

Erupciones freáticas sintectónicas en el campo geotérmico de Tocomar, Salta

Ivan A. PETRINOVIC¹, J. M. ARNOSIO², G. E. ALVARADO³ y S. GUZMÁN².

¹ CONICET-Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400, Salta, Argentina. E-mail:petrino@unsa.edu.ar

² Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400, Salta.

³ Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, Apdo. 34, San José, Costa Rica.

RESUMEN. Se describe una brecha volcánoclastica de edad pleistocena, asociada al campo geotérmico de Tocomar (24°10'S – 66°34'O). Se interpreta su origen a partir de erupciones iniciadas por sobrepresión en un sistema hidrotermal o bien por la interacción entre fluidos hidrotermales y roca de caja recalentada (explosión freática o hidrotermal). Los fragmentos producidos a partir de las explosiones freáticas fueron transportados a través de *base surges*. En los depósitos resultantes se destacan estructuras deposicionales de dunas, *planar beds* e impactos balísticos. Se reconocieron algunos cráteres posiblemente relacionados con la erupción, oblongos en planta y con diámetros entre 50 y 100 m. La liberación de energía se desencadenó por dilatación horizontal asociada a una transferencia tectónica entre corrimientos principales de rumbo norte y la zona de falla, provocando fallamiento normal sin-deposicional en el depósito volcánoclastico. Esta interpretación es una evidencia adicional de la actividad tectónica asociada a la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro durante el Pleistoceno y del eventual potencial geotérmico de la zona.

Palabras clave: *Explosiones freáticas, Base surge, Andes centrales, Volcanismo sintectónico, Erupción hidrotermal*

ABSTRACT. *Syntectonic phreatic eruptions in the Tocomar geothermal field, Salta.* Pleistocene volcanoclastic breccias are described closely associated to the Tocomar geothermal field (24°10'S – 66°34'O). The absence of juvenile fragments (pumice and accessory lithics) attests an origin from an eruption developed by 1) an hydrothermal system violently depressurised or 2) by the interaction of hydrothermal fluids with overheated host rock (phreatic to hydro-geothermal explosion). Fragments produced by these phreatic explosions were transported by base surges. Planar bed structures, sand-wave structures and bomb sags are the most common depositional structures. Some pits perhaps related with this eruption were recognized, roughly prolate in shape 50 to 100 m in diameter. The phreatic eruptions were triggered by horizontal dilation associated to a tectonic transference between main N-trending thrusts and the Calama-Olacapato-El Toro fault zone. The volcanoclastic deposits shows syn-depositional faulting. This interpretation is an additional evidence of the tectonic activity of the Calama-Olacapato-El Toro fault in the Pleistocene, reinforcing the geothermal potential of the Tocomar area.

Key words: *Phreatic explosions, Base surge, Central Andes volcanism, Syntectonic volcanism, Hydro-geothermal activity*

Introducción

El área volcánica de Tocomar se sitúa sobre la traza del denominado lineamiento Calama-Olacapato-El Toro (Salfity 1985), lineamiento El Toro (Mon 1979) o zona de falla Calama-Olacapato-El Toro (Riller *et al.* 2001), el cual coincide espacialmente con la denominada cadena volcánica transversal del Quevar (Viramonte *et al.* 1984) o cadena volcánica transversal Calama-Olacapato-El Toro (Matteini *et al.* 2002). Esta última está integrada por 22 centros volcánicos, subvolcánicos y plutónicos (Fig. 1) con edades comprendidas entre Mioceno Inferior y el Pleistoceno (Petrinovic *et al.* 1999).

En el ámbito de los Andes Centrales, numerosos autores han referido la importancia del control estructural de la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro y otros lineamientos (en el sentido de Richards 2000), en el emplazamiento de los centros eruptivos asociados. En la mayoría de los casos no se argumenta claramente respecto a esta relación de causa-efecto (Llambías *et al.* 1985; Viramonte y Petrinovic 1989; Matteini *et al.*

et al. 2002; Richards *et al.* 2001; Chernicoff *et al.* 2002) dejando abierta la discusión, sin validar la presunción original con datos estructurales y geológicos que indiquen la simultaneidad falla-erupción. Las relaciones tectono-volcánicas, son motivo de debate en la actualidad y la discusión acerca de si las erupciones o el emplazamiento de magma en niveles superficiales de la corteza son indicativos por sí mismos de actividad tectónica (Karlstrom 1989), permanece abierta. Adicionalmente, Vignerese (1999) propone que el emplazamiento de cuerpos félsicos (*e.g.* granitos) es siempre controlado por deformación y que sus posibles variaciones composicionales son una consecuencia directa del campo de esfuerzos.

En la cadena volcánica Calama-Olacapato-El Toro, sólo unos pocos centros presentan indicios de esta relación tectono-magmática. Como un ejemplo, la monzonita del Nevado de Acay (19 Ma, Petrinovic *et al.* 1999) se emplaza controlada por la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro dada la geometría oval y de sentido NW-SE en planta del cuerpo ígneo (Llambías *et al.* 1985). La monzonita de las Burras (Fig. 1)

