

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

REVISTA DEL MUSEO DE LA PLATA
(NUEVA SERIE)

GEOLOGIA Y PETROGRAFIA DEL VULCANISMO MIO-PLIOCENO DE LA PROVINCIA DE SAN LUIS

NORMA BROGIONI (1)

RESUMEN

El vulcanismo Mio-Plioceno de San Luis, que se distribuye a lo largo de una faja de rumbo NO-SE y aproximadamente 80 km de extensión, está representado por domos, conos volcánicos, coladas, diques, filones y depósitos piroclásticos vinculados con fracturas meridionales en el sector occidental y con calderas en el extremo oriental. Las rocas son andesitas, laciandesitas, lacitas y traquitas constituídas por plagioclasa, sanidina, anfíbol, clinopiroxeno, y raramente biotita y cuarzo. Las piroclastitas corresponden a brechas lapílicas y tobas de lapilli y cenizas cuya génesis se vincula con explosiones producidas durante el desarrollo de los domos. Además, se encuentran tobas de cenizas —que constituyen depósitos de conducto en Cañada Honda y de caída en la Sierra del Morro—, y tufitas. La falta de estructuras de colapso en el sector occidental se atribuye a la existencia de un magma más profundo y al fuerte control estructural ejercido por la fracturación del basamento. No se encuentran productos con distinto grado de diferenciación a lo largo de cada fractura. En la Sierra del Morro, los productos más evolucionados corresponden a la etapa pre-caldera, en tanto que los menos diferenciados fueron emitidos luego del colapso. Esto podría indicar la existencia de una cámara magmática estratificada o bien que el magma, luego de las primeras emisiones, evolucionó a niveles corticales más someros. En los Cerros del Rosario, la litología volcánica no presenta evidencias de diferenciación magmática.

Palabras clave: Geología - Petrografía - Vulcanismo - Mio-Plioceno - San Luis.

ABSTRACT

GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF THE MIO-PLIOCENE VULCANISM OF SAN LUIS PROVINCE. The Mio-Pliocene vulcanism of San Luis Province (Argentina), outcropping along an 80 km long strip with a NW-SE trend, is represented by domes, volcanic cones, lava flows, dykes, sills and pyroclastic deposits associated to meridian fractures on the western side of the area, and with calderas on the eastern one. Rocks can be grouped into andesites,

(1) División Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata - CONICET.

latites, lati-andesites and trachytes bearing plagioclase, sanidine, amphibole, clinopyroxene, and rarely biotite and quartz. Pyroclastic rocks correspond to lapilli-breccias and lapilli-ash tuff originated by explosions during domes' growth. Lapilli-tuff and tuffites are also present. The lack of collapse structures on the western side is assigned here to a deeper magma as well as to the strong structural control of the basement. Volcanic products displaying different evolution grades along each fracture are absent. Calderas might be a consequence of shallower magmas. There is no evidence of magmatic evolution throughout the Cerros del Rosario. In the Sierra del Morro, the most differentiated rocks belong to a pre-caldera event, while those less evolved were emitted after the collapse. This might suggest a stratified magma chamber, or that the magma evolved at a shallower crustal level after the first emissions.

Key words: Geology - Petrography - Mio-Pliocene vulcanism - San Luis province.

INTRODUCCION

El vulcanismo Cenozoico de San Luis está localizado en la zona centro-norte de la Provincia, dentro de la unidad geomorfológica denominada Sierra de San Luis. Se distribuye a lo largo de una faja de rumbo NO-SE —comprendida entre $32^{\circ}45'$ y $33^{\circ}11'$ de latitud Sur y $65^{\circ}22'$ y $66^{\circ}05'$ de longitud Oeste—, que se extiende a unos 80 km desde La Carolina hasta la Sierra del Morro (Fig. 1, 2, 3).

Los fechados radiométricos de las rocas volcánicas efectuados hasta el presente (Santa Cruz, 1980; Brogioni, 1984) no son confiables, por tratarse de rodados en el primer caso, y por la notable discrepancia en el contenido de potasio obtenido a partir del análisis radiométrico y del análisis químico, en el segundo. Sin embargo, existe consenso en atribuir al vulcanismo una edad Miocena-Pliocena, en base a relaciones estratigráficas (Kittl, 1936; Llam-bías y Brogioni, 1981) y a restos de mamíferos contenidos en depósitos postvolcánicos (Bordas, 1934; Pascual y Bondesio, 1981).

El ambiente geológico regional en el cual se ha emplazado el vulcanismo es el de las Sierras Pampeanas, caracterizadas por una estructura de bloques de basamento limitados por fallas inversas, elevados e inclinados hacia el Este. Dicho basamento está representado por esquistos biotíticos, filitas, migmatitas, plutonitas graníticas y rocas filonianas, cuya edad se extiende desde el Precámbrico hasta el Paleozoico Superior (Yrigoyen, 1981). Las metamorfitas esquistosas son de rumbo meridiano y fuerte inclinación, correspondiendo al grado biotita-clorita (Gordillo y Lencinas, 1979; Kilmurray y Villar, 1981) al Oeste de La Carolina, y a anfibolitas almandínicas (Kilmurray y Villar, op. cit.) en el sector oriental.

En cuanto a los antecedentes que existen sobre el vulcanismo, se debe destacar que diversos aspectos del mismo han sido abordados por numerosos autores a partir del siglo pasado, pudiéndose citar a De Moussy (1860); Avé Lallemand (1857a; 1888); Brackebusch (1875); Doering (1882); Valentín (1895); Tannhäuser (1906); Gerth (1914, 1927); Pastore (1915); Kittl (op. cit.); Böckmann (1948); Pastore y González (1954); Rossi (1961); Sosic (1964); Llam-bías y Brogioni (op. cit.) y Brogioni (1987, 1988).

En la contribución que aquí se presenta, se ha realizado el estudio geológico detallado de los afloramientos volcánicos apoyado en fotos aéreas en escala 1:20.000 y en reconocimientos de campo. Sobre dicho estudio se efectuó un análisis petrográfico sistemático y la clasificación modal de los distintos cuerpos y depósitos volcánicos, utilizándose el conjunto de datos petrográficos y estructurales para intentar la reconstrucción paleovolcánica.

