



Revista del Museo de La Plata

ISSN: 2545-6377

secretaria_rmlp@fcnym.unlp.edu.ar

Universidad Nacional de La Plata

Argentina

Echeveste, Horacio; Páez, Gerardo; López, Luciano; Carlini, Mercedes; De Martino, Facundo
El Complejo Volcánico Bahía Laura en la zona del distrito minero Manantial Espejo
Revista del Museo de La Plata, vol. 5, núm. 1, 2020, Enero-Junio, pp. 1-35
Universidad Nacional de La Plata
Argentina

- ▶ Número completo
- ▶ Más información del artículo
- ▶ Página de la revista en redalyc.org

2020, Volumen 5, Número 1: 1-35



El Complejo Volcánico Bahía Laura en la zona del distrito minero Manantial Espejo

Horacio Echeveste, Gerardo Páez, Luciano López, Mercedes Carlini
y Facundo De Martino

Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina
hecheves@inremi.unlp.edu.ar; lopez_lucho@yahoo.com.ar; mercedes.carlini@gmail.com; facundodemartino@yahoo.com; gerardo.paez.unlp@gmail.com



El Complejo Volcánico Bahía Laura en la zona del distrito minero Manantial Espejo

Horacio Echeveste, Gerardo Páez, Luciano López, Mercedes Carlini & Facundo De Martino

¹Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. hecheves@inremi.unlp.edu.ar; lopez_lucho@yahoo.com.ar; mercedes.carlini@gmail.com; facundodemartino@yahoo.com; gerardo.paez.unlp@gmail.com

RESUMEN. El levantamiento geológico detallado junto con el análisis petrográfico y geoquímico de las unidades litológicas relevadas en la zona del distrito minero Manantial Espejo, permitió plantear la evolución del volcanismo Jurásico en esa zona del Macizo del Deseado (Provincia de Santa Cruz, Patagonia argentina). Se interpretaron tres ciclos de actividad volcánica, favorecidos por la tectónica distensiva que dominó esta provincia geológica durante el Jurásico Medio a Superior. El primero, el Ciclo Volcánico Inferior, corresponde a la efusión de lavas de composición andesítica (Formación Bajo Pobre) con una intercalación de areniscas tuffíticas y niveles de aglomerados volcánicos producto de remoción en masa. La efusión de estas lavas se produjo sobre un basamento conformado por esquistos y granitos. El segundo, Ciclo Volcánico Medio, se inicia con una ignimbrita de composición dacítica a la que le siguen dos unidades ignimbríticas riolíticas, denominadas 1 y 2. La Ignimbrita dacítica y la Ignimbrita riolítica 2, son rocas con fuerte soldamiento, texturas reomórficas y muy alta participación de cristaloclastos, características que indican una elevada temperatura de depositación a partir del colapso de columnas eruptivas de baja altura, de relativa baja energía, elevada densidad y un bajo contenido de gases, originadas a partir de fontanas tipo “boiling-over”. La Ignimbrita riolítica 1, intercalada entre las anteriores, se caracteriza por incluir grandes fragmentos líticos de naturaleza polimíctica, se correlaciona con las ignimbritas de extra-caldera formadas durante el colapso y erupción de la Caldera Cerro Primero de Abril, ubicada al norte del distrito Manantial Espejo, en las inmediaciones de Mina Martha. Continúa un período inter-eruptivo, durante el cual se depositan tuffitas y travertinos que evidencian una actividad hidrotermal del tipo “hot spring” controlada por estructuras de rumbo NNE y NNO a NO. El aporte de calor y la fuente de CO₂ del sistema geotermal habrían estado vinculados a la desgasificación de un nuevo pulso de magma riolítico que marca el inicio del Ciclo Volcánico Superior, y que habría ascendido a través del mismo sistema extensional, evidenciado por diques riolíticos de rumbo NNO. El ascenso de lavas riolíticas dio lugar a la formación de dos centros volcánicos, el Centro Volcánico Norte, compuesto por un complejo extrusivo de domos riolíticos con depósitos de colapso tipo *block and ash*, y el Centro Volcánico Sur con el desarrollo de una compleja asociación de facies que sugieren que se trató de una erupción de tipo hidromagmática, con la formación de un aparato volcánico de tipo maar-diatrema al que se asocia un depósito de brecha constituida por fragmentos de lava acompañados por cantidades subordinadas de litoclastos de ignimbritas, tuffitas y rocas laminadas silicificadas. Asociado a este evento explosivo se reconoció un depósito de tobas de caída con *lapilli* acrecionales que apuntan también a un probable origen hidromagmático. La interacción entre el magma y agua líquida sobrecalentada habría sido el responsable para la generación de esta erupción. Luego de un corto periodo de calma volcánica, la continuidad en el régimen deformacional distensivo permite nuevos asensos de magmas con la generación de

nuevas unidades ignimbríticas riolíticas de similares características a las del segundo ciclo. El volcanismo andesítico a riolítico de la zona pertenece a una serie calcoalcalina de moderado a alto potasio, con afinidades de arco, mayoritariamente peraluminosas y subalcalinas. Dentro de este esquema, el Ciclo Volcánico Inferior es de composición netamente andesítica, el Ciclo Volcánico Medio registra la evolución de los magmas desde dacitas a riolitas y, por último, el Ciclo Volcánico Superior es típicamente riolítico en composición.

Palabras clave: *Volcanismo, Jurásico, Macizo del Deseado*

ABSTRACT. The Bahía Laura Volcanic Complex in the Manantial Espejo district. We assess the evolution of Jurassic volcanism in the lithological units outcropping in the Manantial Espejo mining district, by combining a detailed geological survey together with petrographic and geochemical analyses of this area of the Deseado Massif (Santa Cruz Province, Argentine Patagonia). Three volcanic cycles were identified, favored by the extensional tectonics occurring in this geological province in Middle to Upper Jurassic times. The first cycle, named Lower Volcanic Cycle, corresponds to the effusion of widespread andesitic lavas (Bajo Pobre Fm.) interspersed with fluvial reworked pyroclastic sandstones and mass-wasting related volcanic agglomerates. The effusion of these flows overlaid a basement formed by schists and granites. The second one, Intermediate Volcanic Cycle, started with a dacitic ignimbrite followed by two rhyolitic ignimbrites (named #1 and #2). The dacitic ignimbrite and the rhyolitic ignimbrite #2 are high grade, strongly welded flow tuffs with rheomorphic textures, with low proportions of lithoclasts and high amounts of crystalloclasts, all of which suggest high depositional temperatures and its formation from low eruptive columns with relatively low energy, high densities and low gas content (boiling-over type fountains). The rhyolitic ignimbrite #1, interspersed between the previous two, is characterized by the presence of large polymictic lithic fragments, and may be correlated with the extra-caldera deposits formed during the collapse and eruption of the Cerro Primero de Abril Caldera, to the north of the Manantial Espejo district, in the vicinity of Martha Mine. This is followed by a new pause in volcanic activity, during which widespread reworked pyroclastic deposits and travertines were deposited. These hydrothermal deposits evidence the existence of hot-spring activity controlled by structures with NNE and NNW to NW orientation. The heat and CO₂ for the geothermal system would have been linked to the degasification of a new rhyolitic magma pulse that marks the onset of the Upper Volcanic Cycle, and which would have ascended through the same extensional system, evidenced by rhyolitic dikes of NNW orientation. The ascent of new rhyolitic magmas through the dikes resulted in the formation of two volcanic centers, the Northern Volcanic Center, composed of an extrusive rhyolitic dome complex with associated block and ash deposits; and the Southern Volcanic Center, characterized by the development of a complex association of facies interpreted as part of a maar-diatreme volcano of hydromagmatic origin. A regionally distributed layer of ash-fall tuffs with accretionary lapilli associated with this explosive event was recognized. After a short period of volcanic calm (inter-eruptive period), the ongoing extensional regime allowed new magma batches to reach the surface resulting in new rhyolitic ignimbrites flow units overlaying the previously deposited units. These younger ash-flow tuffs are also included in the Upper Volcanic Cycle; their characteristics are similar to those of the previous volcanic cycle and they are also interpreted as the result of boiling-over type pyroclastic fountaining. Finally, the andesitic to rhyolitic volcanism of the area is characterized by a calc-alkaline series with moderate to high potassium and a peraluminous signature and shows clear arc affinities. Within this scheme, the Lower Volcanic Cycle is andesitic in composition, the Middle Volcanic Cycle records the evolution of magmas from dacites to rhyolites and, finally, the Upper Volcanic Cycle has a typical rhyolitic composition.

Key words: *Volcanism, Jurassic, Deseado Massif*

RESUMO: O Complexo Vulcânico Bahía Laura na zona do distrito mineiro Manantial Espejo. O levantamento geológico detalhado juntamente com a análise petrográfica e geoquímica das unidades litológicas estudadas na zona do distrito mineiro Manantial Espejo permitiu propor a evolução do vulcanismo jurássico na área do Maciço do Deseado (Província de Santa Cruz, Patagônia Argentina). Foram interpretados três ciclos de atividade vulcânica, favorecidos pela tectônica distensiva que dominou esta província geológica durante o Jurássico Médio a Superior. O primeiro, o Ciclo Vulcânico Inferior, corresponde à efusão de lavas de composição andesítica (Formação Bajo Pobre) com uma intercalação de arenitos tufíticos e níveis de

aglomerados vulcánicos, produto de remoção em massa. A efusão destas lavas foi produzida sobre um embasamento conformado por xistos e granitos. O segundo, Ciclo Vulcânico Médio, inicia-se com um ignimbrito de composição dacítica, seguido por duas unidades de ignimbritos riolíticos, denominadas 1 e 2. O Ignimbrito dacítico e o Ignimbrito riolítico 2 são rochas com forte soldagem, texturas reomórficas e muito alta participação de cristaloclastos, características que indicam uma elevada temperatura de deposição a partir do colapso de colunas eruptivas de baixa altura, baixa energia relativa, elevada densidade e um baixo conteúdo de gases, originadas a partir de fontes tipo "boiling-over". O Ignimbrito riolítico 1, intercalado entre os anteriores, caracteriza-se por incluir grandes fragmentos líticos de natureza polimítica, correlaciona-se aos ignimbritos de extra-caldeira formados durante o colapso e erupção da Caldeira Cerro Primero de Abril, localizada ao norte do distrito Manantial Espejo, nas imediações de Mina Martha. Continua um período inter-eruptivo, durante o qual se depositam tufos e travertinos que evidenciam uma atividade hidrotermal do tipo "hot spring" controlada por estruturas de sentido NNE e NNO a NO. O aporte de calor e a fonte de CO₂ do sistema geotérmico estariam vinculados à desgaseificação de um novo pulso de magma riolítico que marca o início do Ciclo Vulcânico Superior, e que teria ascendido através do mesmo sistema extensional, evidenciado por diques riolíticos de sentido NNO. A ascensão de lavas riolíticas deu lugar à formação de dois centros vulcánicos, o Centro Vulcânico Norte, composto por um complexo extrusivo de domos riolíticos com depósitos de colapso tipo *block and ash*, e o Centro Vulcânico Sur com o desenvolvimento de uma complexa associação de facies que sugerem que se tratou de uma erupção do tipo hidromagmática, com a formação de um dispositivo vulcânico do tipo maar-diatrema ao qual se associa um depósito de brecha constituída por fragmentos de lava acompanhados por quantidades subordinadas de litoclastos de ignimbritos, tufos e rochas laminadas silicificadas. Associado a este evento explosivo, reconheceu-se um depósito de tufo de queda com *lapilli* acrecionais que apontam também a uma provável origem hidromagmática. A interação entre o magma e a água líquida superaquecida teria sido responsável pela geração desta erupção. Após um curto período de calma vulcânica, a continuidade no regime deformacional distensivo permitiu novas ascensões de magmas com a geração de novas unidades de ignimbritos riolíticos de características semelhantes às do segundo ciclo. O vulcanismo andesítico a riolítico da região pertence a uma série cálcio-alcalina de moderado a alto potássio, com afinidades de arco, majoritariamente peraluminosas e subalcalinas. Dentro deste esquema, o Ciclo Vulcânico Inferior é de composição claramente andesítica, o Ciclo Vulcânico Médio registra a evolução dos magmas de dacitos a riolitos e, por último, o Ciclo Vulcânico Superior é tipicamente riolítico em composição.

Palabras clave: *Vulcanismo, Jurássico, Maciço do Deseado*

Introducción

La identificación de oro y plata a principios de la década de los 80' en vetas de cuarzo en la zona de la Estancia Cerro Vanguardia, ubicada en la zona central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz (Genini 1988), desató una intensa actividad de prospección y exploración minera en el territorio, acompañada de fuerte desarrollo en el conocimiento geológico de esa provincia morfo-estructural. La característica geológica dominante de la región es la presencia de una fuerte actividad volcánica explosiva que formó, junto al Macizo Nordpatagónico y parte de la Península Antártica, una de las más grandes provincias ígneas silíceas a nivel global (Kay *et al.* 1989; Pankhurst *et al.* 1998). El intenso vulcanismo jurásico de esta región se desarrolló bajo un régimen tectónico predominantemente de tipo extensional, el que se inicia luego de un importante episodio de contracción del Triásico tardío (Navarrete *et al.* 2019) vinculado al inicio de la apertura del Océano Atlántico (Uliana *et al.* 1985; Riley *et al.* 2001, Homovc & Constantini 2001). El conjunto de rocas volcánicas jurásicas del Macizo del Deseado ha tenido diferentes denominaciones, Provincia Magmática Chon Aike (Kay *et al.* 1989), Complejo Chon Aike (Pankhurst & Rapela 1995), Complejo Bahía Laura (Guido 2004), aunque la más aceptada actualmente es la inicialmente propuesta por Feruglio (1949), quien lo denominó Complejo Volcánico Bahía Laura. Sobre la base de sus características petrológicas, las andesitas provendrían de la fusión parcial de una corteza inferior Grenvillana, mientras que la *suite* dacítica-riolítica se habría formado por fraccionamiento del magma andesítico (Pankhurst & Rapella 1995), involucrando además procesos de asimilación cortical (*e.g.*,

Riley *et al.* 2001) y fusión parcial de rocas sedimentarias/metasedimentarias (Seitz *et al.* 2018). Si bien las rocas tienen una geoquímica con afinidades de arco, algunos autores consideran al extenso plateau riolítico como de intraplaca, independiente de los procesos de subducción (Kay *et al.* 1989; Seitz *et al.* 2018; Navarrete *et al.* 2019). La actividad volcánica comprendió un largo período, entre 188 y 152 Ma (Pankhurst *et al.* 2000, entre otros) y tuvo su máximo desarrollo entre 175 y 165 Ma (Ramos 2002), aunque persistió al menos hasta los 144 Ma (Féraud *et al.* 1999).

En los trabajos regionales clásicos del Macizo del Deseado, las rocas producto del volcanismo Jurásico medio a superior se han reunido y han sido mapeadas como tres formaciones, Bajo Pobre, Chon Aike y La Matilde. Estos nombres formacionales, utilizados por geólogos de YPF a partir de la década de 1950 (*e.g.* De Giusto 1958; Di Persia 1958), se han empleado hasta la actualidad en los mapas geológicos regionales a escala 1:200.000 y 1:250.000 realizados principalmente por la Secretaría de Minería de la Nación a través del Servicio Geológico (SEGEMAR). Si bien esta nomenclatura ha demostrado ser efectiva en los trabajos regionales, ceñirse estrictamente a ella suele ser insuficiente en el caso de mapeos de detalle. Frecuentemente, en una región determinada, cada una de estas formaciones suele estar integrada por un conjunto numeroso de unidades litológicas cuya diferenciación, variaciones laterales y verticales e historia de depositación resulta imprescindible conocer a la hora de modelar el proceso volcánico que las ha generado. Por otra parte, cuando se hace una lectura cuidadosa sobre cómo fueron definidas estas unidades litoestratigráficas, se observan algunas ambigüedades (a juicio de los autores) que dificultan su utilización al momento de ubicar, en una u otra formación, un determinado cuerpo de roca en los mapeos a escala 1:100.000 o mayores, específicamente para lavas andesíticas, volcanitas de composición dacítica, depósitos piroclásticos de caída o tufitas.

Como resultado de los trabajos de exploración por metales preciosos de las dos últimas décadas, fueron publicados numerosos mapas de porciones restringidas del Macizo a escala de detalle y semidetalle, la mayoría correspondientes a zonas de interés minero. En ellos se plantearon numerosas divisiones informales dentro de las rocas del Complejo Volcánico, sobre todo en la Formación Chon Aike, definiéndose ignimbritas, magabrechas, oleadas piroclásticas, sinters y domos (Echeveste *et al.* 1999; Guido 2004; Echavarría *et al.* 2005; Echeveste 2010, entre otros). En general, el criterio de separación de distintos cuerpos de roca fue realizado mediante mapeo de facies (Guido 2004; Sruoga *et al.* 2008; Fernández *et al.* 2016) o mapeo de unidades volcánicas (Echeveste 2005a; Alperin *et al.* 2007).

Manantial Espejo es uno de los distritos descubiertos durante las etapas iniciales de la exploración minera del Macizo (Schalamuk *et al.* 1998). El área de interés minero abarca 560km² y está constituida fisiográficamente por suaves lomadas con una red de drenaje escasa y poco integrada, siendo abundantes los bajos de origen eólico que definen lagunas temporarias de escasa profundidad. El levantamiento geológico, se realizó a escala 1:50.000 (Fig. 1) sobre un área que se extiende desde los 48°40'35" a 48°51'25" de latitud sur y 69°41' a 69°19' de longitud oeste con elevaciones entre 300 y 500m sobre el nivel del mar.

El distrito cuenta con un conjunto de vetas de cuarzo portadoras de plata y oro alojadas en ignimbritas de edad jurásica perteneciente al Complejo Volcánico Bahía Laura. Está cubierta casi en su totalidad por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico medio a superior con un fuerte predominio de los depósitos sineruptivos sobre los epiclásticos. Han sido reconocidas coladas andesíticas que infrayacen a volcanitas ácidas fragmentales, mapeadas como Formación Bajo Pobre y al menos una colada de similar composición intercalada en aquellas. Asimismo, tobas de caída y tufitas se intercalan entre unidades ignimbríticas dacíticas y riolíticas y brechas volcánicas. Dataciones U-Pb por el método SHRIMP en cristales de circón de una de las ignimbritas más antiguas del distrito, indican para el volcanismo de la zona de Manantial Espejo una edad de entre 165 y 157 Ma (Moreira *et al.* 2009). Por otro lado, la mineralización fue datada por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar sobre cristales de adularia de las vetas obteniéndose edades entre 152,8 ± 0,8 y 156,6 ± 0,8 Ma (Wallier 2009), mientras que la alteración hidrotermal producida en la caja de la veta María, presenta una edad U-Pb (SHRIMP) de 158,9 ± 0,5 Ma (Moreira *et al.* 2009).

El área reviste especial interés desde el punto de vista volcanológico ya que se trata de un centro de actividad volcánica explosiva asociado a un ambiente de *hot spring* con una importante variedad de unidades

litológicas. Consecuentemente, en este artículo se analizan estas unidades litológicas y sus posibles relaciones temporales, con el objetivo de interpretar los depósitos y procesos volcánicos asociados a una de las mineralizaciones más relevantes del Macizo del Deseado.

