tres miembros extremos (Aire, Manto y Sedimentos) según Sano *et al.* (2001) Fischer *et al.* (2002). Círculos: gases año 2012 (modificado de Augusto *et al.* 2013).

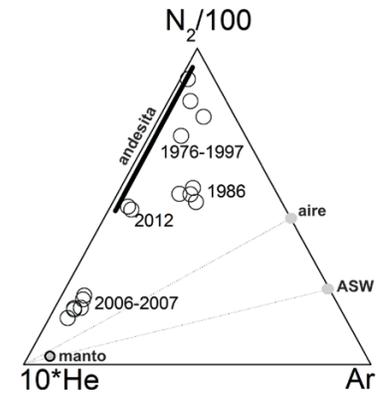


Figura 14: Diagrama $10^* \text{He} - \text{N}_2/100 - \text{Ar}$ para las muestras gaseosas de las áreas termales del CVCC. Se señalan líneas de mezcla y los campos composicionales “Andesita”, “Manto”, “Aire” y “ASW” (por las siglas *air saturated water*) según Giggenbach (1996) (modificado de Augusto *et al.* 2013).

tente desde el punto de vista geoquímico, sismológico y deformacional, e interpretar los procesos profundos es necesario tener en cuenta las distintas partes que intervienen en el conjunto del sistema volcánico-hidrotermal de la región. Esto implica considerar no solo la existencia de la cámara magmática y un conducto volcánico, sino también la participación de una zona de comportamiento plástico rodeando la fuente magmática y un importante sistema hidrotermal asociado como fueran definidos por distintos autores para la región (JICA 1992, Mas 1993, 2005, Bermúdez *et al.* 2002, Panarello 2002, Va-

