

GEOLOGÍA Y MINERALIZACIÓN DEL ÁREA “ESTANCIA SAN PEDRO”, MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Raúl R. FERNÁNDEZ^{1,2}, Mario O.R. TESSONE¹, Horacio J. ECHEVESTE^{1,2}, Pilar MOREIRA^{1,3} y Mercedes CARLINI^{1,3}

¹ Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Instituto de Recursos Minerales, La Plata.
E-mails: rfernand@inremi.unlp.edu.ar, mtessone@inremi.unlp.edu.ar, hecheves@inremi.unlp.edu.ar, moreirapili@gmail.com, mercedes.carlini@gmail.com

² Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA)

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

RESUMEN

Este trabajo presenta los resultados del estudio realizado sobre la Formación Chon Aike (Jurásico Medio a Superior) en la zona de la estancia San Pedro, ubicada en el sector sudoccidental del Macizo del Deseado. El relevamiento geológico de detalle permitió la definición de distintas unidades litológicas que conforman pórfiros subvolcánicos, domos lávicos, depósitos de flujos piroclásticos y depósitos volcanogénico-sedimentarios, así como establecer sus relaciones espaciales. Además se hallaron manifestaciones minerales de tipo epitermal portadoras de Au-Ag, no conocidas en el área. Sobre la base de los estudios petrográficos y análisis geoquímicos de las litologías directamente relacionadas con los fenómenos volcánicos, se estableció que las rocas subvolcánicas son de composición dacítica, mientras que las unidades piroclásticas y efusivas son más evolucionadas y de composición riolítica, ambas con signatura geoquímica de arco magmático. Los datos de campo proporcionaron las evidencias para explicar la evolución de los procesos volcánicos en el área, que se inicia con la intrusión de cuerpos subvolcánicos probablemente en un basamento ígneo-metamórfico no aflorante actualmente; posteriormente estas rocas fueron cubiertas total o parcialmente por los depósitos producidos por un volcanismo explosivo seguidos por la efusión de lavas y complejos de domos. Finalmente, en una etapa tardía, se generaron los depósitos volcanogénico-sedimentarios bajo condiciones dominadas por procesos exógenos en un ambiente fluvial de alta energía, la cual fue paulatinamente disminuyendo. Las manifestaciones de mineralización epitermal se originaron en esa etapa tardía, durante la cual se incrementó la participación de aguas meteoricas en el sistema geotermal.

Palabras clave: *Volcanismo, Jurásico, Formación Chon Aike, Manifestaciones minerales*

ABSTRACT

Geology and mineralization in the “Estancia San Pedro” zone, Deseado Massif, Santa Cruz province

This paper present the results of the study carried out in the Chon Aike Formation (Middle to Upper Jurassic) in the San Pedro ranch area, located in the southwestern portion of the Deseado Massif. The detailed geological survey enabled the definition of the lithological units and the establishment of their spatial relationship, as well as the finding of Au-Ag mineral occurrences so far unknown in the area. The lithological units are subvolcanic porphyries, lava domes, pyroclastic flow deposits and volcanogenic-sedimentary deposits. Petrographic studies and geochemical analysis of the volcanic lithologies, indicate that the subvolcanic rocks are dacitic and the pyroclastic and effusive rocks more evolved and rhyolitic, both with magmatic arc geochemical signature. Field data indicate an evolution of the volcanic processes in the area, which begins with subvolcanic intrusive bodies probably in an igneous-metamorphic basement that is not exposed at present. Lately these rocks were completely or partially covered by explosive volcanic deposits followed by lava effusions and dome complexes. Finally, during the final stage (or late) and as a consequence of the waning of the volcanism, volcanogenic-sedimentary deposits were produced in a fluvial system of high energy, which was gradually decreasing. The epithermal mineralization was originated during the latest stages of the volcanic episode, when the input of meteoric water in the geothermal system was higher.