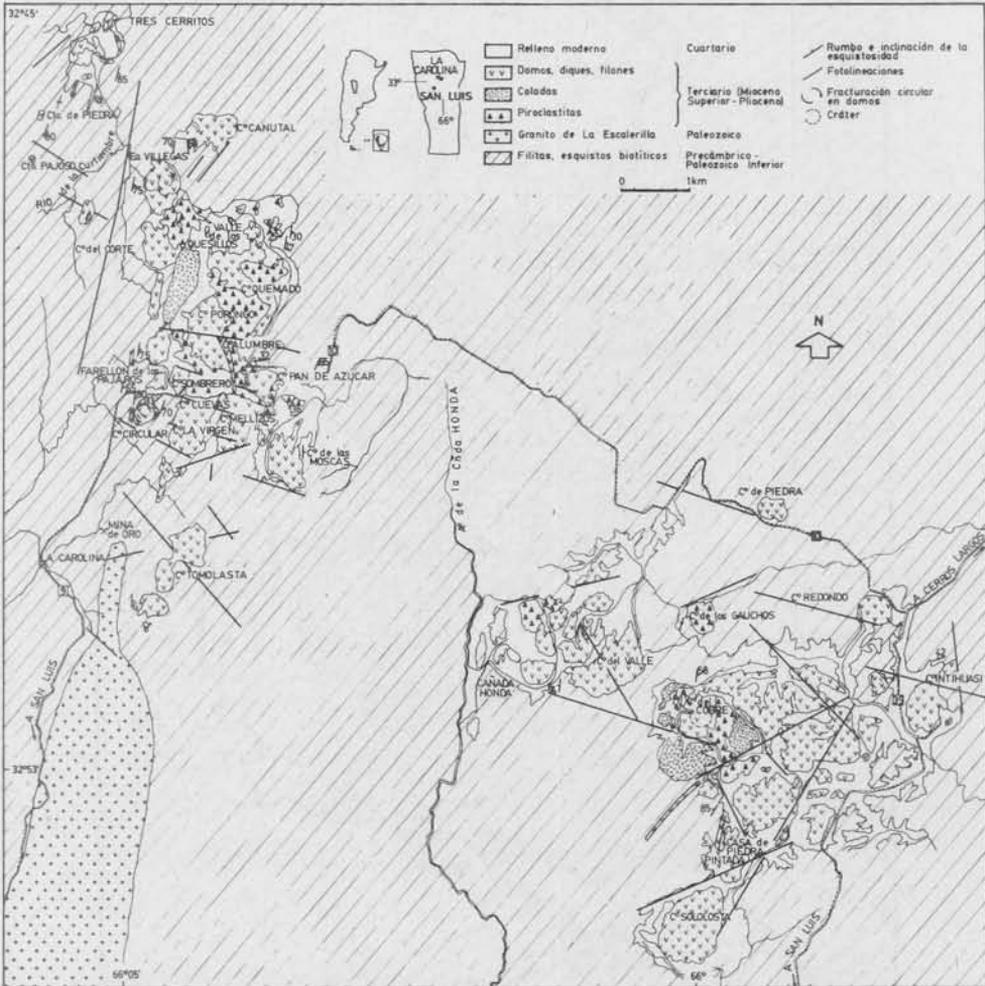


Fig. 1. Mapa geológico de La Carolina y Cañada Honda.

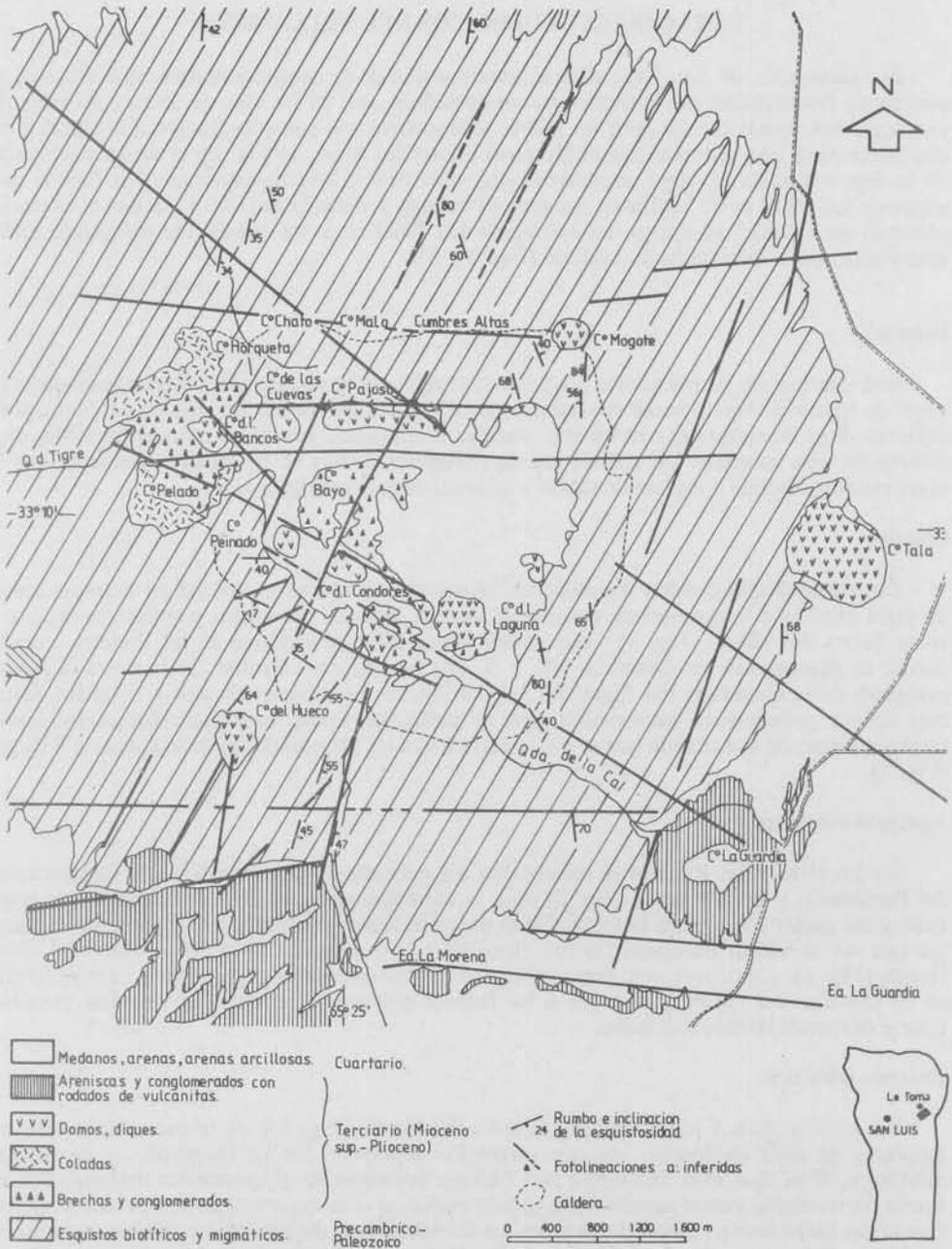


Fig. 3. Caldera de la Sierra del Morro.

CARACTERES GEOLOGICOS DEL VULCANISMO

El vulcanismo de San Luis es una consecuencia de la orogenia andina, que reactivó la conspicua fracturación del basamento convirtiéndola, así, en las vías de acceso del magma. Las rocas volcánicas constituyen un relieve sobrepuesto a la peneplanización que afectó a dicho basamento con anterioridad al Mioceno (González Díaz, 1981). En el sector occidental de la faja volcánica el rasgo geomorfológico más típico está representado por domos que alcanzan los 2000 m de altura en los cerros Porongo y Tomolasta (Fig. 1). Sobre el extremo oriental, en cambio, el relieve no sobrepasa los 1400 m y los productos volcánicos están vinculados con el desarrollo de calderas (Fig. 2 y 3).

Domos

Son cuerpos de forma cónica o cónico-truncada que se encuentran ya sea agrupados a lo largo de líneas de fractura del basamento, aislados, o bien vinculados con otros cuerpos en calderas. Son de naturaleza extrusiva, paredes empinadas, y a veces muestran estructura interna de tipo catafilar. Un trabajo previo (Brögioni, 1988) ha permitido establecer que la mayoría corresponde a domos de tapón y cúmulo-domos endógenos.