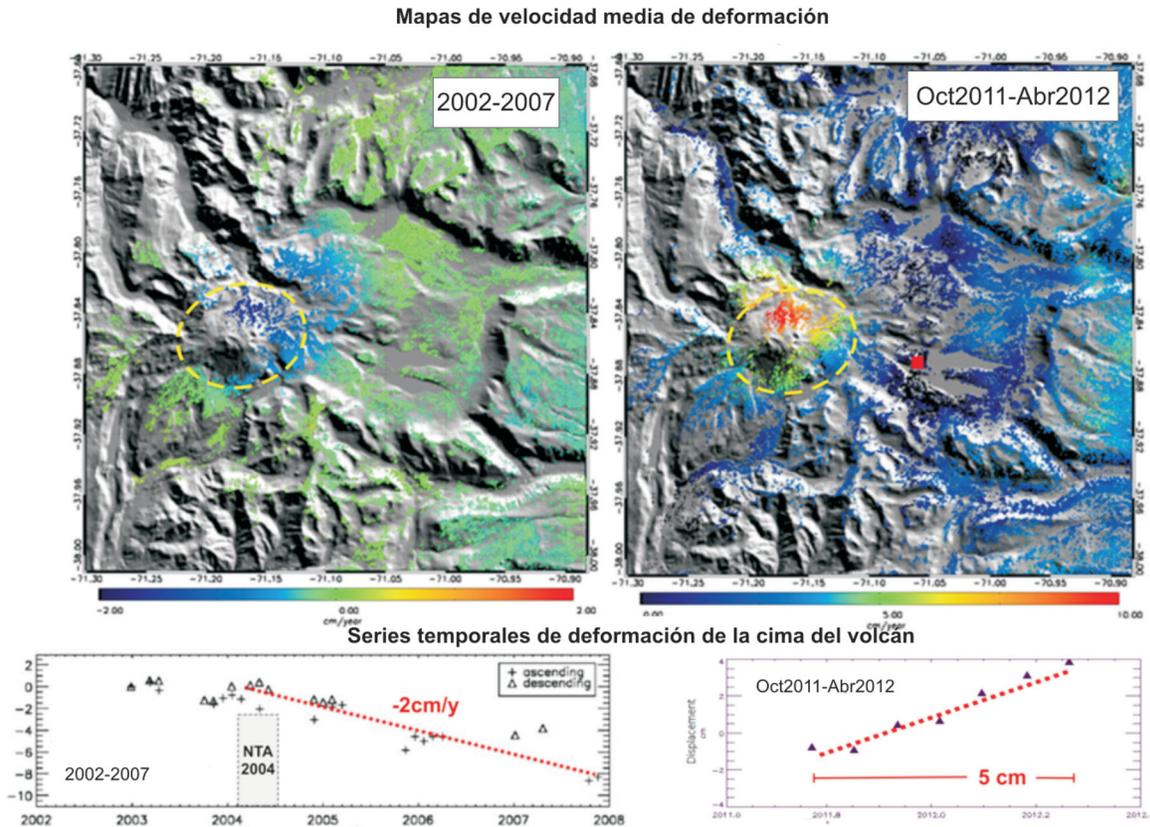


Figura 15: Mapa de velocidad media de deformación y series temporales para la cima del volcán para los periodos 2002-07 y Octubre 2011-Abril 2012 (inflación pre-eruptiva). En ambos casos obtenidas mediante procesamiento DInSAR de imágenes ENVISAT ASAR. NTA: anomalía térmica negativa del 2004 según Agosto y Varekamp (2006) (modificado de Vélez *et al.* 2016).

rekamp *et al.* 2009, Vélez *et al.* 2011,2016, Agosto *et al.* 2012, 2013). En la figura 16 se presenta a través de un corte esquemático, el modelo conceptual en profundidad de los distintos ambientes que integran el sistema volcánico-hidrotermal de la región. Para este fue considerado el perfil trazado por JICA (1992), que involucra un detalle del reservorio geotérmico y la ubicación de los pozos exploratorios que proveyeron los datos del mismo. De acuerdo con modelos sugeridos por Fournier (2006) a partir de información de pozos de exploración geotérmica de diferentes sistemas, a unos pocos kilómetros por debajo de la superficie se desarrollaría un límite frágil-dúctil, conocido también como zona de autosello (*carapace*), siguiendo la isoterma de 350°-400°C. Esta estrecha zona se comporta como un sello relativamente impermeable que separa dos diferentes ambientes hidrotermales: un ambiente hidrotermal que se desarrolla entre el sello y la superficie, cu-

ya recarga suele estar controlada desde el ambiente meteórico-atmosférico; y un ambiente desarrollado por debajo del sello en la zona plástica, caracterizado por la acumulación en formas lenticulares de fluidos hiperconcentrados exseltos desde un cuerpo magmático.

En el área de estudio, el ambiente hidrotermal somero estaría representado por el ambiente volcánico-hidrotermal que se aloja en el interior del edificio volcánico, cuyas manifestaciones superficiales son la laguna del cráter y las vertientes del flanco este del volcán que aguas abajo forman el río Agrio. Hacia el noroeste y fuera del edificio volcánico, el reservorio geotérmico y las áreas termales asociadas representan un sistema hidrotermal mucho más desarrollado, con una clara influencia magmática, pero controlado principalmente por una recarga de origen meteórico y sin relación aparente con el conducto del edificio volcánico, como se observó en las características

composicionales de los gases y las aguas. Por otro lado, el ambiente dominado por los fluidos hiperconcentrados debajo del sello en la zona plástica, correspondería a la zona de acumulación de los fluidos exseltos (en formas lenticulares) desde la cámara magmática, que a través del conducto alimentan al ambiente volcánico-hidrotermal somero del edificio volcánico. El conducto estaría conformado por un sistema de fracturas a lo largo de la zona frágil, comunicando el ambiente magmático profundo con el volcánico-hidrotermal somero.

Es importante destacar, que los fluidos acumulados en este ambiente mantienen las condiciones ácidas oxidantes características de ambientes magmáticos, y que estas condiciones son transmitidas al conducto y a través del mismo al ambiente volcánico-hidrotermal somero. El constante flujo ascendente y el corto tiempo de residencia de los fluidos en ascenso, impedirían en la zona de con-