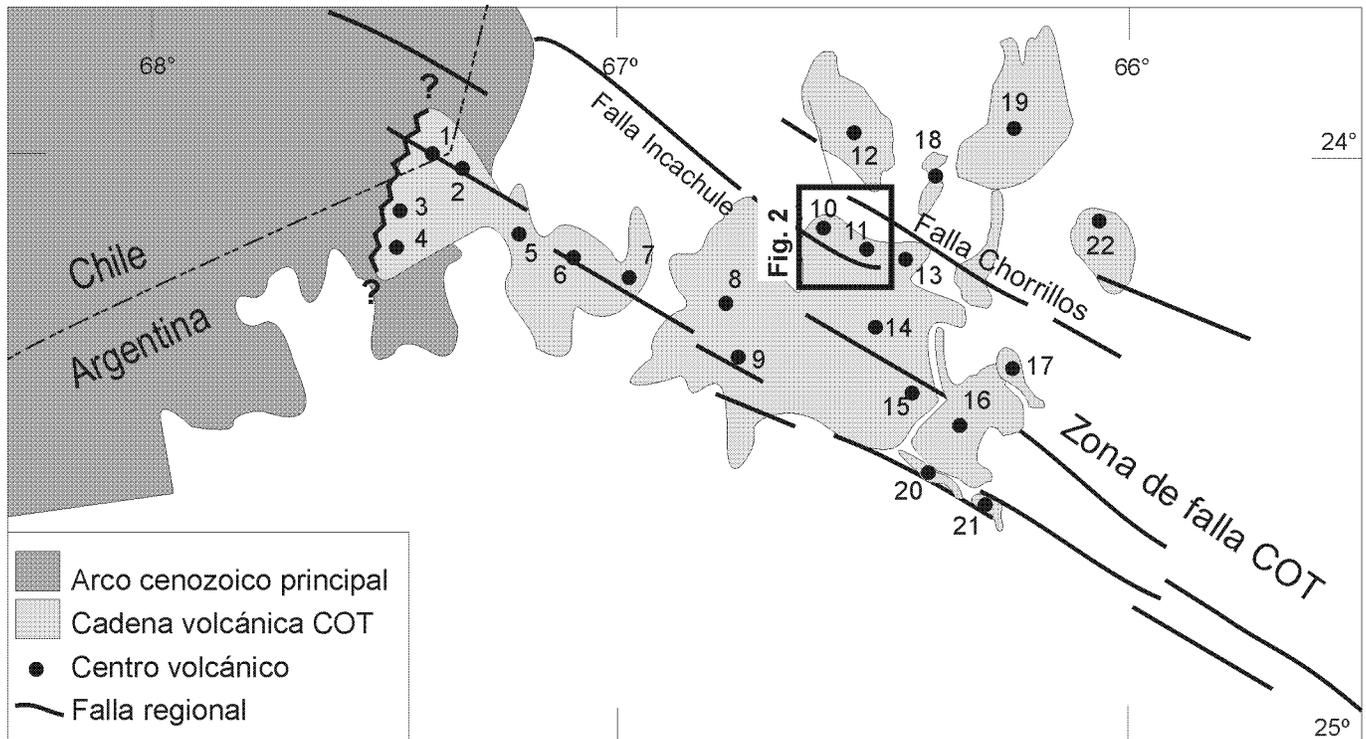


Figura 1: Ubicación de la cadena volcánica del Calama-Olacapato-El Toro en el contexto del volcanismo Cenozoico del extremo sur de los Andes Centrales (modificado de Ramírez y Gardeweg, 1982; Salfity, 1985; Petrinovic *et al.* 1999; Riller *et al.* 2001; Hongn *et al.* 2002): 1) Volcán Incahuasi Sur; 2) volcán Rincón; 3) volcán Guanaquero; 4) volcán Chivinar; 5) volcán TulTul; 6) volcán Delmedio; 7) volcán Pocitos; 8) volcán Quevar; 9) volcán Azufrero; 10) área de Tocomar; 11) volcán San Jerónimo; 12) volcán Tuzgle; 13) volcán Negro de Chorrillos; 14) caldera del cerro Aguas Calientes; 15) domo del cerro El Morro; 16) complejo volcánico Negra Muerta; 17) monzonita del Nevado de Acay; 18) anillo de tobas de Ramadas; 19) volcán Chimpa; 20) domo de Rupasca; 21) volcán La Quesera; 22) complejo eruptivo Las Burras. Se toma como inicio de la cadena volcánica al volcán Incahuasi Sur, dado que es el volcán más antiguo cercano al arco actual (10,5 Ma; Ramírez y Gardeweg 1982).

indica un emplazamiento controlado por fallas de rumbo asociadas a la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro a los 14,4 Ma (Hongn *et al.* 2002). Asimismo, la posición de los bordes norte y nor-noreste de la caldera del cerro Aguas Calientes (10-10,5 Ma) coincide con planos de fallas asociadas a la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro (Petrinovic 1999). El borde de esta caldera fue posteriormente deformado sigmoidalmente en dirección NW por los mismos planos de falla (véase la geometría del borde de la caldera en Fig. 2a). Por otra parte, el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos del Complejo Volcánico Negra Muerta (9 y 7,3 Ma) coincide con planos de fallas asociados al sistema Calama-Olacapato-El Toro (Riller *et al.* 2001).

Estos datos en su conjunto, indican que la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro fue activa durante gran parte del Mioceno y además, sincrónica con el emplazamiento de cuerpos ígneos y erupciones. No obstante, no ha sido aún precisado concluyentemente si esta relación tectono-magmática se prolongó hasta el Cuaternario.

En el área de Tocomar (Fig. 1) afloran dos depósitos volcanoclasticos diferenciados por sus características como Ignimbrita Tocomar y una brecha volcanoclastica depositada a partir de un flujo tipo *base surge* (Coira y Paris 1981). Ambos se apoyan en discordancia sobre granitoides Ordovícicos asignados colectivamente a la Faja Eruptiva de la Puna

(Méndez *et al.* 1972), sobre las ignimbritas miocenas relacionadas al colapso de la caldera de Aguas Calientes (Petrinovic 1999), sobre sedimentos aluviales locales y subordinadamente sobre horizontes aterrazados de travertino y capas silicificadas relacionadas al campo geotérmico de Tocomar (Pesce 1999). Este campo geotérmico se mantiene activo en el valle del río Tocomar (Figs. 2a, b) con manifestaciones de agua a 80°C, incrustaciones salinas ricas en SiO_2 , SO_4 y CO_3 (Aqater 1981) y signatura magmática (Ferretti 1998).

De estos depósitos volcanoclasticos, la Ignimbrita Tocomar ha sido estudiada anteriormente con cierto grado de detalle por Coira y Paris (1981), Taviani (1997) y Petrinovic *et al.* (1999). Sin embargo la brecha volcanoclastica no ha recibido el mismo grado de atención. La distribución de los afloramientos, el fallamiento normal que la disloca (Aqater 1981) y las relaciones de contacto variables con la ignimbrita Tocomar, son indicios de probables eventos tectónicos probablemente subordinados al acortamiento ENE-OSO propuesto por Marret *et al.* (1994) a partir del Pleistoceno en ésta región de los Andes Centrales.

Por esto, y con el objeto de conocer mejor la relación entre incrementos tectónicos de la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro y el volcanismo pleistoceno asociado, se estudian a continuación las características de la brecha volcanoclastica de Tocomar y su relación con las estructuras regionales.

