

Estilos eruptivos del complejo volcánico dómico Pan de Azúcar – Puna Norte

Pablo J. CAFFE

CONICET e Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, C.C. 258,
San Salvador de Jujuy (4600), Argentina. E-mail: pabcaf@jade.idgym.unju.edu.ar

RESUMEN. El complejo dómico de Pan de Azúcar es un pequeño centro de composición dacítica, eruptado durante el Mioceno medio en la porción austral de la depresión de la laguna de Pozuelos (Puna Norte). El complejo está asociado a mineralización de Ag-Pb-Zn±Sn, formando parte de un grupo regionalmente extendido de centros magmáticos similares en la altiplanicie de los Andes Centrales. La actividad eruptiva en Pan de Azúcar comprendió tres ciclos, con emisiones desde centros eruptivos múltiples vinculados por una fractura anular. El primer ciclo habría involucrado una fase pliniana seguida por un evento peleano, ambos localizados en el borde norte del complejo. Explosiones violentas –causadas por desgasificación magmática– fueron seguidas de erupciones lávicas más tranquilas, más tarde destruidas por colapsos gravitatorios sucesivos. El segundo episodio, hidromagmático - vulcaniano, ocurrió principalmente en la sección central, donde explosiones hidromagmáticas –aparentemente dirigidas hacia el oeste– generaron oleadas, flujos piroclásticos y menores depósitos de caída. Domos dacíticos biotíticos y un stock subvolcánico (cerro Mina) fueron emplazados luego. La circulación de agua alrededor de una cámara magmática cada vez más fría formó un sistema epitermal, alterando y mineralizando los depósitos anteriores. La ausencia de alteración hidrotermal en rocas del tercer ciclo sugiere que el evento epitermal fue previo al último ciclo eruptivo. Este último es principalmente considerado una erupción peleana, la cual habría comprendido la reactivación explosiva (hidromagmática) del sistema, desplazando la actividad al borde austral del complejo (cerro Negro) a lo largo de la fractura anular. El centro de emisión fue probablemente ocupado por un domo lávico bandeado y rico en volátiles, luego destruido por una erupción final de tipo peleano s.s. Finalmente, el magma nuevamente desgasificado eruptó como lavas dómicas dacíticas biotítico-hornblendíferas. Las guías litoestratigráficas y petrográficas usadas aquí para definir el origen predominantemente subaéreo de Pan de Azúcar, podrían ser aplicadas para descubrir el origen de estructuras magmáticas similares, ya sea en la Puna u otros terrenos volcánicos antiguos. La definición apropiada de tales centros debería tener consecuencias directas en la prospección, exploración y comprensión de los depósitos de mena comúnmente asociados a aquéllos.

Palabras clave: *Complejos volcánicos dómicos, Mecanismos eruptivos, Puna norte, Mioceno Medio, Pan de Azúcar*

ABSTRACT. *Eruptive styles of the Pan de Azúcar volcanic dome complex - northern Puna.* The Pan de Azúcar volcanic dome complex is a small dacitic center, erupted during the Middle Miocene in the southern portion of the Laguna de Pozuelos basin (northern Puna). The complex is associated with Ag-Pb-Zn±Sn mineralization, being part of a regionally extended group of similar magmatic features in the Central Andean Plateau. The eruptive activity in the Pan de Azúcar complex comprised three cycles, with emissions from multiple vents linked by a ring fracture. The first cycle involved a plinian phase followed by a pelean event, both located on the northern edge of the complex. Violent explosions, caused by magma degassing, were followed by quieter lava eruptions, whose products were later destroyed by successive gravitational collapses. The second episode, hydromagmatic-vulcanian, occurred mainly in the central section, where hydromagmatic explosions -apparently directed to the west- generated surges, pyroclastic flows and minor fall-out deposits. Biotitic dacite domes and a subvolcanic stock (cerro Mina) were emplaced afterwards. The circulation of water around a progressively cooling magma chamber formed an epithermal system, causing alteration and mineralization of earlier deposits. The absence of hydrothermal alteration in rocks of the third cycle suggests that the epithermal event pre-dated it. The third cycle was mainly of pelean type and consisted of the explosive reactivation (hydromagmatic) of the system, and the shifting of the activity to the southern edge of the complex (cerro Negro) along the ring fracture. The vent was probably occupied by a banded, volatile-rich lava dome, later destroyed by an eruption of pelean s.s. type. Finally, the newly degassed magma erupted as biotitic-hornblendiferous dacite lava domes. The lithostratigraphical and petrographical guides used here to define the dominant subaerial origin of Pan de Azúcar could be used to interpret the origin of similar magmatic features, either in Puna or other ancient volcanic terranes. The appropriate definition of such centres should have direct implications for prospecting, exploration and understanding of the ore deposits commonly related to them.

Key words: *Volcanic dome complexes, eruptive mechanisms, Northern Puna, Middle Miocene, Pan de Azúcar*

Introducción

Los ciclos volcánicos desarrollados entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio en la altiplanicie de los Andes Centrales, se han caracterizado por la frecuente erupción de pequeños (<5 km³) cuerpos

volcánicos de formas dómicas y composición global dacítica (Coira *et al.* 1993a), considerados en gran parte de la literatura relativamente reciente del área como stocks subvolcánicos (Sillitoe *et al.* 1975; Grant *et al.* 1980; Gorustovich *et al.* 1985). No obstante, en varios centros de este tipo que afloran tanto en el

ámbito de Altiplano – Cordillera Oriental de Bolivia como en la Puna Norte de la Argentina, se han reconocido litofacies originadas durante eventos explosivos (Igarzábal y Viramonte 1973; Cunningham *et al.* 1991; Columba y Cunningham 1993), aunque pocos estudios han profundizado en la tipología y mecanismos eruptivos que generaron tales depósitos (Coira *et al.* 1993b; Soler y Coira 2002; Caffè 1999). Estos cuerpos volcánicos alojan importantes yacimientos y manifestaciones minerales de Sn-Ag y polimetálicas en el Altiplano de Bolivia (Grant *et al.* 1980) y en Puna Norte (Sureda *et al.* 1986; Coira 1994), cobrando gran importancia la definición de la historia eruptiva del centro. Apoyados sobre una base volcanológica, la elaboración de modelos de yacimientos de este tipo ha permitido refinar su clasificación, situar la profundidad del sistema hidrotermal asociado y delinear nuevas estrategias prospectivas y exploratorias (Cunningham *et al.* 1991; Coira *et al.* 1993b; Caffè y Coira 1999).

Igarzábal y Viramonte (1973) reconocieron el carácter exógeno del complejo dómico de Pan de Azúcar, a la vez que describieron por vez primera algunos de los depósitos piroclásticos participantes en el mismo. En el presente trabajo se mapean y se describen, en forma más detallada, todas las unidades y litofacies integrantes del complejo volcánico dómico Pan de Azúcar (22°32' - 22°38' S; 66°01' - 66°08' O), manifestación magmática del Mioceno medio de Puna Nor-

te que aloja uno de los yacimientos de Pb-Zn-Ag más conocidos del noroeste argentino (Coira 1979; Segal de Svetliza 1980; Segal y Caffè 1999). El objeto del mismo es elaborar un modelo volcanológico para tal complejo, interpretando los posibles mecanismos eruptivos y su sucesión en el tiempo, sobre la base de un estudio volcanoestratigráfico de detalle y petrográfico de las diferentes facies volcánicas observadas en este centro. El modelo volcanológico final brinda elementos clave para el reconocimiento de este tipo de estructuras en la Puna y en otros terrenos volcánicos, lo cual podría facilitar el estudio de centros eruptivos similares desarrollados en secuencias antiguas y/o afectadas por una fuerte alteración hidrotermal.

Geología regional del área de estudio

El área de estudio (Fig. 1) se ubica en el extremo sudoccidental de la depresión de la laguna de Pozuelos. El basamento pre-terciario del sector está constituido por rocas sedimentarias y volcánicas de edad ordovícica, asignadas al Complejo Magmático-Sedimentario Cochino - Escaya, y por escasos afloramientos de areniscas y conglomerados pertenecientes al Subgrupo Pirgua (Coira *et al.* en prensa). Los primeros registros cenozoicos sedimentarios de la cuenca de Pozuelos están representados por la Formación Moreta (Coira 1979). En la zona estudiada esta

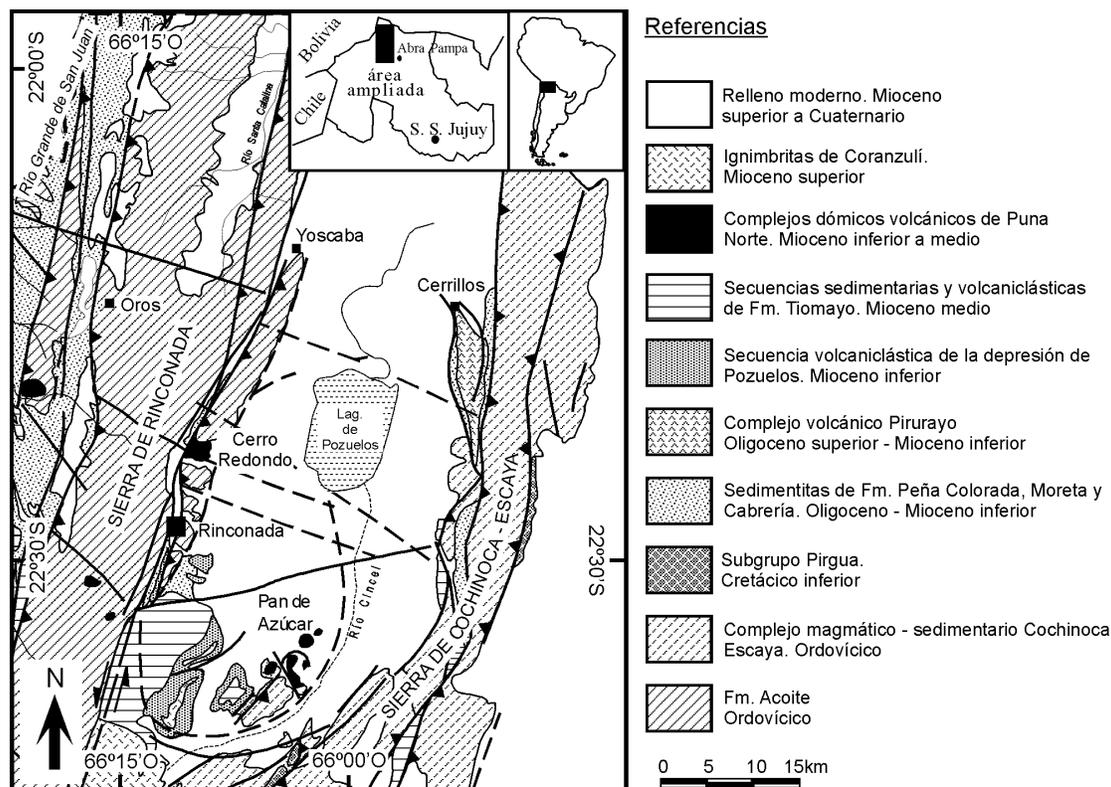


Figura 1: Ubicación del área de estudio y mapa geológico de los alrededores de la depresión de Pozuelos.

unidad está conformada por depósitos clásticos areniscos y fangolíticos subhorizontales, levemente deformados por esfuerzos de tipo compresivo. Algo más al norte, Soler y Coira (2002) definieron un complejo eruptivo andesítico - dacítico (Complejo Volcánico Pirurayo) datado en 28 ± 3 Ma y 20 ± 2 Ma (Linares y González 1990), que rellenó parte de la cuenca de la Formación Moreta y que marca el inicio del volcanismo cenozoico en la Puna Norte. Solapándose con las edades del Complejo Pirurayo, una secuencia dacítico-riolítica de $18,6 \pm 1$ Ma integrada por piroclastitas primarias y rocas volcanoclásticas reelaboradas [informalmente denominada Secuencia volcanoclástica de la Laguna de Pozuelos (Caffè 1999)], refleja la actividad de uno o varios centros lávico - explosivos actuantes al sur de la cuenca. Cubriendo dicha secuencia en suave discordancia afloran sedimentitas y tufitas datadas en $14,26 \pm 0,19$ Ma (Cladouhos *et al.* 1994), recientemente integradas por Coira *et al.* (en prensa) a la Formación Tiomayo de Seggiaro y Aniel (1989). Hacia los 12 Ma aproximadamente, en los sectores austral y central de la depresión se implantaron los sistemas de complejos dómicos de Pan de Azúcar (12 ± 2 Ma, Coira 1979) y Cerro Redondo ($12,54 \pm 1,1$ Ma; Cladouhos *et al.* 1994), ya sea sobre el basamento, o por encima de las Formaciones Moreta y Tiomayo.