Coladas

Los cuerpos que pueden reconocerse fehacientemente como tales son en extremo raros, de poca extensión y carentes de estructura interna. Fueron descriptos por Pastore (op. cit.) en la Sierra del Morro (Fig. 3) —con centro de emisión en el Cerro de los Bancos—, desde donde se derramaron en dirección NO y S, por las laderas externas de la sierra, a ambas márgenes de la Quebrada del Tigre. En La Carolina se encuentran escasos y delgados derrames lávicos pobremente conservados, que se intercalan entre rocas piroclásticas, así como también restos de una colada que se extendería hasta las proximidades de la Estancia Villegas (Fig. 1).

Aparatos volcánicos

En los Cerros del Rosario se encuentran los pequeños aparatos volcánicos de los Cerros del Portezuelo y de la Huerta (Fig. 2), que se caracterizan por presentar forma cónico-truncada y un cráter somero en la cima. Están muy erodados, conservándose solamente el cono, ya que no se hallan derrames lávicos vinculados con ellos. El Cerro del Cobre en Cañada Honda (Fig. 1), constituye otro cono volcánico con manifestaciones cupríferas hidrotermales en el interior del cráter. Adosados a las laderas externas se encuentran brechas piroclásticas y derrames lávicos reducidos.

Cuerpos tabulares

En La Carolina, Cañada Honda y Sierra del Morro (Fig. 1 y 3) se encuentran cuerpos tabulares de poca extensión —ya que raramente superan el km de longitud—, y de espesor inferior a 50 m. Los más frecuentes son filones, intruídos en el basamento metamórfico en forma concordante con el rumbo de la esquistosidad, que se caracterizan por presentar fuerte alteración hidrotermal, especialmente en La Carolina. Los diques, más comunes en la Sierra del Morro, intruyen, además, a depósitos piroclásticos. En La Carolina, por otra parte, diques de no más de 30 cm de potencia y rumbo N50-70E y N620, constituídos por brechas lapílicas, intruyen a lavas traquíticas al pie del Cerro Porongo.

Calderas

Constituyen el rasgo geomorfológico más destacado del sector oriental de la faja de afloramientos volcánicos, pues se localizan en la Sierra del Morro (Fig. 3) y en los Cerros del Rosario (Fig. 2).

La Sierra del Morro —considerada como un monadnock por González Díaz (op. cit.)—, se eleva aproximadamente 500 m sobre la planicie circundante y está formada por esquistos biotíticos y migmatitas de rumbo meridiano, aunque se registran variaciones de hasta 40° en ambas direcciones. En la cima de la sierra se encuentra la caldera, depresión de forma aproximadamente circular y 4 km de diámetro, en cuyo interior y flancos se localizan los productos volcánicos representados por domos, diques, coladas y depósitos piroclásticos y epiclásticos. Originalmente, esta caldera fue denominada “cráter de elevación” (Gerth, 1927) y atribuida a colapso (Gerth, 1927; Williams, 1941). Más recientemente, González Díaz (op. cit.) la considera de explosión-colapso.

Los Cerros del Rosario conforman, en cambio, un semicírculo convexo hacia el Norte, cuyo extremo oriental está constituido por basamento metamórfico, en tanto que por el SO el arco se cierra con los aparatos volcánicos del Portezuelo y de la Huerta (fig. 2), citados precedentemente. En el sector oriental se ha producido una estructura de colapso —que se denominará aquí caldera a pesar de su reducida dimensión (1.8 km de diámetro)—, en cuyo interior se encuentran vulcanitas y depósitos piroclásticos. El borde occidental de la caldera está parcialmente obliterado por una hilera de domos dispuestos en sentido NO-SE.

PETROGRAFIA

a) Vulcanitas

Los cuerpos volcánicos están constituidos por andesitas, laciandesitas, lacitas y traquitas de textura porfírica y pasta afanítica. Son rocas frescas, a excepción de las que afloran en La Carolina, en muchos casos con alteración hidrotermal. Los minerales que las forman son plagioclasa, sanidina, hornblenda, augita o egrina-augita, biotita y cuarzo (Brogioni, 1984, 1987).

Andesitas

Tienen una amplia distribución, y constituyen domos, coladas, filones y aparatos volcánicos. Son de color gris claro, a veces con tonalidades violáceas; pardo violáceo, o excepcionalmente muy oscuro. Su estructura es maciza y en muchos casos contienen xenolitos de composición diorítica o gábrica. La proporción de fenocristales es variable, siendo la relación fenocristales/pasta (F/P) promedio de 0.67 (Tabla 1). La plagioclasa es subidiomorfa y puede alcanzar 5 mm de longitud. Los mafitos, que permiten reconocer variedades piroxénicas, anfibólicas y anfibólico-piroxénicas, raramente adquieren desarrollo notable (7 mm), pero su abundancia hace de las andesitas el grupo con índice de color (IC) promedio más elevado (IC = 10.57). Las andesitas piroxénicas de las coladas se caracterizan no sólo por la alta proporción de fenocristales (F/P = 1.15) —lo cual les confiere aspecto microgranudo en muestra de mano—, sino también por su elevado contenido de minerales máficos (IC = 22).

Tabla 1 - Composición modal de las vulcanitas.

Proc.	Plg.	San	Anf	Px	Bi	Acc	IC	F/P
Lacitas								
LC	13.40-21.13	14.59-31.18	4.31- 4.91	—	—	0.52- 1.12	4.82- 5.63	0.50- 1.32 (1)
SM	13.32-15.90	11.46-17.40	1.94- 3.93	0.22- 2.65	—	0.22- 1.53	4.26- 5.71	0.41- 0.65 (2)
Traquitas								
LC	0.00-11.29	13.79-27.60	0.60- 6.36	—	—	0.00- 2.40	0.60- 6.44	0.25- 0.83 (3)
CP	6.57	20.80	—	—	—	—	—	0.38 (4)
Lacandesitas								
CH	20.82-28.04	4.37- 9.83	2.86-10.09	0.00-10.09	—	0.52- 3.08	3.55-13.41	0.50- 0.70 (5)
SM	9.90-36.56	2.41- 7.11	1.41- 6.40	0.27- 6.20	0.00- 0.65	0.68- 2.62	3.93-10.77	0.20- 1.08 (6)
Andesitas								
LC	20.06-32.62	—	5.55-11.24	—	—	0.65- 1.14	6.17-12.07	0.54- 0.77 (7)
CH	18.62-30.62	1.31- 1.92	2.87- 5.60	0.00- 2.54	—	0.60- 1.69	5.85- 9.16	0.31- 0.72 (8)
CR	12.99-45.12	—	6.33-10.97	0.00- 2.84	—	0.40- 1.29	6.49-14.21	0.25- 1.46 (9)
CT	15.54	—	8.58	0.81	—	0.50	9.69	0.34 (10)
SM	17.91-38.84	0.00- 0.60	0.00- 4.23	4.25-15.87	0.00- 0.61	0.53- 7.82	4.60-22.41	0.29- 1.24 (11)

Plg = plagioclasa; San = sanidina; Anf = anfíbol; Px = piroxeno; Bi = biotita; Acc = accesorios; IC = índice de color; F/P = fenocristales/pasta.
 Procedencia: LC: La Carlina; SM: Sierra del Morro; CP: C° Pelado; CH: Cañada Honda; CR: Cerros del Rosario; CT: C° Tiporco. (1, 2, 4, 5, 7, 10): domos; (3) domos, dique, filón; (6): diques, domo; (8): domo, filón, aparato volcánico; (9): aparatos volcánicos, domo; (11): domos, coladas.