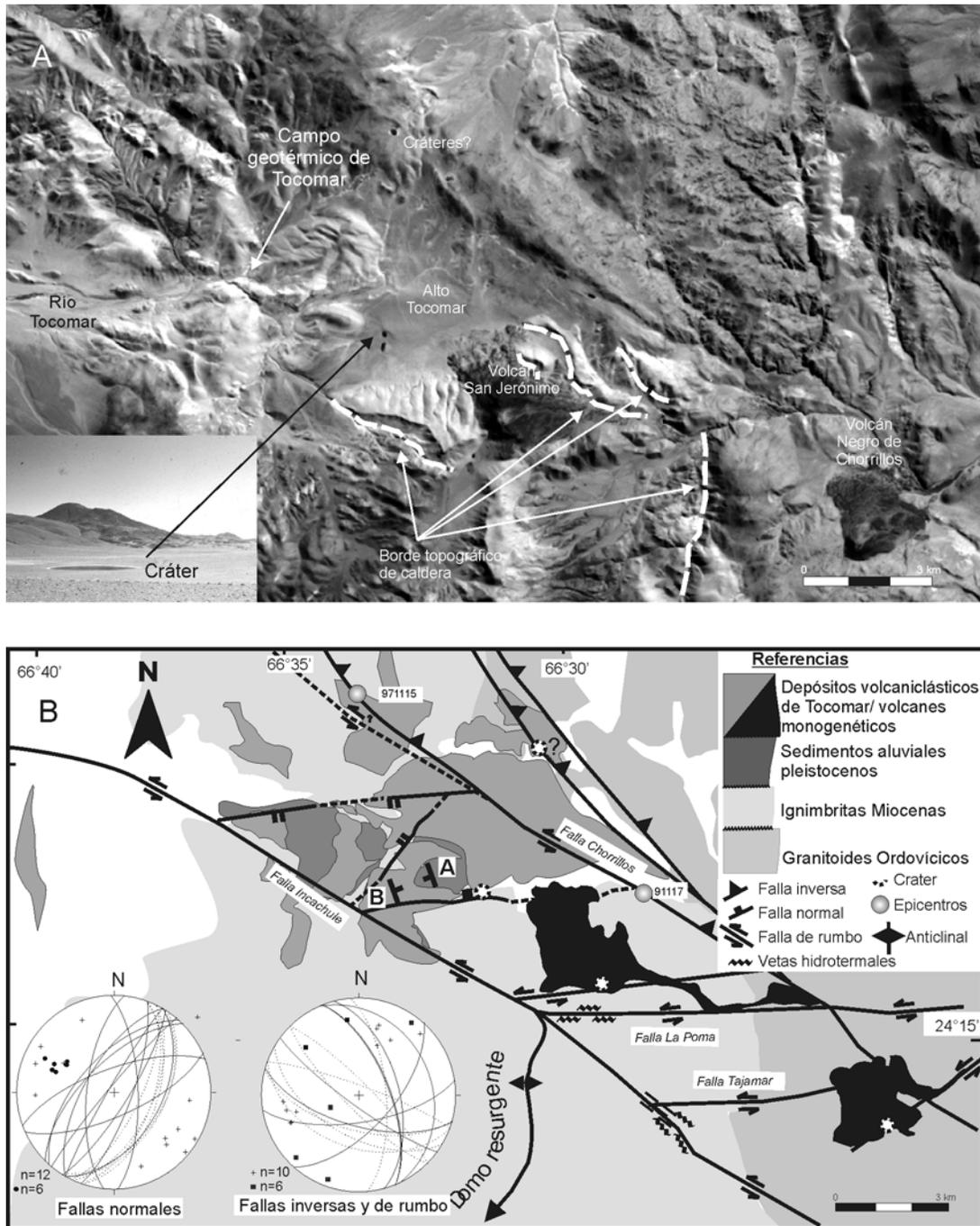


Figura 2: a) Imagen satelital del área de Tocomar destacando localidades y rasgos citados en el texto. b) Mapa geológico del área de Tocomar. Perfil A-B en Fig. 4a. Los polos en cuadrados rellenos corresponden a datos estructurales de Marret *et al.* (1994), las cruces corresponden a datos obtenido en éste trabajo.

Adicionalmente, se interpretarán sus mecanismos eruptivos y deposicionales dada su singularidad y características.

Los resultados obtenidos desde el punto de vista volcánico y estructural tienden a apoyar aun más el eventual potencial geotérmico de la región.

Depósitos volcanoclásticos del área de Tocomar

La Ignimbrita Tocomar está constituida por seis unidades

de enfriamiento superpuestas (Taviani 1997) cubriendo una superficie de aproximadamente 50 km². Los espesores de cada una de estas unidades oscilan entre 1 y 10 m y no se han observado paleosuelos intercalados o superficies que indiquen una exposición prolongada por lo que se las considera aproximadamente contemporáneas. La presencia de depósitos de *ground surge* de 5-30 cm hacia la base de cada una de las unidades y de *pipes* de desgasificación hacia el techo (Fig. 3a, b), posibilitan su individualización.

Se la encuentra fundamentalmente cubierta por una brecha volcanoclástica (Fig. 2b) y sedimentos producto del retrabajo del mismo material volcánico, fácilmente confundibles con depósitos volcanoclásticos. Aquater (1981), ubicó la brecha volcanoclástica estratigráficamente por debajo de la Ignimbrita Tocomar, probablemente debido a las relaciones de contacto de alto ángulo en algunos afloramientos. No obstante la incorporación de fragmentos de ignimbrita en la base de la brecha y las relaciones de contacto observadas evidencian la posterioridad de ésta última.

La Ignimbrita Tocomar, ha sido datada en $1,15 \text{ Ma} \pm 0,1 \text{ Ma}$ (K-Ar en roca total, Aquater 1981, en Linares y González 1990) y más recientemente por Petrinovic *et al.* (1999) en $0,5 \text{ Ma} \pm 0,1 \text{ Ma}$ (K-Ar en biotita).

Por otra parte, la brecha volcanoclástica alcanza los 10-15 m de espesor en los afloramientos mejor preservados. No se han reconocido fragmentos juveniles (pómez, bombas o bloques sub-enfriados) en todo el depósito y como accesorios presenta fragmentos líticos angulosos de 1 a 30 cm de diámetros pertenecientes a la roca de caja, limonizados concéntricamente y/o completamente silicificados. La matriz está representada por ceniza de color gris que representa la misma roca de caja ignimbritica altamente pulverizada. Se observa gradación inversa de los componentes de tamaño lapilli en secuencias de capas individuales.

Como estructuras sedimentarias presenta dunas (Fig. 3c) y *planar beds* con una alternancia granulométrica desde ceniza a lapilli (Fig. 3d). Son frecuentes los impactos de bloques líticos en capas subverticalizadas a $\sim 50^\circ$ (una discusión más detallada al respecto, se encuentra en el capítulo de relaciones volcano-tectónicas). Las longitudes de onda en las láminas impactadas son entre 1,5 y 2 veces el diámetro del bloque (Fig. 4b). Se destaca la ductilidad de capas compuestas por ceniza-lapilli cuando son dislocadas por fallas (Fig. 3e, f).

Las relaciones de contacto con la ignimbrita infrayacente son de ángulo variable, pero siempre indican su posterioridad.

Mecanismos eruptivos y deposicionales de la brecha volcanoclástica de Tocomar

Todas las características observadas confirman la interpretación de Aquater (1981) y Coira y Paris (1981), quienes consideraron a éste depósito como producido por un *base surge*. Dada la gran cantidad de fragmentos líticos accesorios y la ausencia aparente de fragmentos juveniles, se interpreta que este *base surge* fue producido por una explosión esencialmente no-magmática, donde gran cantidad de roca de caja (ignimbritas miocenas: Fig. 2b) fue fragmentada por explosiones sucesivas y luego transportada y depositada por estos flujos.

Este proceso, que causa la fragmentación de la roca de caja es conocido como una explosión freática las cuales producen erupciones freáticas (Zimanovsky 1998) y que se clasifican de acuerdo con el estado en que se encuentra el gas y con la fuente de calentamiento original (Mastin 1995).

Las erupciones freáticas son bastante comunes en áreas volcánicas activas, no obstante, los depósitos que se forman

son normalmente brechas clasto-soportadas, formadas por la acumulación de fragmentos de roca de caja arrojadas a la atmósfera balísticamente (Steinberg y Lorenz 1983, Bower y Woods 1996). Un ejemplo reciente de la formación de éstas brechas, fue a partir de la explosión freática del volcán Galeras el 14 de enero de 1993 (Stix *et al.* 1993).

La formación de *base surges* a partir de erupciones freáticas, no es un hecho común y sólo se cuenta con algunas observaciones directas y recientes. Tal es el caso del volcán Mayón (Filipinas) el 22 de junio de 1999 (GVN 1999) o el volcán Miyake-Jima entre el 10 y el 29 de agosto del 2000 (GVN 2000). Otro ejemplo reciente y bien documentado es el ocurrido a partir de explosiones secundarias debidas a la acumulación de flujos piroclásticos calientes sobre un cuerpo de agua en el valle del río Touttle (erupción del Mt. St. Helens, 1982). Los *base surges* formados, se depositaron con estructuras de dunas en las facies proximales (Moyer y Swanson 1987). Otro ejemplo histórico corresponde a la erupción freática del Kilauea en 1924, donde se formaron delgados depósitos de *base surges* con estratificación cruzada en la Keanakaoi Ash (McPhie *et al.* 1990), y fueron producto del colapso de una columna eruptiva vertical (Mastin, com. pers. 2002).