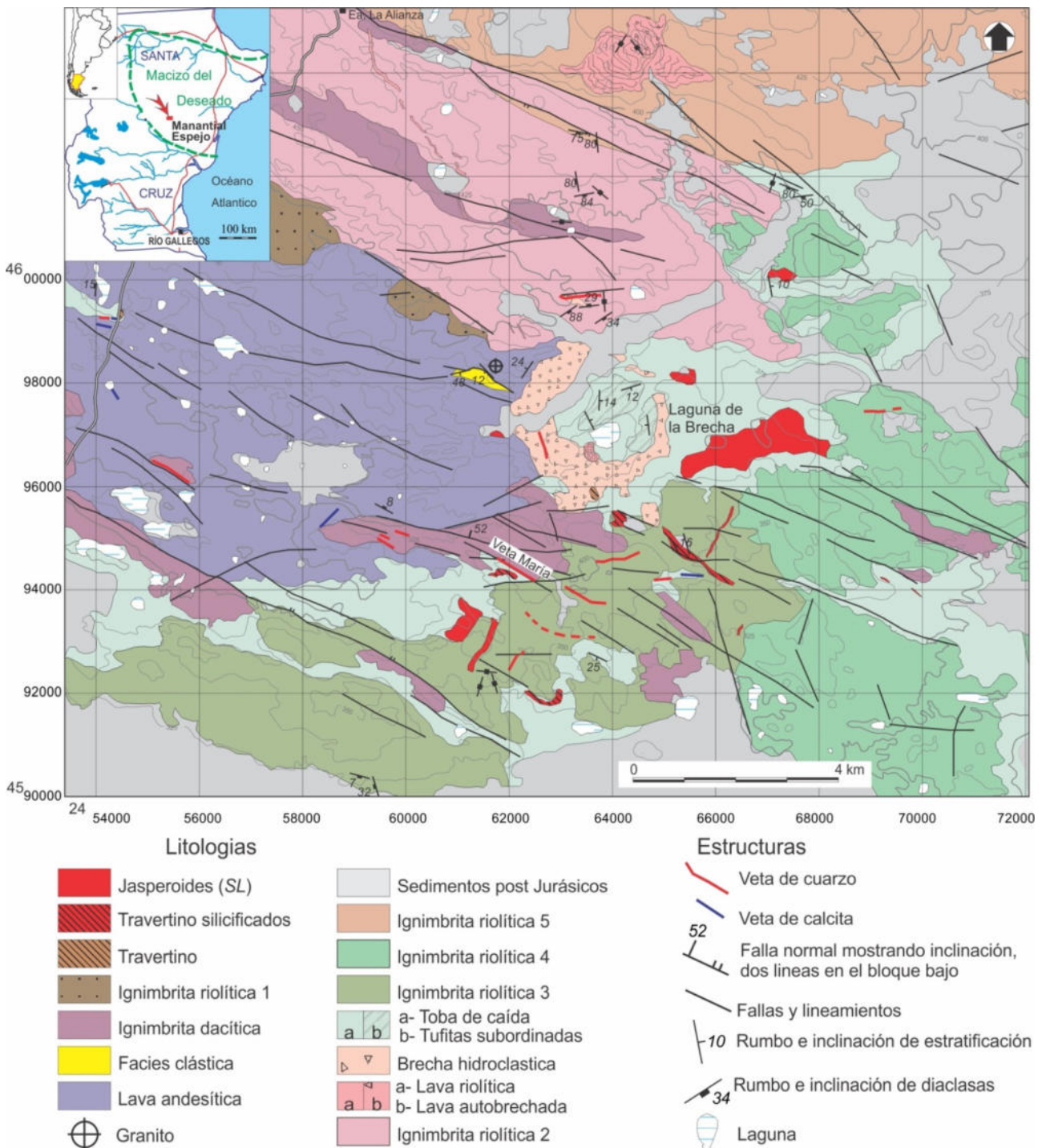


Figura 1. Mapa geológico del distrito minero Manantial Espejo (modificado de Echeveste *et al.* 2016a).

Metodología de estudio

La metodología empleada para el mapeo regional fue la fotointerpretación sobre fotogramas estereoscópicos e interpretación sobre imagen satelital LANDSAT TM (bandas 741) georreferenciada con

posterior control de campo y ubicación de observaciones geológicas y muestreos mediante geoposicionamiento satelital. La escasa cubierta vegetal y la ausencia de suelos desarrollados facilitaron la discriminación de la mayoría de las unidades geológicas aflorantes en la región.

En este trabajo se sigue el criterio de mapeo de Alperin *et al.* (2007) quienes adoptan el concepto de unidades volcánicas o unidades eruptivas (*sensu* Fisher & Schmincke 1984); para una discusión reciente acerca de este concepto, véase Lucchi (2019). Cada una de las formaciones mencionadas está integrada por un conjunto numeroso de cuerpos de roca con características físicas distintivas como textura, color, límites o características mineralógicas o geoquímicas que permiten diferenciarlas como unidades alostratigráficas. Por otra parte, se utiliza también el concepto de facies entendiendo que, aun dentro de una misma unidad volcánica, las variaciones laterales suelen ser frecuentes, especialmente controladas por la topografía y la distancia entre el lugar de depositación y el centro eruptivo.

La petrografía se analizó a partir del reconocimiento “macroscópico de campo y del estudio microscópico de 140 láminas delgadas de muestras de roca mediante microscopio petrográfico. En ocasiones, en el análisis petrográfico de las ignimbritas, sobre todo en aquellas en que la alteración hidrotermal o meteórica dificultó su identificación, se efectuó el recuento de cristaloclastos con respecto a la matriz mediante platina integradora, esta metodología ha demostrado ser efectiva en el mapeo de unidades volcánicas (McPhie *et al.* 1993, p. 18) especialmente en otras áreas del Macizo del Deseado (Alperin *et al.* 2007).

Por último, se analizaron químicamente 60 muestras de roca del distrito, de las que se separaron los litoclastos, por elementos mayores y trazas en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Trieste, con un espectrómetro XRF Phillips PW 1404.

Resultados

Durante el mapeo del distrito Manantial Espejo fueron reconocidas 9 unidades volcánicas, la mayoría de ellas ignimbritas simples (unidades de enfriamiento simples), definidas por sus características de campo (yacencia, textura y color en la imagen satelital), petrografía y geoquímica. Asimismo, se identificó un pequeño afloramiento de basamento granítico y 5 unidades sedimentarias de distintas edades, desde jurásicas a recientes.

Si bien la relación temporal entre las unidades volcánicas jurásicas no siempre se ha podido definir (hay unidades que ocupan posición estratigráfica equivalente que están alejadas entre sí y en otros casos la pobre expresión topográfica de los asomos impide ver sus relaciones con unidades adyacentes), el ordenamiento en la descripción sigue, en la medida de lo posible, una línea evolutiva desde las unidades más viejas a las más jóvenes según sus relaciones de campo. Para una mejor comprensión durante la lectura de las descripciones de las unidades que se hará a continuación, en la Figura 2 se ha representado, en un gráfico idealizado y simplificado, la secuencia volcano-sedimentaria completa para la zona de Manantial Espejo.

Unidades Pre-Jurásicas

Basamento (esquistos y granitos)

La identificación de bloques de rocas metamórficas en una de las ignimbritas de Manantial Espejo (Fig. 3a), permite inferir la presencia del basamento por debajo de la secuencia volcánica jurásica. La roca, de textura esquistosa, está formada por delgadas bandas claras de cuarzo que alternan con zonas melanocráticas algo foliadas. La observación microscópica permite advertir una textura en cintas formada por bandas de cuarzo y escaso feldespatos de 1 a 2mm de espesor formadas por individuos de 0,5 a 1mm. Los granos se presentan en general fracturados, con las fracturas subparalelas, orientadas oblicuamente a las bandas. Estas cintas de cuarzo se disponen en una matriz conformada por un mosaico poligonal de cuarzo y biotita de grano fino, con individuos de ~ 25µm dispuestos también en bandas, de cuarzo y de cuarzo y biotita, con los cristales de este

último mineral algo orientados (Fig. 3b). La composición mineralógica y su textura permiten clasificar a esta roca como un esquistu cuarzo-biotítico.

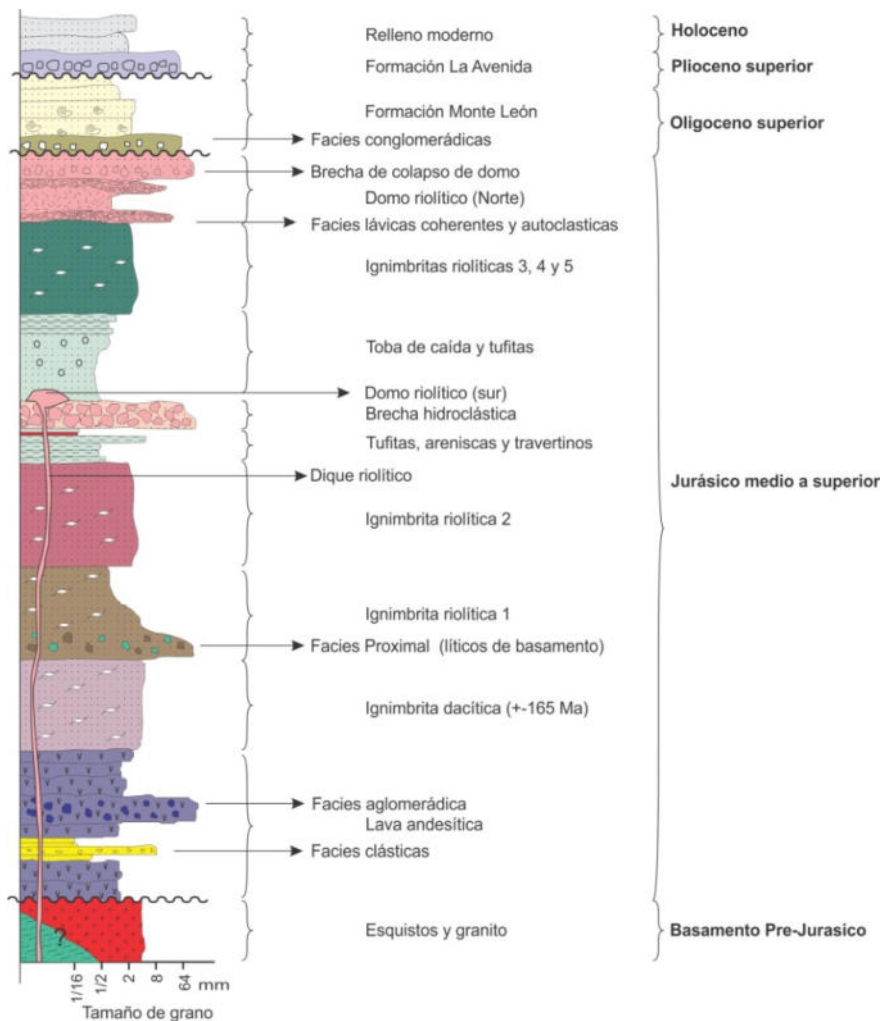


Figura 2: Secuencia volcano-sedimentaria simplificada de la zona de Manantial Espejo (modificado de Echeveste *et al.* 2016a).

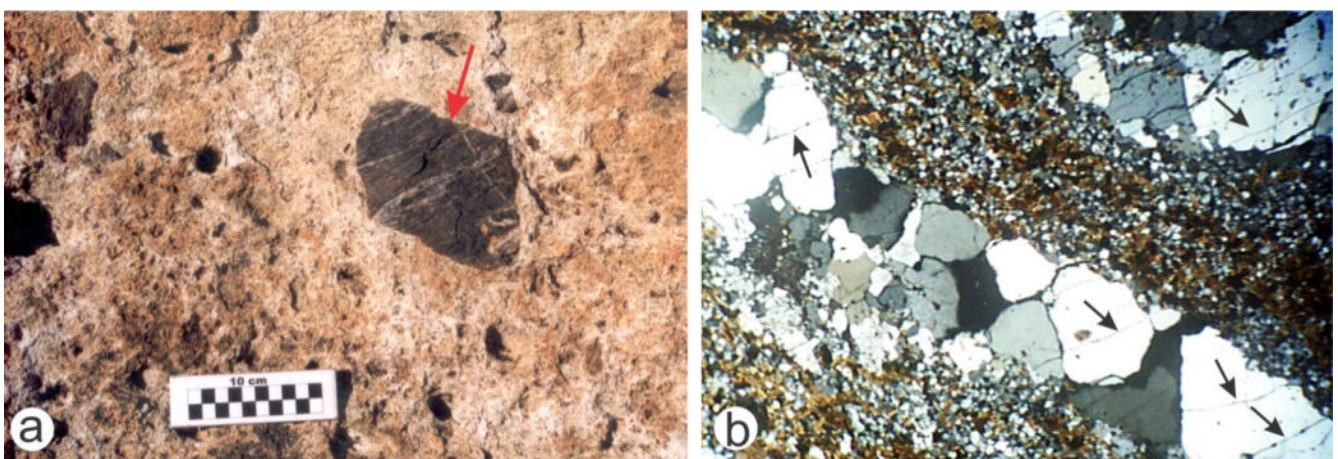


Figura 3. a. Fragmento subanguloso de esquistu cuarzo-biotítico (flecha) en facies de ignimbrita proximal. **b.** Fotomicrografía de la roca esquistosa donde se observan bandas de cuarzo de grano grueso alternando con bandas de cuarzo-biotita. El cuarzo grueso presenta frecuentes fracturas (flechas) oblicuas a las bandas (con analizador, ancho de la foto 7,2mm).

Asimismo, durante el mapeo de detalle se identificaron dos pequeños asomos de granito rodeados de afloramientos de lavas andesíticas, el mayor de unos 10m de diámetro (Fig. 4). La roca es de color rosado, de

textura granuda formada por feldespato potásico rosado en tablas alargadas con buen clivaje, plagioclasa en individuos tabulares de color blanco y cuarzo ahumado (Fig. 5a).

Al microscopio se observa una textura granuda hipidiomorfa con cuarzo y ortosa como minerales dominantes en granos de hasta 2mm de largo. La plagioclasa es escasa y se presenta algo alterada a arcillas y escasa clorita. Es frecuente la presencia de calcita como mineral intersticial, asociado a venillas de este mineral que cortan al granito (Fig. 5b). La roca muestra evidencias de deformación, como fracturas, extinción ondulante en los cristales de cuarzo y contactos suturados entre granos.



Figura 4. Pequeño afloramiento de granito rodeado de lavas andesíticas.

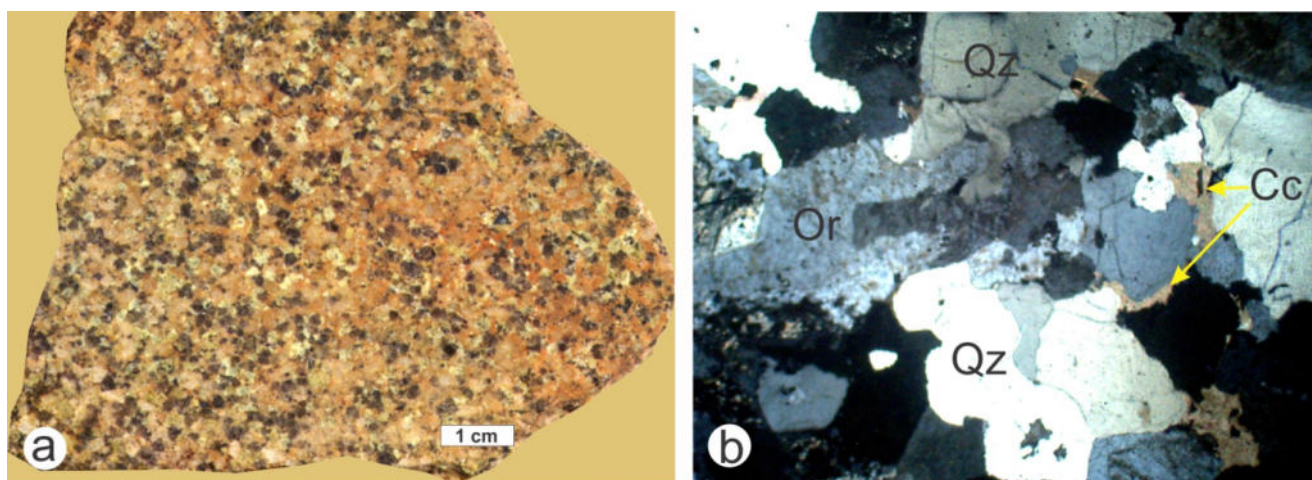


Figura 5. a. Placa pulida de granito. Los minerales oscuros corresponden a cuarzo ahumado. **b.** Fotomicrografía donde se distinguen cuarzo, ortosa y calcita intersticial (con analizador, ancho de la foto 1,85mm). Qz = cuarzo, Or = ortosa, Cc = calcita.

Unidades Volcánicas Jurásicas

Lava andesítica (Formación Bajo Pobre)

Los afloramientos de coladas andesíticas cubren un área aproximada de unos 45km² inmediatamente al oeste de la zona principal de vetas, constituyendo uno de los asomos de mayor superficie de esta unidad en el Macizo del Deseado. La menor resistencia a la erosión de las rocas andesíticas respecto a las ignimbritas que las rodean, hace que el conjunto de afloramientos de esta litología constituya un bajo topográfico. Son rocas de color gris oscuro a negro o verdosas, macizas o foliadas por flujo, en general bastante alteradas. Constituyen coladas de lava con espesores difíciles de estimar debido a los escasos desniveles y a lo pobre de sus afloramientos (Fig. 6a), en algunas ocasiones se presentan con fluidalidad bien marcada y son acompañadas por escasos aglomerados volcánicos asociados (Fig. 6b).

Presentan textura porfirica a glomeroporfirica con abundantes fenocristales, del 25 al 35 % en volumen (Fig. 7). Los cristales más abundantes son de plagioclasa y en menor medida clinopiroxeno. La primera en individuos tabulares, euhedrales, de hasta 3mm de largo, aunque el tamaño más frecuente está en torno a un milímetro, algunos cribados, posiblemente producto de descompresión, otros suelen estar zonados con su parte central más alterada; su composición varía de An₃₅ a An₅₅ (andesina a labradorita); frecuentemente se encuentra alterada en parches a sericita, clorita, minerales del grupo de las arcillas, epidoto y calcita.

El clinopiroxeno se presenta en individuos tabulares subhedrales de hasta 1mm de largo y también formando glomérulos de cristales más pequeños, 0,1 a 0,2mm. Son frecuentes los fenocristales tabulares de otro mineral ferromagnesiano totalmente reemplazado por cloritas y posible serpentina. La pasta es pilotáxica a intersertal hasta traquítica, formada por microlitos tabulares de plagioclasa, minerales opacos y escaso vidrio.

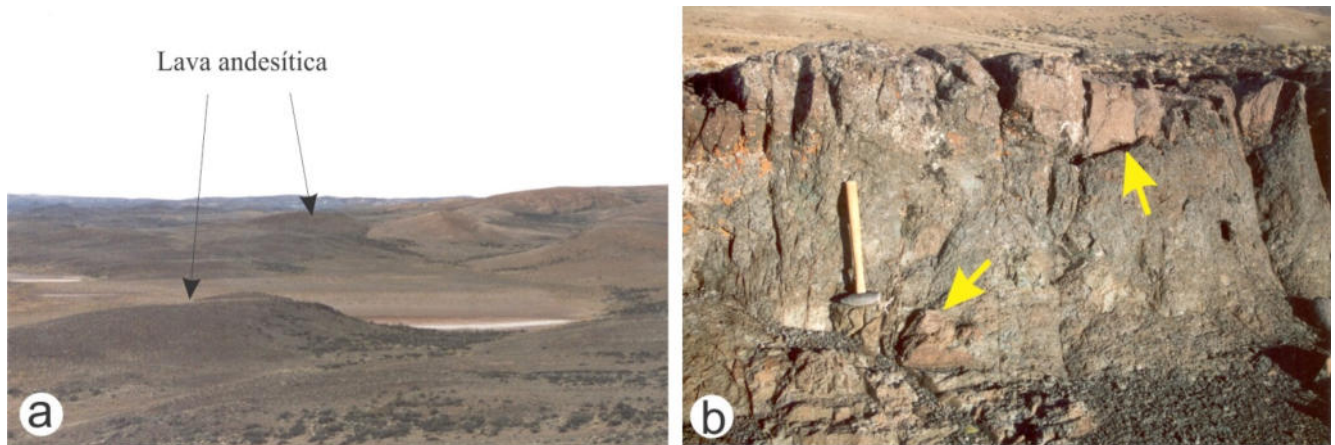


Figura 6. a. Coladas de lava andesítica constituyendo un bajo topográfico en la zona occidental del distrito. b. Niveles andesíticos aglomerádicos, con bloques de la misma composición de hasta 50cm de diámetro.