Laciandesitas

Forman domos en Cañada Honda y domos y diques en la Sierra del Morro. Son compactas, de color gris claro con tonalidades amarillentas, blanquecinas y violáceas, y excepcionalmente muy oscuras. Los fenocristales más frecuentes son de plagioclasa (Tabla 1), cuyo tamaño oscila de 1 a 3 mm, aunque ocasionalmente pueden llegar a 1 cm. El mineral máfico más común es anfíbol—en cristales prismáticos de hasta 3 mm—, sólo superado por piroxeno en uno de los diques de la Sierra del Morro. La sanidina aparece en cristales idiomorfos de no más de 6 mm de longitud. La relación F/P es 0.61 y el IC desciende a 7.89.

Lacitas

Constituyen domos en La Carolina y en la Sierra del Morro. Son de color gris claro, compactas, y sólo raramente microvesiculares. Los cristales de sanidina se destacan por su notable desarrollo (hasta 2.5 cm) e idiomorfismo. La plagioclasa y el anfíbol, en cambio, no sobrepasan los 5 mm. Se caracterizan por poseer relaciones F/P elevadas (0.81), en tanto que el IC disminuye a 5.19. Las rocas de La Carolina contienen frecuentes xenolitos dioríticos de hasta 7 cm y relaciones F/P particularmente altas (Tabla 1).

Traquitas

En general son de color gris claro, con tonalidades azuladas, violáceas o parduzcas, o bien blanquecinas cuando se hallan alteradas hidrotermalmente. Constituyen domos, diques y filones en La Carolina y en el Cerro Pelado (afloramiento aislado, al NE del Cerro Intihuasi); en éste se caracterizan por ser fluidales, con filetes de flujo muy vesiculares de hasta 1 cm de espesor. Es el grupo petrográfico que presenta la menor cantidad de fenocristales (F/P = 0.45) y los índices de color más bajos (IC = 3.56) (Tabla 1). La sanidina se encuentra en cristales idiomorfos de hasta 2 cm, pero ocasionalmente pueden llegar a 5 cm. La plagioclasa es de menor desarrollo—4 mm como máximo—, y el anfíbol es muy escaso; a veces falta, otorgándole a las rocas aspecto felsítico.

b) Depósitos piroclásticos

La presencia de rocas piroclásticas fue reconocida por la mayoría de los investigadores que trabajaron sobre este vulcanismo (Brackebusch, op. cit.; Velázquez, 1888; Tannhäuser, op. cit.; Gerth, op. cit.; Pastore, op. cit.; Dittl, op. cit.; Pastore y González, op. cit.; y Rossi, op. cit.). En algunos casos se encuentran descripciones someras, pero faltan consideraciones genéticas, aunque Kittl (op. cit.) y Pastore y González (op. cit.) hacen referencia a un fenómeno explosivo.

Los depósitos están, en general, pobremente conservados, y son de distinta naturaleza y origen. Se han reconocido depósitos de brechas lapílicas que corresponden a una facies volcánica inicial pues son intruídos por domos y diques. Sus principales afloramientos se encuentran en La Carolina (Fig. 1), extendiéndose, en forma saltuaria, hasta el valle del río de la Curtiembre (Ortiz Suárez, 1985), por el Norte, y hasta unos 8 km al Sur del Cerro Tomolasta. En su mayor parte son masivos, aunque en el valle de los Quesillos es posible observar planos groseramente paralelos. Brechas similares se encuentran al Oeste de Las Cuchillas (Fig. 2) con estratificación horizontal sólo perceptible desde distancia, y en el Cerro Tiporco (Fig. 2) y Sierra del Morro (Fig. 3), donde los afloramientos son muy reducidos.

Depósitos de tobas de lapilli y cenizas, con estratificación casi horizontal, aunque masivos en los niveles inferiores, están expuestos en la ladera occidental y suroccidental del Cerro Porongo (Fig. 1).

Tabla 2. Caracteres estructurales y petrográficos de las brechas lapílicas.

UBICACION	COLOR	RASGOS ESTRUCTURALES	FRAGMENTOS	MATRIZ
Norte del Co Pan de Azúcar (LC).	Blanco amarillento.	Compacta. Pobremente estratificada. N850 E, 320 N.	Los más abundantes son de vulcanitas de 3 cm, seguidos por otros de 5-6 cm; mayores cristaloclastos de sanidina, menores de (8-19 cm) raros. Subangulosos. Esquistos 3 mm. Posiblemente, litoclastos de vulcanitobiotíticos y cuarcitas de 1 a 5 cm (excepto cionalmente, 12 cm); granitos de 3 a 5 cm. Subredondeados.	Blanca a ligeramente violácea. Abundantes cristaloclastos de sanidina, menores de 3 mm. Posiblemente, litoclastos de vulcanitobiotíticos y cuarcitas de 1 a 5 cm (excepto cionalmente, 12 cm); granitos de 3 a 5 cm. Subredondeados.
Corte del camino, al Oeste del Co Pan de Azúcar (LC).	Blanco - azuladizo; amarillento	Compacta. Sin estratificación. Sin selección granulométrica. Heterogénea.	Menores de 20 cm. Los más abundantes son de vulcanitas de menos de 4 cm y subangulosos. Esquistos muscovíticos y proporción, metamorfitas. Frequentes taloclastos de muscovita. Material fino, cuarzcitas, angulosos.	Abundantes litoclastos de vulcanitas, menores de 5 mm y subangulosos; en menor proporción, metamorfitas. Frequentes taloclastos de muscovita. Material fino, violáceo o amarillento, indeterminable.
Planicie al Este del Co Mellizos (LC).	Gris claro a violáceo - blanquecino.	Compacta. Pobremente estratificada. N250 E; 360 E. Abundantes oquedades.	La mayoría corresponden a vulcanitas, de 2 a 9 cm, redondeados. Rocas graníticas (4-7 cm); esquistos biotíticos (1-9 cm).	Litoclastos de vulcanitas y esquistos de hasta 5 mm. Abundantes fragmentos menores de 1 mm. Cristaloclastos de sanidina.
Ladera NO del Co Cuevas (LC).	Amarillento. Con costras que dificultan la observación.	Compacta. Sin estratificación ni selección granulométrica. Heterogénea.	Gran densidad de litoclastos de vulcanitas, esquistos, cuarcitas y cuarzo, menores de 10 cm. Los fragmentos mayores de 10 cm son angulosos; los menores, subangulosos.	Abundantes litoclastos de 1-2 cm y menores, de vulcanitas (redondeados), y en menor proporción de esquistos. Cristaloclastos escasos.
Valle de los Que-sillos (LC).	Amarillento a blanquecino o rojizo.	Compacta. Pobremente estratificada. N250 E; 250 E. Sin selección granulométrica. Heterogénea.	Los más frecuentes, de tamaño límite de la mayoría tiene 1-2 cm hasta 4 cm. Rocas graníticas (mayor frecuencia de 2-11 cm); esquistos biotíticos (2-6 cm). En ciertos sectores, mayor frecuencia de litoclastos de 15-20 cm. Angulosos a subredondeados.	Litoclastos de todas las rocas citadas, pero predominan los de vulcanitas de hasta 3 mm, subredondeados.