La velocidad de expulsión de gas y fragmentos de roca de caja en una erupción freática, es frecuentemente mayor a 200 m/seg (Mastin 1995). Por ello, la energía liberada en erupciones freáticas es comparable con las erupciones magmáticas mas violentas reconocidas y queda registrada en las estructuras primarias del depósito asociado a la erupción y en el diámetro de los conductos de emisión. A modo de ejemplo, los mayores diámetros en los cráteres de explosión generados en el valle del río Touttle (St. Helens 1982) se relacionan con depósitos con estructuras de dunas, mientras que los de menor diámetro están rodeados de depósitos con estructuras de capas planares (*planar beds*, Moyer y Swanson 1987).

En el caso de estudio, no se han reconocido al presente cambios faciales horizontales que pudieran indicar la posición de las bocas de emisión o correlaciones directas entre estructuras sedimentarias del depósito y diámetros de estas bocas. Las estructuras de capas planares y dunas se observan generalmente en la vertical y no representan aparentemente cambios de facies sino cambios en la dinámica eruptiva.

En cuanto a la posición de alguna de las bocas eruptivas, los ángulos de impacto de bloques y las paleocorrientes de los afloramientos en el perfil A-B (Figs. 2b y 4a), señalan una proveniencia desde el SSO (Colombo, com. pers. 1993), donde actualmente se encuentra una espesa turbera Cuaternaria (no señalada en la Fig. 2b). Sin embargo, esta erupción no debe haber estado asociada a una única boca eruptiva, dada la presencia de varios cráteres (*pits*) de 50-100 m de diámetro (Fig. 2a). Estas dimensiones estarían de acuerdo con depósitos de *base surge* en facies de dunas, lo cual indicaría una energía liberada de aproximadamente 10^7 - 10^9 (kJ)³ (por correlación con erupciones similares en Browne y Lawless 2001).

Las explosiones freáticas pueden haber ocurrido como respuesta a la despresurización violenta de un sistema hidrotermal subsuperficial cercano al punto de ebullición. Otra alternativa posible es que la roca de caja haya sido recalentada sub-superficialmente por la presencia cercana de magma. La roca de caja recalentada y circulada por fluidos hidrotermales,

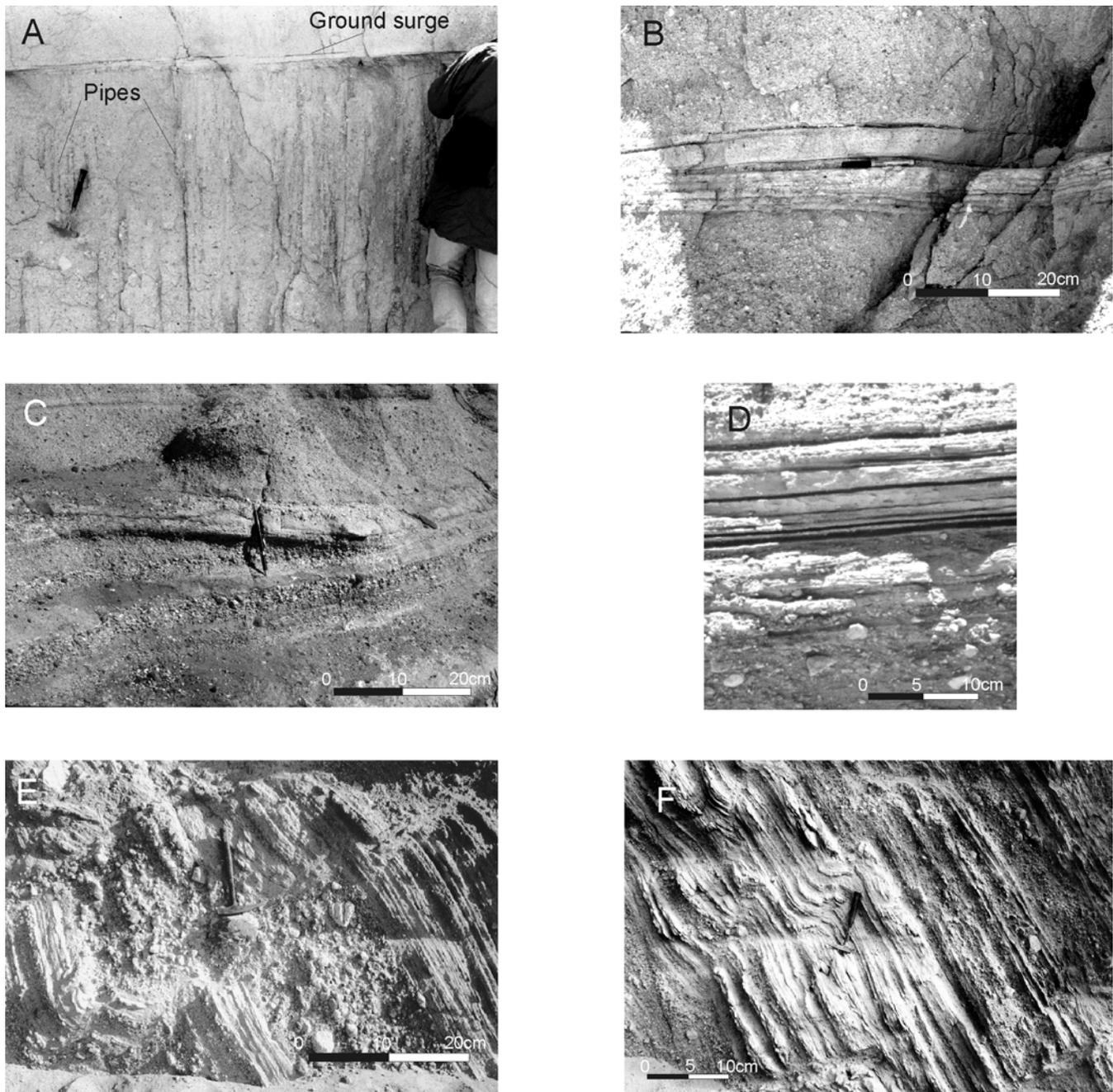


Figura 3: a) Unidades de enfriamiento diferenciadas por la presencia de *pipes* de desgasificación y depósitos de *ground surges* en la Ignimbrita Tocomar. b) Detalle de las capas estratificadas en los depósitos de *ground surges*. c) Estructuras de dunas en la brecha volcánico-lástica. d) Estructuras de *planar beds* en la brecha volcánico-lástica. e) Deformación dúctil de capas de granulometría lapilli en la brecha volcánico-lástica. f) Detalle de la deformación dúctil de capas de granulometría ceniza en la brecha volcánico-lástica.

especialmente a través de planos de fallas, produjo bolsadas de gas sobre-presurizadas que se acumularon sub-superficialmente. En ambas situaciones, el resultado fue la liberación súbita de energía mecánica, fragmentando la roca de caja en una o más explosiones (Fig. 5).

De acuerdo con Browne y Lawless (2001), las erupciones freáticas deben restringirse a aquellas donde el agua está esencialmente fría y toda la energía térmica proviene del mag-

ma, por lo que el caso de estudio según esta clasificación, podría ser en realidad una erupción hidrotermal dadas las evidencias de un sistema hidrotermal previo y asociado. No obstante, y más allá de la cuestión semántica, lo definitivo del caso es la sumatoria de las evidencias encontradas que indican fragmentación no-magmática de la roca de caja en un campo geotérmico (hidrotermal) ya activo (Fig. 5).

Los mecanismos de transporte y deposición de las partícu-

las fragmentadas involucran un flujo turbulento húmedo de alta energía, como medio de sustentación, constantemente impactado balísticamente por fragmentos angulosos (bloques) de roca de caja. La gradación inversa de los componentes en cada nivel individual de capas, se interpreta como un alejamiento de las partículas mayores de la zona de máxima cizalla, lo cual es indicativo del régimen turbulento inicial. Asimismo, la alternancia de sets de granulometría ceniza con sets de granulometría lapilli evidencia el carácter convulsivo del proceso deposicional (Cas y Wright 1987).