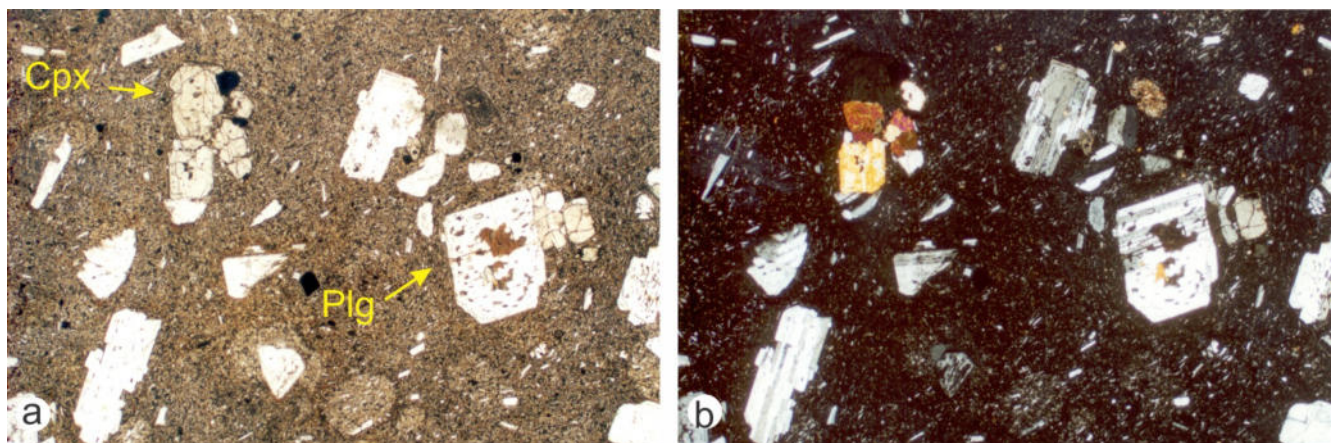


Figura 7. a. Fotomicrografía donde se ven fenocristales de plagioclasa tabular y clinopiroxeno dispuestos en una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa (sin analizador). b. Ídem anterior, con analizador, ancho de las fotos 6,7mm). Cpx = clinopiroxeno, Plg = plagioclasa.

Facies clásticas. A unos 2km al ONO de la Laguna de la Brecha (Fig. 1), se dispone un paquete de tufitas, mayormente arenosas, de unos 5 metros de espesor de color gris claro a amarillento en un afloramiento que cubre un área algo menor a una hectárea (Fig. 8). Está cubierta por coladas andesíticas y si bien no se observa su piso, se ha interpretado a esta unidad como intercalada entre coladas de lava de la unidad anterior.

Está formado por una alternancia de bancos de colores amarillentos y grises de tonos claros de distintas granulometrías, de entre 5 y 10cm de espesor, con estratificación paralela, dispuestos con rumbo general E-O hasta acimut 138° inclinando entre 12° y 48° al sudoeste. Dentro de los bancos, la estratificación es en general gradada normal.

El análisis petrográfico revela que la roca es matriz sostén, y si bien está formada por estratos de distintas granulometrías, estos presentan una pobre selección, con líticos subredondeados y fragmentos de cristales en general angulosos. Los niveles limosos y arenosos están formado mayoritariamente por cristales de plagioclasa, en la mayoría de los casos parcial a totalmente reemplazada por calcita, en menor medida participan fragmentos de cristales de cuarzo, sanidina y biotita. También se observaron fragmentos de vidrio recrystalizado en esferulitas. La matriz es una masa prácticamente isótropa formada por finos fragmentos vítreos.



Figura 8. Estratos de tufitas arenosas y sabulíticas intercaladas entre las lavas andesíticas. En la columna de la izquierda se puede apreciar la alternancia de niveles arenosos, limosos y conglomerádicos, estos últimos hacia el techo de la unidad.

Ignimbrita dacítica

Esta unidad apoya sobre los afloramientos australes de la andesita anterior y al norte de estos, en asomos que conforman lomadas bajas alargadas en sentido ONO-ESE que se pueden seguir por unos 20km. Corresponde a una ignimbrita de muy alto grado (en el sentido de Walker 1983 y Branney & Kokelaar 1992), densa y compacta, rica en cristales, entre 40 y 50 % en volumen, de color castaño oscuro a gris oscuro, violácea en fractura fresca, en ocasiones con incipiente alteración propilítica que le otorga color gris verdoso oscuro. Presenta abundantes cristales de plagioclasa, sanidina y cuarzo de hasta 3mm de diámetro, biotita y escaso anfíbol (Fig. 9a y b).

Algunos cristales parecen estar fracturados y desplazados *in situ*. La plagioclasa se presenta como individuos euhedrales de hasta 2mm con marcada zonación y también como fragmentos de cristales. Su composición varía entre andesina y labradorita, frecuentemente se encuentra alterada, en parches, a minerales arcillosos, sericita y calcita; algunos individuos presentan alteración clorítica, de una variedad verdosa pleocroica, posiblemente ferrífera, en agregados finos, escamosos radiados y drúsicos. La biotita se presenta con pleocroísmo verdoso en cristales tabulares, en ocasiones flexurados, adaptándose a la fluidalidad de la matriz, suelen estar alterados a sericita, clorita (pennina) o moscovita, con abundante exsolución de opacos. La sanidina aparece en cristales frescos, euhedrales tabulares de hasta 2mm. El cuarzo es escaso, generalmente se presenta en cristales euhedrales de hasta 3mm y en fragmentos de cristales mayores, son comunes los individuos corroídos con frecuentes engolfamientos y cavidades rellenas de vidrio. El anfíbol se presenta totalmente transformado en cloritas, solo se lo reconoce por la forma de sus secciones basales.

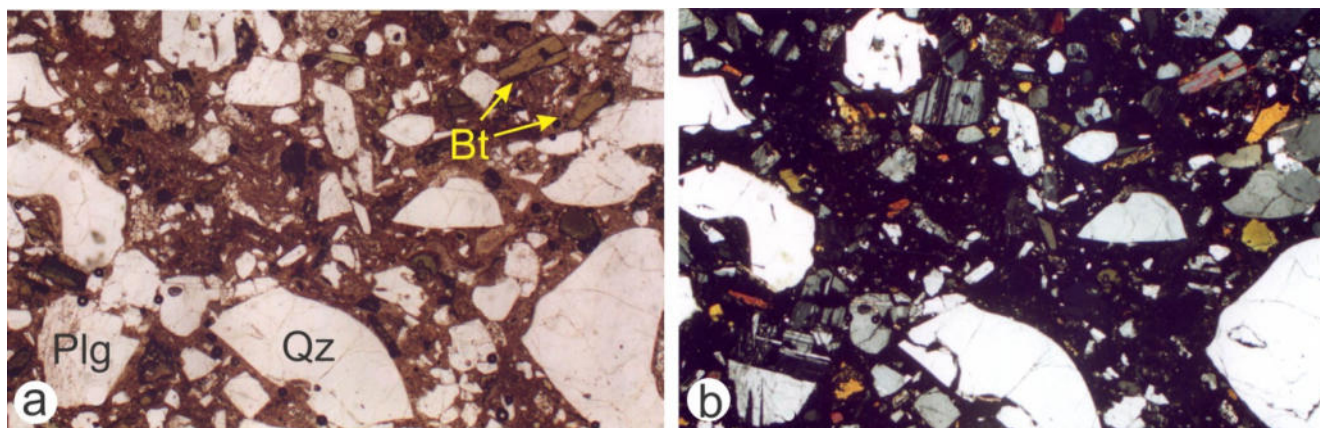


Figura 9. a. Fotomicrografía de la Ignimbrita dacítica. Se destaca la alta participación de cristaloclastos en su composición, superior al 40%, dispuestos en una matriz vitroclástica de color castaño (sin analizador, ancho de la foto 6,7mm). b. Ídem anterior, con analizador. Plg = plagioclasa, Qz = cuarzo, Bt = biotita.

La matriz es vitroclástica formada por la aglutinación de trizas vítreas con una pseudofluidalidad muy marcada que envuelve y rodea a los cristaloclastos; en ocasiones está desvitrificada a textura esferulítica. Presenta fiammes muy colapsados de 2 a 3cm de diámetro que le confieren a la roca una lajosidad marcada. Los fragmentos líticos accesorios son escasos, están representados por piroclastos juveniles subredondeados (litoclastos cognados de lava) de 4 a 5mm de diámetro y otros posiblemente de basamento (mineralógicamente formados por cuarzo y biotita), de hasta 2cm de diámetro.

Ignimbrita riolítica 1

Esta unidad aflora en la zona noroeste del área mapeada. No se observa su base y por lo tanto no se ha podido determinar con precisión su ubicación dentro de la secuencia volcánica; sin embargo, la presencia de fragmentos líticos similares en composición a los de la ignimbrita anterior indica que ha sido posterior a ésta y por lo tanto representa una de las primeras unidades de la secuencia volcánica explosiva. Una de sus características más conspicua es la presencia de litoclastos de basamento (esquistos y metacuarcitas, Fig. 10a y b), pórfidos riolíticos y dacitas; los dos primeros tipos litológicos, en general ausentes en otras ignimbritas, indican una mayor explosividad u otra profundidad en el nivel de fragmentación, con una erupción capaz de arrastrar abundantes trozos de rocas de caja.

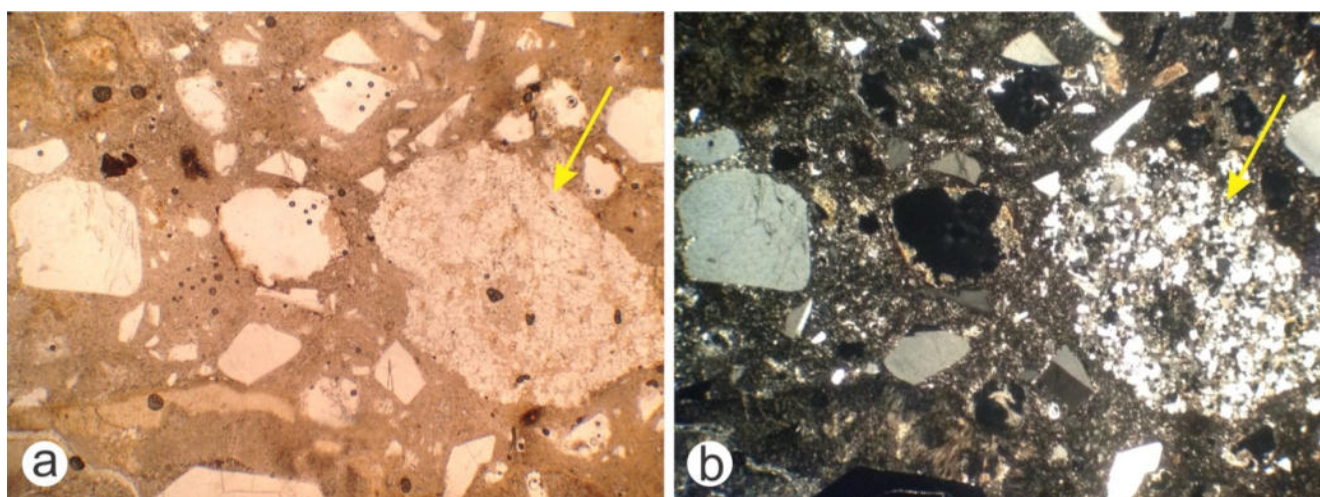


Figura 10. Fotomicrografías de un fragmento de metacuarcita (flecha) en la Ignimbrita riolítica 1; (a, sin analizador, b, con analizador, ancho de las fotos 1,85mm).

En uno de sus afloramientos, de unos 5m de espesor, reconocido en una quebrada excavada sobre esta unidad al sur de la Ea. La Alianza (Fig. 1), se observa que la roca corresponde a una facies ignimbrítica

proximal (Figs. 11a y b), rica en fragmentos líticos accesorios de hasta 80cm de diámetro, la mayoría de ellos de metamorfitas, extremadamente mal seleccionada, matriz soportada, con grosera gradación normal, inmersos en una matriz de color castaño claro, formada por abundantes cristales en una matriz vítrea algo alterada y medianamente soldada. Presenta también abundantes cavidades producto de la erosión de fragmentos pumíceos, subsféricos, de hasta 15-20cm de diámetro.

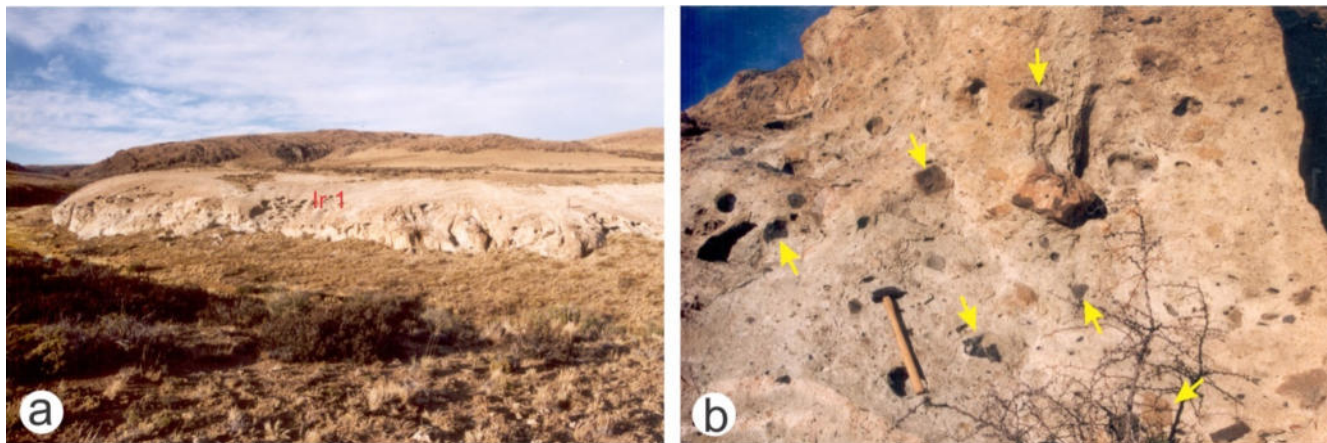


Figura 11. a. Vista panorámica de Ignimbrita riolítica 1 (Ir 1) que forma un manto de unos 5m de espesor al sur de Ea. La Alianza. **b.** Abundantes fragmentos líticos (flechas), algunos accesorios de basamento, propios de una facies ignimbrítica proximal.

La matriz está conformada por un 35% de cristaloclastos y abundantes fragmentos de cristaloclastos de cuarzo, sanidina y plagioclasa ($\sim An_{26}$, oligoclasa) de hasta 2mm de diámetro en una pasta desvitrificada con textura en mosaico, que ha perdido toda evidencia de presencia de trizas vítreas.

En afloramientos situados al norte del descrito, correspondientes a niveles más altos de la unidad, disminuye drásticamente el tamaño de grano, los fragmentos líticos accesorios de basamento solo alcanzan los 3cm de diámetro. Mantiene la proporción de cristales en torno al 35%, los más grandes, euhedrales, de cuarzo y sanidina de hasta 2,6mm de diámetro, mientras que los de plagioclasa (An_{36} , andesina), muy subordinada, están frecuentemente alterados a minerales del grupo de las arcillas. Como minerales accesorios se observan biotita y circón. La matriz vítrea está desvitrificada en un mosaico fino (textura felsítica) y menos frecuentemente formando agregados plumosos y esferulitas.

Ignimbrita riolítica 2

Esta ignimbrita apoya sobre la Lava Andesítica y sobre la Ignimbrita riolítica 1. Asimismo, es roca de caja de diques riolíticos. Su relativo fuerte soldamiento y tenacidad le permite formar algunos afloramientos que resaltan por su mayor resistencia a la erosión (Fig. 12). Es una ignimbrita de alto grado, de color gris a gris verdoso, rica en cristales, de 27 a 32% en volumen, maciza, con alteración propilítica a argílica.

Los cristales más abundantes son de plagioclasa, que se presenta generalmente en individuos tabulares euhedrales de hasta 2mm, posiblemente representen a dos composiciones ya que se observa dos poblaciones con distinto grado de alteración, mientras algunos individuos están en ocasiones totalmente remplazados por calcita, clorita, minerales arcillosos y sericita otros se presentan más frescos atravesados por venillas de sericita-arcilla. Estos últimos corresponden a An_{35} - An_{39} (Andesina).

El cuarzo se presenta en cristaloclastos subhedrales de hasta 2,2mm y formando fragmentos de cristaloclastos mayores, presenta frecuentes engolfamientos y está en general fracturado (Figs. 13a y b). Otro mineral abundante es la sanidina en granos de 2mm. En forma muy subordinada se observaron pequeñas tablillas de biotita de 0,1-0,3mm, muy alteradas, cloritizadas con segregación de pequeños gránulos de minerales opacos. La matriz de color castaño, es vitroclástica, parcialmente desvitrificada en esferulitas y en mosaico (textura felsítica).

En algunos afloramientos se reconocen fiammes blancos, discoidales de 0,5 a 2cm de diámetro. Como se indicó anteriormente una de las características de esta roca es su alteración hidrotermal que corresponde a una propilitización en los afloramientos más alejados de la zona de las vetas a alteración argílica-sericítica en los más cercanos.



Figura 12. Vista panorámica de la Ignimbrita riolítica 2 en un manto de 15-20m de espesor.

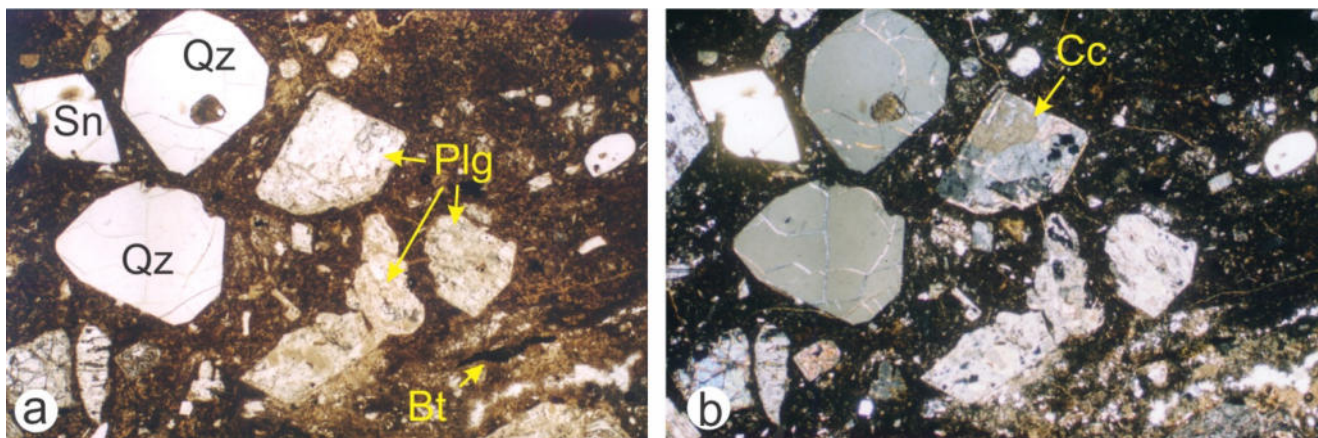


Figura 13. a. Fotomicrografía de la Ignimbrita riolítica 2 donde se ven abundantes cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa alterada dispuestos en una matriz vitroclástica muy soldada de color castaño (sin analizador). **b.** Ídem anterior, con analizador (ancho de la fotos 6,7mm; Sn = sanidina).

Tufitas y travertino

Estas rocas volcano-sedimentarias retrabajadas fueron reconocidas en la margen oeste de la Laguna de la Brecha y en algunos afloramientos aislados totalmente silicificados (jasperoides) ubicados al SO de la veta María. En general se trata de finos estratos limo-arenosos, de color gris blanquecino, lajosos, con estratificación paralela, en bancos de 2 a 10cm de espesor con intercalaciones arenosas hasta sabulíticas, en general subaflorantes. Están formados mayoritariamente por trizas vítreas parcial a totalmente desvitrificadas y fragmentos de cristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotitas.

Los niveles de arena fina están muy bien seleccionados presentan laminación paralela con superficies onduladas entre los conjuntos de láminas. Los bancos de grano grueso, sabulíticos a tamaño grava, presentan una base erosiva donde se observa que cortan a las láminas de arenas y arenas finas según superficies onduladas producto de la erosión, previa a la depositación de los niveles gruesos (Fig. 14).

Al sur de la veta María, esta unidad está fuertemente silicificada, constituyendo afloramientos relativamente elevados dada su mayor resistencia a la erosión. El reemplazo de la ceniza volcánica por sílice de baja cristalinidad hace difusas y en ocasiones oblitera totalmente las estructuras sedimentarias. Junto a otras rocas silicificadas fueron clasificados como Jasperoide (*sensu* Lovering 1972). Apoyados sobre las tufitas se reconocieron 4 pequeños afloramientos, aislados entre sí, de laminados calcáreos, aquí denominados travertinos (*sensu* White *et al.* 1964, y Ford & Pedley 1996), ya que son interpretados como el producto de la depositación química y en ocasiones biogénica de calcita a partir de *hot spring* (Echeveste 2005b).



Figura 14. Alternancia de niveles arenosos, limosos y conglomerádicos en la unidad de tufitas aflorante en proximidad de la veta La Flecha. El nivel conglomerádico superior se deposita sobre una superficie producto de la erosión de niveles arenosos (línea de puntos).