- Sur de La Carolina, en Granito de La Escalerilla, jado. Rojizo - amarillento. Compacta. Pobre-mente estratificada. N70° E; 20° SE. Fuerte oxidación. Dimensiones corresponden a granitos y rocas graníticas cataclásticas (hasta 20 cm), angulosos; más escasos (junto con esquistos) en el mismo rango de tamaño que las vulcanitas. Pobre-mente estratificada. N70° E; 20° SE. Fuerte oxidación. Dimensiones corresponden a granitos y rocas graníticas cataclásticas (hasta 20 cm), angulosos; más escasos (junto con esquistos) en el mismo rango de tamaño que las vulcanitas.
- Diques, entre el C° Porongo y Cuevas-La Virgen (LC). Gris azulado oscuro. Compacta. Con o- quedades por drusas de cuarzo.
- SE del Puesto Gatica (CR). Blanquecino. Estratificación casi horizontal sólo perceptible desde distancia. Sin selección granulométrica.
- Sur del Puesto Gatica (CR). Blanco grisáceo. Masiva. Poco compacta. Sin selección granulométrica.
- Este del C° Bayo (SM). Violáceo. Compacta. Groseramente estratificada. N70° E; 28° E. Pobre selección granulométrica. Bastante homogénea.
- Lautera NO del C° Tiporco. Pardo violáceo. Masiva. Sin selección granulométrica.
- Blanca, friable. Gran densidad de cristalo- clastos de 2-3 mm, pero también menores de 1 mm. En menor cantidad, litoclastos. Nódulos de material limonítico de 2-3 mm. Cristalo- clastos, más abundantes que los li- toclastos, de plagioclasa, cuarzo, piroxeno reemplazados por calcita y limonitas, sa- midina, biotita (?) y anfíbol alterados, tur- malina. Mica flexurada, acomodada mecá- nicamente a los litoclastos o bien orientada paralelamente.
- Abundante, blanquecina. Litoclastos más frecuentes: 5 mm. Abundante, blanco-grisácea. Litoclastos menores de 1 cm de las vulcanitas citadas, y cristalo- clastos de plagioclasa, anfíbol (?) y clinopiroxeno, cementados por material fino, vítreo/parcialmente desvitrificado.
- Abundantes litoclastos de menos de 1-2 cm. Cristalo- clastos subordinados: plagiocla- sa, anfíbol (?), augita, cuarzo y biotita. Cemento calcítico con impregnación de ó- xidos/hidróxidos de hierro.
- Litoclastos de 1-2 mm. Gran densidad de cristalo- clastos de cuarzo, plagioclasa, mi- croclino, anfíbol, biotita y muscovita muy flexuradas. El cemento es calcítico impreg- nado por óxidos de hierro.

Tobas de lapilli se preservan al pie de las laderas externas de la Sierra del Morro (Fig. 3). En el Cerro de los Gauchos (Fig. 1), se encuentran rocas de igual granulometría, masivas y diaclasadas.

Por último, tufitas brechosas y tobáceas constituyen depósitos alternantes bien estratificados, desde horizontales hasta 20° de inclinación al SO, que se apoyan sobre esquistos biotíticos en las cabeceras de la Quebada del Tigre (Sierra del Morro, Fig. 3).

Brechas lapílicas

Son rocas compactas, amarillentas a rojizas y más raramente blanquecinas o violáceas (Tabla 2). Son heterogéneas litológicamente pero predominan los litoclastos juveniles. No muestran selección granulométrica, ya que en la mayoría de los depósitos los fragmentos oscilan entre 40-50 cm y 2-3 cm, y sólo en forma ocasional se encuentran bloques que superan el metro cúbico.

Los litoclastos son, en su mayor parte, angulosos, aunque en algunos casos predominan los subangulosos o subredondeados. En La Carolina se observa que a mayor tamaño de los individuos corresponde mayor angularidad. La composición de los fragmentos varía con la ubicación de los afloramientos. Así, en La Carolina corresponden a lacitas y traquitas; en los Cerros del Rosario y Cerro Tiporco, a andesitas anfibólicas y anfibólico-piroxénicas, y en la Sierra del Morro a andesitas piroxénicas y anfibólicas con biotita. Subordinados en la mayoría de los casos, aunque dominantes en los niveles inferiores, se encuentran litoclastos de esquistos biotíticos, granitos, cuarcitas y cataclásitas.

La matriz es generalmente compacta, blanquecina, y está formada por litoclastos y cristaloclastos menores de 2 cm, en proporción variable. Los primeros corresponden a las rocas citadas, en tanto que los cristaloclastos, subordinados en cantidad, son de plagioclasa, sanidina, anfíbol (?), augita, biotita, muscovita flexurada y cuarzo. En algunos depósitos —Cerro Bayo (Sierra del Morro) y Cerro Tiporco—, existe cementación calcítica y ferruginosa. En los Cerros del Rosario, en cambio, se trata de material parcialmente desvitrificado.

Tobas de lapilli y cenizas

Son rocas blanquecino-violáceas, de litología bastante homogénea y con selección granulométrica. Las capas, de 8 a 10 cm de espesor, presentan estratificación gradada y se individualizan por el cambio de color. En los niveles más gruesos se encuentran litoclastos subangulosos, blancos, de 2 a 3 cm, en tanto que en los más finos, violáceos, los fragmentos son menores de 1 mm. Corresponden a andesitas anfibólicas y vulcanitas hipocristalinas y, más raramente, a brechas. Los cristaloclastos, muy abundantes y de tamaño similar al de muchos litoclastos, son de cuarzo, sanidina, plagioclasa y muscovita flexurada. La matriz es escasa y está formada por material félsico fino, con laminillas de sericita y fuertemente teñido por óxidos de hierro.

Tobas de lapilli

En el Cerro de los Gauchos (Fig. 1) afloran tobas blanco-amarillentas a grises azuladas o violáceas. Los litoclastos, muy angulosos, tienen en su mayor parte menos de 3-4 cm y corresponden a traquitas finas, formadas por un mosaico equidimensional de sanidina y escaso cuarzo y sericita, y a vulcanitas fluidales desvitrificadas. La matriz es escasa y está constituida por litoclastos angulosos de las mismas rocas, inferiores a 3 mm, y raramente cristaloclastos de plagioclasa y sanidina, cementados por material muy fino producto de desvitrifi-

cación. En las rocas violáceas la matriz es particularmente escasa y el cemento ferruginoso, en tanto que en las restantes existe una fuerte silicificación.

Los depósitos de la Sierra del Morro están formados por rocas blancas con abundantes litoclastos pumíceos de aproximadamente 2 cm, y de andesitas y metamorfitas en mucha menor proporción. Bancos similares, de menos de 2 m de potencia y con gradaciones a brechas, han sido reconocidos por Llambías (com. pers.) al Oeste de la Estancia La Morena, alternando con otros arenosos y limo-arenosos, y por Sosic (1964) en las barrancas próximas al casco de la Estancia La Guardia.