Estructuralmente la depresión de Pozuelos está marginada por dos fallas de rumbo submeridiano (Fig. 1) que actuaron como planos de corrimiento, cabalgando el basamento sobre secuencias más jóvenes. Desplazamientos de tipo transcurrentes más recientes (8-6 Ma) han sido reconocidos a favor de esas mismas estructuras como también a partir de fallas de rumbo NE-SO (Seggiaro y Hongn 1994; Cladouhos *et al.* 1994). Coira *et al.* (1996) sugirieron que las fracturas distensivas de rumbo NO a ONO que se observan en Pozuelos estuvieron asociadas a componentes de rumbo sinistral, coetáneos con la formación de los corrimientos que marginan la depresión. Dichas fracturas parecen haber influido en el desarrollo del magmatismo del bolsón de Pozuelos (Igarzábal y Viramonte 1973; Coira *et al.* 1996). A lo largo de las mismas o en zonas de intersección con fracturas de rumbo meridional se implantaron los complejos volcánicos de Pirurayo, Pan de Azúcar y Cerro Redondo. Por otro lado, en el extremo sur del bolsón de la laguna de Pozuelos existen varios aspectos geológicos y geofísicos que sugerirían la existencia de una caldera de edad miocena inferior a media, cubierta por un relleno sedimentario de edad miocena superior a reciente (Coira *et al.* 1996; Chernicoff *et al.* 1996). Las evidencias geológicas de dicha caldera son limitadas, restringiéndose a la secuencia volcanoclástica ya mencionada, a los complejos dómicos de Pan de Azúcar y Cerro Redondo, que constituirían parte de la historia póstuma de la misma, y a una fractura anular de gran escala coincidente con el diseño del río Cincel.

Sin embargo, cabe acotar que recientemente se han encontrado nuevos argumentos geofísicos-sísmicos (Gangui 1998) y magnetométricos (Prezzi 2002)- que indican la existencia de cuerpos volcánicos de importante volumen, cubiertos por depósitos modernos. Estos hallazgos apoyan indirectamente la especulación de que el sistema magmático relacionado a la depresión es mayor que lo que aparenta en superficie.

Complejo volcánico dómico Pan de Azúcar

El complejo volcánico dómico Pan de Azúcar está integrado por varias manifestaciones lávico-piroclásticas de composición primordialmente dacítica, distribuidas en un grupo de pequeños edificios volcánicos ($0,1 - 4,5$ km²) de morfologías dómicas. Los mismos se ven algo erosionados y desvinculados espacialmente unos de otros. El complejo en su conjunto se dispone sobre rocas ordovícicas o terciarias. Los domos que integran el complejo son:

Conjunto de cerro Mina - cerro Negro - cerro Esquina Pabellón

Este conjunto involucra varios centros eruptivos (Fig. 2), cuyos productos definen una serie bastante continua de elevaciones, someras al norte y más altas al sur, con afloramientos de rocas volcánicas en un área de forma aproximadamente triangular (4 km de largo; 2 km de ancho al sur a 0,5 km en el sector norte). Está integrado por coladas de lavas dacíticas y lavas brechosas, distintos tipos de brechas piroclásticas, tobas e ignimbritas. Una estructura anular que se extiende más al norte (aproximadamente hasta el cerro León) margina al conjunto por el oeste (Fig. 2). Al sur del complejo las volcanitas se apoyan sobre el basamento ordovícico y sobre la Formación Tiomayo (cerro Negro). En la zona central (cerro Mina) las lavas intruyen al basamento ordovícico (Kleine Hering *et al.* 1981) y las piroclastitas se apoyan directamente sobre éste último. Al norte (cerro Esquina Pabellón) las secuencias volcánicas están en contacto por falla con la Formación Tiomayo, o no presentan base visible.

Cerro Pan de Azúcar

El cerro Pan de Azúcar (Fig. 2 y 5B) es un centro eruptivo de estratigrafía volcánica simple, compuesto por lavas dómicas dacíticas lavas brechosas y brechas piroclásticas. Su forma en planta es groseramente elíptica, de 1,5 km de largo y ~1 km de ancho. El conjunto tiene un aspecto en general de cono y se apoya directamente sobre rocas terciarias clásticas de la Formación Moreta.

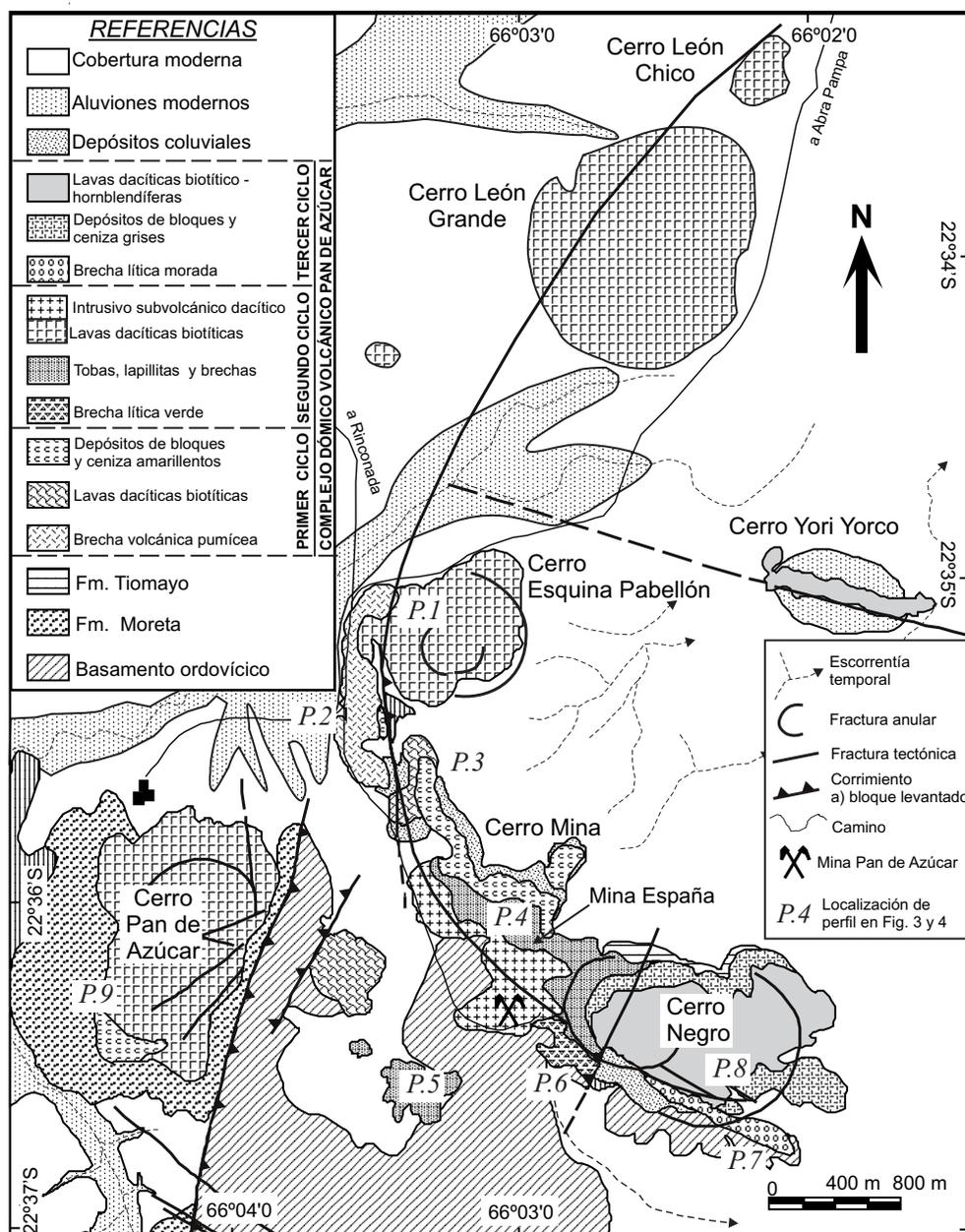


Figura 2: Mapa geológico del Complejo volcánico dómico Pan de Azúcar.

Cerro Yori Yorco

Es un pequeño centro eruptivo (0,3 km²), ubicado al nordeste del cerro Mina (Fig. 2). Se eleva como una costilla muy delgada de tonalidad oscura, integrada por coladas de lava bandeadas por flujo y niveles de lavas brechosas subordinadas, sin base expuesta.

Cerros León Grande y Chico

Estos dos centros sobresalen notablemente del paisaje que los rodea. Tienen forma de domos de base subcircular (Fig. 2), afloran sin un sustrato visible y sus

taludes están cubiertos por una carpeta de relleno moderno. El cerro León Grande presenta una superficie de 1,5 km², mientras que el cerro León Chico es la más pequeña de las estructuras dómicas de todo el complejo (0,1 km²). Los dos centros están compuestos únicamente por lavas dómicas porfíricas.

Estratigrafía del complejo volcánico dómico Pan de Azúcar

En el complejo volcánico dómico Pan de Azúcar se levantaron varios perfiles de detalle sintetizados en las figuras 3 y 4. Las diferentes litofacies volcánicas iden-

tificadas junto a sus relaciones temporales y espaciales, permitieron establecer la evolución de cada centro emisor y su vinculación con los demás centros del complejo. A continuación se describen cada una de las principales unidades que conforman la estratigrafía generalizada del conjunto (Figs. 2, 3 y 4). Inmediatamente a continuación de cada descripción se interpretan los mecanismos de erupción, transporte y deposición respectivos. Más abajo se realiza una interpretación integral de los mecanismos eruptivos actuantes según tres ciclos volcánicos discretos.

Se pueden reconocer, en orden estratigráfico, nueve unidades eruptivas.

Unidad 1. Brechas volcánicas pumíceas

Descripción: Oficia de base a la secuencia eruptiva del complejo Pan de Azúcar. Aflora como un estrato uniforme, potente y alargado en dirección N-S en los sectores septentrionales del complejo. Se caracteriza por su color gris plomizo, organización caótica, alta

participación de fragmentos de pómez, líticos dacíticos grises y lutitas ordovícicas (Cuadro 1), dentro de una matriz cinerítica (25-45%) que al microscopio se ve compuesta por trizas vítreas muy vesiculadas, pumicitos y cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y biotita. El tamaño medio de los fragmentos de pómez es de 1-2 cm (máximo= 10 cm) (Fig. 5A). Los fragmentos líticos dacíticos se presentan como bloques de tamaño variable entre 52 y 4 centímetros. Tanto los elementos líticos accidentales (5-20 cm) como los cognados dacíticos muestran distribución irregular, llegando en ciertos casos a disponerse casi verticales (Fig. 5A). La unidad está integrada por los estratos **a** en los perfiles 1 y 2 (Fig. 3). Su espesor es de 18 metros, sin aflorar la base.

Interpretación: Las brechas pumíceas que constituyen el nivel basal del complejo Pan de Azúcar pueden interpretarse de dos formas diferentes:

- si son equivalentes laterales proximales de algún depósito ignimbrítico, podrían considerarse brechas coignimbríticas, normalmente formadas durante el

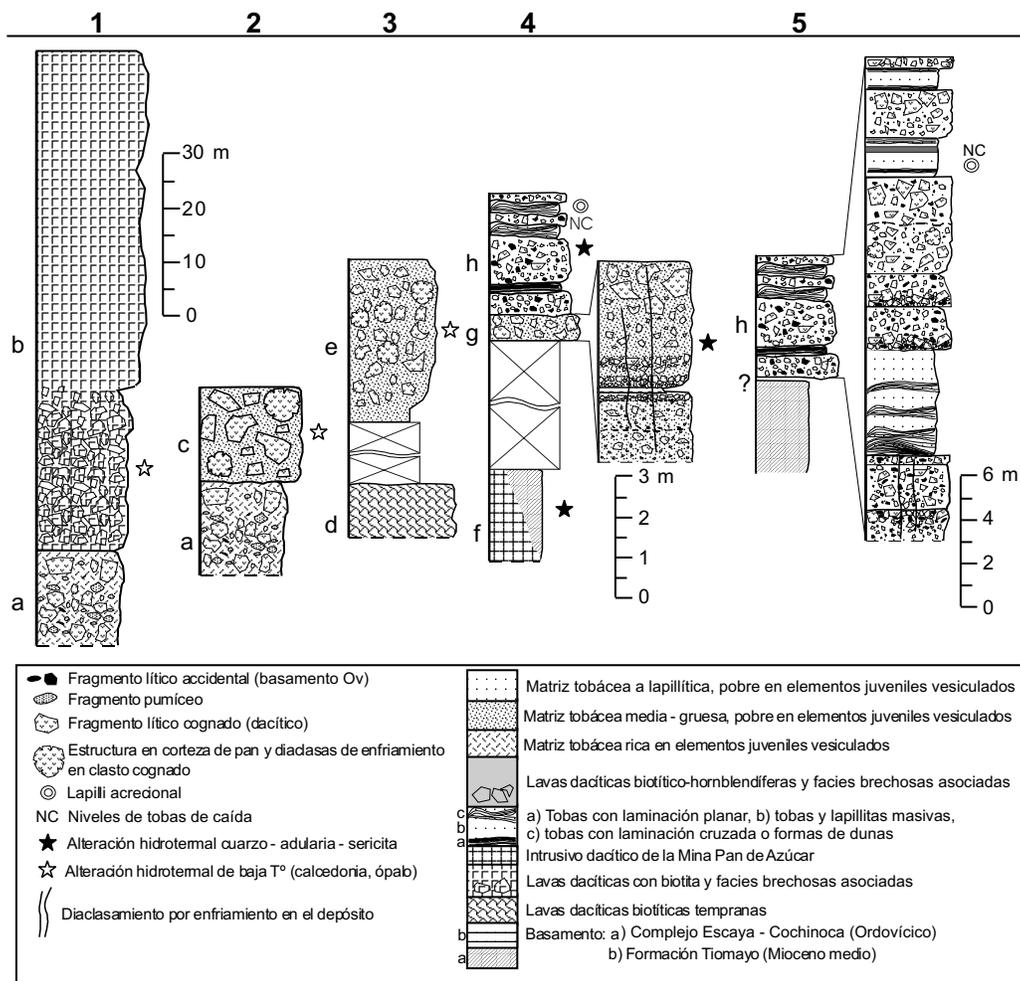


Figura 3: Volcanoestratigrafía del complejo dómico volcánico Pan de Azúcar, correspondiente al área entre el cerro Esquina Pabellón y cerro Mina. La ubicación de los perfiles está marcada en la figura 2.