Lavas riolíticas (Lavas riolíticas, domos, diques y brechas volcánicas)

Se han identificado en el área relevada dos centros volcánicos de emisión de lavas riolíticas, uno inmediatamente al sur de la Laguna de la Brecha y otro situado 8km al norte de esta. A esto se le suma un conjunto de diques de orientación general NNO.

Centro volcánico sur. En el margen sur de la Laguna de la Brecha aflora un pequeño cuerpo lávico de superficie sub-circular que cubre una superficie de unas 2has, el contacto entre la lava y la roca de caja está cubierto por derrubio, pero se interpreta como un cuerpo subvolcánico intrusivo. La roca es una riolita de color amarillo anaranjado que en superficies meteorizadas evidencia una marcada foliación dada por flujo, tiene textura porfírica, con escasos fenocristales. Los planos de flujo, si bien presentan distintas posiciones en la zona central del cuerpo, hacia el contacto con la caja, se hacen paralelos a ésta, en general tienen inclinaciones cercanas a la vertical.

El análisis petrográfico revela una participación de 3,5 % en volumen de fenocristales de sanidina y cuarzo de tamaño muy uniforme, entre 0,6 y 0,8mm.

La pasta está formada por una masa de cuarzo y feldespatos de desvitrificación dispuesta en bandas de distinta granulometría, desde muy fina, menor a 2 micrones hasta más gruesa, de 1 a 2 milímetros que responden a las distintas capas generadas por el movimiento laminar durante el flujo (Fig. 15).

El intrusivo subvolcánico está rodeado por un extenso anillo de brecha volcánica de 3 300m de diámetro externo que cubre un área aproximada de unas 340has (Fig. 1). El espesor máximo aflorante de esta unidad es de unos 7m (Fig. 16), aunque no se reconoció su base. Si bien los afloramientos de estas facies son de calidad

variable, el marcado aspecto circular de sus afloramientos (Fig. 1), que parece ignorar los cambios topográficos, y la forma en la que algunas litologías y fallas se truncan contra estos depósitos (Fig. 1), permiten interpretar a estas brechas como de naturaleza discordante.

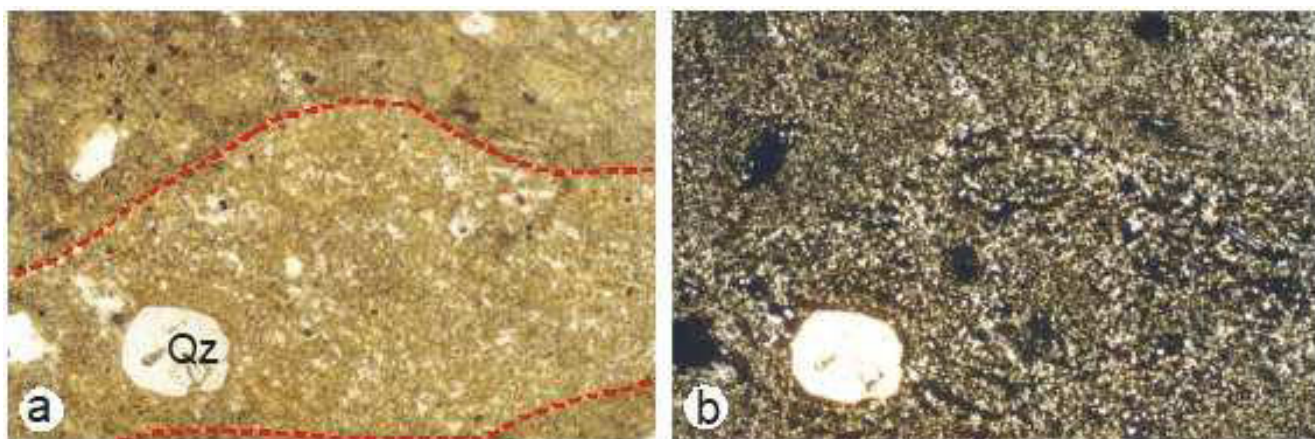


Figura 15. a. Fotomicrografía de la lava relleno del conducto, donde se ve un fenocristal euhedral de cuarzo con engolfamientos, rodeado de una matriz cuarzo-feldespática producto de recristalización. Las líneas punteadas marcan los contactos entre láminas de flujo con diferente grado de recristalización (sin analizador). b. Ídem anterior con analizador (ancho de las fotos, 6,7mm).



Figura 16. Afloramiento de brecha volcánica en el borde norte del bajo de la Laguna de la Brecha. La roca presenta una mala selección con bloques mayores, superiores a un metro de diámetro, junto a otros, mayoritarios, de ~10cm.

La roca es maciza, clasto soportada, muy mal seleccionada, en general de color amarillento y con tonos claros. Está conformada por fragmentos líticos subredondeados a angulosos de entre 0,3cm a 3m de diámetro, el gran tamaño de estos en la zona proximal (Fig. 17a), dificulta el reconocimiento de la unidad cuando los afloramientos son pequeños o presentan escaso desnivel. La mayoría de los bloques son de lavas e ignimbritas, y en menor medida de tufitas laminadas y clastos de laminados silicificados. Los de lava, que pueden alcanzar varios metros de diámetro, presentan en algunos casos fluidalidad marcada, desvitrificados en esferulitas o en mosaico. En general la roca se presenta alterada, argilizada (Fig. 17b) o silicificada, en ocasiones cortada por finas guías de cuarzo.

La matriz está conformada por una masa de cuarzo finamente cristalizado, con escasa adularia en cristales rómbicos diseminados (Fig. 18). Dentro de la matriz hay individuos aislados de sanidina de 1 a 1,5mm, algunos de ellos con crecimiento secundario a manera de corona con continuidad óptica con el resto del cristal, también se observan cristales de biotita y plagioclasa muy alterados, en el caso del último, la mayoría del cristal desaparece, creciendo en su interior desde el borde hacia el centro cristales prismáticos de cuarzo y adularia pseudorómbica y tabular. También se identificaron algunos agregados de cristales prismáticos a aciculares de turmalina.

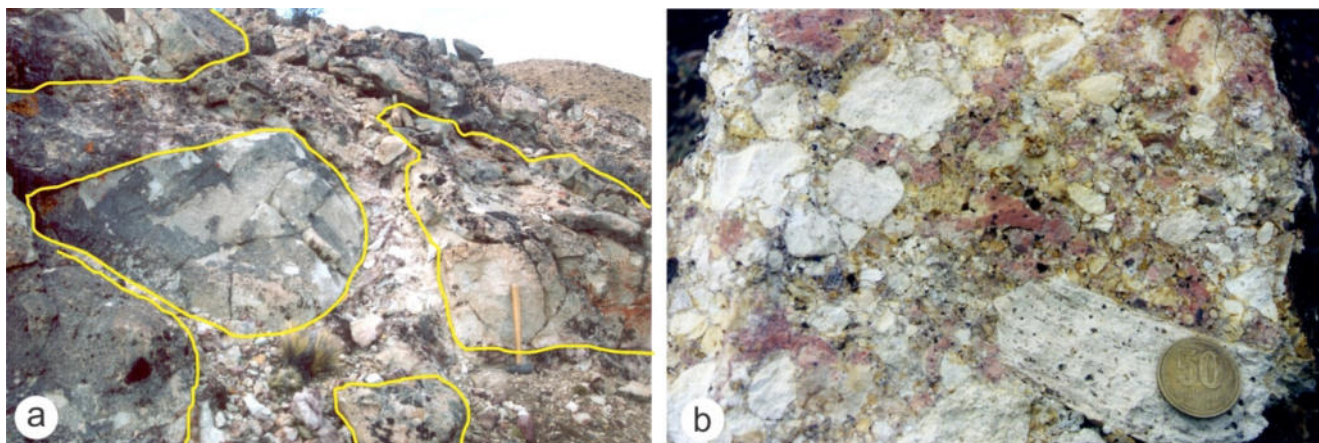


Figura 17. a. Brecha volcánica en su zona proximal. Es clastosoportada con grandes bloques subangulosos, la mayoría de lava. **b.** Brecha clasto sostén con abundantes fragmentos argilizados

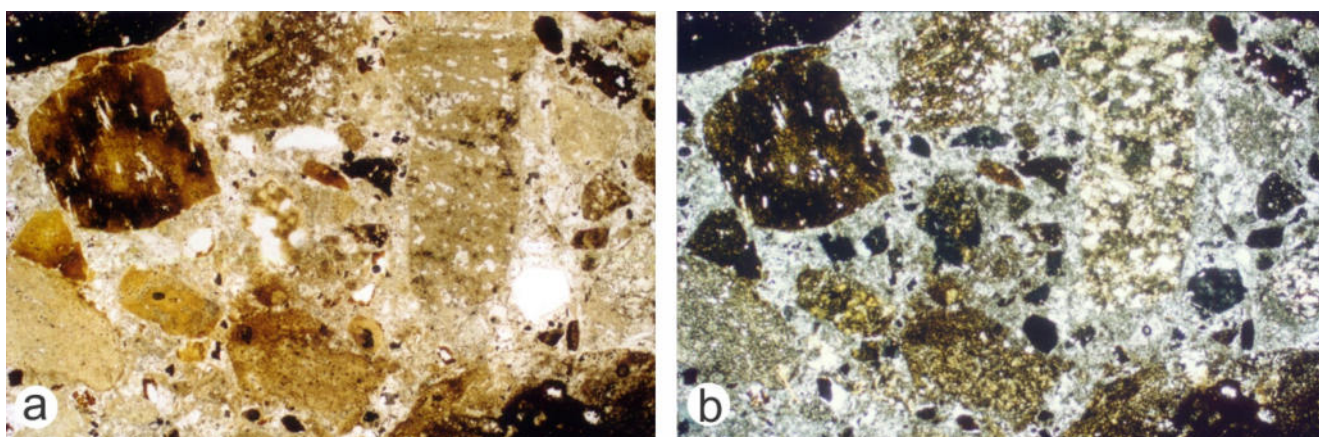


Figura 18. a. Fotomicrografía de la matriz de la brecha volcánica conformada por una masa de cuarzo finamente recrystalizado, con escasa adularia en cristales rómbicos diseminados. **b.** Ídem anterior, con analizador. Ancho de las fotos, 6,7mm.

Los diques riolíticos cortan con rumbo general N 30° O a la Ignimbrita dacítica y a la Ignimbrita riolítica 2. Los principales son dos cuerpos subparalelos que en algunos sectores alcanzan los 20m de potencia, con inclinación subvertical a 65° al SO que afloran en forma discontinua a lo largo de unos 6 700m (se extienden fuera del mapa de la Fig. 1) y en algunos sectores generan resaltos topográficos (Fig. 19a). Muestran marcada fluidalidad subvertical aproximadamente paralela a los contactos con la roca encajante (Fig. 19).

Tiene bordes de grano fino de hasta 3m de espesor producto del enfriamiento rápido y un fuerte diaclasamiento que produce disyunción columnar subhorizontal. En general presentan colores amarillentos a rojizos adquiridos por tinción producida por óxidos e hidróxidos de hierro provenientes de la oxidación y lixiviación de cristales de pirita.

La roca es una riolita de textura porfírica, con un 15% en volumen de fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y escasa biotita. Los más abundantes son de cuarzo, subhedrales de hasta 2,5mm de diámetro, en ocasiones rodeados por una fina corona de reacción más oscura que el resto de la matriz (Fig. 20). La sanidina se presenta en cristales más pequeños, de 1mm, euhedrales, totalmente translúcidos, inalterados. La plagioclasa, sin macla polisintética, se presenta en individuos tabulares euhedrales de hasta 4mm de largo, están atravesados por desmezcla de antipertita. La biotita ocurre en individuos tabulares de hasta 1mm de largo frecuentemente alterados a clorita (pennina) y sericita. La pasta es felsítica compuesta por microlitos de cuarzo, feldespatos y biotita.

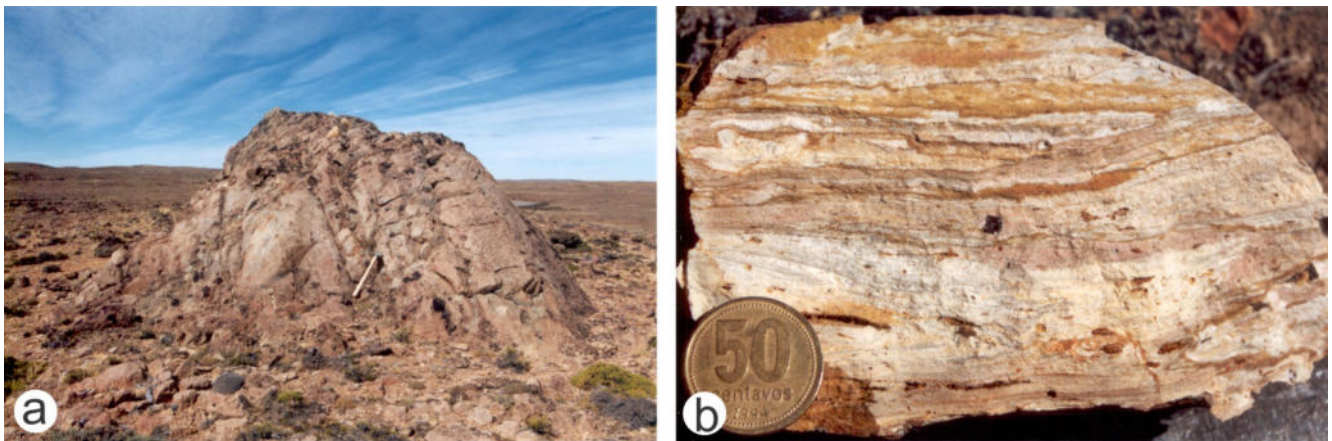


Figura 19. a. Afloramiento de uno de los diques riolíticos. **b.** Láminas de flujo subparalelas (flechas) producto del movimiento de la lava. Se manifiestan por la distinta coloración dada por tinción producida por óxidos de hierro originados por destrucción de cristales de pirita.

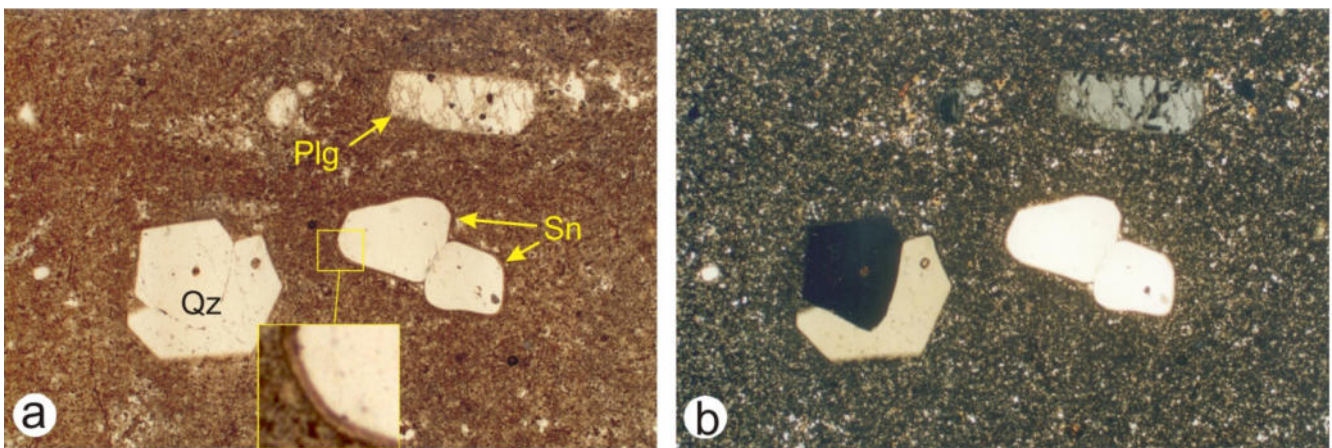


Figura 20. a. Fotomicrografía del dique riolítico, se ven cristales euhedrales de cuarzo, plagioclasa y sanidina rodeados de una matriz microcristalina de cuarzo, feldespato y biotita. Los cristales de sanidina están rodeados de una fina corona de reacción, recuadro amarillo (sin analizador). **b.** Ídem anterior, con analizador (ancho de las fotos, 6,7mm).

Centro volcánico norte. El centro volcánico situado al norte se caracteriza por la presencia de un domo integrado por distintos productos: lavas, brechas autoclásticas (*sensu* McPhie *et al.* 1993) y brechas de flujo de bloques y cenizas, que ocupan en conjunto una superficie de unas 200 hectáreas y cuya parte central sobresale topográficamente unos 50m del entorno. En general las lavas presentan fluidalidad marcada y suelen estar autobrechadas, en algunos casos engloban fragmentos líticos de una ignimbrita rica en cristales, posiblemente perteneciente a la Ignimbrita dacítica (Fig. 21a). Cerca de la zona central del domo, que coincide con los afloramientos más elevados, se pierde algo de la fluidalidad, la roca se hace brechosa, matriz sostén, con formación de esferulitas, tanto en la pasta como en los fragmentos (Fig. 21b).

El análisis microscópico permitió comprobar que la lava brechada incluye fragmentos submilimétricos. Los fenocristales se encuentran aislados o parcialmente englobados en fragmentos de vidrio desvitrificado. Estos fragmentos, en general angulosos, tienen tamaños entre 2 a 10mm de largo, están rodeados por una corona de vidrio con desvitrificación axiolítica que crece perpendicularmente a los bordes; el interior está formado por vidrio desvitrificado de manera maciza y por esferulitas, en general de 0,5 a 1mm de diámetro (Fig. 22a). Son frecuentes también los clastos con textura perlítica bien desarrollada (Fig. 22b). Son comunes los cristales engolfados enteros y también fragmentados. La matriz, que rodea a cristales y fragmentos es una masa cuarzo-feldespática de grano fino.

En el sector norte de este domo se reconoció una brecha de talud (*sensu* McPhie *et al.* 1993) de unos 8m de espesor que cubre una superficie del orden de 50has con bloques de lava angulosos a subredondeados de hasta 70cm de diámetro (Fig. 23).

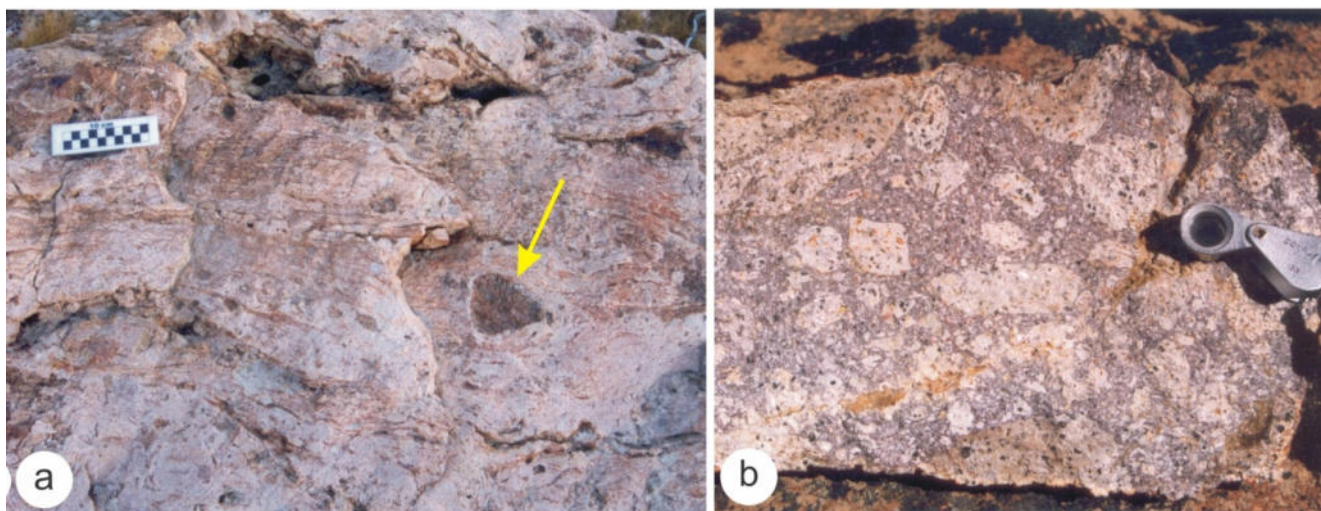


Figura 21. a. Afloramiento de lava con marcada fluidalidad, lleva fragmentos subredondeados de ignimbrita (flecha). b. Lava autobrechada con fragmentos de tamaño variado dispuestos en una matriz conformada por vidrio recrystalizado y fenocristales.