Tufitas brechosas y tobáceas

Son grises o violáceas con tonalidades amarillentas a rojizas. En el Cerro de los Bancos (Fig. 3), la secuencia comienza con un banco constituido por litoclastos subangulosos de vulcanitas y metamorfitas de 5 a 8 cm, aunque con frecuencia llegan hasta 20 ó 30 cm. Por encima y separados entre sí por un delgado horizonte (10 cm de potencia) de material fino, se suceden dos bancos de 80 cm y 20 cm respectivamente, compactos, constituidos por litoclastos redondeados de vulcanitas blancas y raramente esquistos, cuyo tamaño más frecuente es de 5 mm (sólo excepcionalmente llegan a 3 cm).

Los litoclastos corresponden preponderantemente a andesitas anfibólicas con clinopiroxeno y biotita, y en mucha menor proporción a pumicitas y esquistos biotíticos. La matriz está formada por abundantes cristaloclastos de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, biotita flexurada y escasa muscovita y granate, cementados por material vítreo pulverulento.

Origen de las rocas piroclásticas

Las **brechas lapílicas** no corresponden a depósitos de caída ya que carecen de estratificación y de selección granulométrica. Por otra parte, la proporción de litoclastos accesorios excluye también un origen por derrumbe de los domos (Macdonald, 1972). Según Aramaki y Jamasaki (1963), la falta de material vesiculado es un rasgo característico de depósitos de poco volumen, y los vincularía con flujos originados por explosiones asociadas con la formación de domos (Fisher y Schmincke, 1984). Es muy probable, en efecto, que la fragmentación de los materiales pueda atribuirse a explosiones gaseosas en espacios confinados debajo de la superficie —de un modo similar a la formación de las brechas de explosión (Wright y Bowes, 1963)—, que fueron seguidas por corrientes gaseosas. Esto explicaría, además, la existencia de diques de brechas en los cuales existe orientación de las micas y fuerte alteración hidrotermal. La mayor participación hacia los niveles superiores, de litoclastos juveniles, indicaría aporte proveniente de los domos. Los planos de estratificación observados en ciertos afloramientos podrían corresponder a distintos flujos relacionados quizás con el crecimiento discontinuo de los domos.

Las **tobas de lapilli y cenizas** corresponderían a un evento más joven, ya que presentan litoclastos de brechas lapílicas, aunque no se observan relaciones de campo concluyentes entre ambos depósitos. Si bien es difícil establecer el origen de estas rocas, es probable que sea semejante al de las brechas y que su homogeneidad litológica las vincule a niveles superiores de dichos depósitos. La buena selección granulométrica y estratificación podría atribuirse a retrabajamiento de los materiales por una corriente ácuca. A pesar que éste parece el origen más probable, sus características serían compatibles también con depósitos de surgencia piroclástica, los cuales suelen presentar estratificación gradada (Fisher y Schmincke, op. cit.); una diferencia en el grado de turbulencia explicaría la masividad de los niveles inferiores.

Las **tobas de lapilli** del Cerro de los Gauchos, debido al carácter juvenil de sus litoclastos y al grado de angularidad de los mismos, así como las evidencias de alteración hidrotermal, son asignables a depósitos de conducto. En cambio las tobas de la Sierra del Morro, no obstante la reducida magnitud de los afloramientos, corresponderían a depósitos de caída, dada su buena selección granulométrica.

Por último, en los depósitos del Cerro de los Banicos (Sierra del Morro) la diferencia granulométrica entre los horizontes no va acompañada por una buena selección dentro de cada uno de ellos como para asignarlos a depósitos de caída. Por el contrario, tanto la buena estratificación como la existencia de matriz vítrea atribuible a degradación mecánica de litoclastos pumíceos, permite asignarlos a depósitos epiclásticos.

EVOLUCION VOLCANOLOGICA EN EL SECTOR ORIENTAL

Caldera de la Sierra del Morro

Los productos volcánicos que afloran en esta caldera están constituidos por andesitas, lacitas y laciandesitas, y por depósitos de brechas lapílicas (Tablas 1 y 2) tobas de lapilli y tufitas.

Los domos lacíticos y laciandesíticos que afloran en las laderas externas y los diques laciandesíticos del interior de la caldera, corresponden a un evento volcánico temprano, tal como lo sostuviera Pastore (op. cit.). Estas rocas no forman parte de los depósitos piroclásticos y epiclásticos de la caldera (en los cuales faltan también cristaloclastos de sanidina, mineral abundante y de notable desarrollo en las mismas), pero sí son mencionadas por Pastore (1915) como integrantes de los primeros conglomerados volcánicos que afloran en la secuencia sedimentaria del Terciario Superior de la Quebrada de la Cal. La paragénesis anfíbol-plagioclasa-sanidina de lacitas y laciandesitas indicaría un magma saturado en agua al momento de iniciarse la cristalización.

Las coladas y los domos que se yerguen sobre el piso de la caldera son andesíticos y corresponden a un evento posterior. Las brechas lapílicas y las tufitas del interior de la caldera están vinculadas a estas emisiones, pues los litoclastos corresponden a esas rocas. El anfíbol falta en muchos casos (o está muy corroído), y es reemplazado por clinopiroxeno como primera fase cristalina, lo cual indica que en la mayoría de las andesitas el líquido estaba empobrecido en agua (Brogioni, 1987).

La existencia de conglomerados traquiandesíticos iniciales (Pastore, op. cit.) y de bancos de brechas tobáceas con litoclastos juveniles vesiculados (Llambías, com. verb.), que se apoyan sobre sedimentos homologables a los Estratos Calchaqueños, descartan que la caldera se haya formado por explosión. Por el contrario, es más probable que la misma se deba a colapso (Pastore, op. cit.; Gerth, 1927; Williams, op. cit.), producido como consecuencia de la emisión inicial de los productos volcánicos. El colapso tuvo lugar antes de las emisiones andesíticas, y se efectuó según fracturas preexistentes que corresponden a los sistemas NE-SO, E-O y NO-SE (Fig. 3) característicos del basamento del sector oriental del bloque serrano central de San Luis (Criado Roque et al., 1981), pues no existen evidencias de fracturas circulares. Esas líneas de debilidad, que previamente controlaron el emplazamiento de los diques laciandesíticos, rigieron luego el emplazamiento de los domos andesíticos que se encuentran alineados en sentido NO-SE en el interior de la caldera.

La presencia de litoclastos pumíceos y de material vítreo pulverulento en la secuencia epiclástica del Cerro de los Bancos, permite establecer la existencia de una facies piroclástica de caída posterior o más o menos contemporánea con la formación de la caldera, que ha-

bría originado los depósitos de tobas de lapilli preservados al pie de la Sierra. Si bien Llam-bías (com. verb.) ha encontrado rocas similares formando los niveles superiores de los perfiles del Oeste de la Estancia La Morena, la presencia de trizas vítreas por debajo de los conglomerados traquiandesíticos (Pastore, op. cit.) podría indicar más de un episodio de esta naturaleza en la evolución de la caldera. La magnitud de estos depósitos de caída debió haber sido importante y estuvo acompañada por la eyección de material más grueso, tal como lo atestigua el hallazgo de una bomba volcánica andesítica en corteza de pan, en el Arroyo La Guardia. El centro de emisión de los lapilli no se puede establecer fehacientemente; pudo haber sido el Cerro Bayo, donde actualmente se encuentran aglomerados volcánicos de andesitas piroxénicas, o bien a partir de un aparato volcánico adyacente al Cerro de La Laguna, del cual sólo se preserva actualmente el neck constituido por un microgabro piroxénico-anfibólico (Brogioni, 1984, 1987).