Es de destacar la alta cohesividad evidenciada en el sustentamiento sub-vertical de estas capas (Fig. 3e, f), la cual podría ser explicada por la alta tensión superficial desarrollada en torno a cada una de las partículas por delgados filmes de vapor (Mazzoni 1986). La conservación del carácter dúctil de las capas de cenizas durante un tiempo prolongado, evidencian un alto contenido en agua inicial.

Estructuras regionales

El complejo volcánico de Tocomar, se ubica sobre la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro reconocida en este segmento por las fallas de rumbo Chorrillos e Incachule (Fig. 2b) y delimitando el bloque de Tocomar por el N y S respectivamente (Petrinovic 1992). La falla Chorrillos se interpreta en parte, como una rampa tectónica transfiriendo el movimiento desde un corrimiento regional de rumbo norte que eleva la serranía al oeste del volcán Tuzgle (Fig. 2b), hacia el ESE a través de movimiento de rumbo en el plano principal de dicha falla. Una posible rampa terciaria ya había sido anticipada por Marrett *et al.* (1994) en las cercanías de la falla Chorrillos. La transferencia tectónica se mantiene activa al presente, dada la ocurrencia sincrónica de micro-sismos corticales tanto en la falla Chorrillos como en el corrimiento N-S (Fig. 2b) a profundidades entre 5 y 7 km (registros n° 971115 y 971117, Schurr, com. pers. 2001).

La falla Incachule en la zona del volcán San Jerónimo, se transfiere en una serie de estructuras asociadas (Fig. 2b). La más importante, es el pliegue anticlinal del cerro Aguas Calientes (Fig 2b), posterior a los 10 Ma y coincidente con la posición del domo resurgente de la caldera del cerro Aguas Calientes (Petrinovic 1999). Las otras estructuras de transferencia son fallas conjugadas de Riedel (fallas La Poma y Tajar-mar) portadoras de vetas epitermales (Fig. 2b; Petrinovic 1992), y en tercer lugar a un corrimiento N-S que eleva el bloque de granitos ordovícicos al E de la caldera de Aguas Calientes (no indicado en Fig 2b; Petrinovic 1999).

El sistema local de fallas normales desarrollado en el área de Tocomar (Fig. 2b) se debe al movimiento diferencial de bloques regionales al N y S, debido a la transferencia de movimientos entre la falla Chorrillos y el corrimiento N-S (Fig. 2b) y un estiramiento NNW generado a partir del movimiento diferencial entre las fallas Chorrillos e Incachule (Fig. 6).

Las fallas normales se reconocen en: 1) sedimentos aluviales pleistocenos, 2) horizontes carbonáticos y silíceos del campo geotérmico de Tocomar y 3) la secuencia eruptiva analizada (Fig. 2a,b). Los sedimentos fluviales que infrayacen la Ignimbrita Tocomar tienen desarrollo local y sus afloramientos

diseñan una geometría de cono aluvial con ápice cercano a Alto Tocomar y desarrollo hacia el NW (Figs. 2a, b). Por otra parte, las surgencias geotermales se fueron ubicando sucesivamente en el bloque hundido (cercanas al plano de falla) a medida que fue progresando el hundimiento hasta alcanzar la cota actual en el curso del río Tocomar (Fig 2a). Así, en el presente, los depósitos geotermales muestran un diseño escalonado. En coincidencia con Droever (1995), no se descarta que el mayor reservorio geotérmico se encuentre hacia Alto Tocomar (Fig. 2a), dada a) la anomalía gravimétrica de casi 40 Mgal indicada por los datos de Götze *et al.* (1988), b) la distribución de la brecha piroclástica, c) el intenso fallamiento normal del área, d) la existencia de *pits* que probablemente representen los cráteres de las explosiones freáticas interpretadas. Por ello se estima que la ubicación de las manifestaciones geotérmicas actuales (véase Aquater 1981) en el río Tocomar sea sólo una respuesta a la topografía.

El fallamiento normal de la secuencia eruptiva de Tocomar se tratará en detalle en párrafos sucesivos, debido a que es uno de los motivos de ésta contribución.

Relaciones tectono-volcánicas

Se realizó un análisis detallado en base a la medición de estructuras menores que afectan tanto a la secuencia prerupción (sedimentos aluviales + Ignimbrita Tocomar), como a la brecha volcánicla (Fig. 4a) a lo largo de un perfil de aproximadamente 1000 m (línea A-B en Fig. 2b). El objetivo de esta tarea fue estimar el marco estructural previo, simultáneo y posterior a la erupción. Todos los planos de falla relevados en este perfil tienen movimiento relativo de bloques normal (Fig. 4a) y están de acuerdo con el fallamiento normal de mayor escala (Fig. 2b).

En este perfil, el contacto entre la brecha volcánicla y la ignimbrita Tocomar es prácticamente vertical (Fig. 4b), no obstante las capas se horizontalizan progresivamente hacia el techo y hacia el extremo B del perfil A-B (Fig. 4a). Es un hecho relativamente común que los depósitos producidos por *base surges* generalmente húmedos, se dispongan en posición cercana a la vertical en algunos contactos con la roca de caja. Esto se explica por la amalgamación cohesiva de las partículas frente a obstáculos opuestos a su flujo (Mazzoni 1986). El mas espectacular de estos casos es el descrito por Fisher y Waters (1971) en Capelinhos (Azores) o el relatado en las erupciones 1963-65 en el volcán Irazu en Costa Rica (Alvarado 1993).

La presencia de estructuras de impacto de bloques sobre capas a más de 50° de inclinación (Fig. 4b) en la brecha volcánicla podría ser explicada de ésta manera, no obstante se puede considerar una verticalización de las capas con posterioridad al impacto. El tiempo transcurrido entre el impacto del bloque y la verticalización de las capas impactadas es difícil de determinar (episodios I y II en Fig. 4c).

En el fallamiento acontecido en la brecha volcánicla se reconocen dos episodios de fracturación, denominados 1 y 2 en la Fig. 4b. El sistema 1 presenta pequeñas fallas discontinuas y cortadas por los impactos de bloques (Fig. 4b) a la vez que son cortadas por el sistema 2. El sistema 1 ocurrió en es-