Keywords: *Volcanism, Jurassic, Chon Aike Formation, Mineral occurrences*

INTRODUCCIÓN

La provincia geológica Macizo del Deseado (Ramos 1999) constituye una región morfoestructural de 60.000 km²

situada en la Patagonia Austral (provincia de Santa Cruz) desde las estribaciones orientales de la Cordillera Patagónica hasta la costa Atlántica (Fig. 1). El término “macizo” fue utilizado por Feru-

glio (1949), Leanza (1958) y Harrington (1962) debido a que la consideraron un área subpositiva que había sido estabilizada en épocas paleozoicas; posteriormente el conocimiento de fenómenos

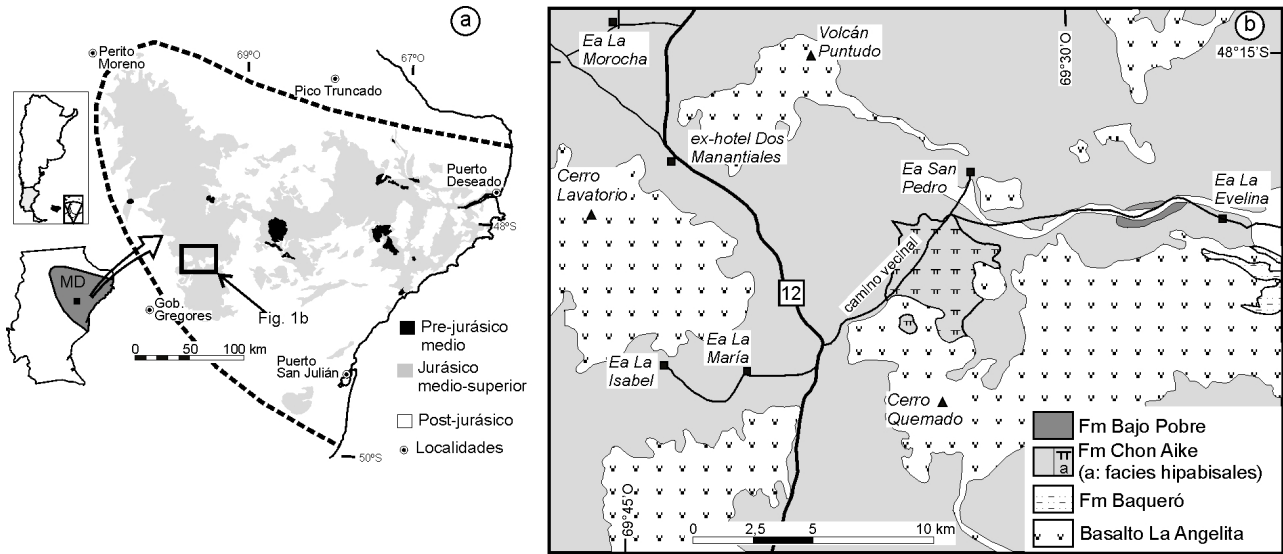


Figura 1: a) Ubicación del área en el contexto del Macizo del Deseado (MD). b) Geología de la región, simplificada de Panza *et al.* (1997).

estructurales ocurridos a fines del Paleozoico y durante el Mesozoico-Cenozoico llevaron a proponer el reemplazo de dicho término por el de “cuenca” (Homocv y Constantini 2001) o “región” (Fracchia y Giacosa 2006; Sruoga *et al.* 2008). No obstante, en este trabajo se mantiene la denominación seguida por Ramos (1999) para esta provincia geológica, por ser la más frecuentemente utilizada en la literatura nacional e internacional.

Esta provincia geológica se caracteriza por la amplia distribución de rocas producidas durante los eventos volcánicos del Jurásico Medio y Tardío, cuyos afloramientos ocupan cerca del 50 % de su extensión. A escala regional, tal como la presentada en el Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz (SEGEMAR 1994) estas volcanitas están agrupadas en las Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike y La Matilde.

Otra característica del Macizo del Deseado es la presencia de numerosos depósitos epitermales de oro y plata vinculados al volcanismo jurásico, los que se encuentran en explotación o en diversas etapas de exploración (Fernández *et al.* 2008, Andrada de Palomera *et al.* 2015). Esto condujo a la denominación de Provincia auroargentífera del Deseado por parte de Schalamuk *et al.* (1999).

Considerando el último aspecto mencio-

nado, los mapeos geológicos locales (a escala de distrito minero 1:20.000) se han orientado hacia la discriminación de facies y subfacies volcánicas y rocas vinculadas, así como a sus relaciones espacio-temporales. El mapeo de unidades litofaciales ha sido propuesto (Echeveste *et al.* 2001, Guido 2004, Moreira 2005, Echeveste 2005, Sruoga *et al.* 2008) con el fin de incrementar el conocimiento sobre los procesos volcánicos, el cual, junto a las características estructurales contemporáneas resulta importante para el desarrollo de la prospección y exploración de depósitos epitermales.