Cerros del Rosario

A diferencia de lo que ocurre en la Sierra del Morro, en los Cerros del Rosario se observa una notable uniformidad composicional, ya que tanto los domos como así también los aparatos volcánicos y los litoclastos de las brechas lapílicas corresponden a andesitas anfibólicas con escaso clinopiroxeno (Tablas 1 y 2).

Es probable que el inicio volcánico haya tenido lugar en la zona donde actualmente se encuentra la pequeña caldera, posiblemente con la eyección de material piroclástico, pues Pastore y Ruiz Huidobro (1952) citan un depósito reducido de granulado volcánico a 2 km al Oeste de La Toma, ciudad ubicada al Sur de los Cerros del Rosario. Con posterioridad se desarrollaron los domos de los Cerros Largo, Chicos y Puntudo (Fig. 2) los cuales, orientados en sentido NO-SE, obstruyeron en forma parcial el borde occidental de la estructura de colapso. La relación temporal entre el desarrollo de esta última y los aparatos volcánicos de los Cerros del Portezuelo y de la Huerta, ubicados sobre el extremo Oeste de los Cerros del Rosario, no se ha podido establecer.

EVOLUCIÓN VOLCANOLÓGICA EN EL SECTOR OCCIDENTAL

La Carolina

En el extremo occidental de la faja volcánica los productos están representados por andesitas, lacitas, traquitas y depósitos de brechas lapílicas y tobas de lapilli y cenizas (Tablas 1 y 2). Estas vulcanitas no aparecen vinculadas a estructuras de colapso sino que se disponen según tres alineamientos aproximadamente paralelos, de sentido NNE-SSO y distinta composición petrográfica. Los domos de andesitas anfibólicas de los cerros de Piedra-Pajoso-Tres Cerritos constituyen el alineamiento más occidental, en tanto que hacia el Este se dispone otra línea formada por los domos lacíticos y traquíticos de los Cerros Quemado-Porongocuevas-La Virgen-Mellizos-Tomolasta. Entre ambos alineamientos se reconoce otro menos conspicuo, representado por el Cerro Canutal-Cerro del Corte, de composición andesítica. En todos los casos se observa una marcada correspondencia composicional entre los domos y cuerpos tabulares asociados.

Si bien la disposición de los domos a lo largo de fracturas en La Carolina fue reconocida tempranamente (Valentín, op. cit.; Gerth, 1914; Kittl, op. cit.; Böckmann, op. cit.;

Pastore y González, op. cit.), Kittl (op. cit.) sostuvo, además, que dichos cuerpos representaban el último evento de un ciclo magmático más extenso. Ese ciclo habría incluido previamente a aparatos volcánicos cuyos restos enmarcarían en la actualidad, a modo de un *somma*, a los Cerros Porongo y a los Tres Cerritos, en los alineamientos E y O respectivamente. Sin embargo, las imágenes satelitarias no denotan la existencia de esas zonas circulares, y tampoco se han encontrado variaciones petrográficas en los afloramientos volcánicos de cada alineamiento que indiquen procesos evolutivos. La composición de los litoclastos de las brechas lapílicas que se hallan entre el Cerro Porongo y Cuevas-La Virgen, se corresponden con la de los domos de esa fractura. Entre los litoclastos de las tobas de lapilli y cenizas —expuestos en los niveles superiores de aquéllas—, se encuentran rocas hipocristalinas pertenecientes a lavas vitrofíricas que afloran en los alrededores del domo del Cerro Porongo (Brogioni, 1984; 1987).

Los caracteres mineralógicos y petrográficos del conjunto de rocas indican que existen vinculaciones genéticas entre todas ellas, independientemente de la alineación a que pertenezcan; la diferencia radica en la presencia o no de fenocristales de sanidina. En las rocas portadoras de este mineral, alineadas en la fractura Tomolasta-Porongo, las altas relaciones fenocristales/pasta y la paragénesis anfíbol-plagioclasa-sanidina son indicadoras de cristalización profunda. La existencia de xenolitos de granito en los domos y en restos lávicos traquíτικο-lacíticos que afloran en los niveles inferiores entre los Cerros Porongo y Cuevas-La Virgen (en los que pueden llegar hasta 40 cm de diámetro), podría indicar que han existido fenómenos de asimilación o contaminación del líquido magmático con emplazamientos profundos del granito de La Escalerilla (Fig. 1).

Cañada Honda

A diferencia de lo que ocurre en La Carolina, la distribución de los productos volcánicos a lo largo de fracturas no es aquí tan conspicuo. Además de los alineamientos de los domos lacandésicos de Intihuasi-Redondo-de Piedra y de los domos andesíticos de Sololosta-Casa de Piedra Pintada, se encuentran emisiones puntuales en los Cerros del Cobre y de los Gauchos (Fig. 1, Tabla 1). En el primero se presentan pequeños derrames y piroclastitas asociados al aparato volcánico, ahora muy erodado, en tanto que en el Cerro de los Gauchos se conserva sólo el neck tobáceo.

Las vulcanitas muestran bastante uniformidad composicional y la fuerte alteración hidrotermal que enmascara los remanentes piroclásticos no ha permitido establecer diferencias petrográficas que indiquen evolución magmática. La sanidina es, en general, escasa, a excepción del Cerro Pelado (que aflora al NE del Cerro Intihuasi), constituido por traquitas. Dado que se intruye en un filón granítico, posiblemente hayan existido fenómenos de contaminación.

CONCLUSIONES

Efectuar la reconstrucción de las secuencias del vulcanismo Mio-Plioceno de San Luis no es sencilla, particularmente ante la carencia de dataciones radiométricas de los diversos productos, la escasa magnitud con que se presentan los depósitos piroclásticos y la erosión sufrida en toda el área de estudio. No obstante ello, en base al análisis geológico y petrográfico es posible realizar ciertas consideraciones vulcanológicas.

El vulcanismo se manifiesta típicamente según fracturas en el sector occidental, y vinculado con el desarrollo de calderas en el extremo oriental. La falta de estructuras de colapso en el primer caso podría atribuirse no sólo al fuerte control estructural ejercido por la fracturación meridiana del basamento, sino también a una mayor profundidad de emplazamiento del magma. La uniformidad composicional de domos, cuerpos tabulares y litoclastos de piroclastitas de cada fractura pone de manifiesto, además, la falta de evolución magmática. Los depósitos piroclásticos, por otra parte, están vinculados genéticamente con el desarrollo de los domos y no con eventos de caída o flujos piroclásticos calientes. La existencia de sanidina como última fase cristalina en la fractura Tomolasta-Porongo podría indicar contaminación o asimilación de rocas graníticas, aunque esta suposición requiere indudablemente ser corroborada con otros datos analíticos.