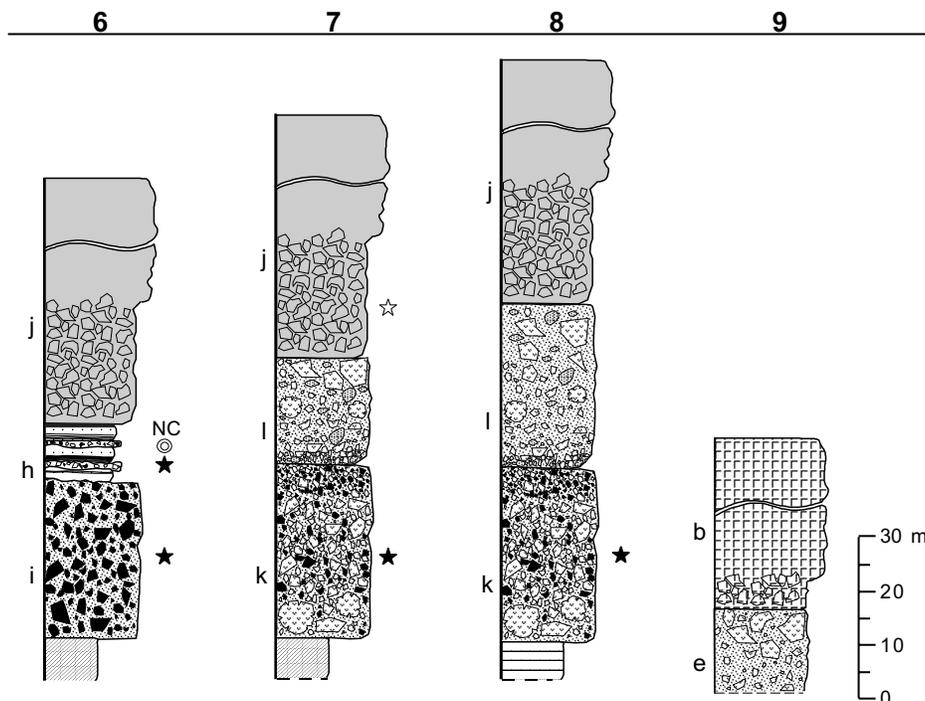


Figura 4: Volcanoestratigrafía del complejo dómico volcánico Pan de Azúcar (continuación), entre los cerros Mina y Negro. Además se exhibe una columna integrada del cerro Pan de Azúcar propiamente dicho. Referencias en la figura 3.

colapso temprano de la columna en sectores muy cercanos al centro eruptivo (Wilson y Walker 1982, Walker 1985).

• si se tratara en cambio de algún nivel brechoso de base (estrato 1, Wilson y Walker 1982), causado por el mismo proceso de flujo de una colada piroclástica, no sería necesario argumentar tal proximalidad.

La ausencia de la ignimbrita acompañante (erosionada o cubierta por depósitos más modernos) no permite arribar a una conclusión definitiva. En la unidad 1 la depositación parece haber sido predominantemente desde un flujo, aunque algunas características -como ser clastos elongados en posición vertical- podrían sugerir depositaciones a partir de caída balística. Los depósitos de brechas coignimbríticas pueden ser depositados tanto por procesos de caída (Wilson y Walker 1982) o de flujo (Walker 1985), causados por el colapso de la columna eruptiva en la zona de deflación cercana a los bordes externos y basales de la misma. Las evidencias de caída balística anularían la clasificación como brecha basal. Sin embargo, la elevada proporción de matriz (Fig. 5A) observadas en estas ignimbritas brechosas es atípica en brechas coignimbríticas (Cas y Wright 1987).

Unidad 2. Lavas dacíticas porfíricas iniciales

Descripción: Se trata de lavas bastante foliadas por flujo, de aspecto levemente abochado en afloramiento y por lo general muy erosionadas. Al este del cerro

Pan de Azúcar (Fig. 5B) están afectadas por fallamiento. Las coloraciones varían principalmente por efecto de la alteración hidrotermal, siendo usuales tonalidades rojizas hasta verdoso-amarillentas. En los afloramientos septentrionales (cerro Esquina Pabellón), estas lavas se caracterizan por situarse en la base de los depósitos piroclásticos de la unidad 3 (ver abajo). Su composición es dacítica, con cuarzo y plagioclasa como minerales esenciales y biotita como accesorio máfico.

En esta unidad se integran las rocas denominadas como **d** (perfil 3; Fig. 3).

Interpretación: Estas coladas se interpretan como contemporáneas a las lavas dómicas que habrían dado origen a los depósitos de bloques y ceniza (unidad 3, ver más abajo) que se superponen a ellas. No se descarta que algunas de estas lavas sean los restos de esos mismos cuerpos dómicos o coladas (sobre todo las aflorantes al norte, Fig. 2).

Unidad 3. Depósitos de bloques y cenizas amarillentos y megabrechas volcánicas asociadas.

Descripción: Al norte la unidad se apoya sobre las lavas iniciales (unidad 2), mientras que al sur su base no aflora (Fig. 2 y 3). Kleine Hering *et al.* (1981) sugirieron que estos depósitos fueron intruidos por la dacita subvolcánica del cerro Mina en el sector denominado manifestación España (Fig. 2). La unidad se

Cuadro 1: Composición petrográfica de las unidades integrantes del complejo volcánico dómico Pan de Azúcar.

Unidad Base: 1500 p	1	2	3	5		6	8	9
	n= 3	n= 3	n= 6	n= 12		n= 8	n= 5	n= 8
				BM	BP	T-L		
% total de matriz en piroclastitas, o de pasta en lavas	38 45-25	65 60-70	42 30-70	38 25-50	<0,2mm	57 10-17	45 35-50	40 35-70
% de pómez	20	-	-	-	-	-	20-25	-
% de cristales en pómez	10						46,5	
% de fragmentos líticos dacíticos	30-50	-	30-70	75-50	20-30	25-53 vítreos	-	35-40
% de fragmentos líticos ordovícicos	5	-	-	-	40-50	14-41	-	<1
Cuarzo	5-10	5-15	7	10	10	10	10	5,5
Plagioclasa	20	15	15-18	17	15	8	19	24
Sanidina	-	-	1	-	<0,5	-	-	-
Biotita	10	10	10-12	8	5	3	13	15
Piroxenos	-	-	-	-	-	-	-	-
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	0,5
Allanita	-	-	-	-	-	-	-	<0,5
Apatita	<0,5	<0,5	-	<<0,5	-	<<0,5	<0,5	1
Opacos	-	<<0,5	-	<0,5	-	<0,5	<0,5	<<0,5
Otros (circón-monacita)	<0,5	<<0,5 Ilm	<<0,2	<<0,5	<<0,2	<<0,5	<0,5	Mag - Ilm <0,5
								Mag - Ilm 0,6

caracteriza por su aspecto caótico (Fig. 5C), base planar muy marcada, presencia de clastos dacíticos cognados sumamente gruesos (de hasta 100 cm) distribuidos en una matriz cinerítica sin pómez ni elementos vesiculados y composición juvenil monomictica (dacítica). Gran parte de los bloques exhiben núcleos vesiculados y bordes macizos, diaclasas de contracción y costras de enfriamiento brusco (Fig. 5D). Al microscopio, la matriz presenta gran abundancia de cristaloclastos (Cuadro 1) de cuarzo, plagioclasa y biotita, escasa sanidina y accesorios menores como apatita y circón. Los vitroclastos de la matriz están a veces desnaturalizados, al igual que la pasta de los clastos líticos cognados, sugiriendo que los primeros provienen de la fragmentación de éstos últimos. En las trizas predominan los aspectos platiformes (*platy shards*) o de bloque (*blocky shards*) sin mostrar rasgos de vesiculación. La fuerte alteración hidrotermal que sufrieron estas rocas les confiere coloración rojiza o amarillenta. Hacia el norte (perfil 2) predomina alteración por fase vapor, con reemplazo de cristaloclastos y matriz por cristobalita pseudoisométrica, mientras que hacia el sur (perfil 4) la alteración es epitermal, de tipo cuarzo – adularia – sericita (Segal y Caffè 1999). Al suroeste del cerro Pan de Azúcar en cambio aparecen niveles de depósitos de bloques y ceniza de color gris plomizo que no exhiben importante alteración hidrotermal (Fig. 5 B).

En el conjunto de los cerros Esquina Pabellón y

Mina esta litofacies presenta una variación lateral de espesores, generalmente más potentes al norte (15-30 m) que al sur (5 m) y variación del tamaño de clasto máximo en el mismo sentido (100 cm a 30 cm, respectivamente). También se verifica que la gran homogeneidad que la unidad posee al norte va variando hacia el sur, adonde pueden ser identificados varios depósitos. En general el conjunto exhibe gradación inversa, la cual se va haciendo más evidente hacia el sector meridional. En este último lugar (Fig. 2, perfil 4) se pueden ver laminaciones cruzadas de bajo ángulo, desarrolladas en delgadas tobas intercaladas hacia el techo de los estratos más gruesos (capa g, perfil 4 de la Fig. 3). Integran este conjunto eruptivo los estratos c, e y g de las figuras 3 y 4 (perfiles 2, 3, 4 y 9).

Interpretación: Los gruesos piroclastos de esta unidad fueron generados sin importante participación de volátiles como disruptores del magma, lo que es evidente en la nula vesiculación de sus elementos juveniles. Los mismos representan avalanchas volcánicas calientes (*hot volcanic avalanches*, Francis *et al.* 1974; *nueès ardentes d'avalanche*, Newhall y Mellson 1983), resultado de una disrupción gravitatoria -no explosiva- de domos o lavas preexistentes. Este mecanismo ha sido referido como el proceso más común para la formación de flujos de bloques y cenizas que no exhiben evidencias de importante disrupción del magma por parte de gases exsultos desde el