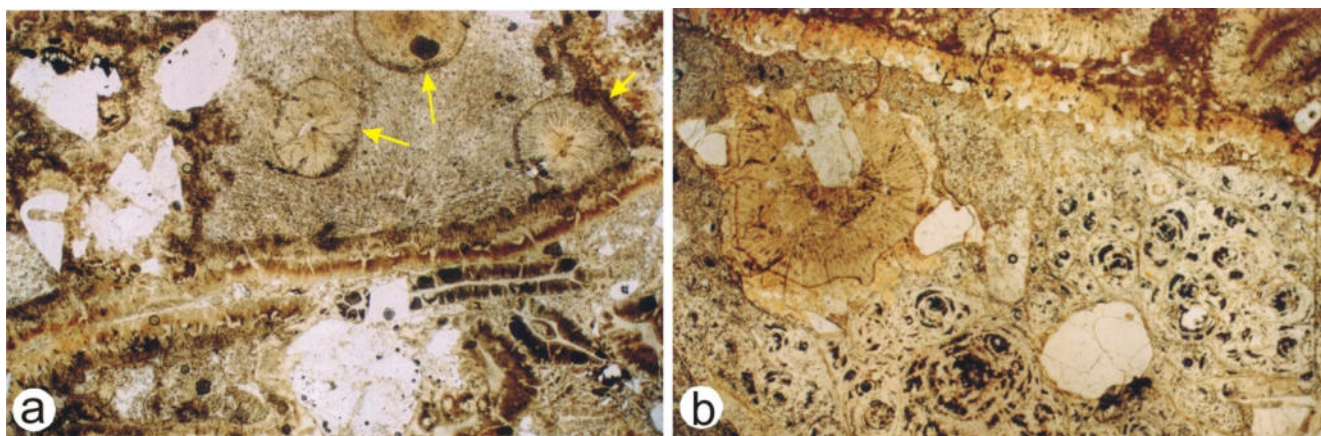


Figura 22. Fotomicrografía de la lava autobrechada. a. Fragmentos de brecha rodeados por una corona de recrystalización con microlitos paralelos, en el interior la recrystalización es masiva y en esferulitas (flechas), sin analizador. b. Clasto de lava con típica textura perlítica bien desarrollada, sin analizador. Ancho de las fotos, 6,7mm.

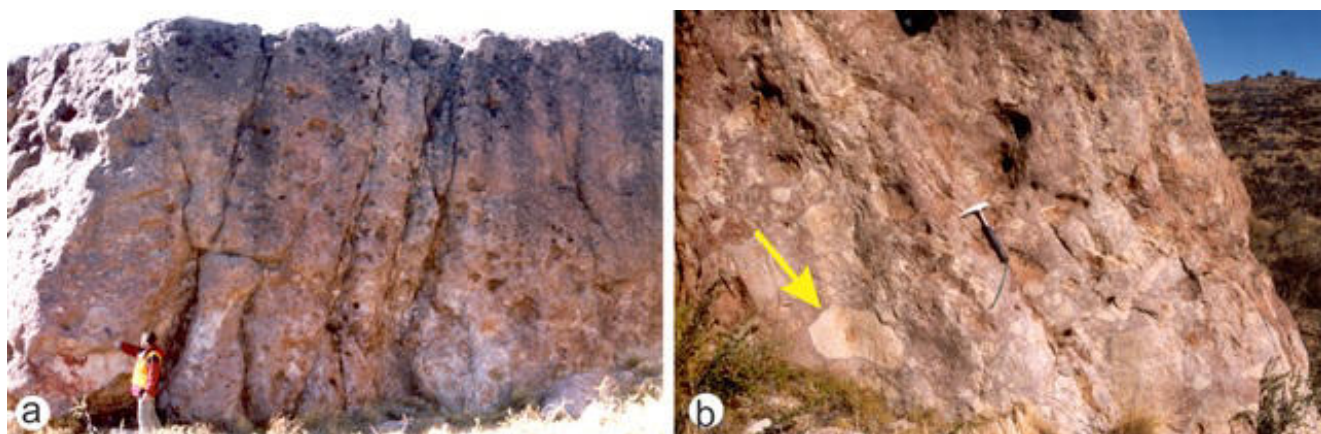


Figura 23. a. Banco de brecha volcánica de unos 8m de espesor depositado en el flanco norte del domo riolítico norte. b. La brecha está conformada por bloques subredondeados de lava de hasta 70cm de diámetro (flecha).

Toba de caída (y tufitas subordinadas)

La Toba de caída constituye una unidad de gran distribución areal, que se desarrolla hacia el sur y este del distrito. Apoya sobre las Lavas andesíticas y sobre la unidad anterior. La roca es de color blanco amarillento a amarillo verdoso dispuesta en bancos masivos que en ocasiones superan los ~ 5m de espesor (Fig. 24). Tiene un

alto grado de selección y está formada por abundantes trizas vítreas de 50 a 150 micrones, cristales de cuarzo y sanidina, de entre 0,5 y 1mm, biotita moscovitizada, en general orientadas.

En algunos sectores son frecuentes los *lapilli* acrecionales de alrededor de 1cm de diámetro (equivalentes a los pellets acrecionales de tipo AP2 de acuerdo a Brown *et al.* 2012), aunque pueden alcanzar los 3-4cm de diámetro (Fig. 25a), se ponen en evidencia por poseer una capa de más o menos 1mm de espesor de grano más fino con mayor proporción de opacos. El centro de los *lapilli* no se diferencia del resto de la matriz. Esta es vitroclástica, en ocasiones se advierten claramente las trizas, algunas con morfologías cuspidadas (Fig. 25b) propias de paredes de vesículas coalescentes.

En la parte central del cuerpo de brechas se reconocen dos afloramientos compuestos por depósitos sedimentarios de granulometrías finas (arena y pelita) con inclinación de las capas hacia el interior del anillo de brecha. Estas tufitas son interpretadas aquí como producto del retrabajo de las tobas de caída, asociadas a la etapa post eruptiva del centro volcánico sur.



Figura 24. Foto panorámica de la unidad Toba de caída que se apoya sobre la Lava andesítica y está cubierta por la Ignimbrita riolítica 4.

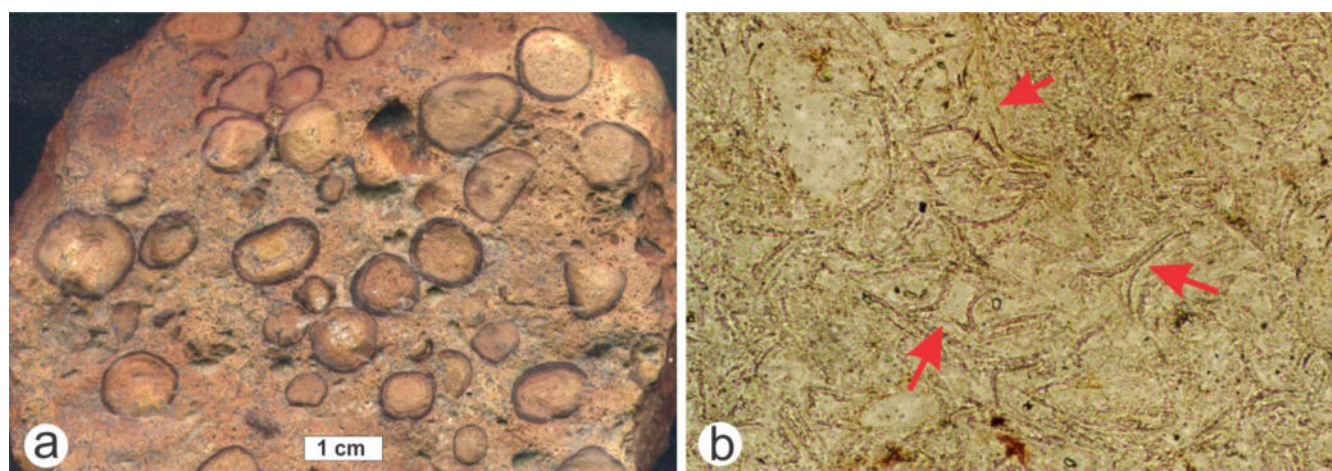


Figura 25. Toba de caída. **a.** Abundantes lapilli acrecionales donde se distinguen las capas externas de grano más fino y tono oscuro; **b.** Fotomicrografía, trizas vítreas sin deformación con típicas formas de X e Y (flechas, ancho de la foto, 0,6mm).

Ignimbrita riolítica 3

Aflora en la zona sur del distrito, apoya sobre la Lava andesita y sobre la Toba de caída. Tiene un espesor entre 15 y 20m (Fig. 26) y está formada por dos unidades de flujo con disyunción columnar gruesa. En general se habría depositado sobre una superficie subhorizontal o con suave inclinación hacia el sur.

Es una ignimbrita maciza, soldada, con cristales de cuarzo y sanidina de hasta 2,5 - 3mm, plagioclasa y biotita; la participación de cristales representa entre un 25 a 38% en volumen de la roca. La plagioclasa, oligoclasa, se presenta en cristales de hasta 1,5mm de largo en general alterados en parches a minerales arcillosos. La biotita es escasa, se presenta en paquetes muy delgados, frecuentemente alterada a moscovita y opacos (óxidos de Fe), y en ocasiones presentándose piritizada con cristales pequeños, de 40 a 50 micrones de lado. Como mineral accesorio aparece circón. La matriz vitroclástica, algo fluidal, está en parte desvitrificada. Presenta abundantes fiammes de 1 a 3cm de diámetro y escasos litoclastos accesorios, algunos de ellos correspondientes a la Ignimbrita dacítica (Fig. 27).

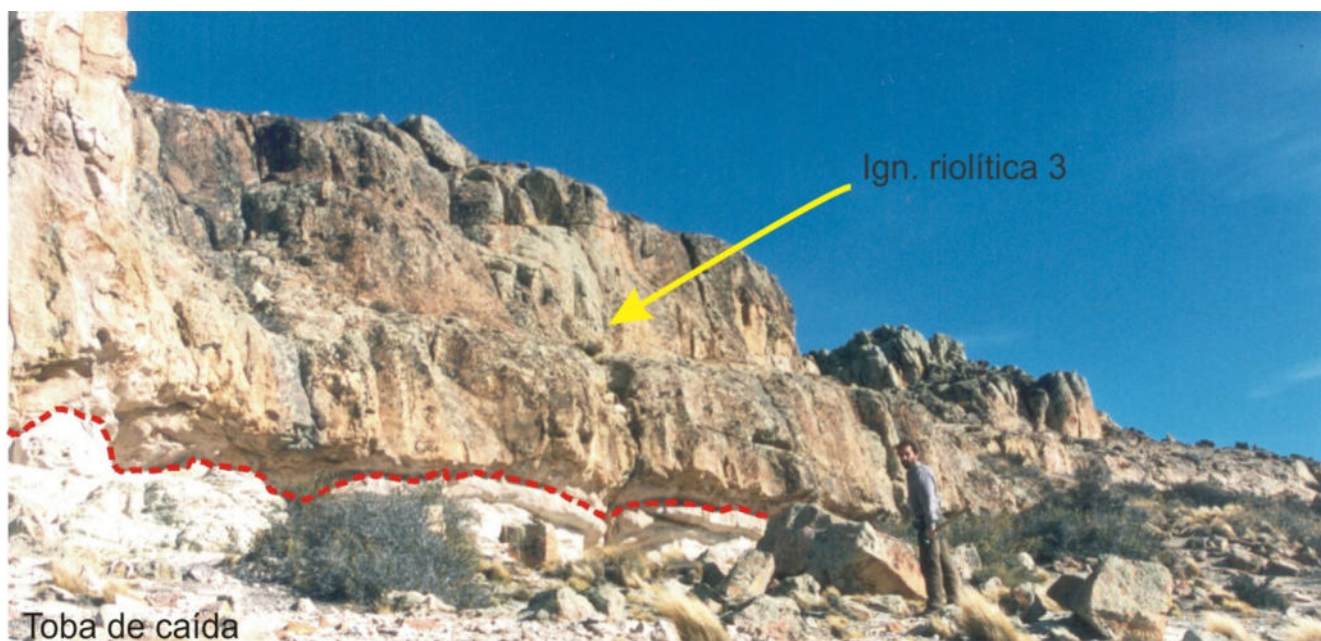


Figura 26. Afloramiento de la Ignimbrita riolítica 3, apoyada sobre la Toba de caída. La Línea punteada marca el límite entre ambas unidades.

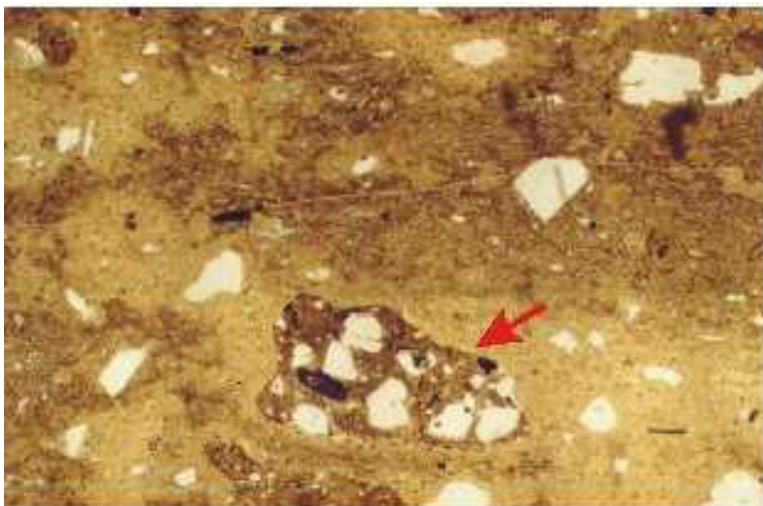


Figura 27. Sección delgada de la Ign. riolítica 3 con un fragmento lítico de la Ign. Dacítica. Sin analizador, ancho de la foto, 6,7mm.

Ignimbrita riolítica 4

Esta unidad ocupa una posición estratigráfica equivalente a la anterior, está ubicada al este de la misma y conforma varios afloramientos desconectados entre sí por efectos de la erosión. Es una ignimbrita de alto grado de soldamiento, que forma afloramientos de hasta 20m de altura (Fig. 28). La sección inferior está formada por un vitrófiro de unos 2 a 3m de espesor de color gris claro con fluidalidad marcada, pasando hacia arriba a una roca de color rosa a rojizo con abundantes cavidades lenticulares de hasta 10 a 15cm de diámetro por 4 a 5cm de espesor, producto de la erosión de los fiammes. La posición de estos fiammes, que frecuentemente se

encuentran imbricados (con acimuts entre 155° y 190° e inclinaciones de 10 a 35° al O), permite inferir que la fuente de esta ignimbrita se encontraría hacia el O.

La Ignimbrita riolítica 4 tiene entre 20 y 30 % de cristaloclastos de sanidina, cuarzo, plagioclasa y escasa biotita. La sanidina y el cuarzo se presentan en individuos subhedrales de hasta 2mm. La plagioclasa aparece como cristales tabulares subhedrales, en general está alterada, totalmente o en parches, a minerales arcillosos y en ocasiones ha sido lixiviada y luego rellenados los huecos con cuarzo y adularia rómbica. La matriz es de color castaño, pseudofluidal, en el nivel vitrofírico basal está formada por la aglutinación y coalescencia de gotas vítreas en parte con desvitrificación esferulítica o plumosa (Fig. 29).



Figura 28. Vista panorámica de uno de los afloramientos de la Ignimbrita riolítica 4. Forma un depósito de flujo de más de 20m de espesor con grandes cavidades producto de la erosión.

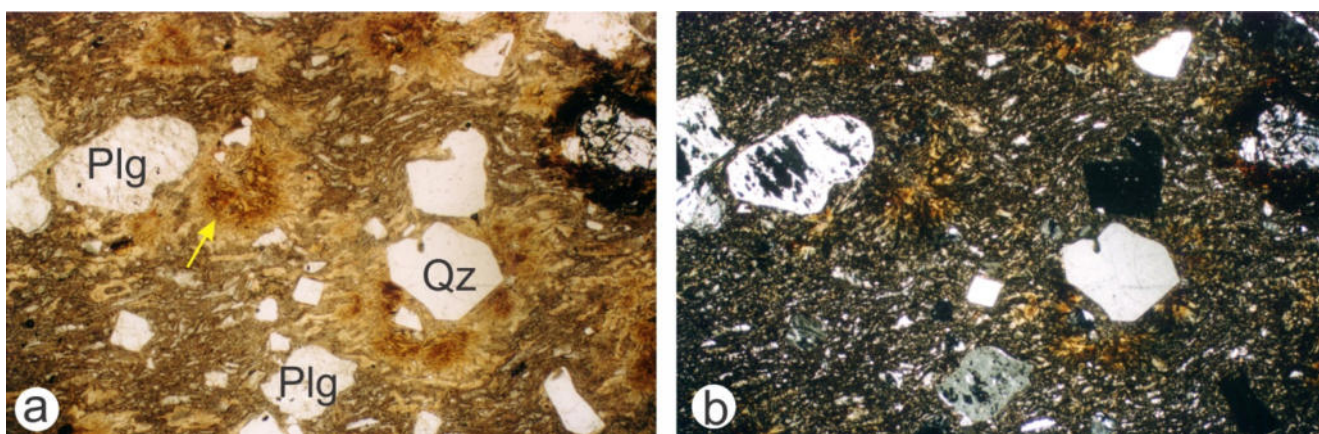


Figura 29. a. Sección delgada de la Ignimbrita riolítica 4 de su zona basal vitrofírica. Se ven glomérulos formados por la aglutinación de trizas vítreas (flecha). Sin analizador. b. Ídem anterior. Los cristoclastos de plagioclasa están parcialmente lixiviados. Con analizador. Ancho de las fotos 6,7mm.

Ignimbrita riolítica 5

La Ignimbrita riolítica 5 aflora al norte de la Ignimbrita riolítica 2 y se apoya sobre esta. Suele formar frentes de hasta 20m de altura. Es una ignimbrita rica en cristales, de 30 a 40% en volumen, de color gris claro, con textura maciza. Los cristaloclastos de sanidina y cuarzo son euhedrales y alcanzan los 2,5mm de diámetro, aunque son muy abundantes los fragmentos de cristaloclastos mayores. La plagioclasa y la biotita son muy

escasas, esta última se presenta como cristales pequeños. La matriz es un mosaico desvitrificado que ha obliterado la fábrica depositacional original. Presenta líticos cognados de 1 a 2cm de lado, angulosos a subredondeados.

Unidades Post-Jurásicas

Con posterioridad al evento volcánico jurásico, la región fue sometida a una incipiente peneplanización de la que actualmente quedan algunos relictos en la zona mapeada, en cotas de 300 a 375 m.s.n.m., con una muy suave pendiente hacia el sudeste (Bétard *et al.* 2014). Esta superficie producto de erosión, está cubierta por un delgado depósito conglomerádico, menor a 1m de espesor, con pobre selección, conformado por bloques redondeados de hasta 0,5m de diámetro de rocas silicificadas, macizas y laminadas provenientes de la erosión de las vetas y silicificaciones próximas, aunque también se han identificado algunos clastos de cuarcitas de origen incierto ya que no existen afloramientos de estas rocas en la región. Apoyada sobre la unidad anterior y rellenando pequeñas depresiones en el relieve volcánico, se distribuyen en forma discontinua pequeños afloramientos de conglomerados calcáreos, areniscas calcáreas y coquinas de colores amarillentos de la Formación Monte León (Bertels 1970). Por encima y cubriendo gran parte de la zona, al sur de los afloramientos de volcanitas jurásicas se disponen las gravas arenosas de la Formación La Avenida, del Plioceno inferior alto y origen fluvial asociada a un antiguo cauce del río Chico (Panza *et al.* 1998). Los depósitos sedimentarios recientes están muy restringidos y limitados al relleno de valles de los efímeros cursos de agua que descargan en los abundantes bajos endorreicos y a los depósitos limosos que rellenan las abundantes lagunas y lagunas temporarias de la región.

Geoquímica

El examen petrográfico de las rocas de Manantial Espejo permitió comprobar que la mayoría de las muestras presentan algún grado de alteración, deutérica (en el caso de las andesitas), meteórica o hidrotermal (en el resto de las unidades); en este último caso, incluso en afloramientos alejados de la zona de las vetas (Echeveste 2005a, Echeveste *et al.* 2010, Echeveste *et al.* 2016b). Por este motivo se usó para clasificarlas el diagrama Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Winchester & Floyd 1977 modificado por Pearce 1996) que emplea elementos que se mantienen inmóviles durante los procesos de alteración y metamorfismo que se producen con posterioridad a la consolidación de la roca (Fig. 30). Los datos químicos de las rocas ácida provienen de Echeveste *et al.* (2016b) mientras la química de las lavas andesíticas se muestra en la Tabla 1.