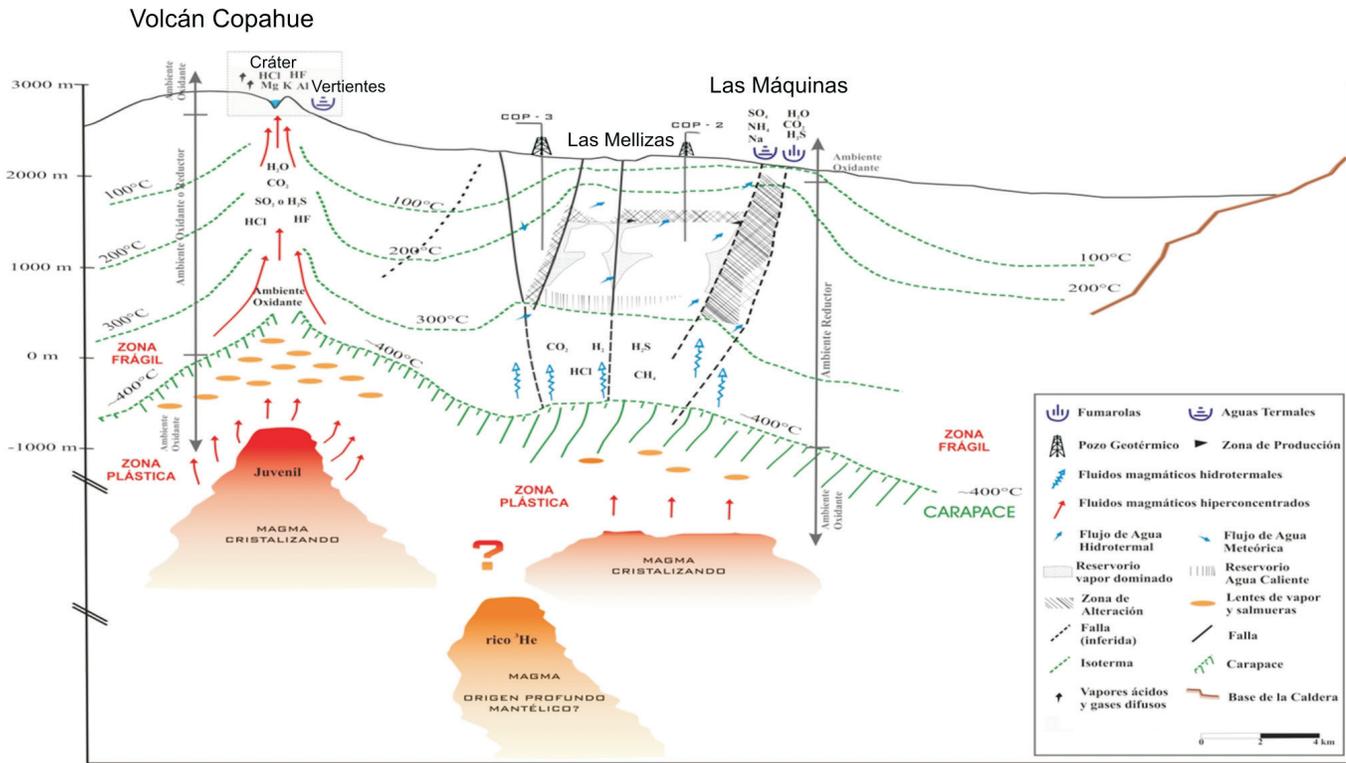


Figura 16: Modelo conceptual del sistema volcánico-hidrotermal del Complejo Volcánico Copahue Caviahue (modificado de Augusto 2011). Perfil topográfico y datos de reservorio según JICA (1992).

ducto el desarrollo de un ambiente reductor típico de ambientes subsuperficiales, situación que favorece el arribo de los fluidos al ambiente somero manteniendo condiciones oxidantes y de acidez similares a las originales en profundidad. De esta manera, el flujo arriba enriquecido en la especie de S magmática original SO_2 , además de HCl, HF y HBr, consistente con lo observado en la composición de las aguas del SVH y los gases de la pluma volcánica. Contrariamente, el importante sistema hidrotermal que involucra al reservorio geotérmico, carece de un conducto con un efectivo sistema de fracturas tipo chimenea como en el edificio volcánico, y de esta manera el mayor tiempo de residencia y circulación de los fluidos favorecería la interacción con la roca de caja y la consecuente conversión de los fluidos magmáticos a condiciones neutras y reductoras características de ambientes hidrotermales. Estas condiciones favorecen las altas concentraciones de las especies H_2S , H_2 y CH_4 , de acuerdo con lo registrado en las fu-