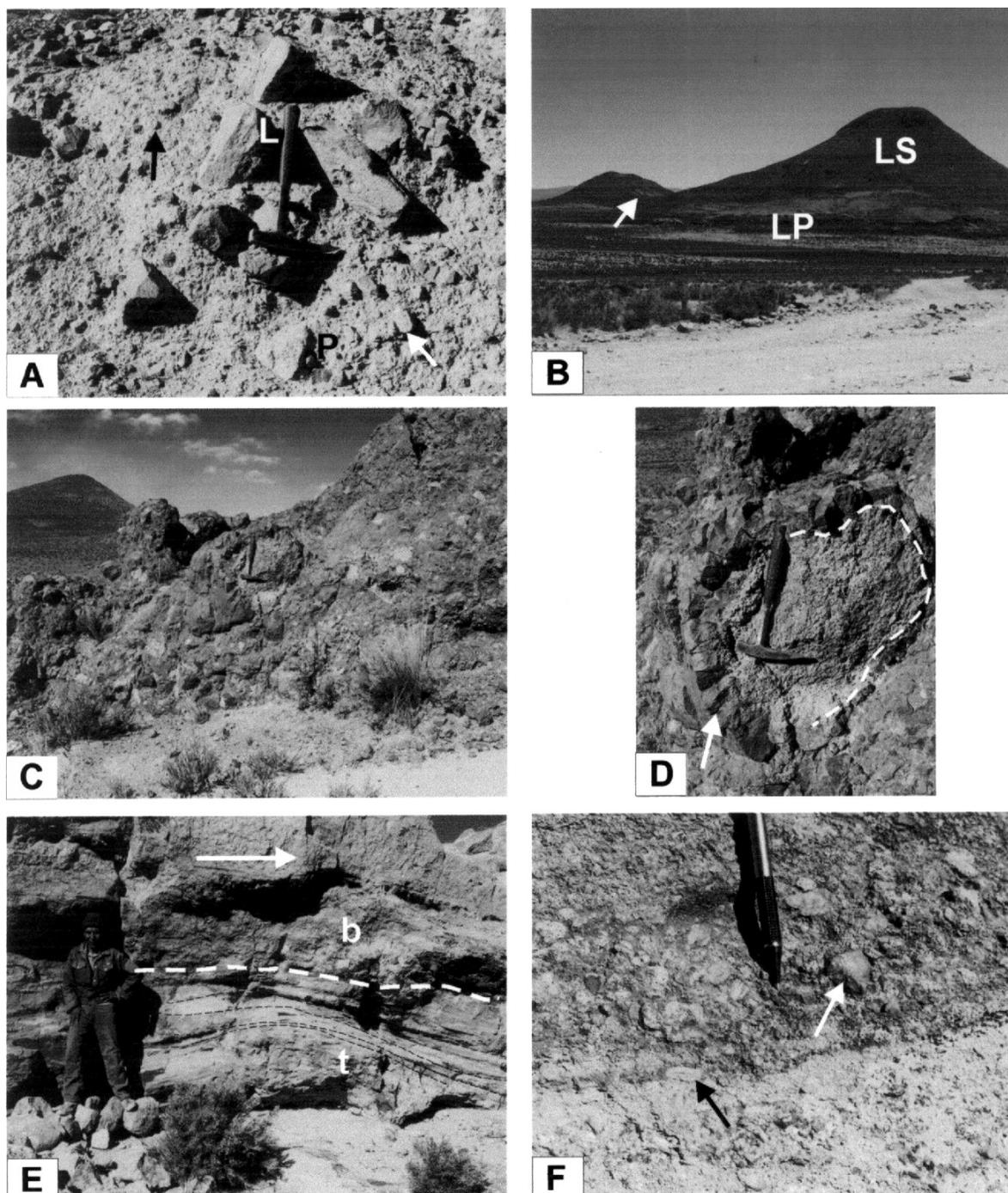


Figura 5: **A**, Brecha pumícea interpretada como una ignimbrita brechosa (unidad 1). Se destacan grandes fragmentos líticos (L), a veces dispuestos en forma vertical, dentro de una matriz piroclástica rica en material juvenil vesiculado y litoclastos dacíticos más pequeños (flecha negra). Los fragmentos mayores de pómez (P) alcanzan los 10 cm, aunque comúnmente son de menor tamaño (flecha blanca). **B**, Cerro Pan de Azúcar, exhibiendo la forma de cono o túmulo típico de estas estructuras volcánicas. Al frente (LP) se observan las lavas erosionadas más antiguas del complejo (unidad 2) y al fondo (LS) las lavas dómicas típicas del segundo ciclo eruptivo (unidad 6). Con una flecha se indican los depósitos de flujos de bloques y ceniza. **C**, Depósitos gruesos de avalanchas volcánicas calientes al sur del cerro Esquina Pabellón (unidad 3). **D**, Detalle de un bloque con estructura “en corteza de pan” del depósito anterior donde se observa, además del gran tamaño, evidencias de depositación del clasto en caliente como: diaclasamiento de disyunción por enfriamiento (flecha), desarrollo de una corteza superenfriada exterior y una zona interior algo vesiculada (divididas por línea de trazos). **E**, Unidad 5 en el cerro Mina. Los niveles de tobas con laminaciones cruzadas alternan con brechas. Las flechas señalan laminaciones cruzadas de bajo ángulo en las tobas. El pasaje de una facies a la otra es difuso y discontinuo (resaltado en línea de trazos), sugiriendo continuidad en el proceso de depositación de aquéllas. **F**, Depósitos de tobas con laminación cruzada (tc) y tobas lapillíticas masivas (lm) formadas probablemente por oleadas piroclásticas (unidad 5), al sureste del cerro Pan de Azúcar (perfil 5). La línea de trazos blanca divide ambas litofacies. Se distinguen formas de dunas de escala métrica (capas resaltadas con líneas de trazos negros) en la base. La flecha indica la dirección de transporte y apunta hacia el SO.

mismo (Rose *et al.* 1977, Mellors *et al.* 1988, Yamamoto *et al.* 1993; Freundt y Bursik 1998).

En Pan de Azúcar existen suficientes evidencias de que la acumulación de estos depósitos fue “en caliente”, tales como zonalidad en la vesiculación de los bloques, desarrollo de fracturas y bordes de enfriamiento y estructura en corteza de pan. Con los datos obtenidos se puede igualmente inferir que el colapso gravitatorio y no explosivo de domos y/o coladas fue el mecanismo más probable para su formación. La disminución de espesores y gradación granulométrica existente de norte a sur (Fig. 3) indicaría polaridad de transporte hacia el sector más austral. También se observó que el único y homogéneo depósito existente al norte (perfiles 2 y 3) pasa lateralmente a constituir al menos dos niveles distintos (perfil 4) más al sur, de los cuales el inferior presenta un nivel fino laminado hacia el techo. Esta última capa corresponde probablemente a oleadas piroclásticas acompañantes del flujo (g del perfil 4). Como los mecanismos de movimiento interno en flujos de este tipo son altamente influenciados por la pendiente (Fisher y Heiken 1982, Mellors *et al.* 1988) la segregación gravitacional del depósito es una característica previsible. El flujo originalmente se dividiría en una carpeta traccional densa y laminar hacia la base y una nube acompañante turbulenta de fragmentos finos por encima (Yamamoto *et al.* 1993). La separación de estas zonas con comportamiento disímil dentro del flujo es mayor a medida que progresa el movimiento del flujo hacia zonas distales. Así, las variaciones texturales y mayor segregación gravitacional hacia el sur que este tipo de depósitos exhibe en Pan de Azúcar, serían indicativos de una zona de procedencia ubicada al norte (cerro Esquina Pabellón), desde la cual los flujos se movilizaron alcanzando zonas más bajas al sur.

Unidad 4. Brecha lítica verde

Descripción: Por encima del basamento ordovícico se dispone un potente estrato brechoso (30 m en el estrato i del perfil 6, Fig. 4), muy rico en clastos accidentales de basamento ordovícico, los que le confieren el tono verdoso a la unidad. Tiene aspecto clastosostenido, granulometría gruesa (3-35 cm) y escasa matriz fina silicificada en la base del depósito. En esta última fracción aparecen los únicos componentes juveniles de la roca, como cristaloclastos irregulares de cuarzo y plagioclasa y biotita alteradas. Fantasmas de trizas vítreas acuñadas pueden también ser identificadas como componentes de la matriz, aunque por su grado de modificación hidrotermal es imposible evaluar la proporción que representan frente a los cristales. La cementación silíceas es de tipo opalino.

Interpretación: La brecha considerada, si bien presenta mayoritariamente elementos accidentales de la

caja, posee algunos elementos juveniles magmáticos no vesiculados (cristaloclastos y fantasmas de trizas vítreas). Ambas características son usuales en las brechas de explosión hidromagmáticas o freáticas, en las que el principal material aportado provendría de la caja (Cas y Wright 1987, Heiken y Wohletz 1987, Martí y Colombo 1992). El transporte en estos casos es generalmente balístico, aunque fuertes componentes horizontales más o menos turbulentas pueden ser comunes (Frazzetta *et al.* 1983, Brooker *et al.* 1993). Se interpreta en consecuencia que el proceso de erupción más probable habría involucrado una apertura de conducto por interacción de magma con agua subterránea, provocando el *flashing* de esta última y la consecuente rotura explosiva de la caja con la que el primero estaba en contacto.

Unidad 5. Brechas piroclásticas masivas, tobas y lapillitas masivas, y tobas y lapillitas laminadas.

Descripción: Apoyándose al norte sobre la unidad 3, sobre rocas ordovícicas, o bien sobreponiéndose a la unidad 4, aparece este conjunto de depósitos conformado por gran cantidad de estratos, representados en las figuras 3 y 4 como h. Los mismos están muy alterados hidrotermalmente hacia el este (perfiles 4 y 6), mientras que hacia el oeste (perfil 5) se mantienen mucho más frescos.

La unidad va disminuyendo el tamaño máximo y promedio de clastos hacia el techo, a la vez que cambia de espesores adelgazándose en forma notable en sentido norte – sur. En el cerro Mina (centro) posee una potencia superior a los 20 m, mientras que exhibe 12 m al sur del mismo y 6 m en el cerro Negro (Fig. 2). En los afloramientos que aparecen al sureste del cerro Pan de Azúcar (perfil 5) se pueden definir con mayor claridad cada uno de los estratos participantes, donde predominan litologías de menor tamaño de grano que en el cerro Mina (Cuadro 2). Los espesores medidos son semejantes en ambos sitios.

Brechas: Los depósitos brechosos que forman parte de esta secuencia son de dos tipos:

1. *brechas volcánicas monomícticas*, caóticas y no tan espesas como los depósitos brechosos de la unidad 3 (0,7 - 4 m), diferenciándose además de aquéllos por una evidente menor granulometría de sus litoclastos (tamaño máximo entre 2-5 cm, ocasionalmente bloques de hasta 25 cm) y por la frecuente intercalación de tobas y lapillitas masivas y laminadas y brechas volcánicas polimícticas (ver más abajo). Son depósitos piroclásticos ricos en elementos juveniles gruesos poco o nada vesiculados (Cuadro 1), con una matriz formada por fragmentos mucho más finos (ceniza gruesa a muy fina) de vidrio y de plagioclasa, biotita, cuarzo y escasa sanidina, lo cual permitiría clasificarlos como depósitos de flujo de bloques y

ceniza (Cas y Wright 1987).

2. *brechas volcánicas polimícticas*, que exhiben una mayor participación de clastos accidentales de pelitas y areniscas ordovícicas (Cuadro 1). Composicionalmente son equivalentes de grano grueso (clasto máximo hasta 35 cm) de las lapillitas y tobas laminadas y masivas con las que se intercalan. La matriz de la roca puede alcanzar hasta un 50 %. Sus espesores varían entre 0,5 y 2 metros.

Ambas variedades brechosas son más frecuentes en el cerro Mina (perfil 4), donde hacia la base de la columna se verifica intercalación y pasaje gradual entre éstas y las tobas laminadas (Fig. 5E). Al oeste (perfil 5) en cambio, los límites entre capas tobáceas y brechosas están mejor definidos.

Tobas y lapillitas cristalolíticas: Los depósitos de tobas y lapillitas laminados y masivos se caracterizan por su alta selección (matriz $\ll 0,1$ mm escasa, Cuadro 1; Fig. 8), la nula participación de elementos juveniles vesiculados (pumíceos) y por la presencia de elementos accidentales ordovícicos (ver Cuadro 1 y Fig. 6). Entre los elementos juveniles de granulometría <1 mm predominan los vitroclastos platiformes o ecuanes, que al microscopio son similares a la pasta de los fragmentos líticos dacíticos (Fig. 8A). Entre los cristaloclastos, cuarzo, astillado o redondeado por fuerte abrasión, es más abundante que biotita y plagioclasa. En el perfil 5 (Figs. 2 y 3), las tobas exhiben escasa alteración, aunque plagioclasa se ve alterada por adularización selectiva. Litoclastos dacíticos pequeños, se ven ecuanes, angulosos o subredondeados y los fragmentos de lutitas y areniscas presentan redondeamiento importante (Figs. 6 y 8A). Algunos niveles lapillíticos del techo del perfil 5 (F en Cuadro 2, NC en perfil 5 y 6), exhiben entre 15 % y 40 % de fragmentos accidentales de pelitas de forma aplanada y areniscas redondeadas de tamaños que oscilan entre 2 cm y $<0,2$ milímetros. Estas capas presentan una selección aún mayor (Fig. 8B) que las tobas laminadas y gradaciones normales o mixtas que sugieren procesos de caída (Fig. 6).

Individualmente, cada capa de toba o lapillita tiene espesores que oscilan entre 4 y 50 cm, generalmente aumentando su potencia hacia el techo de la unidad. Estratificaciones cruzadas son usuales al este (perfil 4 en Fig. 3), donde las tobas se presentan intercaladas con límites difusos entre niveles de brechas (Fig. 5E). Al oeste (Cuadro 2; perfil 5 en figura 3), en cambio, se observan formas de duna sólo en la base de la secuencia (Fig. 5F), mientras que hacia el techo predominan estructuras masivas o con laminación planar. Niveles menores con lapilli acrecional (entre 1-8 mm de diámetro) se restringen a algunos niveles masivos del perfil 5 (Fig. 2 y 3; Cuadro 2) y a capas con laminación cruzada de los perfiles 4 y 6.

En los afloramientos occidentales, la intercalación de tobas masivas y laminadas en detrimento de los

niveles de brechas es cada vez más frecuente en los niveles altos de la secuencia (Cuadro 2).

Interpretación: La mayoría de las facies descriptas son características de un proceso de transporte y depositación por oleadas piroclásticas en zonas muy proximales al centro emisor (Brooker *et al.* 1993; Wohletz 1998). Las estructuras laminadas, dunas y algunos de los niveles masivos implican transporte de partículas bajo régimen de flujo turbulento.