Al igual que en otras regiones del Macizo del Deseado el conjunto de rocas analizadas se distribuye en el diagrama clasificatorio en los campos de las andesitas y riolitas/dacitas para aquellas provenientes de lavas andesíticas asimilables a la Fm. Bajo Pobre y en el de las dacitas y riolitas para las lavas, tobas de caída e ignimbritas de la Formación Chon Aike.

Los contenidos en SiO_2 varían entre 57 y 83 % en peso, es decir llegan a niveles de muy alta sílice, posiblemente producto de silicificación. En el diagrama binario álcalis vs sílice (Irving & Baragar 1971) se observa que el conjunto de muestras pertenece a una *suite* sub-alkalina (Fig. 31a), mientras que en el diagrama AFM se ubican en el campo de las rocas calcoalcalinas (Fig. 31b).

Con respecto a la relación K_2O vs SiO_2 (Le Maitre *et al.* 1989, Fig. 32a), las rocas volcánicas de Manantial Espejo son de medio a alto potasio para las andesitas y de alto potasio para dacitas y riolitas. En las lavas riolíticas el K_2O se incrementa hasta un 9 % sin mostrar evidencias de haber sufrido alteración hidrotermal, este hecho constituye una de las características geoquímicas más marcadas del volcanismo de la región, y explica el metasomatismo potásico que se manifiesta en la alteración hidrotermal del distrito (Echeveste *et al.* 2016b). También se observa incremento de sílice en algunas muestras con contenido de hasta 84%, como es el caso de muestras de la Ignimbrita dacítica.

El grado de saturación de Al_2O_3 (Índice de Shand, diagrama de Maniar & Piccoli 1989) indica un carácter peraluminoso, coincidente con la presencia de corindón normativo (Fig. 32b). Los elementos traza compatibles Cr y Ni presentan contenidos muy bajos, (promedios de 71 ppm y 10 ppm respectivamente) indicativo de rocas evolucionadas. En el diagrama expandido normalizado a MORB (Pearce *et al.* 1981) se observa un enriquecimiento en elementos incompatibles, K, Rb y Ba, respecto al MORB, más marcado hacia los términos más ácidos (Fig. 33).

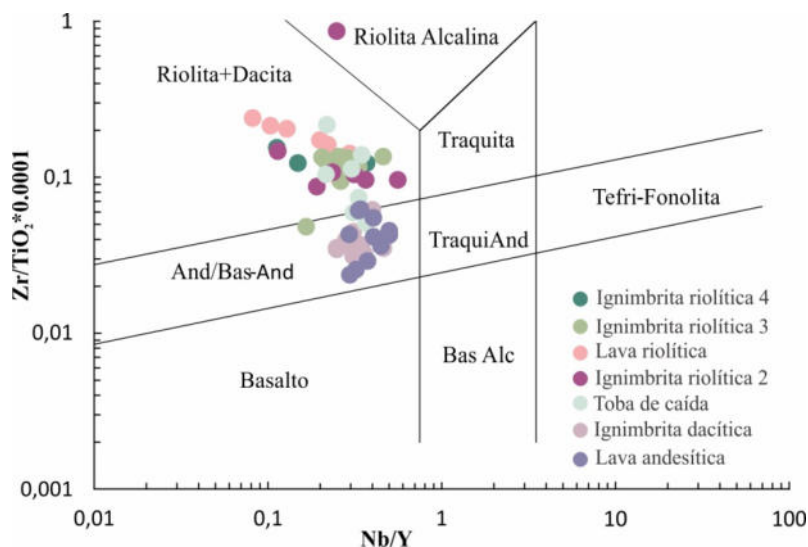


Figura 30. Distribución de las rocas de Manantial Espejo en el diagrama de clasificación de Wincheter & Floyd 1977, modificado por Pearce 1996.

Tabla 1. Datos químicos de la unidad Lava andesítica.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd
795	60,05	0,67	17,43	6,41	0,14	4,79	5,23	2,79	2,31	0,18	38	16	96	603	361	11	277	27	29	64	26
796	60,23	0,65	17,38	6,55	0,11	4,60	5,74	2,55	2,01	0,18	70	17	87	553	370	16	294	32	33	63	33
797	59,99	0,66	18,25	6,02	0,12	3,76	6,09	3,01	1,94	0,16	38	5	80	562	379	13	281	26	29	58	27
798	59,96	0,66	18,58	5,52	0,11	3,52	6,08	3,16	2,21	0,17	39	8	92	815	428	14	282	28	30	59	25
1766	57,10	0,67	20,81	6,13	0,11	4,37	4,66	2,70	3,22	0,14	83	12	148	729	127	10	288	34	27	52	30
1340	61,77	0,54	17,64	6,39	0,08	2,67	5,07	2,60	2,97	0,16	80	17	131	151	313	13	336	38	17	37	14
1338	58,99	1,00	17,22	7,50	0,16	3,05	6,86	1,95	3,02	0,16	77	11	115	969	362	11	236	37	26	49	19
1343	62,41	0,84	17,88	6,03	0,12	1,19	7,56	3,01	0,72	0,16	67	7	16	1100	681	12	243	32	34	63	25
1910	61,35	0,44	18,94	4,99	0,13	1,57	4,87	3,11	4,46	0,14	26	12	225	804	240	11	268	33	27	60	27
1915	63,48	0,52	17,42	5,10	0,08	1,46	6,13	3,16	2,50	0,15	23	15	112	797	334	13	285	32	47	93	42
1995	60,17	0,75	18,63	6,53	0,08	3,74	3,09	3,87	2,96	0,18	56	13	109	906	109	13	271	29	31	59	28
1920											402	154	60	742	583	9	181	28	33	68	32

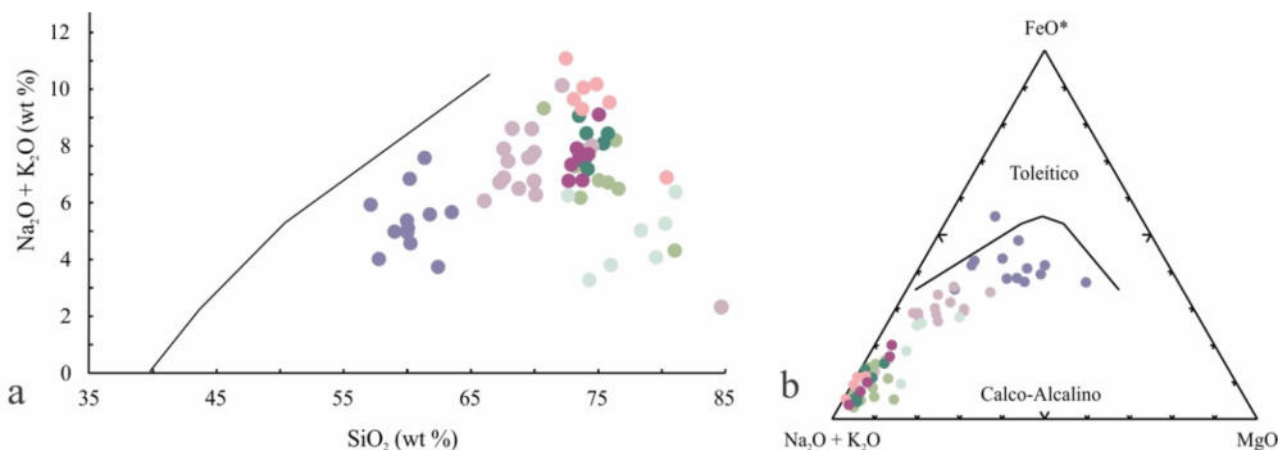


Figura 31. a. Ubicación de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de Manantial Espejo en el campo de las rocas subalcalinas en el diagrama de clasificación SiO₂ vs álcalis (Irving & Baragar 1971) y calco-alcalino en el diagrama AFM. **b.** Las referencias, igual que en figura 30.

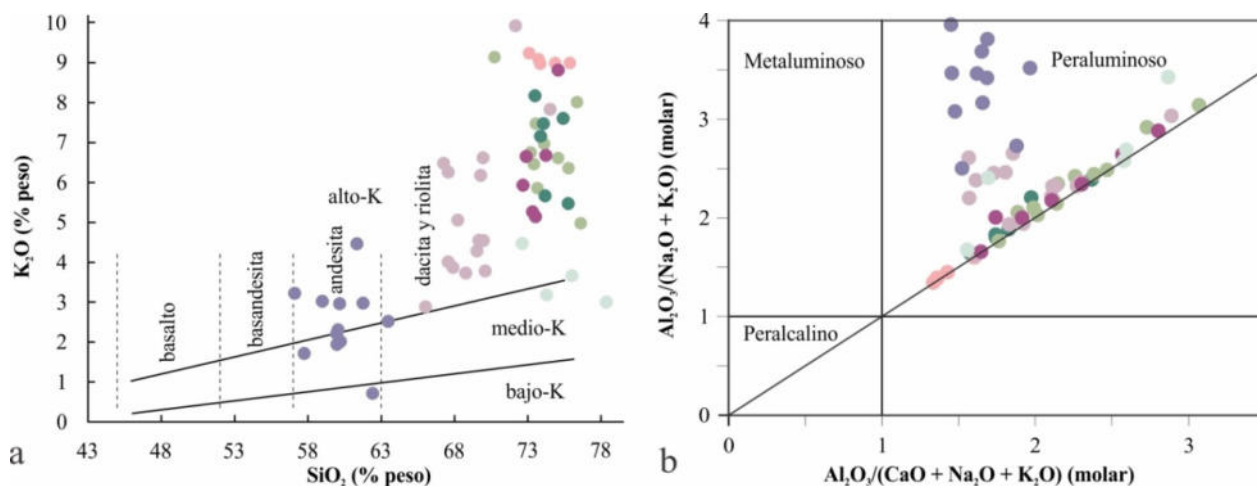


Figura 32. a. Relación K_2O-SiO_2 . El diagrama muestra las subdivisiones de Le Maitre *et al.* (1989). Las volcanitas de Manantial Espejo se ubican mayoritariamente en los campos de medio a alto potasio. **b.** El diagrama de saturación de Al_2O_3 (Índice de Shand, diagrama de Maniar & Piccoli, 1989) indica un carácter peraluminoso. Las referencias, igual que en figura 30.

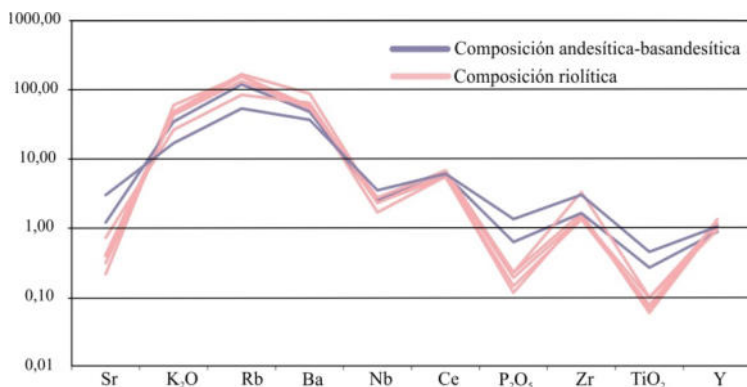


Figura 33. Diagrama expandido normalizado a MORB (Pearce *et al.* 1981).

En el caso del Rb este enriquecimiento está controlado por la participación de sanidina y evidenciado por la alta correlación con el K_2O . El contenido de Sr varía entre 681 y 7ppm desde los términos más básicos a los más ácidos, fuertemente controlado por el fraccionamiento de plagioclasa. El Nb y el Ti presentan anomalías negativas, en este último, inversamente proporcional al contenido de SiO_2 , mientras que la anomalía negativa en Nb podría indicar un proceso de asimilación de corteza continental en los procesos magmáticos (Rollinson 1993), o bien la fusión parcial de componentes relicticos de subducciones previas (Baier *et al.* 2008). En el diagrama de discriminación tectónica de granitos de Pearce *et al.* (1984) (Diagrama Y vs. Nb, Fig. 34) las rocas ácidas de Manantial Espejo se agrupan en el campo de los granitos de arco volcánico+sin-colisionales, mostrando afinidades de arco.

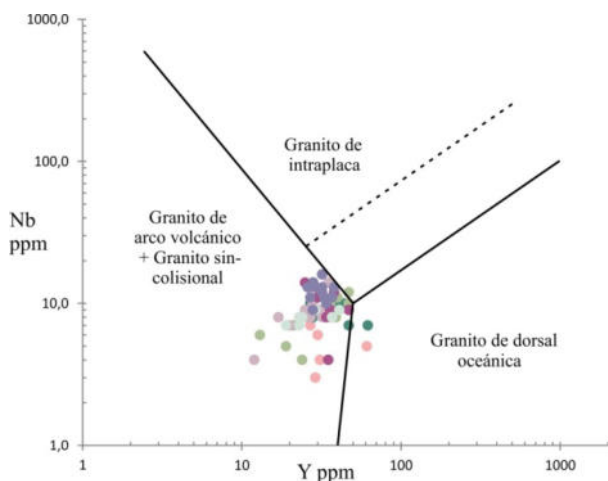


Figura 34. Diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984). Las rocas volcánicas jurásicas de Manantial Espejo se ubican mayoritariamente en el campo de los granitos de arco volcánico+sin-colisionales. Las referencias, igual que en figura 30.

Naturaleza y evolución del vulcanismo en la zona de estudio

La observación, descripción e interpretación de las unidades mencionadas precedentemente, permiten plantear una historia evolutiva para el vulcanismo jurásico de la región estudiada. La presencia del pequeño afloramiento granítico reconocido en el área de trabajo y la identificación de litoclastos de esquistos en una de las unidades ignimbríticas mapeadas, permiten plantear que el basamento pre-Jurásico de la comarca estaba conformado por estos tipos litológicos, es decir, la secuencia volcano-sedimentaria y volcanoclástica jurásica se apoyaría directamente sobre metamorfitas de bajo grado posiblemente intruídas por granitos, potencialmente del Triásico Superior (Pankhurst *et al.* 1993; Rapela & Pankhurst 1996; Navarrete *et al.* 2019; entre otros), homologables a las Formaciones La Modesta (Di Persia 1962) y La Leona (Arrondo 1972) respectivamente. Por otra parte, la proximidad de rocas del basamento indicaría la proximidad del límite sudoeste de la "cuenca" jurásica. La ausencia de otras unidades sedimentarias pre-jurásicas como así también la morfología extendida de las unidades ignimbríticas, escasamente encausadas, permite inferir que el vulcanismo intermedio a ácido se desarrolló sobre un relieve maduro constituido por una peneplanicie desarrollada sobre este basamento ígneo-metamórfico. Los depósitos ignimbríticos dispuestos sobre pendientes de bajo ángulo de inclinación asociados a centros volcánicos riolíticos son frecuentes en otras zonas del oeste del Macizo del Deseado (Echeveste *et al.* 1999) y característicos de los grandes centros volcánicos riolíticos de otras regiones del mundo que forman calderas (Geyer & Martí 2014; de Silva & Lindsay 2015) y verdaderos "escudos" análogos a los de los centros volcánicos basálticos ("*ignimbrite shields*" según Wood 1977; de Silva *et al.* 2006; de Silva & Lindsay 2015).

La instalación de un régimen estructural distensivo a mediados del Jurásico, relacionado al desmembramiento de Gondwana (Navarrete *et al.* 2019), permitió el inicio de un extendido vulcanismo andesítico-riolítico que cubrió la zona de estudio y la mayoría del Macizo del Deseado. La presencia de niveles de retrabajo (tufitas) como intercalaciones dentro de la secuencia volcánica estudiada es indicativa de la naturaleza episódica del vulcanismo de la región, y permiten subdividir el vulcanismo de la zona en tres ciclos eruptivos conspicuos.

Ciclo Volcánico Inferior

El ciclo volcánico más antiguo en la zona de estudio comienza con el ascenso y efusión de las lavas andesíticas (Formación Bajo Pobre). La falta de facies de conos (*spatter* y/o tefra de caída proximal) no han permitido reconocer el o los centros de emisión de las andesitas, lo que podría indicar que el mismo no se ha preservado; o bien, alternativamente, que el conjunto representa un campo de lavas emitido a partir de un sistema de fisural sin el desarrollo de un cono propiamente dicho.

La presencia de un paquete de areniscas tuffíticas (Facies clásticas de la Lava andesítica), indicaría la meteorización y erosión de las andesitas (abundante plagioclasa) y también de rocas volcánicas o volcanoclásticas de composición riolítica en áreas vecinas (cuarzo y sanidina de marcada afinidad ácida presumiblemente provenientes de la Formación Chon Aike). En esta misma línea, los niveles de aglomerados volcánicos observados (Facies de aglomerados de la Lava andesítica), representarían depósitos de remoción en masa formados durante las etapas de erosión y degradación del campo de lavas.

Estas unidades sedimentarias serían homologables a la "intercalación piro – sedimentaria" de Panza *et al.* (1994) o al Miembro Cañadón Largo de Pezzi (1970), y en su conjunto estarían marcando la primera pausa en el vulcanismo, que permitió la instalación de ambientes fluviales. El escaso desarrollo de estos depósitos en la zona de estudio podría sugerir que la pausa fue relativamente corta (miles a decenas de miles de años), o bien un bajo nivel de preservación de los mismos.

Ciclo Volcánico Medio

Luego de esta pausa, la continuidad del fenómeno distensivo permitió el ascenso de nuevos pulsos magmáticos; esta vez más diferenciados, dacíticos primero y riolíticos después, que se manifiestan en superficie como la Ignimbrita dacítica, la Ignimbrita riolítica 1 y la Ignimbrita riolítica 2. Las características petrográficas y de campo de estas ignimbritas permiten subdividirlas en dos grupos: ignimbritas cristaloclásticas de alto grado (Ignimbrita dacítica e Ignimbrita riolítica 2), e ignimbritas litoclasticas de bajo grado (Ignimbrita riolítica 1).

La primera unidad depositada perteneciente al volcanismo ácido es la Ignimbrita dacítica (~ 165 Ma, Moreira *et al.* 2009) que, sobre la base de la dispersión de sus afloramientos, puede haber cubierto originalmente una superficie de unos 240km². Por otra parte, la Ignimbrita riolítica 2 constituye la unidad más joven dentro de este ciclo y cubre un área aproximada de 55km². El elevado grado de soldamiento y las texturas reomórficas reconocidas en ambas unidades, indican una muy elevada temperatura de depositación que, sumado a la baja proporción de litoclastos y muy alta participación de cristaloclastos, sugieren el colapso de columnas eruptivas de baja altura, de relativa baja energía y consecuentemente con una elevada densidad y un bajo contenido de gases (Carrasco-Nunez & Rose 1995; Branney & Kokelaar 2002; Dufek & Bergantz 2007; Lesti *et al.* 2011), y que en la bibliografía son denominadas como fontanas piroclásticas tipo “*boiling-over*” (*Boiling over pyroclastic fountaining*, Branney & Kokelaar 2002; Rader *et al.* 2015). Para las ignimbritas estudiadas, este tipo de mecanismo eruptivo es apoyado además por la ausencia de depósitos de caída en asociación con los depósitos de flujo (Rader *et al.* 2015).

Intercalada entre las dos unidades mencionadas anteriormente se reconoce la Ignimbrita riolítica 1, caracterizada por la presencia de grandes fragmentos líticos, lo que sugiere un significativo aumento en el régimen de explosividad del magmatismo de la zona. Esta unidad es correlacionable con la Unidad Ignimbritas Líticas (Ruiz, 2012), parte del conjunto de ignimbritas de extra-caldera (formadas durante el colapso y erupción de la Caldera Cerro Primero de Abril (Ruiz *et al.* 2011; Ruiz 2012), cuyo borde se encontraría ubicado inmediatamente al NW de la zona de estudio. En la zona de estudio, esta vinculación es apoyada por la distribución de los litoclastos dentro de la Ignimbrita riolítica 1, que incrementan su tamaño hacia el NW. La presencia de litoclastos accesorios de esquisto, sugiere además la proximidad del basamento en profundidad. La erupción responsable de esta unidad representa un evento puntual de gran envergadura para todo el sector suroccidental del Macizo del Deseado, ya que sus productos cubren un área superior a los 350 km², alcanzando por sectores varios centenares de metros de espesor (Ruiz *et al.* 2011; Ruiz 2012).