marolas de las áreas termales y el pozo geotérmico, y las condiciones de neutralidad determinada para los fluidos en profundidad por Mas *et al.* (1996). La acidez alcanzada por estas aguas en superficie se debe a la oxidación del H_2S en superficie y su transformación a H_2SO_4 , ya que las otras especies ácidas como HCl y HF por ser más solubles quedan mayormente retenidas en aguas subsuperficiales y se empobrecen en la composición superficial, como se ha observado en la composición de las aguas ACV de las áreas termales. La permanente emisión de fluidos magmáticos exseltos (gases y salmueras) desde la cámara magmática hacia la zona plástica y la acumulación en formas lenticulares en la parte superior, da lugar a los procesos de deformación que pueden registrarse en superficie. Sin embargo, es un fenómeno común que se produzcan escapes a través de la zona de sello, con flujos que pueden oscilar entre una ligera difusión de gases incondensables y descargas de vapor concentrado por fracturas menores que rápidamente se rese-

llan, hasta situaciones que generan grandes eventos explosivos que alcanzan la superficie (Giggenbach 1997, Fournier 2006). Se considera que un incremento en la presión de fluidos puede generar un fracturamiento efectivo de la zona de sello, que resulte en el desgasado de las acumulaciones lenticulares, sin que necesariamente hubiera existido una inyección magmática en el sistema. De acuerdo con las características del fracturamiento, este se registraría como eventos sísmicos en superficie. De esta forma, los sucesivos eventos de recarga y desgasado resultarían en las variaciones en la geoquímica del sistema hidrotermal somero, asociado a los procesos de deformación y eventos sísmicos registrados. La intensidad con la que se desarrollen estos eventos, asociados a mayores o menores procesos de inyección magmática, controlan la posibilidad de que el sistema evolucione hacia un proceso eruptivo. Los disparadores de estos procesos tienen un origen profundo y pueden ser de distinta índole. Para el caso de la erupción del año 2000,

Agusto *et al.* (2013) sugieren como disparador al arribo de fluidos de origen profundo no evolucionados (altos valores de la relación R/Ra y bajos valores de N₂/He), que habrían actuado como perturbadores del ambiente magmático somero. Mientras que para el proceso eruptivo que inició en el año 2012, y que se encuentra actualmente en curso, distintos autores sugieren al terremoto del Maule (8,8 Mw, 27-02-2010) como posible disparador (Petrinovic *et al.* 2014, Agusto y Varekamp 2016, Caselli *et al.* 2016, Vélez *et al.* 2016, Daga *et al.* 2017).

En la actualidad, la identificación de las señales volcánicas y su interpretación representan el desafío de la volcanología moderna. Desde los primeros muestreos del Dr. Groeber en 1920 hasta los sistemas de adquisición de datos instalados actualmente en el volcán Copahue, el conocimiento sobre las características del sistema volcánico-hidrotermal y su comportamiento se ha incrementado significativamente, sin embargo, la mayoría de sus primeras observaciones continúan siendo vigentes.

“*El cráter del volcán Copahue, traquítico y post-glacial, está llenado por aguas de procedencia exclusivamente superficial, que sirven de tapón al orificio. Los gases volcánicos calientan el agua y la cargan de diferentes sustancias; estas son formadas esencialmente a base de azufre, que es de origen volcánico. El gran contenido de Al, Fe y Ca se debe a la descomposición de roca traquian-desítica del zócalo durante el pasaje de azufre, cloro, etc., a través de ella*” (Groeber y Corti 1920).