El área comprendida en este estudio se localiza en la zona de la estancia San Pedro, a 70 km al noreste de la localidad de Gobernador Gregores. Su centro se ubica aproximadamente en $48^{\circ} 19' 20''$ S y $69^{\circ} 34' 33''$ O (Figs. 1a y b). En esta zona Panza *et al.* (1997) incluyeron en la Formación Chon Aike los afloramientos de rocas porfíricas asociadas a facies piroclásticas y, además, potentes mantos de brechas y aglomerados volcánicos. Para estos autores las rocas porfíricas constituyen facies hipabisales y representarían las raíces de un centro efusivo erosionado. Debido a esas características geológicas, particularmente la presencia de rocas porfíricas subvolcánicas y el importante desarrollo de rocas psefítico-psamíticas,

que no son frecuentes en las descripciones de la formación mencionada, la zona resultó de gran interés para efectuar estudios detallados.

Los objetivos de este trabajo fueron determinar las principales facies litológicas y establecer sus relaciones espaciales, caracterizar petrográfica y geoquímica las rocas subvolcánicas, volcánicas y piroclásticas, y analizar los mantos psefíticos con el fin de obtener información sobre el ambiente de formación y su vinculación con los productos volcánicos.

METODOLOGÍA

Siguiendo criterios litofaciales (Mc Phie *et al.* 1993) se realizó un mapeo geológico de detalle (1:20.000) en una superficie de aproximadamente 75 km², para ello se contó con la base de un mosaico georeferenciado a partir de seis imágenes captadas de *Google Earth*. Durante el relevamiento se tomaron muestras para estudios petrográficos y geoquímicos. Todas las observaciones y muestras fueron posicionadas con GPS manual utilizando coordenadas Gauss-Kruger (datum Campo Inchauspe, Faja 2).

Los estudios petrográficos se realizaron por microscopía óptica en el Instituto de Recursos Minerales de la Universidad Nacional de La Plata. Los análisis

químicos por elementos mayores, menores y traza se efectuaron en el laboratorio comercial ALS-Patagonia (Mendoza) mediante fusión con borato de litio, digestión ácida y medición con plasma acoplado por inducción (ICP) y espectrometría de emisión atómica (AES) para elementos mayores y espectrometría de masas (MS) para elementos traza. En las muestras de mineralizaciones los metales fueron analizados con la misma metodología de los elementos traza pero con digestión en 4 ácidos y el oro por fusión a fuego y medición por espectrometría de absorción atómica (AAS).

MARCO GEOLÓGICO

Durante el Jurásico Medio a Tardío en toda la región Patagónica y en la península Antártica, se desarrolló un extenso volcanismo bajo un régimen tectónico extensional relacionado con la ruptura del Gondwana (Pankhurst y Rapela 1995, Pankhurst *et al.* 1998, Pankhurst *et al.* 2000). En Patagonia, las volcanitas más antiguas afloran en el norte (Macizo de Somún Cura) donde se obtuvieron edades del Toarciense-Aaleniano (Pankhurst y Rapela 1995) o etapa V1 de Pankhurst *et al.* (2000). Edades más jóvenes se registran en el sur, tanto en el Macizo del Deseado, correspondientes a la etapa V2 (162-172 Ma) de Pankhurst *et al.* (2000) como en la Cordillera Patagónica (etapa V3: 152-157 Ma de esos mismos autores). Estas rocas volcánicas, con predominio de las de composición silícea, fueron incluidas en la denominada provincia Chon Aike (Pankhurst *et al.* 1998) la cual junto a las volcanitas contemporáneas de la Antártida occidental y a las de la plataforma submarina, dado su gran volumen, fueron consideradas como una *Silicic Large Igneous Province* (Pankhurst *et al.* 1998). Posteriormente Sruoga *et al.* (2010) consideraron que el lapso temporal en que se desarrolló este volcanismo (~35 Ma) excede al que, conforme a Coffin y Eldhom (1992) se define para esas voluminosas provincias magmáticas y propusieron incluir a las rocas volcánicas jurásicas del Macizo del Deseado en la Provincia Silícea Chon Aike.