Luego de la depositación de las unidades anteriormente descritas se desarrolla una nueva etapa de relativa calma volcánica, en la cual se erosionan parte de las unidades previas, dando lugar a la formación de la unidad de Tufitas y travertino subordinado. El mayor desarrollo areal de estas unidades volcanosedimentarias sugiere una pausa de mayor duración que la ocurrida al final del Ciclo Volcánico Inferior luego de la formación de la Lava Andesítica. Dado que los períodos de reposo entre erupciones de ignimbritas en campos volcánicos riolíticos son muy prolongados (Cas & Wright 1988), podría rondar el orden de los 10⁵ a 10⁶ años, tiempo suficiente en el caso de estudio para que las unidades depositadas pudieran erosionarse y redepositarse como tufitas o tobas re-trabajadas (tobas de segundo ciclo) en un régimen fluvio-lacustre, rellenando bajos en los que se habrían desarrollado cuerpos lagunares. Los niveles tufíticos observados corresponderían a los descriptos como Litofacies I y K de Hechem & Homocv (1988), cuya silicificación ha permitido su preservación en otras zonas del distrito como la que aflora un poco al sur de la veta María, y podrían ser correlacionados también con los niveles de tobas y tufitas de post-caldera descriptos por Ruiz *et al.* (2011) y Ruiz (2012) para el distrito Primero de Abril.

Ciclo volcánico superior

Asociada a las partes altas de los depósitos tufíticos se reconocen las primeras evidencias de actividad hidrotermal de la zona, del tipo *hot spring*, bajo la forma de depósitos químicos superficiales constituidos por

laminados finos, rítmicos, de carbonato y sílice amorfa (Echeveste 2005b). La precipitación química y en ocasiones biogénica (con estructuras estromatolíticas) de carbonato de calcio, depositados sobre, o conjuntamente con las pelitas lacustres, responden al aporte de aguas subterráneas bicarbonadas desde fuentes termales. La ausencia de macrofábricas porosas comunes en travertinos (por incorporación a la masa de carbonato de musgos y gramíneas), tanto en los laminados calcáreos como en los jasperoides producto de su reemplazo por sílice, estarían indicando condiciones de precipitación bastante extremas (según observaciones de Guo & Riding 1998 en travertinos actuales), en ubicaciones proximales con respecto a los *vents* hidrotermales, donde las temperaturas altas inhiben el crecimiento de macrofitas resultando en depósitos laminados y densos. El ascenso de soluciones hidrotermales produce también el relleno de fracturas por carbonato de calcio, algunas de ellas reemplazadas posteriormente por sílice formando jasperoides verticales (Echeveste 2005a). El sistema estructural que canalizó la circulación de fluidos durante esta etapa inicial de la actividad hidrotermal, fue preferentemente de rumbo NNE y NNO a NO (Echeveste 2010).

El aporte de calor y la fuente de CO₂ del sistema geotermal habrían estado vinculados a la desgasificación de un nuevo pulso de magma riolítico que marca el inicio del Ciclo Volcánico Superior, y que habría ascendido a través del mismo sistema extensional de rumbo NNO, evidenciado por los diques riolíticos pertenecientes a la unidad de Lavas Riolíticas (Fig. 1).

El ascenso de las Lavas Riolíticas dio lugar a la formación de dos centros volcánicos, el Centro Volcánico Norte, compuesto por un complejo extrusivo de domos riolíticos con depósitos de colapso tipo *block and ash*; y el Centro Volcánico Sur con el desarrollo de una compleja asociación de facies que sugieren una posible vinculación con un episodio eruptivo de tipo hidromagmático. Por su alta complejidad, la siguiente discusión se centra en la evolución de este último.

En el caso del Centro Volcánico Sur, el conducto por donde este magma habría ascendido hasta la superficie corresponde a la zona de la Laguna de la Brecha, alineado con los diques (Echeveste 2010). La asociación espacial entre el conducto, que representaría la raíz del centro efusivo, y el anillo de brechas que lo rodea sugiere también una relación genética entre ambos. El magma ascendente habría producido el sobrecalentamiento de las aguas subterráneas, o bien de un cuerpo somero de agua, produciendo una erupción de tipo hidrovulcánica (Cas & Wright 1988) que dio lugar a la formación de un aparato volcánico de tipo maar-diatrema (Martin *et al.* 2007; White & Ross 2011; Kurszlaukis & Fulop 2013; Ross *et al.* 2017). Este tipo de aparatos volcánicos son el resultado de una erupción fuertemente explosiva que da lugar a la formación, en la zona proximal, un cuerpo de brechas con forma de cono invertido (diatrema; Kurszlaukis & Fulop 2013; Ross *et al.* 2017), rodeado en la superficie por un anillo de tobas compuesto por depósitos de oleadas piroclásticas y depósitos de caída (maar; Kurszlaukis & Fulop 2013; Ross *et al.* 2017). Luego de la erupción, la parte central del aparato volcánico sufre subsidencia, por lo que en general en superficie se desarrolla un ambiente fluvio-lacustre que puede hundirse junto con las brechas (Kurszlaukis & Fulop 2013; Ross *et al.* 2017).

Dentro de este modelo, los depósitos de brecha volcánica registradas en el centro volcánico sur (Fig. 1), constituidas por fragmentos de lava (interpretados aquí como juveniles) que son acompañados por cantidades subordinadas de litoclastos (ignimbritas, tufitas y rocas laminadas silicificadas), constituirían los depósitos de la diatrema. En este sentido, la naturaleza discordante interpretada para estos depósitos, apoyan esta interpretación (Ross *et al.* 2017); mientras que la geometría angulosa y poco vesiculada de los fragmentos juveniles de lavas apoyan el origen hidromagmático de la erupción, ya que estas características son el resultado del enfriamiento brusco del magma al interactuar con agua (Martin *et al.* 2007; White & Ross 2011; Ross *et al.* 2017). La subsidencia tardía del cuerpo de brechas estaría apoyada por las inclinaciones centrípetas de los depósitos de tufitas asociados a la parte central de las brechas, y que en su conjunto representarían la parte alta de la diatrema (Kurszlaukis & Fulop 2013) ocupada por un ambiente fluvio-lagunar desarrollado en el cráter luego de finalizada la erupción.

En cuanto a la expresión superficial de este volcanismo, la ausencia de depósitos de oleadas piroclásticas (*surges*) en las inmediaciones de los depósitos de brechas, estaría indicando que los depósitos correspondientes al anillo de tobas (maar) habrían sido erosionados, por lo que no se habrían preservado en la zona de estudio. El

único depósito superficial, asociable a este evento eruptivo correspondería a las Tobas de caída (Fig. 1), reconocida hasta 15km del centro explosivo. La presencia de *lapilli* acrecionales en estos depósitos, sumado a que constituirían facies proximales de grano muy fino, apuntan a un probable origen hidromagmático (Cas & Wright 1988; Kurszlaukis & Fulop 2013; Ross *et al.* 2017) y permitirían relacionarlos genéticamente al evento eruptivo de la Laguna de La Brecha. La presencia de trizas vítreas cuspidadas en esta unidad podría estar sugiriendo que la erupción, inicialmente hidromagmática, habría evolucionado en el tiempo hacia una erupción normal (magmática pura) dominada por vesiculación del magma.

La erosión también habría eliminado el posible domo subaéreo que se habría formado con posterioridad a la erupción freatomagmática, representado actualmente por la raíz o *vent* del mismo, un cuerpo tipo *plug* relleno de lava riolítica que se intruye hacia los bordes de la brecha que lo rodea (Fig. 1).

El grueso tamaño de grano del depósito de brechas, sumado a la fuerte alteración hidrotermal de la mayoría de los fragmentos, apoyaría la interpretación freatomagmática de su origen, una tipología eruptiva común en sistemas geotermales activos (Hedenquist & Henley 1985). Asimismo, la presencia de turmalina en fragmentos de lava, producto de la actividad hidrotermal, indica existencia de boro entre los gases desprendidos del magma. Por último, la profundidad del nivel de fragmentación habría sido somera, ya que no fueron identificados entre los componentes de la brecha, fragmentos de lava andesítica o de roca metamórfica que constituirían el sustrato más profundo.

La interacción entre el magma y agua líquida sobrecalentada es el mecanismo más efectivo para la generación de explosiones freatomagmáticas debido a los grandes cambios de volumen que se producen en la vaporización violenta de la misma (White & Houghton 2000), la Figura 35 resume el modelo evolutivo interpretado para estos depósitos.

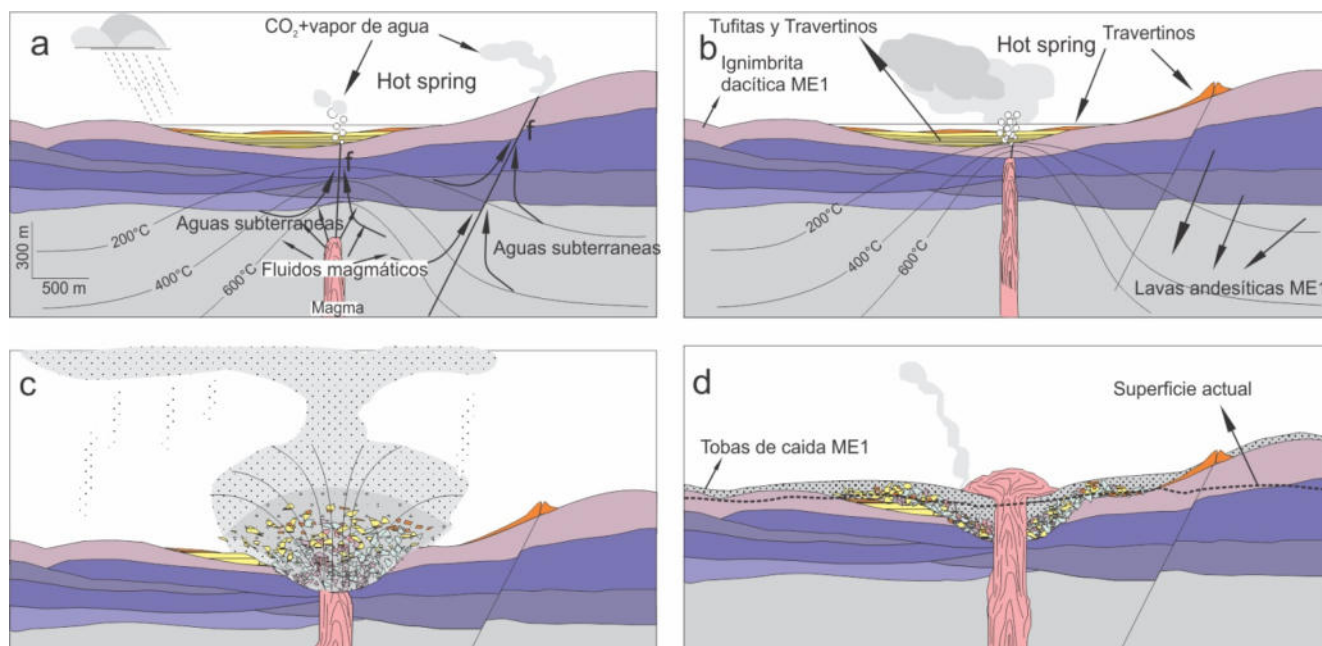


Figura 35. Modelo geológico donde se muestra parte de la evolución del centro volcánico que condujo a la formación de la brecha que rodea la Laguna de la Brecha y de las tobas de caída ricas en *lapilli* acrecionales. **a.** El ascenso de magma en la zona de lo que actualmente es el Bajo de la Brecha, produce una perturbación térmica acompañada de un ascenso de las isothermas. Se instala en la superficie, en zonas topográficamente bajas, un sistema tipo *hot spring* con depositación de travertinos generados a partir del aporte de CO_2 proveniente del magma durante su desgasificación y relleno de fracturas por carbonatos y sílice a partir de las aguas subterráneas circulantes. **b.** El continuo ascenso del magma continúa comprimiendo y acercando las isothermas a la superficie. **c.** La intersección del magma con los sedimentos saturados produce un sobrecalentamiento del agua intersticial que junto a los vapores provenientes del mismo generan un fuerte incremento en la presión de vapor que termina superando la presión litostática con la consecuente erupción explosiva. Asimismo, la interacción magma-sedimentos saturados, produce la fragmentación de la lava. La violencia de la erupción produce un depósito de brecha de más de 3km de diámetro, anillo de tobas formado por depósitos de surge (actualmente erosionado) y depósitos de tobas de caída ricas en *lapilli* acrecionales reconocidas hasta 15km del centro explosivo **d.** Finalmente la lava se extruye formando un domo que posteriormente fue erosionado.

Luego de un corto periodo de calma volcánica, la continuidad de un régimen tectónico extensional permite nuevos ascensos de magmas con la generación de nuevas unidades ignimbríticas. Es así que se depositan las Ignimbritas riolítica 3, 4 y 5 en la zona sur y este y norte del área relevada. Si bien ninguna de estas unidades presenta características que permitan determinar su centro de emisión, sus patrones de afloramiento y sus características petrográficas permiten asociarlas al estilo eruptivo de las ignimbritas cristaloclásticas de alto grado pertenecientes al Ciclo Volcánico Medio. Las tres unidades presentan un elevado grado de soldamiento que en algunos casos muestran texturas reomórficas, una baja proporción de litoclastos y una muy alta proporción de cristaloclastos, lo que también permite interpretarlas como originadas a partir de fontanas piroclásticas tipo "boiling-over" (Branney & Kokelaar 2002; Raderet *et al.* 2015).

Luego de la depositación de estas unidades, el volcanismo de la zona da lugar a la instalación de un vigoroso sistema hidrotermal, responsable de la formación de estructuras mineralizadas que superaban los 13.000 m de vetas de cuarzo (Echeveste 2005a; Wallier 2009; Echeveste 2010; Echeveste *et al.* 2010; Echeveste *et al.* 2016b). A diciembre de 2018 el distrito había producido 3,1 millones de onzas de plata y 34.600 onzas de oro y contaba con reservas totales de 1,3 millones de toneladas con 161 g/t de plata y 1,51 g/t de oro (Pan American Silver, 2019).

Petrogénesis de los magmas

En cuanto a las características geoquímicas del volcanismo Jurásico del Macizo del Deseado, estas han sido delineadas por numerosos investigadores (Uliana *et al.* 1985; Gust *et al.* 1985; Kay *et al.* 1989; Sruoga 1989; de Barrio 1993; Pankhurst & Rapella 1995; Schalamuk *et al.* 1999; Fantauzzi 2003; Busà *et al.* 2004; Navarrete *et al.* 2019). El avance en el conocimiento en la geoquímica de este volcanismo ha permitido progresar en la interpretación, tanto de la génesis de las rocas, como en la relación entre las distintas unidades formacionales a nivel de la provincia geológica Macizo del Deseado y con relación a provincias geológicas vecinas como son el Macizo Norpatagónico y la Península Antártica.

De los trabajos mencionados anteriormente se desprende que la actividad volcánica mesozoica ha generado rocas cuya composición química varía entre andesitas y riolitas con una fuerte preponderancia de estas últimas en cuanto al volumen de material eruptado. Si bien en algunos casos se ha descrito al volcanismo Jurásico del Macizo del Deseado como integrado por dos grupos geoquímicos dominantes con respecto al contenido de sílice, andesítico y riolítico con una variable "gap" de términos intermedios (Pankhurst & Rapella 1995; Pankhurst *et al.* 1998; Sillitoe 2002; Guido 2002), en el caso de algunas áreas específicas (Echeveste *et al.* 1999; Fernández *et al.* 2016) entre las que se cuenta Manantial Espejo, se han detectado la existencia de unidades volcánicas de composición intermedia entre las anteriores, rocas de composición dacítica como es el caso de la Ignimbrita dacítica. En general se puede asegurar que estas rocas pertenecen a una *suite* calcoalcalina de moderado a alto potasio, con afinidades de arco (Pankhurst & Rapella 1995), mayoritariamente peraluminosas y subalcalinas. Esta vinculación con procesos de subducción en rocas de intraplaca ha sido interpretada previamente como producto de fusión parcial de componentes litosféricos previamente metasomatizados durante subducciones previas (Riley *et al.* 2001; Navarrete *et al.* 2019).

Respecto a los altos contenidos en sílice, en el caso de la Ignimbrita dacítica (con promedio de SiO₂ ~ 67% que se incrementa hasta un 84%), se deben a silicificación por alteración hidrotermal, mientras que en el caso de las tobas de caída, muy pobres en cristales (hasta 81% de SiO₂), el enriquecimiento en sílice sería una característica primaria ya que representan, al estar compuestas esencialmente por trizas vítreas, un fundido enriquecido en desequilibrio con la fracción cristalizada menos ácida.

Los bajos contenidos en Cr y Ni, son esperables para las rocas de Chon Aike, aunque en el caso de Bajo Pobre no se compatibiliza con un origen profundo como fue postulado por algunos investigadores (Panza *et al.* 1994).

En cuanto al ambiente tectónico y la petrogénesis de estas rocas, Pankhurst *et al.* (1998) proponen para lo que llaman Provincia Chon Aike (que involucra las rocas volcánicas jurásicas de los Macizos Norpatagónico y

del Deseado y a las volcanitas de esta edad de la Península Antártica y del bloque Elsworth-Whitmore), la combinación de diversos factores como detonantes de la actividad volcánica jurásica. Por un lado un episodio de extensión litosférica de gran magnitud y, por otro, el impacto de una pluma del manto en la base de la litósfera durante la etapa inicial del desmembramiento de Gondwana, posiblemente asociados a un sistema de subducción activo a lo largo del margen pacífico. Por otra parte, Busà *et al.* (2004), sostienen que ambas formaciones, Bajo Pobre y Chon Aike, no están relacionadas por procesos de cristalización fraccionada, mientras que por el contrario, puede explicarse por este proceso la evolución de cada una de ambas unidades. La geoquímica de elemento traza, tanto en roca total como en inclusiones de fundido indican contaminación de la fuente, que se habría producido por fundidos provenientes de la fusión de la placa oceánica subductada en el borde sudoeste de Gondwana, asociada posiblemente con el emplazamiento de una anomalía termal (pluma del manto?). Mediante balance de masa, estos autores encuentran que las rocas intermedias de Bajo Pobre derivarían de la fusión parcial en un 8% de una peridotita de espinela y anfíbol contaminada por un 3% de fundido silíceo de la fusión del *slab* oceánico, mientras que para las rocas silíceas de Chon Aike, el grado de fusión habría sido del 5%. Esto confirma la hipótesis que la Provincia Volcánica Jurásica de la Patagonia es parte de una gran provincia magmática representada en la Antártica (Ferrar, Droning Maud Land y Península Antártica), Australia (Tasmania Dolerites) y Sudáfrica (Karoo), relacionada a la ruptura de Gondwana y la apertura del océano Atlántico sur.

Recientemente, Navarrete *et al.* (2019), han sugerido un origen vinculado a fusión parcial de la litosfera continental bajo un contexto fuertemente extensional relacionado a un roll-back de la losa subducida al oeste de Gondwana, luego de un evento de subducción sub-horizontal (*South Gondwanian flat-slab*). Este empinamiento de la litosfera oceánica indujo una erosión de parte del manto litosférico continental, lo cual favoreció la fusión cortical debido a los efectos térmicos de la pluma del Karoo. Esta interpretación es favorecida por evidencias geofísicas (tomografías sísmicas) que muestran tanto el *flat-slab* previo como el empinamiento de la losa oceánica.

Conclusiones

El mapeo y el análisis petrográfico y geoquímico de las unidades litológicas jurásicas reconocidas en el área del distrito minero Manantial Espejo han permitido estudiar la evolución de un importante centro de actividad volcánica en la región, bosquejar su evolución temporal y relacionarla con el desarrollo de sistemas hidrotermales de tipo epitermal. El volcanismo habría evolucionado a lo largo de tres grandes ciclos separados en el tiempo por el desarrollo de eventos de calma magmática del orden de miles a decenas de miles de años. En el campo, estos episodios inter-eruptivos quedan registrados como depósitos retrabajados (tufitas y depósitos de remoción en masa) de variable espesor y grado de preservación. El Ciclo Volcánico Inferior estuvo dominado por la efusión de lavas andesíticas (es la unidad más antigua aflorante), a las que les suceden efusiones explosivas que generan flujos ignimbríticos y lávicos correspondientes a los Ciclos Volcánicos Medio y Superior. Estos últimos registran la evolución de los magmas desde dacitas hasta riolitas.