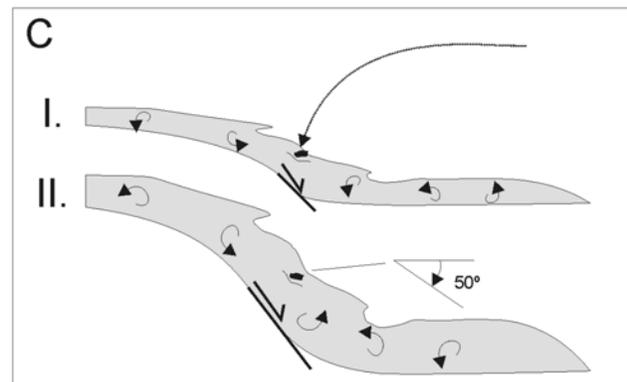
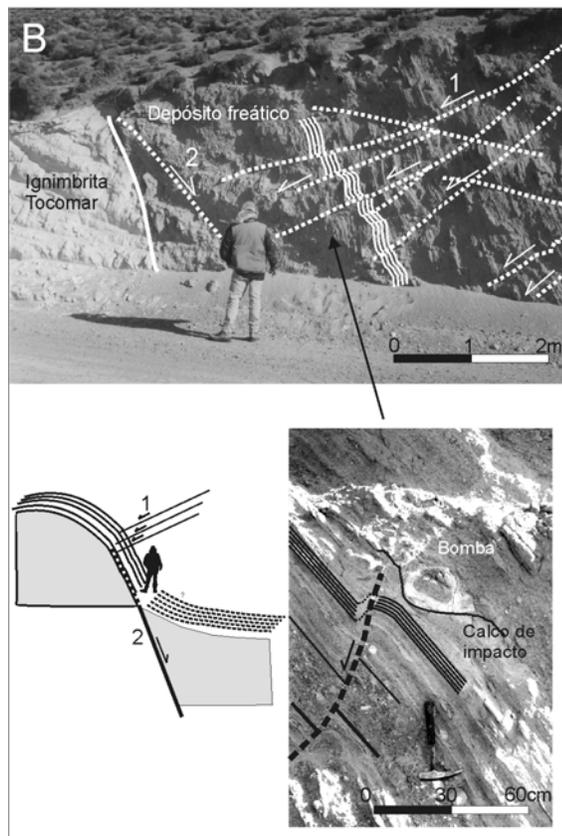
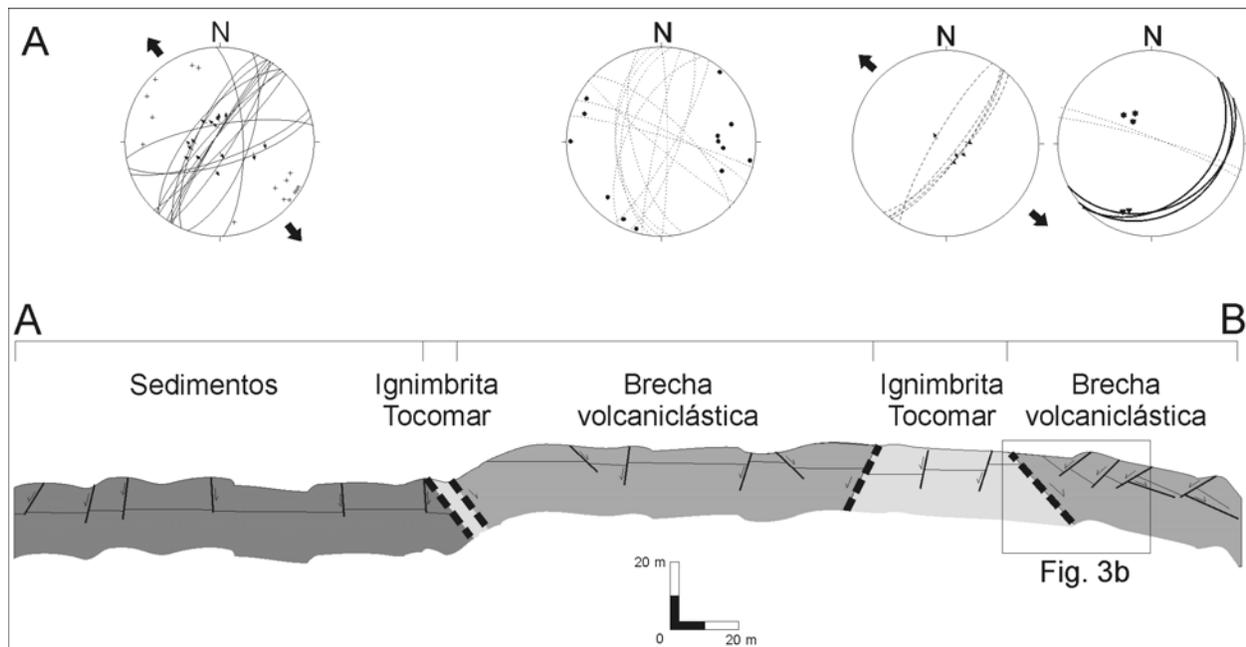


Figura 4: a) Perfil estructural en la secuencia piroclástica y pre-eruptiva (línea A-B en Fig. 2). Las proyecciones estructurales corresponden a planos de fallas normales medidos en el perfil A-B. b) Interpretación del contacto entre la brecha volcanoclástica y la Ignimbrita Tocomar. Se interpretan dos secuencias de fallamiento sobre capas en estado dúctil (véanse comentarios en el texto). Detalle del impacto de un bloque sobre capas falladas dúctilmente (las líneas blancas contornean capas de granulometría ceniza). c) Acreción de capas y fallamiento sincrónico en el contacto entre el *base surge* y la Ignimbrita Tocomar (véanse comentarios en el texto).

tado dúctil, tal como se evidencia en el desplazamiento sigmoideal de las mismas (Figs. 3e, f) y en el sellado de fallas por impactos, por lo que se lo interpreta como sin-deposicional. El sistema 2 se desarrolla cercano al contacto con la Ignimbrita, como una zona de mezcla de fragmentos tamaño

lapilli, de 0,30 a 1 m de espesor con mas de 4 m de rechazo (Fig. 4b). La pérdida de la estratificación original de la brecha y la ausencia de evidencias de corte frágil tanto en el contacto como en la brecha volcanoclástica son evidencias de que el sistema 2 habría sido desarrollado en estado dúctil. No obs-

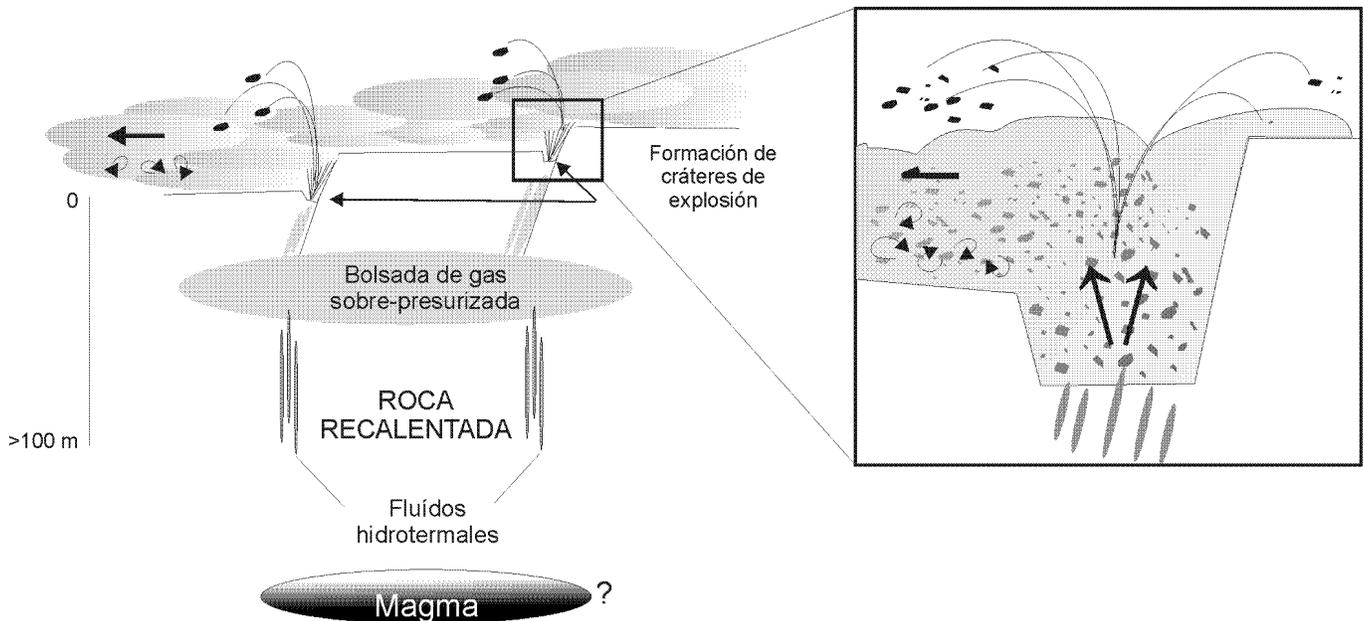


Figura 5: Esquema interpretativo de la erupción freática, la formación del *base surge*, el bombardeo balístico y detalle interpretativo de las bocas eruptivas (cráteres de la Fig. 2a).

tante, al presente, no se puede asegurar fehacientemente el tiempo transcurrido entre el depósito y el sistema de falla 2. Si se asume su contemporaneidad la secuencia depósito-fallamiento debió haber sido como la propuesta en Fig. 4c.