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de los autores fueron realizados con el aporte de los subsidios UBACyT 20020120300077BA, UBACyT 20020150200230BA y PICT 2015-3110. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de los revisores Felipe Aguilera y Manuel Inostroza que enriquecieron la versión original de este trabajo, y el trabajo realizado por los editores Víctor Ramos y Beatriz Aguirre-Urreta. Ésta es la contribución R-222 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agricola, G. 1556. De Re Metallica. Basel, Froben.
- Aguilera, F., Layana, S., Rodríguez-Díaz, A., González, C., Cortés, J. e Inostroza, M. 2016 a. Hydrothermal alteration, fumarolic deposits and fluids from Lastarria Volcanic Complex: A multidisciplinary study. *Andean Geology* 43:166-196.
- Aguilera, F., Benavente, O., Gutiérrez, F., Romero, J., Saltori, O., González, R., Agusto, M., Caselli, A. y Pizarro, M. 2016 b. Actividad eruptiva del volcán Planchón-Peteroa durante el período 2010-2011, Zona Volcánica de los Andes del Sur, Chile. *Andean Geology* 43: 20-46.
- Agusto, M. 2011. Estudio geoquímico de los fluidos volcánicos e hidrotermales del Complejo Volcánico Copahue Caviahue y su aplicación para tareas de seguimiento. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 270 p., Buenos Aires.
- Agusto, M. y Varekamp, J. 2016. The Copahue Volcanic-Hydrothermal System and applications for volcanic surveillance. En Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A. (eds.) Copahue Volcano, Active volcanoes of the world, Book Series, Springer-Verlag – Heidelberg, 199-238.
- Agusto, M., Caselli, A., Tassi, F., Dos Santos Afonso, M. y Vaselli, O. 2012. Seguimiento geoquímico de las aguas ácidas del sistema volcán Copahue-Río Agrio: Posible aplicación para la identificación de precursores eruptivos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 481-495.
- Agusto, M., Tassi, F., Caselli, A.T., Vaselli, O., Rouwet, D., Capaccioni, B., Caliro, S., Chiodini, G. y Darrah, T. 2013. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue-Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257: 44-56.
- Aiuppa, A., Robidou, P., Tamburello, G., Conde, V., Galle, B., Avard, G., Bagnato, E., De Moor, J. M., Martínez, M. y Muñoz, A. 2014. Gas measurements from the Costa Rica–Nicaragua volcanic segment suggest possible along-arc variations in volcanic gas chemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 407: 134-147.
- Benavente, O., Tassi, F., Reich, M., Aguilera, F., Capecchiacci, F., Gutiérrez, F., Vaselli, O. y Rizzo, A. 2016. Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5° S and 36° S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile. *Chemical Geology* 420: 97-113.
- Bengoia, C.L. 2016. Estudio de la sismicidad volcánico-tectónica del volcán Copahue, Cordillera Neuquina-Argentina, 2003-2010. Evidencias de reactivación del sistema. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 292 p., Buenos Aires.
- Bermúdez, A.M., Delpino, D.H. y López Escobar, L. 2002. Caracterización geoquímica de lavas y piroclastos holocenos del volcán Copahue, incluyendo los originados en la erupción del año 2000. Comparación con otros volcanes de la Zona Volcánica Sur de los Andes. 15° Congreso Geológico Argentino (Calafate), Actas 1: 377-382, Buenos Aires.
- Caselli, A., Agusto, M., Vélez, M.L., Forte, P., Bengoia, C., Daga, R., Albite, J.M. y Capaccioni, B. 2016. The 2012 eruption. En Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A. (eds.) Copahue Volcano. Active volcanoes of the world, Book Series, Springer-Verlag – Heidelberg, 61-77.
- Chiodini, G., Cardellini, C., Lamberti, M.C., Agusto, M., Caselli, A., Liccioli, C., Tamburello, G., Tassi, F., Vaselli, O. y Caliro, S. 2015. Carbon dioxide diffuse emission and thermal energy release from hydrothermal systems at Copahue-Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 304: 294-303.
- Daga, R., Caselli, A., Riveiro Guevara, S. y Agusto, M. 2017. Tefras emitidas durante la fase inicial hidromagmática (julio de 2012) del ciclo eruptivo 2012-actual (2016) del volcán Copahue (Andes del sur). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (en prensa).
- D'Amore, F. y Panichi, C. 1980. Evaluation of deep temperatures of hydrothermal system by a new gas geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44: 549-556.
- Delmelle, P. y Bernard, A. 2000. Volcanic lakes. *Encyclopedia of Volcanology*. Academic Press, 877-896.
- Delpino, D. y Bermúdez, A. 1992. Informe sobre la actividad eruptiva del volcán Copahue entre los días 31/07/92 y 14/10/92. Proyecto Riesgo Volcánico Neuquén, Dirección Provincial de Minería, Ministerio de la Producción. Zapala, Neuquén, Informe inédito: 45 p.