La escasa vesiculación de los componentes juveniles, sus formas ecuanes y blocosas (Fig. 6, 8A y B), la alta induración de las rocas aún cuando no están hidrotermalizadas (Fig. 3, perfil 5) y la presencia de lapilli acrecional, son elementos que permiten vincular esta unidad con un fenómeno explosivo hidromagmático (ver por ejemplo Wohletz 1983, Sheridan y Wohletz 1983, Wohletz 1998). Durante un proceso tal se produce formación brusca de vapor y sobrepresurización del entorno como motor de la fragmentación de la caja y de magma. Dicha fragmentación es más



Fig. 6: Detalle de dos niveles piroclásticos de la unidad 5 en el cerro Mina. El depósito inferior (a), de tonalidad clara, no muestra gradación, es rico en fragmentos líticos del ordovícico (flecha negra) y tiene granulometría menor que el nivel superior; se lo interpreta como una toba depositada desde oleadas piroclásticas. La capa que se apoya por encima (b) es más oscura, exhibe gradación normal y presencia de clastos subredondeados y ecuanes de dacitas (flecha blanca) abundantes. La flecha negra indica litoclastos de lutitas y areniscas del basamento de formas aplanadas. El nivel b se interpreta como un depósito lapillítico de caída. Tanto la capa a como la b presentan intensa alteración hidrotermal por silicificación.

Cuadro 2: Estratigrafía de detalle de la unidad 5 al sureste del cerro Pan de Azúcar (perfil 5).

Capa	Depósito	Espesor (metros)	Descripción	Interpretación
A	Brechas polimícticas	4,08	Tres unidades de flujo con límites netos. Gradación general inversa de los litoclastos de dacitas y sedimentitas Ov. Tamaño máximo de clasto: 2-10 cm, medio: 0,8 cm. Predominan componentes dacíticos (60%).	Depósitos de flujos piroclásticos de origen hidromagmático
B	Tobas con laminación cruzada y tobas lapillíticas masivas	4,95	El primer estrato exhibe formas de lecho de dunas. Internamente se divide en capas de entre 1 y 9 cm de espesor, con gradación inversa y tamaño máximo de clasto <3 mm. Continúan dos niveles masivos de 2,8 y 1 m de espesor, con gradación inversa y tamaño máximo de litoclasto de hasta 1 cm. Hacia el techo del nivel más alto aparecen bloques de 5-7 cm, alineados en forma de rosario.	Depósito de oleadas piroclásticas de origen hidromagmático
C	Brechas monomícticas	3,55	Dos unidades de flujo de base neta, de 2 m y 1,55 m de espesor. Estructura masiva y caótica. Composición de los litoclastos exclusivamente dacítica, bloquiformes, con tamaños máximos de 12-25 cm. Matriz ceniza media a gruesa.	Depósitos de flujos de bloques y ceniza
D	Brechas polimícticas	2,05	Dos unidades de flujo (1,10 y 0,95 m de potencia). Muy similares a los depósitos subyacentes pero con presencia de hasta 10% de clastos de lutitas y areniscas Ov. Tamaño máximo de clasto ~15 cm.	Depósitos de flujos piroclásticos de origen hidromagmático
E	Brechas monomícticas	2,37	Estrato único de aspecto general caótico y masivo, con gradación inversa de los bloques mayores en el metro superior. Los componentes son 100% dacíticos. Los bloques mayores son poco redondeados y bastante ecuanes, de hasta 20 cm de largo, pero predominan los tamaños <1 cm. La matriz es poco seleccionada (ceniza fina a lapilli).	Depósitos de flujos de bloques y ceniza
F	Tobas – lapillitas masivas y tobas con laminación planar	1,75	La base de este conjunto tiene un pasaje gradual desde la unidad infrayacente (~10 cm). Siguen un par de capas de 10 y 11 cm de potencia, bien seleccionadas, con clastos de dacitas y sedimentitas tamaño lapilli fino y ceniza gruesa con gradación inversa. Continúa una capita negra de 1 cm de espesor y de granulometría ceniza fina, muy rica en fragmentos de sedimentitas, con gradación normal. Esta última es cubierta por una capa de 46 cm, masiva, con lapilli acrecional de hasta 3 mm de diámetro. Aparecen luego cuatro capas de 4 cm, 8 cm, 9 cm y 14 cm con gradación inversa y textura ceniza gruesa a lapilli fino (1-20 mm), con gradaciones inversas o mixtas, muy seleccionadas. La secuencia sigue con un nivel tobáceo masivo de 60 cm de espesor, culminando hacia el techo con varias capas planares de textura tobácea fina a muy fina, sin gradación interna (12 cm).	Depósitos de oleadas piroclásticas (planares y masivos) y de caída (niveles gradados) relacionados a procesos hidromagmáticos
G	Brechas monomícticas	2,05	idem E.	Depósitos de flujos de bloques y ceniza
H	Tobas masivas y tobas con laminación planar	0,99	Dos niveles (20 y 9 cm) con laminación planar y textura ceniza media a fina, intercalados con un estrato de toba lapillítica masiva de 70 cm de potencia, con leve gradación mixta.	Depósitos de oleadas piroclásticas de origen hidromagmático
I	Brechas monomícticas	0,65	idem E. Tamaño máximo de bloque ~10 cm. Gradación inversa.	Depósitos de flujos de bloques y ceniza

eficiente para relaciones volumétricas *agua: magma* cercanas a 0,15-0,30 (Wohletz 1983, Zimanowski 1998). Para explicar cómo el agua disrupta un magma no vesiculado como el de Pan de Azúcar, Wohletz (1983) propuso un modelo llamado *fragmentación por onda de stress (stress wave fragmentation)*, implicando vesiculación secundaria por fracturación frágil en la interfase vapor/magma. Las fracturas así formadas son seguidas por un frente de fragmentación gene-

rado por granulación térmica a escala micrométrica (Zimanowski 1998). El agua sobrepresurizada rápidamente ingresa en esas fracturas incrementando la superficie de contacto agua/magma. El mecanismo provoca transferencia de calor desde el fundido al agua, la que es nuevamente sobrepresurizada repitiendo el ciclo anterior (Zimanowski 1998).

En Pan de Azúcar la granulometría general de los depósitos es gruesa, indicando proximidad al centro

de emisión. Los niveles basales y medios de la secuencia en el cerro Mina, donde brechas y tobas con laminación cruzada muestran pasajes difusos tanto vertical como lateralmente (Fig. 5E), indican que ambas litologías se depositaron durante un mismo evento. Depósitos de este tipo se forman frecuentemente en zonas muy proximales al centro eruptivo, durante erupciones explosivas de tipo hidromagmático asociadas al emplazamiento de domos de composición intermedia y ácida (Brooker *et al.* 1993, Wohletz 1998). Siguiendo el esquema de Wohletz y Sheridan (1979), la predominancia de capas masivas o planares hacia occidente (perfil 5) señala que las oleadas perdían energía a medida que se alejaban del foco explosivo, sugiriendo polaridad del transporte en sentido este – oeste. Adicionalmente, la buena discriminación de capas en el perfil 5 (Fig. 3 y Cuadro 2) permite inferir que a medida que transcurría el tiempo, además de oleadas, alternaban episodios de deposición de material por caída y desde flujos piroclásticos.

Los depósitos más brechosos (sobre todo los niveles polimícticos), integrados a un esquema explosivo de este tipo, pueden interpretarse como las variedades de grano grueso de las tobas intercaladas. No existen evidencias de emplazamiento balístico de los bloques mayores, como por ejemplo cráteres de impacto. A raíz de lo observado en el perfil 4 (pasaje difuso de brechas a tobas que da idea de continuidad del proceso) se interpreta que las brechas polimícticas del perfil 5 fueron depositadas desde un flujo piroclástico probablemente mucho menos turbulento que las oleadas, pero parte del mismo proceso explosivo hidromagmático. Ejemplos de litologías similares son conocidos en el volcán El Chichón - Méjico (Macías *et al.* 1997) y en la caldera de Kuwae- Vanuatu (Robin *et al.* 1994).

Las brechas monomícticas dacíticas en cambio sugerirían, o bien episodios disruptivos hidromagmáticos que actuaron selectivamente sobre intrusiones de magma dacítico en forma de criptodomas, o bien retrabajo de los depósitos de flujos de bloques y cenizas previos (unidad 3) que hacían de caja de dichas intrusiones.

Los procesos descritos son comunes durante la interacción de magmas más o menos cristalizados con agua subterránea, sobre todo durante etapas vulcanianas o de erupciones freáticas en complejos dómicos o volcanes compuestos (Frazzetta *et al.* 1983, Heiken y Wohletz 1987, Brooker *et al.* 1993).

Unidad 6. Lavas dómicas dacíticas biotíticas, lavas brechosas asociadas e intrusivo dacítico del cerro Mina.

Descripción: Se integran en este conjunto a todas las lavas dómicas de composición dacítica, con frecuente estructuras de flujo (Fig. 8C), compuestas por cuarzo, plagioclasa y biotita como único mineral máfico,

en tanto que apatita, ilmenita y circón son fases accesorias corrientes. Se trata de lavas dacíticas porfíricas de colores blanquecinos y rojizos, con tipos e intensidades de alteración variables. Se incluye en esta unidad a las lavas dómicas y lavas brechosas del cerro Pan de Azúcar (perfil 9, Fig. 4; Fig. 5B y 7A) y del cerro Esquina Pabellón (**b** del perfil 1; Fig. 7B), como también a las lavas dómicas de los cerros León Grande y Chico (Fig. 2) y al intrusivo dacítico de la Mina Pan de Azúcar (**f** del perfil 4). Este último presenta una intensa alteración hidrotermal, similar a la registrada por las unidades 3, 4 y 5, las cuales intruye (Segal y Caffè 1999). Salvo este último cuerpo magmático, los demás centros lávicos tienen siempre la forma de campana o cono invertido propia de cuerpos extrusivos ácidos dómicos. Las lavas brechosas acompañantes no son continuas espacialmente, pasando lateral y verticalmente en forma gradual a coladas lávicas sin brechamiento. Es una característica común de esta unidad la presencia de xenolitos tonalíticos oscuros ricos en biotita (de entre 5 - 40 cm), o bien xenolitos metamórficos de aspecto esquistoso, los cuales fueron observados y descritos previamente por Igarzábal y Viramonte (1973).

En comparación con las lavas dacíticas iniciales (unidad 2), los domos que integran la presente unidad se diferencian porque no exhiben una erosión tan marcada.

Interpretación: Las lavas dómicas dacíticas biotíticas constituye la mayor parte del complejo. Por su parecido composicional, se interpreta que la dacita intrusiva de la mina Pan de Azúcar es contemporánea. Las variedades brechosas, en tanto, muestran conexión con el proceso de emplazamiento de las coladas de lavas, ya que el pasaje entre unas y otras es gradual. Se considera que las mismas constituyen facies de bordes o piso de los flujos lávicos, o dicho de otra forma, que fueron generadas por autobrechamiento. Sobre la base de su menor grado de erosión y mejor preservación de las geoformas originales se infiere que las lavas de esta unidad serían más jóvenes que las lavas iniciales (unidad 2), no obstante lo cual no existe una evidencia determinante que aclare su relación temporal.

Unidad 7. Brecha lítica morada

Descripción: Aflora sólo al sur del complejo (Fig. 2 y 4; estrato **k**, perfiles 7 y 8). Tiene tonalidad rojiza en la base (25 m) y blanquecina en el techo (8 m finales). Su estructura interna es caótica, desarrollando en los niveles altos una estratificación muy difusa. Presenta importantes cantidades de fragmentos dacíticos hacia la base y un techo con mayor proporción de componentes líticos ordovícicos (siempre <50%). Los fragmentos de dacitas muestran bordes diaclasados que sugieren enfriamiento brusco. Aparecen también es-

casos litoclastos redondeados de tonalitas similares a las alojadas por las lavas. La alteración de la roca es muy intensa (opacización), cementando y reemplazando la matriz de la roca. Los pocos cristaloclastos (cuarzo, plagioclasa y biotita) existentes en la matriz se interpretan como derivados de la rotura de los elementos líticos dacíticos.

El depósito está levemente gradado en forma normal, con proporciones de matriz variables (50 % en la base; 20 % en el techo). El diámetro máximo de clastos en la base llega a 0,80 – 1 metro. En sus niveles más bajos exhibe gradación normal, mientras que hacia los superiores muestra texturas clasto sostenidas con imbricaciones. En base a su composición, que indica una ruptura de caja volcánica además de sedimentaria, y a su posición estratigráfica subyacente a las unidades lávico-piroclásticas más jóvenes del complejo, se la diferencia de la brecha de explosión caracterizada como unidad 4.

Interpretación: Esta unidad puede ser clasificada como un brecha de explosión, resultado de un evento hidromagmático de reapertura de conductos. La

reapertura habría ocurrido en el extremo más austral de la fractura semicircular (Fig. 2) que canalizó las erupciones hidromagmáticas previas. La explosión que generó la brecha no difiere demasiado en sus características de aquella interpretada para la unidad 4, salvo en que disrupta -además del basamento- a una caja de dacitas biotíticas. Este aspecto es decisivo para considerarla cronológicamente más joven. Para explicar la génesis del depósito se podrían invocar mecanismos mixtos de caída balística para los bloques mayores concentrados hacia la base, así como de flujo en los niveles con imbricaciones de menor granulometría del techo. Procesos similares fueron propuestos por Frazzetta *et al.* (1983) en Vulcano.