La fracturación local y sin-deposicional de depósitos de *base surges* como la del ejemplo referido se explica frecuentemente por asentamiento no-tectónico del depósito debido a enfriamiento y deshidratación progresivas. Estos asentamientos son siempre a favor de la topografía y fundamentalmente independientes del campo de esfuerzos regional. En el caso de estudio, la dirección de los planos de fracturación normal, tanto en la secuencia pre-eruptiva como en la brecha volcánicla (Fig. 4a) son coincidentes con el fallamiento regional (Fig. 2b) por lo que se los interpreta como fallamiento sin-deposicional de origen tectónico, acorde al campo de esfuerzos regional. Es de destacar que uno de los orígenes reconocidos de erupciones freáticas primarias, son los incrementos simultáneos en la actividad sísmica regional (Barberi *et al.* 1992, Zimanovsky 1998).

Nuestros datos indican que la erupción freática ocurrió como consecuencia y concomitantemente con un episodio de fallamiento normal local en el área de Tocomar (Fig. 2b). Este fallamiento se produjo como respuesta a incrementos en la actividad de las fallas Chorrillos y probablemente Incachule, los que se tradujeron en dilatación horizontal en el área de Tocomar (Fig. 5). La dilatación horizontal desestabilizó el sistema hidrotermal y provocó la erupción freática y su fracturación simultánea.

Conclusiones

Se interpreta el origen de las brechas volcánicas de Tocomar a partir de una erupción producida por liberación de

energía en bolsas sobre-presurizadas asociadas a un sistema geotérmico-hidrotermal. Alternativamente se considera la posibilidad de la interacción entre roca de caja recalentada por la presencia cercana de magma y fluidos hidrotermales. Ambas posibilidades son compatibles con nuestros datos e involucran la liberación de energía térmica súbita y violentamente transformada en energía mecánica capaz de fragmentar y/o pulverizar la roca de caja. La ausencia de fragmentos juveniles (pómez o fragmentos accesorios juveniles) en el depósito resultante indican que no hubo participación directa de magma en esta erupción, por lo que se la define como freática – hidrotermal. La existencia de un sistema hidrotermal o geotérmico es evidente en la existencia de fragmentos de la roca de caja oxidados y/o silicificados.

Los fragmentos resultantes fueron transportados tanto balísticamente como sustentados en una matriz cinerítica en flujos de *base surge*. Como facies típicas de éste depósito, se reconocieron facies de dunas y fundamentalmente facies de capas planares. De igual manera la característica pulsatoria de la erupción se evidencia en los impactos balísticos continuos durante toda la erupción. El conjunto de material depositado muestra una alta cohesividad pos-deposicional debido a una gran tensión superficial alrededor de las partículas provocada por la conservación de la humedad original del flujo.

Un intenso fallamiento normal sin-deposicional quedó registrado en capas de la brecha volcánicla, deformadas y verticalizadas dúctilmente el cual es análogo al fallamiento normal regional. A partir de estos datos se interpreta una dilatación horizontal y local, producida por transferencia tectónica desde corrimientos regionales N-S a fallas de rumbo WNW (Fig. 5) que definen a la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro en el área de estudio. La actividad simultánea de los corrimientos y las fallas de rumbo se confirma con la detección de micro-sismos corticales sincrónica a 5-7 km de

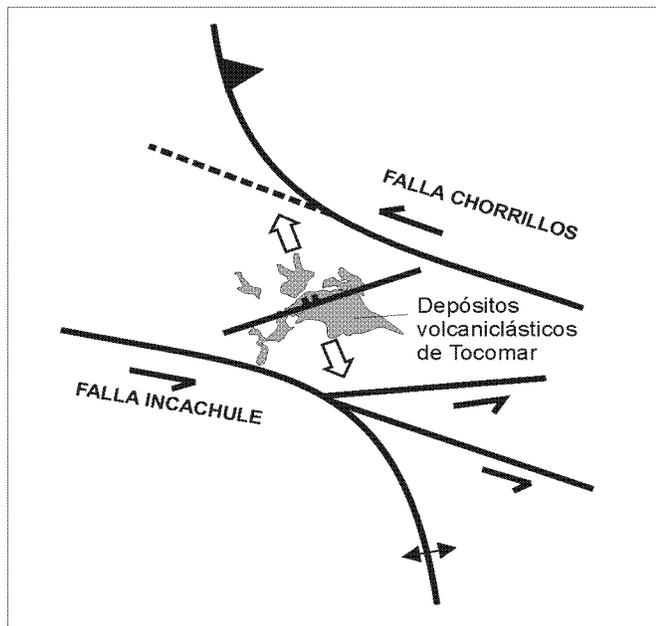


Figura 6: Esquema interpretativo de los esfuerzos principales y el movimiento de bloques relativo en la zona de Tocomar.

profundidad (epicentros en la Fig. 2 b: Schurr, com pers. 2001).

La suma de evidencias encontradas indican que la causa de la erupción freática en Tocomar está relacionada a un período de incremento en la actividad de la zona de falla Calama-Olacapato-El Toro con posterioridad a los 0,5 Ma.