En esta región de la Patagonia extrandina austral, las rocas volcánicas y piroclásticas jurásicas medias a superiores fueron agrupadas (de Barrio *et al.* 1999 y bibliografía allí citada) en: Formación Bajo Pobre, compuesta por coladas y aglomerados volcánicos predominantemente andesíticos; Formación Chon Aike, integrada por ignimbritas, domos lávicos y tobas mayoritariamente riolíticas y Formación La Matilde, constituida por tobas y tufitas que muchas veces se intercalan en la Formación Chon Aike. Estas unidades formacionales constituyen el Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972), aunque la primera de ellas fue alternativamente incluida o separada de dicho grupo (ver de Barrio *et al.* 1999, Echeveste *et al.* 2001 y bibliografía allí citada). Hechem y Homovc (1988) no consideraron a la Formación Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura pero incluyeron a la Formación Bajo Grande, conformada por areniscas, tufitas y conglomerados e interpretaron que su edad podría extenderse desde el Caloviano (fin del Jurásico Medio) al Berriasiano (inicios del Cretácico). Las Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike y Bajo Grande han sido relacionadas, respectivamente, con los periodos de *sin-rift*, *rift-tardío* y *sag* del Jurásico Medio a Superior (Giacosa *et al.* 2010) y rellenaron grabens y hemi-grabens de orientación ONO-ESE (Cortiñas *et al.* 2005). No obstante el amplio predominio de las rocas volcanoclásticas y efusivas del Jurásico Medio a Superior, en el Macizo del Deseado se conocen afloramientos relativamente pequeños y dispersos del basamento pre-Jurásico Medio. Las rocas ígneas y metamórficas de grado medio del sector oriental, fueron agrupadas en el Complejo Río Deseado (Giacosa *et al.* 2002) en el cual se registraron edades desde el Neoproterozoico al Carbonífero temprano. Rocas de bajo a muy bajo grado metamórfico, afloran en el sector occidental e integran la Formación La Modesta, cuya edad máxima de sedimentación fue establecida en 446±6 Ma (Moreira *et al.* 2013). Sedimentitas continentales pérmicas (Bellosi y Jalfin 1989 y bibliografía allí citada) y pequeños intrusivos del

Jurásico Inferior (Rapela 1999) también afloran en el sector oriental mientras que en el central se reconocen rocas sedimentarias triásicas (Grupo El Tranquilo, Jalfin y Herbst 1995) y del Jurásico Inferior (Formación Roca Blanca, Herbst 1965). Las rocas sedimentarias mencionadas se habrían depositado en forma continua en un ambiente de *rift* durante el Pérmico y el periodo de *sag* del Triásico-Jurásico Temprano (Giacosa *et al.* 2010).

Sobre las rocas mencionadas se disponen tobas, areniscas y pelitas del Cretácico Inferior, seguidas por sedimentitas continentales terciarias, con una ingresión marina en el Oligoceno, y diversas coladas basálticas de edades que van desde el Paleoceno al Plioceno.

GEOLOGÍA LOCAL

De acuerdo a la Hoja Geológica 4969-I Gobernador Gregores (Panza *et al.* 1997) en el área predomina la Formación Chon Aike (Fig. 1b) representada por ignimbritas, brechas y aglomerados volcánicos y, al sur del casco de la estancia San Pedro, por rocas porfíricas definidas por los autores mencionados como rocas hipabisales de composición riolítico-riodacítica que constituyen las raíces de un centro efusivo profundamente erosionado y afectado por procesos tectónicos. La Formación Bajo Pobre aflora sobre el camino que une las estancias San Pedro y La Evelina y está representada por lavas andesíticas con escasa fluidalidad visible y en menor proporción por brechas monomíticas (Del Blanco *et al.* 2009).

Las únicas edades radimétricas conocidas en esta zona fueron obtenidas por Tessone *et al.* (1999) por el método Rb-Sr. Estos autores dataron rocas andesíticas (Formación Bajo Pobre) e ignimbritas (Formación Chon Aike) aflorantes pocos kilómetros al oeste de la estancia La Morocha (ver Fig.1b) para las que obtuvieron edades de 173±8 Ma (andesitas) y 148±2 Ma (ignimbritas riolíticas).

Panza *et al.* (1997) describieron la Formación Bajo Grande al noreste y sudeste del área (fuera del área de la Fig. 1b) y posteriormente Del Blanco *et al.* (2009) asig-

naron a esta formación un conglomerado que aflora al norte de la estancia La Evelina (no mostrado en la Fig. 1b). Al sudeste de esta estancia, Panza *et al.* (1997) reconocieron afloramientos de sedimentitas cretácicas pertenecientes a la Formación Baqueró. Por último, las coladas de basaltos pliocenos (Basalto La Angelita, Panza 1982) cubren una superficie importante del área considerada.