- Delpino, D. y Bermúdez, A. 1993. La actividad del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisiones de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 4: 292-301.
- Delpino, D.H. y Bermúdez, A.M. 2002. La erupción del volcán Copahue del año 2000. Impacto social y al medio natural. Provincia del Neuquén, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentina (El Calafate), Actas 3: 365-370.
- Dolomieu, D. 1788. Memoire sur les iles Ponces et catalogue raisonne des produits de l'Etna. 525 p., Paris.
- Ellis, A. y Mahon, W. 1977. Chemistry and geothermal systems. En Press, A. (ed.) Academic Press, 392 p., New York.
- Fischer, T., Arehart, G.B., Sturchio, N.C. y Williams, S.N. 1996. The relationship between fumarole gas composition and eruptive activity at Galeras volcano, Colombia. *Geology* 24: 531-534.
- Fischer, T.P., Hilton, D.R., Zimmer, M.M., Shaw, A.M., Sharp, Z.D. y Walker, J.A. 2002. Subduction and recycling of nitrogen along the Central American Margin. *Science* 297: 1154-1157.
- Folguera, A. y Ramos, V. 2000. Control Estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): Implicancias tectónicas para el Arco Volcánico Cuaternario (36-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 229-244.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38°-39°30' S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics* 239: 129-147.
- Fournier, R.O. 2006. Hydrothermal systems and volcano geochemistry. En Dzurisin, D. (ed.) *Volcano Deformation*, Springer 153-194. [online] Available from: http://dx.doi.org/10.1007/978-3-540-49302-0_5
- Gaviria Reyes, M.A., Agosto, M.R., Trinelli, M.A., Dos Santos Afonso, M. y Calabrese, S. 2016. Estudio hidrogeoquímico de las áreas termales del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73: 256-269.
- Giggenbach, W.F. 1996. Chemical composition of volcanic gases. En Scarpa, R. y Tilling, R. (eds.) *Monitoring and mitigation of Volcano Hazard*. Springer-Verlag, 222-256, Berlin.
- Giggenbach, W.F. 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. En Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Springer, 737-796, Berlin.
- Groeber, P. y Corti, H. 1920. Estudio geológico de las termas de Copahue. Estudio químico preliminar de las muestras de aguas recogidas en el terreno. Dirección General de Minas, Serie F, Informes Preliminares y Comunicaciones, Boletín 3: 1-20, Buenos Aires.
- Groeber, P. y Perazzo, R.J. 1941. Captación y aprovechamiento de las aguas y fuentes de Copahue. Ministerio de Agricultura, Dirección de Parques Nacionales, Reserva Nacional Copahue 1: 1-56, Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, E. 1942. Datos analíticos sobre las aguas de la región de Copahue (Neuquén). Administración General de Parques Nacionales y Turismo. Informe inédito, 82 p., Buenos Aires.
- Hoke, L. y Lamb, S. 2007. Cenozoic behind-arc volcanism in the Bolivian Andes, South America: implications for mantle melt generation and lithospheric structure. *Journal of the Geological Society of London* 164: 795-814.
- Ibañez, J.M., Del Pezzo, E., Bengoa, C.L., Caselli, A.T., Badi, G. y Almendros, J. 2008. Volcanic tremor and local earthquakes at Copahue volcanic complex, southern Andes, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 174: 284-294.
- Jaggard, T.A. 1940. Magmatic gases. *American Journal of Science* 238: 313-353.
- JICA (Japan International Cooperation Agency), 1992. The feasibility study on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén, Informe inédito, 89 p., Neuquén.
- Latinoconsult y Electroconsult, 1980. Estudio de Prospección Geotérmica en el área de Copahue. COPADE, Neuquén.
- Linares, E., Osters, H.A. y Mas, L.C. 1999. Cronología K-Ar del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 240-247.
- Martini, M., Bermúdez, A., Delfino, D. y Giani, L. 1997. The thermal manifestation of Copahue volcano area. Neuquén, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 4: 352-356.
- Mas, G.R., Mas, L.C. y Bengochea, L. 1993. Inclusiones fluidas en el pozo exploratorio COP-3; Campo Geotérmico Copahue; Provincia de Neuquén, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas 5: 92-98.
- Mas, G.R., Mas, L.C. y Bengochea, L. 1996. Alteración ácido-sulfática en el Campo Geotérmico Copahue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51: 78-86.
- Mas, L.C., Mas, G.R. y Bengochea, L. 2000. Heat flow of Copahue geothermal field, its relation with tectonic scheme. En *Proceedings of World Geothermal Congress*, 1419-1424, Tohoku.
- Mazzoni, M.M. y Licitra, D.T. 2000. Significado estratigráfico y volcanológico de depósitos de flujos piroclásticos neógenos con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 188-200.
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2006. Structural control on arc volcanism: The Copahue-Agrío complex, South-Central Andes (37°50' S). *Journal of South American Earth Sciences* 22: 66-88.
- Murray, C. y Cubicciotti, D. 1983. Thermodynamics of aqueous sulfur species to 300°C and potential pH diagrams. *Journal of Electrochemical Society* 38: 863-869.
- Pacino, M. 1997. The Andean elevation in Argentina-Chile at 39°S from gravity data. *Geotectonics* 22: 91-102.
- Panarello, H.O. 2002. Características isotópicas y termodinámicas de reservorio del campo geotérmico Copahue-Caviahue, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 182-194.
- Pesce, A. 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 307-327.
- Petrinovic, I.A., Villarosa, G., Délia, L., Guzmán, S.P., Páez, G.N., Oues, V., Manzoni, C., Delmónico, A., Balbis, C., Carniel, R. y Hernandez, I.R. 2014. La erupción del 22 de diciembre de 2012 del volcán Copahue, Neuquén, Argentina: caracterización del ciclo