Agradecimientos

I. A. P. agradece a L. Mastin por sus sugerencias, comentarios y fotos referidas a erupciones freáticas; a P. Mattson, M. Sheridan y D. Shackelford por las referencias; a B. Schurr por los datos inéditos de sismicidad en la Puna; a F. Colombo, por las primeras discusiones sobre Tocomar. G. A. agradece la posibilidad de visitar el área gracias a J. Viramonte y a subsidios obtenidos a través de la UNESCO (Oficina de Cs. de la Tierra, Montevideo). El trabajo de campo se realizó con fondos del PICT 98 07-03817, del proyecto 1080/3 del CIUNSA y con el apoyo de la Secretaría de Minería y recursos Energéticos de Salta. Los autores agradecen a C. Risso y A. Pesce quienes contribuyeron a mejorar sustancialmente la claridad del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alvarado, G.E., 1993. Volcanology and petrology of Irazu volcano, Costa Rica. Ph.D. thesis, Kiel Universitat, (inédita) 25: 261 p, Kiel.
- Aquater, 1981. Exploración geotérmica en el área del Cerro Tuzgle, provincia de Jujuy, República Argentina. Estudio de prefactibilidad Inédito. Secretaría de Minería de la Provincia de Jujuy, (inédito), 123 p, Jujuy.
- Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P. y Principe, C., 1992. A review on phreatic eruption and their precursors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52: 231-246.
- Bower y Woods, 1996. On the dispersal of clasts from craters during small explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 73: 19-32.
- Browne, P.R.L. y Lawless, J.V., 2001. Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. *Earth Science Reviews* 52: 299-331.
- Cas, R.A.F. y J.V. Wright, 1987. *Volcanic Sucessions. Modern and Ancient*. Ed. Unwin Hyman, 528 p, London.
- Chernicoff, C.J., Richards, J.P. y Zappettini, E.O., 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews* 21: 127-155.
- Coira, B., Kay, S.M. y Viramonte, J., 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the argentine Puna-A model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 35 (8): 677-720.
- Coira, B. y Paris, G., 1981. Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle, Provincias de Jujuy y Salta. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 659-671. Buenos Aires.
- Ferretti, J., 1998. Caracterización de las Fuentes termales asociadas a los complejos volcánicos Quevar-Cerro Verde-Aguas Calientes. Relevamiento e interpretación de datos gravimétricos y geoelectricos, Informe Final, FOMEC-Universidad Nacional de Salta, (inédito). 123 p. Salta.
- Fisher, R.V. y Waters, R., 1971. Base-surge bed forms in maar volcanoes. *American Journal of Science* 268: 157-180.
- Götze, H, Schmidt, S y Strunk, S., 1988. Central Andean gravity field and its relation to crustal structures. *Lecture Notes on Earth Sciences* 17: 199-208.
- GVN, 1999. *Global Volcanic Network Bulletin*, 24 (6): 2-3, Washington.
- GVN, 2000. *Global Volcanic Network Bulletin*, 25 (7): 2-4, Washington.
- Hongn, F. Tubía, J.M., Aranguren, A. y Mon, R., 2002. La monzodiorita Las Burras: un plutón Mioceno en el Batolito de Tastil, Cordillera Oriental Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 128-133, Calafate.
- Karlstom, K.D., 1989. Toward a syntectonic paradigm for granitoids. *EOS* 71: 768-769.
- Krallmann, A., 1994. Petrographische und Geochemische untersuchungen an jungen, basiscehn vulkaniten im Bereich des Calama-Olacapato-El Toro lineamentes östlich der Vulkankette NW Argentinien. *Clausthaler Geowiss. Diss. (H. 45)*, Clausthal.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la república Argentina 1957-1987. *Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina Serie B*, 19, 629 p.
- Llambías, E., Sato, A.M. y Tomsic, S., 1985. Geología y Características químicas del stock Terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(3-4): 158-175.
- Marrett, R.A., Allmendiger, R.W., Alonso, R.N. y Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateau and adjacent foreland, norwestern Argentina Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 179-208.
- Mastin, L.G., 1995. Thermodynamics of gas and steam-blast eruptions. *Bulletin of Volcanology* 57 (2): 85-98.
- Matteini, M. Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. y Maas, R., 2002. The geochemical variations of the upper Cenozoic volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro trasnversal fault system in central Andes (24°S): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics* 345: 211-227.
- Mazzoni, M., 1986. Procesos y Depósitos Piroclásticos. *Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina Serie B*, 14; 115 p.
- McPhie, J. Walker, G.P. y Christiansen, R.L., 1990. Phreatomagmatic and phreatic fall and surge deposits from explosions at kilauea volcano, Hawaii, 1970 A.D.: Keanakakoi Ash Member. *Bulletin of Volcanology* 52: 334-354.
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, V., 1972. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. 5° Congreso Geológico Argentino, (Córdoba), Ac-

- tas 4: 89-100, Buenos Aires
- Mon, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 70-76.
- Moyer, T.C. y Swanson, D.A., 1987. Secondary hydroeruptions in pyroclastic-flow deposits: examples from Mt. St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32: 299-319.
- Pesce, A., 1999. Geotermia. 14° Congreso Geológico Argentino Relatorio 2: 69-98.
- Petrinovic, I.A., 1992. Area volcánica del cerro Aguas Calientes-cerro Verde. Puna Argentina: Volcanología y depósitos metálicos asociados. 4° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas I: 198-205, Córdoba.
- Petrinovic, I. A., 1999. La Caldera de colapso del Cerro Aguas Calientes, Salta; República Argentina; Evolución y Esquema Estructural. In: Colombo, Queralt y Petrinovic (eds): "Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino", *Acta Geológica Hispánica* 34 (2-3): 243-255.
- Petrinovic, I.A., Mitjavila, J., Viramonte, J.G., Marti, J, Becchio, R., Arnosio, M. y F. Colombo, 1999. Geoquímica y Geocronología de secuencias volcánicas Neógenas de trasarco, en el extremo oriental de la Cadena Volcánica Transversal del COT, noroeste de Argentina. In: Colombo, F., Queralt, I. y Petrinovic, I.A. *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*, *Acta Geológica Hispánica* 34 (2-3) 255-273.
- Ramelow, J., 2000. Magmatische und strukturelle Entwicklung der Negra Muerta Caldera, NW-Argentinien. Unpublished M.Sc. thesis, Free University of Berlin, 55p., Berlin.
- Ramírez, C.F. y Gardeweg, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. *Carta Geológica de Chile*, 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería 54, 78 p., Santiago.
- Richards, J.P., 2000. Lineaments revisited. *Society of Economic Geologists Newsletter* 42 (1): 14- 20.
- Richards, J.P., Boyce, A.J. y Pringle, M.S., 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology* 96: 271-305.
- Riller, U., Petrinovic, I.A., Ramelow, J., Greskowiak, J., Strecker, M. y Oncken, O., 2001. Late Cenozoic tectonism, caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 299-311.
- Salfity, J.A., 1985. Lineamentos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino, 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 119-137, Antofagasta.
- Schurr, B. Asch, G. Rietbrock, A., Kind, R., Pardo, M. y Heit, B. 1999. Seismicity and average velocities beneath the Argentine Puna plateau. *Geophysical Research Letter* 26 (19): 3025-3028.
- Steinberg, G. y Lorenz, W., 1983. External ballistic of volcanic explosions. *Bulletin of Volcanology* 46(4): 333-348.
- Stix, J., Zapata, J.A., Calvache, M., Cortés, G., Fischer, T, Gómez, D., Narváez, L., Ordóñez, M., Ortega, A., Torres, R. y Williams, S. 1993. A Model of degassing at galeras volcano, Colombia, 1988-1993. *Geology (Special report)*, 21: 963-967.
- Taviani, S., 1997. Studio Geo-Petrográfico dell'area di Tocomar, Puna Argentina, tra S. Antonio de los Cobres e Olacapato. Tesi sperimentale in rilevamento geológico. Università degli Studi di Roma "La Sapienza", (inédito). 81 p, Roma.
- Vignerresse, J.L., 1999. Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds?. *Journal of Structural Geology* 21: 1125-1130.
- Viramonte, J.G. y Petrinovic, I.A., 1989. Cryptic and partially buried calderas along a strike-slip fault system in the Central Andes. *International Symposium on Andean Geodynamics*, Actas 1: 318-320, Grenoble.
- Viramonte, J.G., Galliski, M.A., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., Cacho, G.L. y Parica, C., 1984. Edad, génesis y mecanismos eruptivos de las riolitas granatíferas de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 216-233, Bariloche.
- Zimanowsky, B., 1998. Phreatomagmatic Explosions, En: Freundt y Rosi (eds), *From Magma to Tephra*, 25-53.

Recibido: 5/08/03

Aceptado: 1/04/04