Los afloramientos de granitoides reconocidos en la zona, junto con la presencia de fragmentos accesorios de esquisto y metacuarcitas en algunas de estas ignimbritas, indica la proximidad de un sustrato conformado por un basamento metamórfico similar al que en otros sectores del Macizo del Deseado se conoce como Formación La Modesta. El estilo eruptivo de la mayoría de las ignimbritas corresponde a depósitos originados a partir de columnas eruptivas de alta temperatura y baja altura, que no forman depósitos de caída asociados, y que pueden ser interpretados como originados a partir de fontanas piroclásticas tipo “*boiling-over*”. Como intercalaciones dentro de este estilo de volcanismo se registran dos eventos puntuales; el primero de ellos ocurrió durante el Ciclo Volcánico Medio, durante el cual el volcanismo típico de la zona se vio interrumpido por el ingreso de los flujos de extra caldera pertenecientes al centro volcánico de la Caldera del Cerro Primero de Abril ubicada unos 15km al NW de la zona de estudio. El segundo de ellos marca el inicio del Ciclo Volcánico Superior, y

corresponde a la emisión de complejos de domos riolíticos (Centros Volcánicos Norte y Sur), que en el caso de la zona de la Laguna de La Brecha (Centro Volcánico Sur) resultó en una erupción freatomagmática que dio lugar a la formación de un aparato volcánico tipo maar-diatrema.

La falta de evidencias de centros eruptivos en la mayoría de los productos volcánicos, y la forma de "cajón" de muchas de las ignimbritas de la zona (ej. Ignimbrita riolítica 2) es interpretada como una posible evidencia de la naturaleza fisural del vulcanismo, donde la mayoría de los conductos quedan sepultados debajo de los conductos que los alimentaron. En este sentido, la orientación de los diques riolíticos permite interpretar que el ascenso del magma habría estado controlado por fracturas de rumbo NNO. Nuevos flujos ignimbriáticos cubren parcialmente las unidades anteriores.

El vulcanismo andesítico a riolítico de la zona pertenece a una *suite* calcoalcalina de moderado a alto potasio, con afinidades de arco, mayoritariamente peraluminosas y subalcalinas. Dentro de este esquema, el Ciclo Volcánico Inferior es de composición netamente andesítica, el Ciclo Volcánico Medio registra la evolución de los magmas desde dacitas a riolitas y, por último, el Ciclo Volcánico Superior es típicamente riolítico en composición. Esta continuidad composicional entre los distintos ciclos, podría sugerir que los mismos son el resultado de la evolución de un mismo sistema magmático, sin embargo, estudios geoquímicos de detalle (microsonda mineral) son necesarios para probar esta hipótesis.

Finalmente, de los tres ciclos volcánicos identificados, únicamente el Ciclo Volcánico Superior muestra una relación directa con la formación de sistemas hidrotermales. El magmatismo dómico de los inicios de este ciclo parece haber generado fluidos mayormente bicarbonatados que dieron origen a depósitos de travertinos sin mineralización asociada, mientras que los magmas tardíos habrían motorizado los sistemas geotermales de aguas cloruradas que dieron origen a la mineralización auroargentífera del distrito. Este vulcanismo habría sido favorecido por el régimen extensional vinculado al inicio del desmembramiento de Gondwana.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a Dave Landrum y a Silver Standard Resource por proporcionar el acceso al distrito Manantial Espejo y por el apoyo logístico prestado durante las tareas de campo. Este trabajo fue posible gracias al financiamiento por parte de la ANPCYT (Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica) del proyecto "Mineralizaciones epitermales relacionadas a procesos volcánicos jurásicos de la porción central del Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz" en cuyo marco se realizó esta investigación. Se agradece asimismo las valiosas sugerencias aportados por el Dr. César Navarrete y un revisor anónimo que contribuyeron notablemente a la mejora del manuscrito.

Referencias

- Alperin, M, Echeveste, H, Fernández, R. & Bellieni, G. (2007) "Análisis estadístico de datos geoquímicos de volcanitas jurásicas del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2), pp. 200- 209.
- Arrondo, O. (1972) "Estudio geológico y paleontológico en la zona de la estancia La Juanita y alrededores. Provincia de Santa Cruz", *Revista Museo de La Plata (Nueva Serie), Paleontología* 7(43), pp. 1-194. Disponible en: <https://publicaciones.fcnym.unlp.edu.ar/rmlp/article/view/1941/508> (Accedido 7 de Agosto 2019).
- Baier, J., Audéta, A. & Keppler, H. (2008) "The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas" *Earth and Planetary Science Letters* 267, pp 290-300. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.032>
- Bétard, F., Peluvast, J.P., Rabassa, J. & Aguilera, Y. (2014) Meso-Cenozoic paleotopographies and paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz Province, Argentina). En: J. Rabassa, & C. Ollier, (eds.) *Gondwana Landscapes in Southern South America*. Springer, pp. 97–112. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-7702-6>.

- Bertels, A. (1970) "Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina)", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (4), pp. 495-501.
- Branney, M.J. & Kokelaar, P. (1992) "A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite", *Bulletin of Volcanology* 54, pp. 504-520.
- Branney, M.J. & Kokelaar, P. (2002) "Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites", *Geological Society, London, Memoirs*, 27. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.027.01.01>.
- Brown, R.J., Bonadonna, C. & Durant, A.J. (2012) "A review of volcanic ash aggregation" *Physics and chemistry of the earth. Parts A/B/C* 45-46, pp 65-78. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.11.001>.
- Busà, T., Fantauzzi, G., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernandez, R. & Piccirillo, E.M. (2004) "Geodynamic implications of the Deseado Massif volcanism (Patagonia, Argentina)", *XIV Annual Goldschmidt Conference*, Copenhagen, Denmark, 5-11 Junio. Copenhagen, University of Copenhagen, Acta, 5-11, vol. Session 5.2.Po2, p. 589. Disponible en: <https://goldschmidtabstracts.info/2004/587.pdf> (Accedido 7 de Agosto 2019).
- Carrasco-Nunez, G. & Rose, W.I. (1995) "Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltepelt volcano (Pico de Orizaba), Mexico, 8.5-9.0 ka", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, pp. 197-215. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00023-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00023-2).
- Cas, R. & Wright, J.V. (1988) *Volcanic successions, modern and ancient*, London, Chapman and Hall.
- de Barrio, R.E. (1993) "El volcanismo ácido Jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina", *XII Congreso Geológico Argentino*, Mendoza, 10-15 de octubre. Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, pp. 189-198.
- De Giusto, J.M., (1958) "Informe Geológico Zona "Cerro Vanguardia – Cerro 1° de Abril". Departamento Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz" *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, Buenos Aires (informe inédito).
- de Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G. & Jiménez, N. (2006) "Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective", *Geological Society, London, Special Publications* 269, pp. 47-63. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.269.01.04>.
- de Silva, S. & Lindsay, J.M. (2015) "Chapter 15 Primary Volcanic Landforms". En Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S., Rymer H. and Stix J. (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, Elsevier Inc., pp 273-297. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00015-8>.
- Di Persia, C. (1958) "Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 5ª campaña" *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 27 pp. (informe inédito).
- Di Persia, C. (1962) "Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extrandina (provincia de Santa Cruz)", *Ieras. Jornadas Geológicas Argentinas*, San Juan. Buenos Aires 2, pp. 65-68.
- Dufek, J. & Bergantz, G.W. (2007) "Dynamics and deposits generated by the Kos Plateau Tuff eruption: Controls of basal particle loss on pyroclastic flow transport", *Geochem. Geophys. Geosyst* 8, pp. 1-18. <https://doi.org/10.1029/2007GC001741>.
- Echavarría, L.E., Schalamuk, I.B. & Etcheverry, R.O. (2005) "Geologic and tectonic setting of the Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat", *Journal of South American Earth Sciences* 19, pp. 415-432. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.005>.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Llambías, E., Tessone, M., Schalamuk, I., Piccirillo, E. & De Min, A. (1999) "Ignimbritas tardías de alto grado en la formación Chon Aike. Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina", *XIV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, 23-26 de abril. Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, pp. 182-185.
- Echeveste, H. (2005a) *Metalogénesis del distrito argentoaurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz*, Tesis doctoral inédita, La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Echeveste, H. (2005b) "Travertines and jasperoids of the Manantial Espejo, A Jurassic Hot Spring Environment. Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentina", *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12, pp. 23-39. Disponible en <http://www.redalyc.org/service/redalyc/downloadPdf/3817/381740355004/6> (Accedido 7 de Agosto 2019).
- Echeveste, H. (2010) "Control estructural de la mineralización epitermal del distrito Manantial Espejo, Santa Cruz, Argentina", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66, pp. 325-334. Disponible en http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222010000200004 (Accedido 7 de Agosto 2019).
- Echeveste, H., Rodríguez, M.E. & López, L. (2010) "Caracterización de la alteración hidrotermal del yacimiento epitermal (Ag-Au) Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina", *X Congreso de Mineralogía y Metalogenia*, Río Cuarto, 20-22 octubre. Río Cuarto, Universidad de Río Cuarto, pp. 179-186.

- Echeveste, H.J., López, L. & Carlini, M. (2016a) "Geology of the Manantial Espejo epithermal district, Deseado Massif, Patagonia Argentina", *Journal of Maps* 12 (sup.1), pp. 172-177. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1187676>.
- Echeveste, H., López, L. M., Rodríguez, E. & Recio, C. (2016b) "Alteración hidrotermal en el yacimiento epitermal Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73, pp. 369-387. Disponible en <http://ppct.caicyt.gov.ar/index.php/raga/article/download/7087/8373> (Accedido 7 de Agosto 2019).
- Fantauzzi, G. (2003) *Magmatismo giurassico del Macizo Deseado (Argentina): Studio petrologico e sue implicazioni geodinamiche*, Tesis Doctoral inédita, Trieste, Italia, Dipartimento di Scienze della Terra, Universita Degli Studi Di Trieste,
- Féraud, G., Alric V., Fornari, M., Bertrand, H. & Haller M. (1999) "40Ar/39Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction" *Earth and Planetary Science Letters* 172, pp. 83-96. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00190-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00190-9).
- Fernández, R.R., Tessone, M.O.R., Echeveste, H.J., Moreira, P. & Carlini, M. (2016) "Geología y mineralización del área "Estancia San Pedro", Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73, pp. 388-404. Disponible en <http://ppct.caicyt.gov.ar/index.php/raga/article/view/7126/8374> (Accedido 7 de Agosto 2019).
- Feruglio, E. (1949) *Descripción geológica de la Patagonia*, Tomo 1, Buenos Aires, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales.
- Fisher, R. & Schmincke, H. (1984) *Pyroclastic rocks*, Berlin, Springer-Verlag.
- Ford, T.D. & Pedley, H.M. (1996) "A review of tufa and travertine deposits of the world", *Earth-Science Reviews* 41, pp. 117-175. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00030-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00030-X).
- Genini, A. (1988) "Cerro Vanguardia – Provincia de Santa Cruz – nuevo prospecto auroargentífero", *III Congreso Nacional de Geología Económica* 3, pp. 97-110.
- Geyer, A. & Martí, J. (2014) "A short review of our current understanding of the development of ring faults during collapse caldera formation", *Frontiers in Earth Science* 2, pp. 1-13. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00022>.
- Guido, D.M. (2002) *Geología y Metalogénesis del Sector Oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz*, Tesis doctoral inédita, La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Guido, D.M. (2004) "Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50, pp. 727-742. Disponible en <http://scielo.org.ar/pdf/raga/v59n4/v59n4a19.pdf> (Accedido 7 de Agosto 2019).
- Guo, L. & Ridin, R. (1998) "Rapid facies changes in Holocene fissure ridge hot spring travertines, Rapolano Terme, Italy", *Sedimentology* 46, pp. 1145-1158. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00269.x>.
- Gust, D.A., Biddle, K., Phelps, D.W. & Uliana, M. (1985) "Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America", *Tectonophysics* 116, pp. 223-253. Disponible en https://www.academia.edu/4970517/Associated_middle_to_late_Jurassic_volcanism_and_extension_in_southern_South_America (Accedido 7 de Agosto 2019).
- Hechem, J. & Homovc, J. (1988) "Facies y paleoambientes volcánoclasticos en el Nesocratón del Deseado", *Boletín de Informaciones Petroleras* 16, pp. 2-23.
- Hedenquist, J. & Henley, R. (1985) "Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization" *Economic Geology* 80, pp. 1640-1669. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1640>.
- Homovc, J.F. & Constantini, L. (2001) "Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85(10), pp. 1795-1816. <https://doi.org/10.1306/8626D077-173B-11D7-8645000102C1865D>.
- Irving, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971) "AGuide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, pp. 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Kay, S., Ramos V., Mpodozis, C. & Sruoga, P. (1989) "Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?", *Geology* 17, pp. 324-328. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0324:LPTJSM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0324:LPTJSM>2.3.CO;2).
- Kurszlauskis, S. & Fulop, A. (2013) "Factors controlling the internal facies architecture of maar-diatreme volcanoes". *Bulletin of Volcanology* 75, pp 1–12. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0761-y>.

- Le Maitre, R.W. (1989) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Oxford, Blackwell.
- Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Mattei, M., Cas, R., Wright, H., Folkes, Ch. & Viramonte, J. (2011) "High-temperature emplacement of the Cerro Galán and Toconquis Group ignimbrites (Puna plateau, NW Argentina) determined by TRM analyses", *Bulletin of Volcanology* 73, pp. 1535–1565. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0536-2>.
- Lovering, T.G. (1972) *Jasperoid in the United States-its characteristics, origin, and economic significance*. U.S. Geological Survey Professional Paper 710, Washington, United States Government Printing Office. <https://doi.org/10.3133/pp710>.
- Lucchi, F. (2019) "On the use of unconformities in volcanic stratigraphy and mapping: Insights from the Aeolian Islands (southern Italy)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en prensa. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.014>.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989) "Tectonic Discrimination of Granitoids", *Geological Society of America Bulletin* 101, pp. 635-643. Disponible en <https://pubs.geoscienceworld.org/.../i0016-7606-101-5-635.pdf> (Accedido 7 de Agosto 2019).
- Martin, U., Nemeth, K., Lorenz, V. & White, J.D.L. (2007) "Introduction: Maar-diatreme volcanism", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, pp. 1-3. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.003>.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R. (1993) *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart University of Tasmania, CODES.
- Moreira, P., Echeveste, H., Fernández, R., Hartmann, L., Santos, J. & Schalamuk, I. (2009) "Depositional age of Jurassic epithermal gold-silver ore in the Deseado Massif, Patagonia, Argentina, Based on Manantial Espejo and La Josefina Prospects", *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 253(1), pp. 25-40. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2009/0253-0025>.
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M. & Folguera, A. (2019) "Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting", *Earth-Science Reviews* 194, pp. 125-59. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.002>.
- Pan American Silver (2019) "Manantial Espejo Santa Cruz, Argentina" (en línea). Disponible en <https://www.panamericansilver.com/es/operations/advanced-stage/manantial-espejo/#disclaimers> (Accedido 10 de julio de 2019).
- Pankhurst, R., Rapela, C. & Marquez, M. (1993) "Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado" *XII Congreso Geológico Argentino*, Actas 4, pp. 134-141.
- Pankhurst, R.S. & Rapela, C.W. (1995) "Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia" *Earth and planetary Science Letters* 134, pp. 23-36. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00103-J](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00103-J).
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. & Riley, T.R. (1998) "The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 81, pp. 113-136. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00070-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00070-X).
- Pankhurst, R.J.; Rile, T.R.; Fanning, C.M. & Kelley, S.P. (2000) "Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana", *Journal of Petrology* 41(5), pp. 605-625. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.605>.
- Panza, J., Zubia, M., Genini, A. & Godeas, M. (1994) "Hoja Geológica 4969-II, Tres Cerros, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz", *Dirección Nacional del Servicio Geológico*, Boletín N° 213, 103 pp.
- Panza, J., Marín, G. & Zubia, M. (1998) "Hoja Geológica 4969-I, Gobernador Gregores, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz". *Dirección Nacional del Servicio Geológico*, Boletín No 239, 104 pp.
- Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W. & Searle, M.P. (1981) "The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications", *Philosophical Transactions of the Royal Society* A300, pp. 299-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. & Tindle, A.G. (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25, pp. 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Pearce, J.A. (1996) *A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams, in Trace Element geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulfide Exploration*, Newfoundland, Geol. Assoc. Can. Short Course Notes 12, edited by D.A. Wyman.
- Pezzi, E. (1970) "Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo", *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*: 49 pp. Informe inédito.
- Rader, E., Geist, D., Geissman, J., Dufek J. & Harpp, K. (2015) "Hot clasts and cold blasts: thermal heterogeneity inboiling-over pyroclastic density currents", *Geological Society, London, Special Publications*, 396.
- Ramos, V. (2002) Evolución Tectónica. En: M. Haller (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*, pp. 365-387.

- Rapela, C. & Pankhurst, R. (1996) "Monzonite Suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia" *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, pp. 193-203.
- Riley, T.; Leat, P.; Pankhurst, R. & Harris, C. (2001) "Origin of large volume rhyolitic volcanism in Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting". *Journal of Petrology* 42(6), pp. 1043-1065. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.6.1043>.
- Rollinson, H.R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, interpretation*, New York, Logman Scientific & Technical.
- Ross, P.S., Carrasco Núñez, G. & Hayman, P. (2017) "Felsic maar-diatreme volcanoes: a review", *Bulletin of Volcanology* 79, pp. 20. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1097-1>.
- Ruiz, R., Páez, G., Guido, D., Jovic, S. & Schalamuk, I. (2011) "La caldera Cerro Iro de Abril: evolución geológica e implicancias en el estilo eruptivo del volcanismo Jurásico del Macizo del Deseado", *XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén. Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, CD-ROM.
- Ruiz, R., (2012) *Geología y Mineralizaciones del sector sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz*, Tesis doctoral inédita. La Plata, Universidad Nacional de La Plata.
- Schalamuk, I.B., Echeveste, H., Etcheverry, R. & Ametrano, S. (1998) "Metalogénesis del yacimiento de oro-plata "Manantial Espejo", Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz", *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Buenos Aires* 50, pp. 217-236.
- Schalamuk, I., de Barrio, R., Zubia, M., Genini, A. & Echeveste, H. (1999) "Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz", En: Zappettini E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35, pp. 1177-1188.
- Seitz, S., Putlitz, B., Baumgartner, L.P. & Bouvier, A.S. (2018) "The role of crustal melting in the formation of rhyolites: constraints from SIMS oxygen isotope data (Chon Aike Province, Patagonia, Argentina)" *American Mineralogist* 103, pp. 2011-2027. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6520>.
- Sillitoe, R. (2002) "Rifting, Bimodal Volcanism, and Bonanza Gold Veins", *SEG Newsletter* 48, pp. 24-26.
- Sruoga, P. (1989) *Estudio petrológico del Plateau ignimbrítico jurásico a los 47°30' de latitud sur*, Tesis doctoral inédita, La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Martínez, H., Kleiman, L., Japas, S., Maloberti, A. & Gayone, M.R. (2008) "Análisis litofacial y estructural del Complejo Volcánico Bahía Laura en el área el Dorado-Monserrat, pcia. de Santa Cruz, Argentina", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4), pp. 653-664.
- Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D. & Gust, D. (1985) "Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40(3-4), pp. 231-253.
- Walker, G.P.L. (1983) "Ignimbrite types and ignimbrite problems", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17, pp. 65-88. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90062-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90062-8).
- Wallier, S. (2009) *The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (-gold) deposit, Deseado Massif, Argentina*, Tesis Doctoral inédita, Vancouver, University of British Columbia.
- White, J.D.L. & Houghton, B. (2000) "Surtseyan and related phreatomagmatic eruptions". En: Sigurdsson H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, New York, Academic Press, pp. 495-511.
- White, J.D.L. & Ross, P.-S. (2011) "Maar-diatreme volcanoes: A review", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, pp. 1-29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>.
- White, D.E., Thompson, G.A. & Sandberg, C.H. (1964) *Rocks, structure and geologic history of Steamboat Spring Thermal Area, Washoe Country, Nevada*. U.S. Geological Survey Professional Paper 158-B, Washington, United States Government Printing Office.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology* 20(4), pp. 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Wood, C.A. (1977) "Non-basaltic shield volcanoes", *Abstracts for the Planetary Geology Field Conference on the Snake River Plain, Idaho* 35, NASA TM-78: 436, 34-39.