- eruptivo y sus productos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 161-173.
- Ray, M.C., Hilton, D.R., Muñoz, J., Fischer, T.P. y Shaw, A.M. 2009. The effects of volatile recycling, degassing and crustal contamination on the helium and carbon geochemistry of hydrothermal fluids from the Southern Volcanic Zone of Chile. *Chemical Geology* 166: 38-49.
- Rojas Vera, E., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2009. Estratigrafía del sector central de la fosa de Loncopué. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 400-412.
- Rouilleau, E., Tardani, D., Sano, Y., Takahata, N., Vinet, N., Bravo, F., Muñoz, C. y Sanchez, J. 2016. New insight from noble gas and stable isotopes of geothermal/hydrothermal fluids at Cavihue-Copahue Volcanic Complex: Boiling steam separation and water-rock interaction at shallow depth. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 328: 70-83.
- Rowe G.L., Shinji, O., Bokuichiro T., Brantley S.L., Fernandez M., Fernandez J.F. y Barquero J. 1992. Using Crater Lake chemistry to predict volcanic activity at Poás Volcano, Costa Rica. *Bulletin of Volcanology* 54: 494-503.
- Sano, Y. y Marty, B. 1995. Origin of carbon in fumarolic gases from island arcs. *Chemical Geology* 119: 265-274.
- Sano, Y., Takahata, N., Nishio, Y., Fischer, T.P. y Williams, S.N. 2001. Volcanic flux of nitrogen from the earth. *Chemical Geology* 171: 263-271.
- Sainte-Claire Deville, C. 1856. Memoire sur les emanations volcaniques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 14: 254-279.
- SERNAGEOMIN-OVDAS. 2016. Reporte especial actividad volcánica. Región del Bio-Bio. Volcán Copahue. SERNAGEOMIN, (inédito), Santiago.
- Sierra, J., Gingins, M., Panarello, H., Levin, M., D'Amore, F. y Gianelli, G. 1986. Estudio geoquímico e isotópico de los fluidos geotermales de la Provincia del Neuquén. Informe Avance OIEA. (Convenio 3988/Ig), (inédito), 15 p., Neuquén.
- Sierra, J., D'Amore, F., Panarello, H. y Pedro, G. 1992. Reservoir characteristics of the vapour dominated geothermal field of Copahue, Neuquén, Argentina, as established by isotopic and geochemical techniques. *Geothermal Investigations with Isotope and Geochemical Techniques in Latin America. Proceeding of a meeting on Nuclear Techniques in Geothermal Resources Investigation in San José*, International Atomic Energy Agency (IAEA) Technical Document-641: 13-30, Costa Rica.
- Spallanzani, L. 1792. *Viaggi alle Due Sicilie ed in alcune parti dell'Appennino*. 632 p., Pavia.
- Stumm W. y Morgan J. 1996. *Aquatic Chemistry. Chemical equilibria and rates in natural waters*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Symonds, R.B., Gerlach, T.M. y Reed, M.H. 2001. Magmatic gas scrubbing: implications for volcano monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 108: 303-341.
- Tamburello, G., Agosto, M., Caselli, A., Tassi, F., Vaselli, O., Calabrese, S., Rouwet, D., Capaccioni, B., Cardellini, C., Chiodini, G., Di Napoli, R., Liccioli, C., Bitetto, M., Brusca, L., Bellomo, S. y Aiuppa, A. 2015. Intense magmatic degassing through the lake of Copahue volcano, 2013-2014. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 120: 6071-6084.