Unidad 8. Depósitos de bloques y ceniza grises con pómez

Descripción: Se apoya sobre la litofacies anterior o encima de la unidad 5 y está representada por las capas designadas como I en los perfiles 7 y 8 (Fig. 4), aflorando sólo en el cerro Negro (Fig. 2). En sus

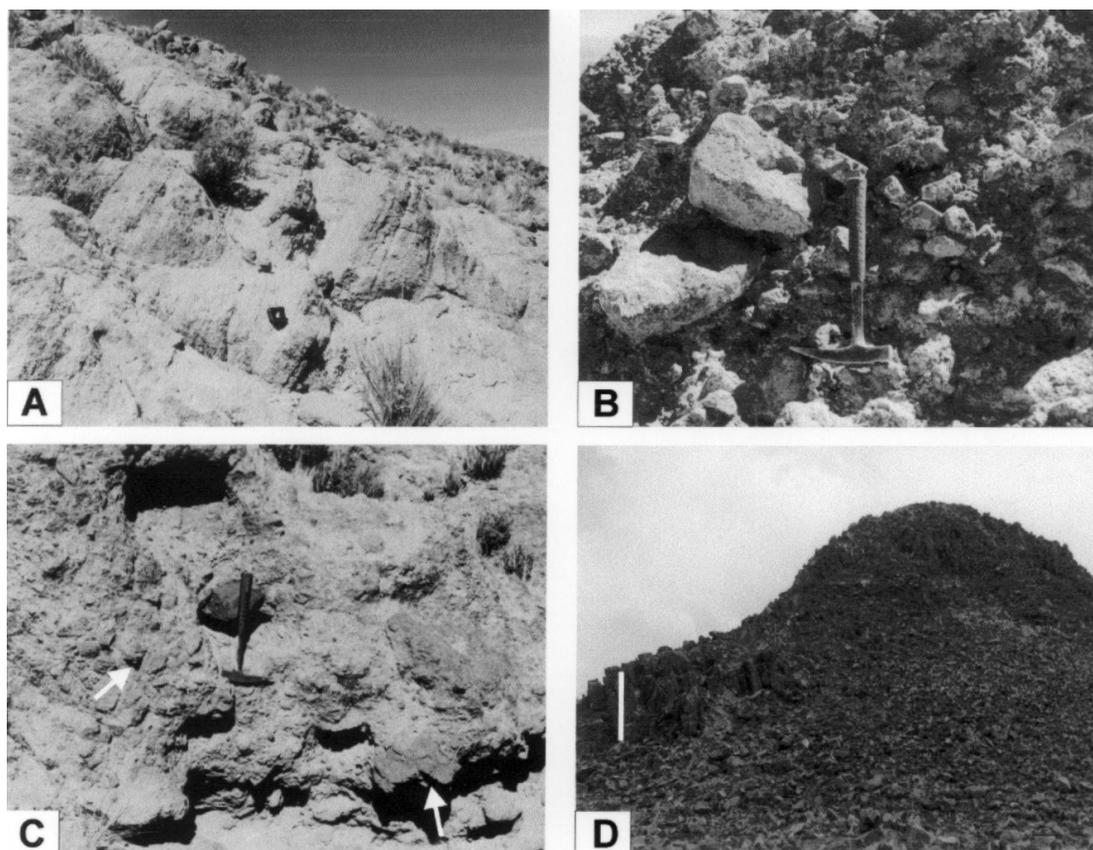


Figura 7: A, Lavas dómicas dacíticas del segundo ciclo (unidad 6) foliadas por flujo y buzando hacia el norte, es decir hacia el domo, en el borde austral del cerro Pan de Azúcar. B, Autobrechas asociadas a los flujos de lavas dómicas del segundo ciclo (cerro Esquina Pabellón). C, Depósitos de flujos de bloques y ceniza grises (unidad 8), exhibiendo su aspecto caótico y predominancia de grandes individuos oscuros de composición dacítica, con estructura en corteza de pan (flecha blanca derecha). También se observan fragmentos pumíceos, generalmente más pequeños y redondeados (flecha negra). D, Lavas dacíticas con hornblenda (unidad 9) del cerro Negro, típicas del tercer ciclo eruptivo. Se destacan por sus colores más oscuros y disyunción columnar prominente. La línea de referencia es de aproximadamente 3 m de alto.

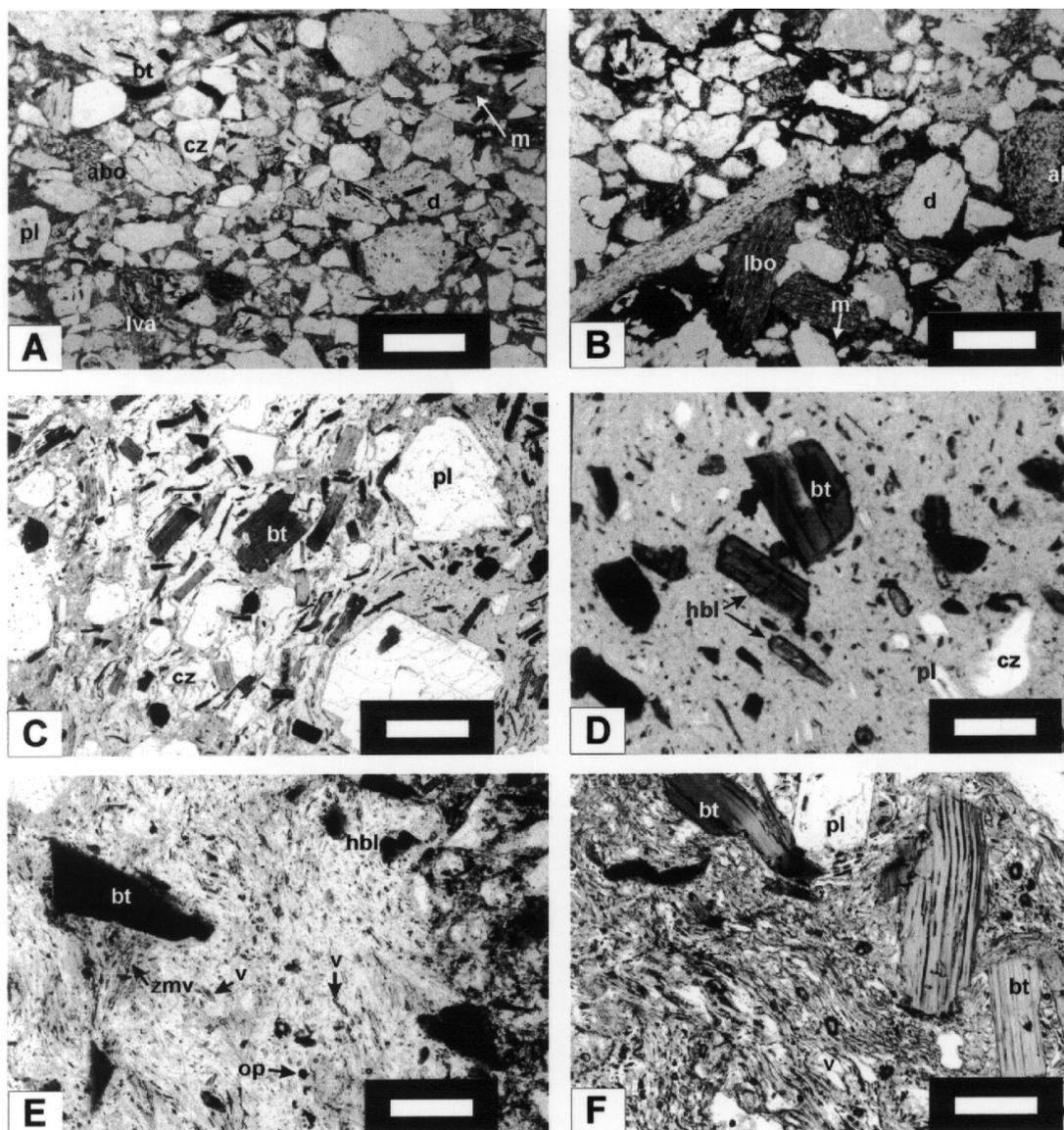


Figura 8: Fotomicrografías de algunas litofacies de Pan de Azúcar. **A,** Tobas medianas de la unidad 5, muy seleccionadas, probablemente originadas por oleadas piroclásticas. Todos los elementos juveniles volcánicos exhiben nula vesiculación. Los fragmentos de dacita frescos (d) o alterados (lva) y cristaloclastos de cuarzo (cz), biotita (bt) y plagioclasa (pl) son más abundantes que los de areniscas (abo) o lutitas (lbo) del basamento ordovícico. La escasa matriz (m) presenta un aspecto pulverulento muy fino, disponiéndose alrededor de los clastos. **B,** Toba lapillítica en la unidad 5, interpretada como un depósito de caída. Tiene mayor abundancia de componentes accidentales (lutitas y areniscas ordovícicas) y aún mejor selección que la litofacies anterior, traducida en la casi total ausencia de matriz. Abreviaturas como en A. **C,** Lava dacítica biotítica del segundo ciclo eruptivo del complejo. Nótese la marcada textura porfirica fluidal y la abundancia de cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. **D,** Lava dacítica del tercer ciclo eruptivo de Pan de Azúcar, donde comienza a aparecer hornblenda (hbl) como accesorio máfico común. **E,** Sector pobremente vesiculado de un fragmento vítreo bandeado en depósitos de flujos de bloques y ceniza del tercer ciclo eruptivo. La textura predominante sugiere una pobre vesiculación (v), aunque en algunos sectores se observa una vesicularidad moderada (zmv). La presencia de trazas de hornblenda y de pequeños minerales opacos es común en este tipo de componentes. **F,** Fragmento pumíceo en los depósitos de bloques y ceniza del tercer ciclo eruptivo. Nótese el mayor desarrollo de las vesículas (v) en comparación con el caso anterior, como también la textura marcadamente fluidal de la pómez. Todas las fotomicrografías tomadas a niculos paralelos. En A, B y C la barra blanca de referencia equivale a 0,8 mm, mientras que en D, E y F representa 0,3 mm.

niveles altos el depósito inclina marcadamente en dirección al domo, mientras que en su base tiende a horizontalizarse, alcanzando un espesor máximo de 55 metros en el borde sur del cerro Negro. Su color es gris plomizo y su aspecto brechoso y caótico (Fig. 7C), con clastos dacíticos generalmente gruesos, sin

participación de fragmentos accidentales pero sí de componentes juveniles vítreos variablemente vesiculados. Presenta hacia la base una leve gradación inversa y aspecto clasto-sostenido (clastos de 20-30 cm) y hacia arriba exhibe textura de tipo matriz-sostén. El tamaño máximo de clastos aumenta considerablemen-

te (>1 m de largo) en los niveles altos de la unidad. Algunos de ellos muestran estructura en "corteza de pan" (Fig. 7C), lo que sugiere depositación en caliente.

La matriz (<3-4 mm) además de vitroclastos, contiene cristaloclastos de biotita, cuarzo, feldespatos y hornblenda, fragmentos vítreos y líticos volcánicos muy finos.

El material juvenil con pobre o nula vesiculación predomina ampliamente sobre los elementos pumíceos (Cuadro 1). La pómez (vidrio extremadamente vesiculado) constituye el 20% de la fracción mayor a 2 cm, pero sus proporciones se hacen más importantes en la matriz (25-30 %). Al microscopio se observan dos tipos diferentes de fragmentos vítreos:

a) *fragmentos de vidrio bandeado*, a escala centimétrica o aún menor. Los individuos presentan bandas de aspecto pumíceo alternantes con otras de vidrio con vesículas muy finas no interconectadas; a veces se intercalan también zonas intermedias discontinuas de moderada vesiculación (Fig. 8E). El pasaje de una banda a otra puede ser gradual y se establece a partir de la mayor o menor coalescencia de las vesículas.

b) *fragmentos de pómez* (Fig. 8F), generalmente rico en cristales (hasta 30%) de plagioclasa, cuarzo, biotita y escasa hornblenda. Hacia el techo son abundantes, pero su granulometría decrece notablemente (pasan a formar parte de la matriz).

La unidad 8 se diferencia de rocas similares (unidad 3) por la posición estratigráfica, la presencia de pómez y la aparición de hornblenda como mineral distintivo.