El desarrollo de calderas en el sector oriental puede atribuirse al colapso, según la fracturación del basamento, de cámaras magmáticas más superficiales. En los Cerros del Rosario se observa una notable homogeneidad litológica, no encontrándose productos con distinto grado de evolución. La aparición de productos más diferenciados en el estadio pre-caldera de la Sierra del Morro, y otros menos evolucionados en la etapa pos-caldera, podría atribuirse a estratificación de la cámara magmática, o bien a una evolución del magma a niveles corticales más someros luego de las primeras emisiones (Brogioni, 1987). Por otra parte, la paragénesis mineral de las rocas del último estadio indica que los minerales han cristalizado a partir de un magma empobrecido en agua, lo cual podría vincularse con la aparición de una facies piroclástica de caída entre ambos eventos. Sin embargo, y a pesar de que no se dispone de un estudio sedimentológico detallado de los perfiles del Terciario Superior que afloran al pie de la Sierra, es posible que haya existido otro episodio piroclástico en la etapa pre-caldera, cuya magnitud fue probablemente, más reducida.

AGRADECIMIENTOS

La autora agradece muy especialmente al Dr. C. Prozzi y al Lic. Ortiz Suárez por su colaboración en las tareas de campaña, así como al Dr. M. Teruggi, quien esclareció algunos aspectos petrográficos del material piroclástico. La Arquitecta Adriana González realizó parte de los mapas que acompañan a este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ARAMAKI, S. y YAMASAKI, M., 1963. Pyroclastic flows in Japan. *Bull. Volc.* 26 (8): 89-99.
- AVE LALLEMANT, G., 1875a. Apuntes sobre la geocognosia de la Sierra de San Luis. *An. Acad. Nac. Cs.* I: 103-140, Córdoba.
- AVE LALLEMANT, G., 1888. Memoria descriptiva de la Provincia de San Luis, 166 p.
- BOCKMANN, S., 1948. Estudio de los volcanes Terciarios de la Provincia de San Luis. Tesis inédita, U. N. Bs. As.
- BORDAS, A., 1934. Los fósiles de la cantera Santa Isabel, Provincia de San Luis. *Rev. Min.*, VI(4): 97-98.
- BRACKEBUSCH, L., 1875. Informe sobre un viaje geológico hecho en el verano del año 1875 por las Sierras de San Luis y Córdoba. *Bol. Acad. Nac. Cs.* 2: 167-216, Córdoba.
- BROGIONI, N., 1984. Petrología del vulcanismo Cenozoico de la Provincia de San Luis. Tesis inédita, U. N. La Plata.
- BROGIONI, N., 1987. Petrología del vulcanismo Mio-Plioceno de la Provincia de San Luis. *Rev. Mus. La Plata (N.S.), Geol.* X (83): 71-100.

- BROGIONI, N., 1988. Caracteres geológicos y clasificación de los domos volcánicos Mioceno-Pliocenos de San Luis. *Rev. Mus. La Plata (N. S.), Geol. X* (84): 101-112.
- CRIADO ROQUE, P., MOMBROU, C. y RAMOS, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis, *VIII Congr. Geol. Arg.*, Relatorio: 155-192.
- DE MOUSSY, M., 1860. *Description géographique et statistique de la Confédération Argentine*, I, II y III, Paris.
- DOERING, A., 1882. Algunas observaciones sobre la edad geológica del sistema de la Sierra de Córdoba y San Luis. *Bol. Inst. Geogr. Argent. III*: 41-49.
- FISHER, R. y SCHMINCKE, H. U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, 472 p.
- GERTH, H., 1914. Constitución geológica, geohidrológica y minerales de aplicación de la Provincia de San Luis. *Neves Jahrb. Miner. Geol. Palaeontologie XXII, Beil. B. 555*. An. Min. Agric. Sec. Geol., 10(2) 1:64.
- GERTH, H., 1927. El Morro de San Luis, un cráter de elevación. *Bol. Acad. Nac. Cs.*, 30: 171-176, Córdoba.
- GONZALEZ DIAZ, E., 1981. Geomorfología. En: Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis, *VIII Congr. Geol. Arg.*, Relatorio: 193-236.
- GORDILLO, C. y LENCINAS, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: *Geología Regional Argentina*, I: 577-650.
- KILMURRAY, J. y VILLAR, L., 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis, *VIII Congr. Geol. Arg.*, Relatorio: 33-54.
- KITTL, E., 1936. Estudio geológico de la Provincia de San Luis, especialmente sobre los volcanes Terciarios. *An. Mus. Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia*, 38: 349-404.
- LLAMBIAS, E. y BROGIONI, N., 1981. Magmatismo Mesozoico y Cenozoico. En: Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis, *VIII Congr. Geol. Arg.*, Relatorio: 101-115.
- MACDONALD, G., 1972. *Colcanoes*. Prentice-Hall, 510 p.
- ORTIZ SUAREZ, A., 1985. Geología y Petrología del área de San Francisco del Monte de Oro, Provincia de San Luis. CONICET, Informe inédito.
- PASCUAL, R. y BONDESIO, P., 1981. Sedimentitas Mesozoicas. En: Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis, *VIII Congr. Geol. Arg.*, Relatorio: 117-154.
- PASTORE, F., 1915. Estudio geológico y petrográfico de la Sierra del Morro, Provincia de San Luis. *An. Min. Agric., Secc. Geol.*, 11(2): 1-45.
- PASTORE, F. y RUIZ HUIDOBRO, O., 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g, Saladillo, Provincia de San Luis. *Bol. Dir. Nac. Min.*, 78: 1-62.
- PASTORE, F. y GONZALEZ, R., 1954. Descripción geológica de la Hoja 23g, San Francisco, Provincia de San Luis. *Bol. Dir. Nac. Min.* 80: 1:62.
- ROSSI, N., 1961. Petrografía de las rocas volcánicas de San Luis. *Serv. Min. Nac.*, Informe inédito N° 864.
- SANTA CRUZ, J., 1980. Edades K-Ar de rocas del área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara, Provincia de San Luis, *RAGA*, 35(3): 434-435.
- SOSIC, M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 24h, Sierra del Morro, Provincias de San Luis-Córdoba. *Bol. Dir. Nac. Geol. y Min.*, 95: 1-44.
- TANNHAUSER, F., 1906. Petrographische Untersuchungen argentinischer Gesteine, ausgeführt der mineralogisch-petrographischen. Inst. der Univ. Berlin VI. Petrographische Untersuchungen and junvulkanischen Gesteine aus der argentinischer Republik. *Neves Jahrb. Miner. Geol. Palaeontologie XXII, Beil. B. 555*.
- VALENTIN, J., 1895. Informe sobre una excursión efectuada a la Provincia de San Luis en los meses de setiembre y octubre de 1894. *Rev. Mus. La Plata*, 7: 97-129.
- VELAZQUEZ, F., 1888. *Memoria descriptiva de la Provincia de San Luis*. 307 p.
- WILLIAMS, H., 1941. Calderas and their origin. Univ. Calif. Berkeley Pub. *Geol. Sci.*, 25: 239-346.
- WRIGHT, A. y BOWES, D., 1963. Classification of volcanic breccias: a discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74(1): 79-86.
- YRIGOYEN, M., 1981. Síntesis. En: Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis, *VIII Congr. Geol. Arg.*, Relatorio: 7-32.