- Taran, Y.A. y Peiffer, L. 2009. Hydrology, hydrochemistry and geothermal potential of El Chichón volcanohydrothermal system, Mexico. *Geothermics* 38: 370-378.
- Tardani, D., Reich, M., Rouilleau, E., Takahata, N., Sano, Y., Pérez-Flores, P. y Arancibia, G. 2016. Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra-arc fault system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 184: 193-211.
- Tassi, F., Martinez, C., Vaselli, O., Capaccioni, B. y Viramonte, J. 2005. The light hydrocarbons as new geoindicators of equilibrium temperatures and redox conditions of geothermal fields: evidence from El Tatio (northern Chile). *Applied Geochemistry* 20: 2049-2062.
- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, O., Medina, E., Tedesco, D., Delgado Huertas, A., Poreda, R. y Kojima, S. 2009. The magmatic- and hydrothermal-dominated fumarolic system at the Active Crater of Lascar volcano, northern Chile. *Bulletin of Volcanology* 71: 171-183.
- Tassi, F., Aguilera, F., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R.J. y Delgado Huertas, A. 2010. Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 192: 1-15.
- Tassi, F., Agosto, M., Vaselli, O. y Chiodini, G. 2016 a. Geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir of Copahue volcano (Argentina): insights from the chemical and isotopic features of fumarolic discharges. En Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A. (eds.) *Active volcanoes of the world*, Book Series, Springer-Verlag, 119-140, Heidelberg.
- Tassi, F., Aguilera, F., Benavente, O., Paonita, A., Chiodini, G., Caliro, S., Agosto, M., Gutiérrez, F., Capaccioni, B., Vaselli, O., Caselli, A. y Saltori, O. 2016 b. Geochemistry of fumarolic fluids from Peteroa volcano (Argentina-Chile) in 2010-2015: Insights into compositional changes related to the fluid source region. *Chemical Geology* 432: 41-53.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A.; Hermán, S., Bermúdez, A. y Delpino, D. 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: A "beehive" volcano in turmoil. *Geology* 29: 1059-1062.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Herman, S.W., Flynn, K.S., Bermudez, A., Delpino, D., 2009. Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina. *Applied Geochemistry* 24, 208-220.
- Vélez, M.L., Euillades, P., Caselli, A.T., Blanco, M. y Martínez Díaz, J. 2011. Deformation of Copahue volcano: Inversion of InSAR data using a genetic algorithm. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 202(1-2): 117-126.
- Vélez, M.L., Euillades, P., Blanco, M. y Euillades, L. 2016. Ground deformation between 2002 and 2013 from InSAR observations. En Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A. (eds.) *Active volcanoes of the world*, Book Series, Springer-Verlag, 175-198, Heidelberg.
- Yuan, X., Asch, G., Bataille, K., Bock, G., Bohm, M., Ehtler, H., Kind, R., Oncken, O. y Wölbern, I. 2006. Deep seismic images of the Southern Andes: En Kay, S.M y Ramos, V.A (eds.). *Evolution of the Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquen basin (35° - 39°S)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 61-72.

Recibido: 23 de noviembre, 2016

Aceptado: 5 de diciembre, 2016