Interpretación: Las características generales del depósito -gruesa granulometría, aspecto general caótico y predominio de litoclastos juveniles densos (bloques dacíticos)- permiten clasificarlo como un depósito de flujos de bloques y ceniza (ver unidad 3). Sin embargo, una característica saliente de este depósito es la presencia de fragmentos de pómez (Fig. 8F) y de vidrio bandedo (Fig. 8E). El *bandedamiento* de estos últimos es una textura que sugiere una foliación primaria, frecuentemente interpretada como un microbandedo por flujo en el cuerpo magmático que aportaba el material juvenil (Fink y Manley 1987). La inclinación del techo de la unidad hacia el domo (cerro Negro) da idea de surgencia desde un centro ubicado bajo aquél. El progresivo enriquecimiento de material vesiculado hacia los niveles altos del depósito, sugiere que existió liberación de gases durante los estadios finales de erupción de esta unidad. Un colapso parcial de un domo bandedo o colada en crecimiento, en sus partes externas más frías, explicaría la predominancia de los componentes juveniles poco vesiculados en los niveles basales, a la vez que constituiría el necesario disparador para la explosión de un magma vesiculado más caliente en su núcleo. Liberado de su carga litostática, este último habría sufrido una sobrepresurización instantánea de los volátiles

que contenía, llevando a la destrucción total del hipotético domo. Procesos similares fueron propuestos por Rose *et al.* (1977) y por Fisher y Heiken (1982), para explicar las erupciones de tipo peleano en Santiaguito (Guatemala) y en Mont Pelée (Martinica), respectivamente. Como última acotación cabe mencionar que los depósitos piroclásticos aquí considerados comienzan a mostrar trazas de hornblenda en su composición mineral (Fig. 8E), indicando una variación mineralógica que se hace mucho más visible hacia las lavas superiores (unidad 9). Estas últimas por lo tanto serían "parientes" desgasificados del domo bandedo por flujo destruido durante la formación de los flujos de bloques y cenizas.

Unidad 9. Lavas dacíticas grises, lavas brechosas y lavas dacíticas rojas con anfíboles

Descripción: Es la última unidad del complejo, con la cual se habría cerrado la actividad eruptiva en el área considerada. La misma está integrada por lavas dómicas de colores oscuros (Fig. 7D), las cuales se presentan foliadas por flujo en el cerro Negro (Fig. 4; j en perfiles 6, 7 y 8) y en el cerro Yori Yorco. La composición mineralógica predominante comprende cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda entre 4 y <1 mm; (otras fases minerales accesorias son allanita, clinopiroxeno, monacita, titanomagnetita, ilmenita (Cuadro 1). La presencia de anfíboles (Fig. 8D) representa la más clara diferencia con las lavas dómicas de la unidad 6, ya que éstas tienen biotita como único mineral máfico importante. Las lavas frecuentemente incluyen xenolitos magmáticos holocristalinos (>20 cm) de tipo cumular, de composición general diorítica o tonalítica y mineralogía similar a las lavas hospedantes.

Las lavas brechosas son comunes hacia los niveles basales de las coladas, pasando gradualmente hacia las lavas. Las mismas desarrollan estructuras muy peculiares en el cerro Yori Yorco, con clastos de formas alargadas, sugiriendo un desmembramiento plástico de parte de la colada más que un proceso normal de autobrechamiento de una lava viscosa.

Interpretación: Luego de las erupciones que terminaron con la destrucción de un domo bandedo por flujo, comenzó una nueva extrusión de lavas dacíticas dómicas en el cerro Negro y en Yori Yorco. Su característica más distintiva es la presencia de hornblenda verdosa o parda como mineral máfico común. Estas lavas son probablemente los representantes de los niveles más profundos de la misma cámara magmática que eruplara las lavas de los ciclos primero y segundo. A su vez, estas últimas habrían derivado de las primeras por una combinación de cristalización fraccionada y mezcla con magmas más básicos (Caffè 1999).

Los ciclos eruptivos del complejo dómico Pan de Azúcar

A partir de las características litológicas, estratigráficas, volcanosedimentarias y petrográficas de las diferentes unidades, se pueden definir tres ciclos de actividad volcánica dentro del complejo dómico Pan de Azúcar, los que involucran a su vez varios de los mecanismos eruptivos interpretados previamente.

Primer ciclo: Pliniano - Peleano

La primera fase eruptiva del complejo está integrada por los eventos volcánicos que eruptaron las unidades 1 a 3, involucrando la génesis de ignimbritas brechosas, lavas dacíticas iniciales y depósitos de flujos de bloques y cenizas.

Como se vio más arriba, el significado preciso de la presencia de las ignimbritas brechosas es difícilmente interpretable con los datos disponibles. La consanguinidad con las demás rocas del complejo de Pan de Azúcar está sin embargo demostrada por su mineralogía, composición química e isotopía (Caffe 1999). El aspecto más saliente de ese depósito, más allá de lo controversial de su clasificación, es que representa la única erupción del complejo en la cual existió liberación considerable de gases magmáticos, semejante a un evento de características plinianas. Luego de este episodio, un cambio muy brusco en el contenido de volátiles de la cámara magmática queda señalado por la erupción de flujos lávicos prácticamente desgasificados, representados por las lavas iniciales (unidad 2). A su vez, tales coladas serían probablemente las precursoras de los depósitos de flujos de bloques y cenizas que las sobreyacen. Estos últimos son representantes típicos de piroclastitas asociadas al emplazamiento de domos silíceos (Heiken y Wohletz 1987) en los que periódicamente alternan situaciones de crecimiento y destrucción de los edificios volcánicos. En Pan de Azúcar los flujos de bloques y ceniza se habrían producido por el colapso no explosivo de domos lávicos que eran eruptados en el sector del cerro Esquina Pabellón, generando flujos densos y calientes que progresaron hacia el cerro Mina ubicado más al sur.

Segundo ciclo: Hidromagmático-Vulcaniano

La segunda fase de erupción queda representada por las unidades 4 a 6, en donde las características de las volcanitas permiten interpretar una mayor actividad de agua externa participando junto al magma en los procesos explosivos del complejo dómico Pan de Azúcar.

Las erupciones hidromagmáticas comienzan con la apertura de un nuevo conducto eruptivo en la zona

centro-sur del cerro Mina y en el borde norte del cerro Negro, siguiendo la fractura semicircular que margina por el oeste al complejo (Fig. 2). Como resultado de dichas erupciones se deposita la brecha de explosión verde (unidad 4). Al ser mucho más abundantes los componentes accidentales que los juveniles, se estima que el agua debe haber alcanzado el magma desde un acuífero confinado y presurizado dentro del encajante ordovícico. Una vez abierto el conducto, el ascenso de magma hasta niveles más superficiales habría sido más veloz y la interacción de aquél con agua subterránea o freática fue probablemente más eficiente. El incremento de esa eficiencia queda evidenciado por una mayor fragmentación de caja y magma, traducida en la menor granulometría exhibida por los depósitos tobáceos y lapillíticos de oleadas piroclásticas de la unidad 5. El proceso eruptivo completo interpretado comprende intrusión somera del magma -en forma de criptodomas pequeños o de diques que se emplazaban en la caja ordovícica y en los depósitos piroclásticos previos- y su interacción con agua bajo condiciones de confinamiento. El centro emisor se habría ubicado cerca de Mina España, (perfil 4; Figs. 2 y 3), desde donde se distribuyeron los productos de la erupción en forma radial hacia el oeste (perfil 5) y hacia el sur (perfil 6). Las explosiones se habrían desarrollado en las zonas de contacto del magma con su encajonante, variando el nivel de disrupción alternadamente entre el basamento ordovícico más profundo y los depósitos de flujos de bloques y cenizas más someros. Fases explosivas hidromagmáticas similares suelen caracterizar las etapas vulcanianas que preceden al emplazamiento de mayores volúmenes de magmas en estratovolcanes (Frazzetta *et al.* 1983) o durante el crecimiento de domos volcánicos de composición intermedia – ácida (Heiken y Wohletz 1987, Brooker *et al.* 1993). El intrusivo dacítico de la Mina Pan de Azúcar, junto a los abundantes domos y coladas extrusivos de composición dacítica de la unidad 6, representarían un incremento en los volúmenes eruptados, el cual finalmente inhibió la explosividad del sistema agua - magma. La circulación de agua continuó más tarde alrededor del foco magmático en retracción, constituyendo un sistema epitermal (Segal y Caffe 1999) que alteró pervasivamente a las piroclastitas previas (ciclos 1 y 2) y al mismo intrusivo en sus bordes más superficiales y fríos. El sistema hidrotermal se habría extinguido durante el inicio del tercer ciclo eruptivo (ver más abajo) ya que las volcanitas que lo integran no fueron afectadas por la alteración hidrotermal. Este aspecto además de tener implicancias volcanológicas, es muy importante desde el punto de vista económico, pues puede ser utilizado como argumento prospectivo valedero para guiar la búsqueda de mayores reservas en el yacimiento Mina Pan de Azúcar.

Tercer ciclo: Peleano

Esta fase eruptiva queda integrada por las últimas tres unidades (7, 8 y 9) del complejo, comprendiendo una nueva apertura de conducto hacia el borde sur del cerro Negro y la erupción de piroclastitas y lavas dacíticas que comúnmente incluyen anfíboles en su mineralogía y que son algo más básicas que las rocas previas del complejo.

La explosión hidromagmática que diera origen a la brecha morada, disruptó una caja mixta, formada por rocas de basamento y volcanitas previas. Luego comenzó a crecer un nuevo domo volcánico, probablemente bandeado según capas alternantes ricas y pobres en vesículas de gas. El colapso de esta estructura habría gatillado una erupción explosiva -similar a la de Mont Pelée (Fisher y Heiken 1982)- por liberación súbita de volátiles desde el magma, proceso que destruyó completamente el domo original. El ciclo culminó con el emplazamiento de nuevos cuerpos dómicos dacíticos con biotita y hornblenda, muy desgasificados y posiblemente eruptados desde sectores más profundos de la cámara magmática.

Comentario final

La interpretación del complejo volcánico dómico Pan de Azúcar como un centro esencialmente subaéreo coincide con la clasificación de Igarzábal y Viramonte (1973). En cambio, difiere de otros trabajos que lo consideraban como un grupo de intrusivos subvolcánicos dacíticos (Igarzábal 1969; Segal de Svetliza 1980).

Pan de Azúcar aloja un importante yacimiento polimetálico de Pb-Zn-Ag±Sn. El mismo fue explotado hasta principios de la década de 1990 (Segal y Caffé 1999) y es muy conocido en la literatura metalogenética-minera de la región. La localización subaérea del sistema volcánico alojante de la mena influye directamente en la prospección de nuevas reservas, que deberán adaptarse a un modelo de mineralización epitermal. Tal sugerencia cobra más fuerza aún si se tienen en cuenta la edad miocena media del complejo y el clima relativamente árido predominante en la zona desde el Mioceno inferior (Alonso 1992), en donde la erosión habría jugado un papel bastante pobre. El estudio volcanoestratigráfico realizado también acotaría la búsqueda de nuevos recursos dentro del grupo de rocas del primer y segundo ciclo eruptivo, por cuanto el sistema epitermal asociado parece haberse extinto antes de que las rocas del tercer ciclo fueran eruptadas.

Varios de los depósitos volcánicos generados durante las erupciones de Pan de Azúcar resultaron de la interacción explosiva de agua y magma. Secuencias piroclásticas de este tipo son consideradas de importancia económica a un nivel prospectivo amplio

(Wohletz 1998). Entre los factores más favorables desde el punto de vista económico se podrían citar:

a) la usual asociación del proceso hidromagmático con sistemas geotermales potencialmente portadores de mineralización (Wohletz 1998),

b) la fracturación que las explosiones hidromagmáticas causan en el encajante incrementan la permeabilidad de aquél, lo cual favorece la circulación de fluidos hidrotermales posteriores (Wohletz y Heiken 1992),

c) los depósitos hidromagmáticos constituyen excelentes reservorios para circulación de fluidos y depositación de mena (Nelson y Giles 1985).

El ejemplo de Pan de Azúcar, resalta la importancia que tienen los estudios volcanológicos detallados para la definición de objetivos puntuales de exploración en centros volcánicos silíceos miocenos. Dentro del contexto regional Puna norte - Altiplano de Bolivia, trabajos de este tipo en estructuras volcánicas morfológicamente parecidas podrían establecer bases de datos muy útiles y de simple obtención, las cuales se aplicarían en el diseño de actividades de exploración minera menos costosas y más eficientes.

Conclusiones

El complejo dómico Pan de Azúcar se erupció íntegramente durante el Mioceno medio. El mismo está constituido por un conjunto de domos dacíticos extrusivos, intrusivos muy subordinados y depósitos piroclásticos de distinta índole, que sugieren el desarrollo de sistemas magmáticos someros con expresiones superficiales explosivo - lávicas frecuentes.

La historia eruptiva del complejo evolucionó en tres ciclos principales:

El primero de ellos abarca una fase pliniana y otra peleana, y tuvo lugar principalmente en el sector norte del complejo. Durante el estadio inicial se desarrollaron erupciones muy violentas desde una cámara magmática bajo condiciones de desgasificación. El magma, ya desgasificado, fue luego eruptado en forma de domos sucesivamente destruidos por colapsos gravitatorios, que habrían generado avalanchas volcánicas incandescentes y densas.

El segundo episodio comprende una fase de tipo hidromagmática - vulcaniana, localizada más o menos en el sector central. Esta etapa estaría representada por numerosas explosiones intermitentes como resultado de la interacción de agua subterránea con magma, generando flujos u oleadas piroclásticas muy turbulentas y dirigidas desde la fractura anular principal del complejo hacia el oeste. Con posterioridad, cuerpos lávicos dómicos extruyeron en casi todo el sector, a la vez que un stock subvolcánico se intruía en el cerro Mina. Finalmente, a causa de la continua circulación de agua sobre un magma cada vez más frío, se instaló un sistema hidrotermal que fue alterando y

mineralizando tanto a los depósitos previos como al mismo intrusivo.

El último ciclo consiste en una reactivación de la actividad magmática explosiva, focalizada en el extremo sur del complejo (siempre a lo largo de la fractura anular principal) o bien, en forma menos importante, hacia el noreste en el cerro Yori Yorco. Luego de etapas iniciales de apertura por explosión de la caja preexistente, habría crecido un domo o lava bandedado por flujo con relativa vesiculación. Al colapsar gravitatoriamente parte del domo, se habrían liberado los volátiles contenidos en el magma que lo subyacía y alimentaba, provocando una erupción explosiva final de tipo peleano sensu stricto. Por último los restos del magma ya desgaseado se erupcionaron en forma de coladas dómicas dacíticas, probablemente desde sectores algo más profundos de la cámara magmática.

El estudio volcanológico de detalle realizado en Pan de Azúcar revela datos indirecta o directamente significativos desde el punto de vista económico. El hallazgo de depósitos piroclásticos permeables, la estrecha relación que existe entre la erupción de algunas piroclásticas y la interacción del magma con agua, la localización esencialmente subaérea del sistema y el encuadre temporal de la actividad hidrotermal, son elementos que deberían ser tenidos en cuenta durante la exploración geológico-minera del sector. Estudios similares, desarrollados en complejos volcánicos semejantes, pueden brindar una valiosa información de base acerca del vínculo entre los sistemas magmático e hidrotermal y la profundidad de este último (ambiente epitermal versus porfírico), a la vez que aportarían datos de utilidad para la elección de nuevos objetivos y estrategias prospectivas.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de la tesis doctoral del autor, cuya realización habría sido imposible sin la ayuda económica de CONICET. Se extiende el agradecimiento al Instituto de Geología y Minería (UNJu), y especialmente a su directora, Dra. Beatriz Coira, por el constante apoyo prestado y las valiosas discusiones mantenidas durante la elaboración de varias de las ideas aquí vertidas. Alejandro Pérez (CONICET), Oscar Orosco y Pedro Zambrana (UNJu) colaboraron en la logística y las tareas de campo, como también lo hiciera Roberto Liquín (CONICET) en el laboratorio de petrología. Eduardo Medina (Universidad Católica del Norte – Antofagasta) y los árbitros de la revista realizaron interesantes comentarios sobre la versión original del manuscrito, los cuales contribuyeron sustancialmente al mejoramiento del mismo. El presente trabajo fue financiado mediante los proyectos PIP-5017-CONICET, PICT-00511-ANPCyT y SeCTER-UNJu 08/E008, otorgados a B. Coira.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alonso, R. N., 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 189-199.
- Brooker, M. R., Houghton, B.F., Wilson, C.J.N. and Gamble, J.A., 1993. Pyroclastic phases of a rhyolitic dome-building eruption: Puketarata tuff ring, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology* 55: 395-406.
- Caffe, P. J., 1999. Complejos volcánicos dómicos del Terciario superior de Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogénicas. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina, pp. 1-421 (inédito).
- Caffe, P. J. y Coira, B., 1999. Complejos de domos volcánicos del Mioceno medio de Puna Norte. Un modelo geológico y metalogénico para yacimientos epitermales de metales de base ricos en Ag (Sn). En: Zappettini, E. (Ed.). *Recursos minerales de la República Argentina*. SEGEMAR. Anales 35: 1569-1578. Buenos Aires.
- Cas, R. A. and Wright, J. V., 1987. *Volcanic Succession Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London, 528 p.
- Cladouhos, T. T.; Allmendinger, R.; Coira, B. and Farrar, E.; 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the Northern Puna, Northwestern Argentina and Southwestern Bolivia. *Journal of South America Earth Science*. Vol. 7 (2) : 209-228.
- Coira, B., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, Pcia. de Jujuy. Servicio Geológico Nacional, Boletín 170: 1-90.
- Coira, B., 1994. Metallogenic events in the framework of magmatic – tectonic evolution of the Northern Puna of Argentina during the late Cenozoic. *Comunicaciones*, 45: 67 – 76.
- Coira, B., Caffe, P. y Soler, M., 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta. II-Area Depresión de Pozuelos. II.1-Geología y minería. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Serie Contribuciones técnicas* (1). Geofísica: 11-13. Buenos Aires.
- Coira, B., Kay, S. M., and Viramonte J. G., 1993a. Upper Cenozoic Magmatic Evolution of the Argentine Puna - A Model for Changing Subduction Geometry. *International Geology Review*, 35 (8): 677-720.
- Coira, B., Díaz, A., Chayle, W., Pérez A. and Ramírez, A., 1993b. Chinchillas, Modelo de Complejo Volcánico Dómico Portador de Depósitos de Metales de Base con Ag y Sn, en Puna Jujéña. *Actas del XII Congreso Geológico Argentino*, 4: 270-276. Mendoza.
- Coira, B., Caffe, P. J., Ramírez, A., Chayle, W., Díaz, A., Rosas, S., Pérez, A., Pérez, E.M.B., Orosco, O. y Martínez, M. Hoja Geológica 2366-I Mina Piriquitas (escala 1:250.000). Dirección Nacional del Servicio Geológico. Secretaría de Minería de la Nación. (En prensa).
- Columba, M. C. and Cunningham, C., 1993. *Geologic model for the mineral deposits of the La Joya District, Oruro, Bolivia*. *Economic Geology*, 88: 701-708.
- Cunningham, C., McNamee, J., Vázquez Pinto, J. and Ericksen G., 1991. A model of Volcanic Dome-Hosted Precious Metal Deposits in Bolivia. *Economic Geology*, 86: 415-421.
- Chernicoff, C. J., Garea, G., Rankin, L. y Zappettini, E., 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta. II-Area Depresión de Pozuelos. II.2-Geofísica. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Serie Contribuciones técnicas* (1). Geofísica: 14-17. Buenos Aires.
- Fink, J. H. and Manley, C. R., 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite flows and domes. *Geological Society of America, Special Paper* 212: 77-88.
- Fisher, R. V. and Heiken, G., 1982. Mt Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.13: 339-371.

- Francis, P. W., Roobol, M. J., Walker, G. P. L., Cobbold, P. R. and Coward, M., 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau* 63: 357-388.
- Frazzeta, G., La Volpe, L. and Sheridan, M., 1983. Evolution of the Fossa Cone, Vulcano. In: Sheridan, M.F. and Barbieri, F. (eds): Explosive Volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17: 329-360.
- Freundt, A. and Bursik, M. I., 1998. Pyroclastic flow transport mechanisms. En: Freundt, A. y Rosi, M. (Eds.) *From magma to tephra. Modelling physical processes of explosive volcanic eruptions*. Chapter 6: 173-245. Elsevier Science. Amsterdam.
- Gangui, A., 1998. Seismic stratigraphy of the Pozuelos basin: Northern Puna, Argentina. *X Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas 1*, 12-17.
- GORUSTOVICH, S., Salfity, J., Rubiolo, D. y Sureda R., 1985. Yacimiento Aguiliri (Puna argentina): Depósito uranífero en rocas subvolcánicas terciarias. *Actas del IV Congreso Geológico Chileno* 3: 250-270. Antofagasta.
- Grant, J. N., Halls, C., Sheppard, S. M. F. and Avila, W., 1980. Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia. *Mining Geology, Special Issue*, 8: 151-173.
- Heiken, G. and Wohletz, K., 1987. Tephra Deposits Associated with Silicic Domes and Lava Flows. *Geological Society of America, Special Paper* 212: 55-76.
- Igarzábal, A.P., 1969. Estructura, mineralización y génesis del yacimiento plumbo-argentífero-zincífero "Pan de Azúcar". *Actas de las IV Jornadas Geológicas Argentinas* 1: 371-395.
- Igarzábal, A. P. y Viramonte, J. G., 1973. Geomorfología y Petrología de los Domos del Sur del Bolsón de Pozuelos (Pcia. de Jujuy). *Actas del V Congreso Geológico Argentino*, 1: 187-207.
- Kleine Hering, R., Malinowski, J. H., Dekowski, C., Lubienski, B., y Kulms, M., 1981. Informe Mina Pan de Azúcar. Misión Alemana (BANADE). Dirección de Minería de la Provincia de Jujuy, 175 p. (inédito).
- Linares, E. y González, R. R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Publicaciones Especiales Asociación Geológica Argentina*. Serie B 19, 628 p.
- Macías, J. L., Sheridan, M. F. and Espíndola, J. M., 1997. Reappraisal of the 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: new data from proximal deposits. *Bulletin of Volcanology* 58: 459-471.
- Martí, J. y Colombo, F., 1992. Erupciones explosivas. Piroclastos. En Diez Gil, J.L., editor: Elementos de Volcanología. *Serie Casa de los Volcanes N°2*. Cabildo Insular de Lanzarote, 300 p.
- Mellors, R. A., Waitt, R. B. and Swanson, D., 1988. Generation of pyroclastic flows and surges by hot-rock avalanches from the dome of Mount St. Helens volcano, USA. *Bulletin of Volcanology* 50: 14-25.
- Nelson, C. E. and Giles, D. L., 1985. Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits. *Economic Geology* 80: 1663-1639.
- Newhall, C. G. and Melson, G., 1983. Explosive activity associated with the growth of volcanic domes. In: Sheridan, M.F. and Barberi, F. (eds) Explosive Volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 111-131.
- Robin, C., Monzier, M. and Eissen, J-P., 1994. Formation of the mid-fifteenth century Kuwae caldera (Vanuatu) by an initial hydroclastic and subsequent ignimbritic eruption. *Bulletin of Volcanology* 56: 170-183.
- Rose, W., Pearson, T. and Bonis, S., 1977. Nuée ardente eruption from the foot of a dacite lava flow, Santiaguito volcano, Guatemala. *Bulletin Volcanologique*, 40: 53-70.
- Segal de Svetliza, S., 1980. Estudio mineralógico y consideraciones genéticas del distrito minero Pan de Azúcar, Departamento de Rinconada, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (3): 375-400.
- Segal, S. J. y Caffè, P.J., 1999. El Grupo Minero Pan de Azúcar, Jujuy. En: Zappettini, E.O. (Ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1579-1591. Buenos Aires.
- Seggiaro, R. y Aniel, B., 1989. Los Ciclos Volcánicos Cenozoicos del Area Coranzulí-Tiomayo, Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 394-401.
- Seggiaro, R. E. y Hongn, F. D., 1994. Tectónica transcurrente asociada al volcán Coranzulí. Jujuy, Argentina. *VII Congreso Geológico Chileno*. Acta 1: 169-173. Concepción. Chile.
- Sheridan, M. F. and Wohletz, K., 1983. Hydrovolcanism: Basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17: 1-29.
- Sillitoe, R., Halls, C., and Grant, J. N., 1975. Porphyry tin deposits in Bolivia. *Economic Geology*, 70: 913-927.
- Soler, M. M., 1996. Geología del Complejo Volcánico Pirurayo, Puna de Jujuy. Trabajo final. Escuela de Geología, Universidad Nacional de Córdoba, 119 p. (inédito).
- Sureda, R. J., Gallisky, M. A., Argañaraz, P. y Daroca, J., 1986. Aspectos metalogenéticos del Noroeste Argentino (Provincias de Salta y Jujuy). *Revista Capricornio* 1, 39-95.
- Walker, G. P. L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 157-171.
- Wilson, C. J. N. and Walker, G. P. L., 1982. Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *Journal of Geological Society of London*, 139: 581-592.
- Wohletz, K., 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain size, scanning electron microscopy and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17: 31-63.
- Wohletz, K., 1998. Pyroclastic surges and compressible two-phase flow. En: Freundt, A. and Rosi, M. (Eds.) *From magma to tephra. Modelling physical processes of explosive volcanic eruptions*. Chapter 7: 247-312. Elsevier Science. Amsterdam.
- Wohletz, K. and Heiken, G., 1992. *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press, Berkeley, California, 432 pp.
- Wohletz, K. and Sheridan, M.F., 1979. A model of pyroclastic surge. *Geological Society of America, Special Paper* 180: 177-194.
- Yamamoto, T., Takarada, S. and Suto, S., 1993. Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 55: 166-175.
- Zimanowski, B., 1998. Phreatomagmatic explosions. En: Freundt, A. and Rosi, M. (Eds.) *From magma to tephra. Modelling physical processes of explosive volcanic eruptions*. Chapter 2: 25-50. Elsevier Science. Amsterdam.

Recibido: 12 de marzo, 2001

Aceptado: 28 de junio, 2002