El relevamiento del área permitió distinguir diversas unidades litológicas y establecer sus relaciones estratigráficas. Las litofacies reconocidas fueron agrupadas de acuerdo a los criterios de Mc Phie *et al.* (1993) en: a) facies subvolcánicas porfíricas (las rocas hipabisales de Panza *et al.* 1997); b) depósitos piroclásticos constituidos por distintos tipos de ignimbritas de composición riolítica con granulometrías desde triza a lapillo; c) facies efusivas afáníticas de coladas y domos riolíticos, y d) depósitos volcanogénico-sedimentarios representados por una brecha caótica y por una sucesión estratificada de conglomerados y areniscas, cuyos componentes son mayormente de origen volcánico, que está coronada por tobas de caída.

En el mapa geológico de la figura 2 se muestra la distribución de las unidades litológicas correspondientes a las litofacies mencionadas y los perfiles de la figura 3 ilustran sus relaciones espaciales. De acuerdo a Panza *et al.* (1997) estas unidades corresponden a la Formación Chon Aike. Otra facies efusiva presente en el área, que no ha sido objeto de estudio en este trabajo, son las coladas de basaltos pliocenos. Cubren a las unidades previamente mencionadas y forman mesetas extendidas o bien, como la que está en el norte del área (Fig. 2) encauzada en un paleovalle. Las coladas tienen espesores individuales del orden de 1 a 3 m y, en la imagen satelital, pueden observarse apilamientos de varias coladas con terminaciones lobuladas cerca de los centros de emisión (conos de escoria) que constituyen elevaciones de 50 a 70 m por encima del borde de la meseta.

No se conocen menciones previas de manifestaciones minerales en el área estudiada, pero si en sus inmediaciones. Pocos

kilómetros al este, Del Blanco *et al.* (2009) describieron vetas epitermales con algunos valores elevados en Ag y una señal geoquímica típica de un emplazamiento somero (tenores elevados en Hg, Tl y Sb), pero llamativamente con altos contenidos en wolframio. Mineralización aurífera en domos riolíticos (Formación Chon Aike), situados al noroeste del cerro Lavatorio (ver Fig. 1b) fue descrita por Tessone y Del Blanco (1998). En el borde sudoeste del área se conocen las manifestaciones epitermales portadoras de plata del proyecto Nico (Mirasol Resources 2014) mientras que inmediatamente al norte se exploran brechas portadoras de oro y plata en el proyecto El Puesto (SJM 2011, datos sujetos a confidencialidad).

LITOFACIES

a) facies subvolcánicas porfíricas

Pórfido Dacítico San Pedro: Facies subvolcánicas afloran al sur del casco de la estancia San Pedro (Fig. 2) donde se destacan rocas porfíricas de tonalidad gris verdosa moderadamente alteradas, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y otros mafitos, que han sido denominadas Pórfido Dacítico San Pedro (PDSP). Este pórfido abarca una superficie de 25 km² y está conformado por afloramientos irregulares a redondeados (Fig. 4a) en una zona topográficamente deprimida (cotas entre 750 y 680 msnm) y con pendiente regional hacia el este, con marcado diaclasamiento en dos direcciones principales (ONO y NNO). Está rodeado por rocas volcánicas y piroclásticas que forman las elevaciones de mayor altura, con cotas de hasta 890 msnm al oeste y por encima de 720 msnm en el este.

El estudio al microscopio confirma la textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y probable anfíbol, estimados en 30-40 % en volumen, distribuidos en una pasta microgranular. Los fenocristales más abundantes son de plagioclasa en individuos de 2-3 mm que en general se agrupan junto a escamas de biotita de hasta 1 mm, en una textura glomeroporfírica, alcanzando tamaños entre 5 y 15 mm (Fig. 5a); son cristales euhedrales a

subhedrales zonados cuyos núcleos están fuerte a moderadamente remplazados por calcita, cloritas y un agregado muy fino de minerales arcillosos (posiblemente esmectitas). Por medios ópticos la plagioclasa se determinó como andesina (An₄₆₋₄₈). Los fenocristales de cuarzo son de 2-5 mm en ocasiones euhedrales, y muestran engolfamientos y delgados bordes de reacción que indican un desequilibrio con la pasta. Otros fenocristales se hallan fuertemente reemplazados por minerales opacos (óxidos de hierro) y a juzgar por su hábito se corresponden con anfíboles. La pasta está compuesta principalmente por plagioclasa y minerales opacos, en microlitos de 20-30 micrómetros; como minerales secundarios se presenta abundante clorita y arcillas. Pequeñas escamas de biotita se disponen irregularmente en la pasta y normalmente están muy alteradas y reemplazadas por un agregado de oxi-hidróxidos de hierro y cristales de rutilo. Como mineral accesorio se reconoció circón.

Los reemplazos por calcita y clorita se deben a alteración deutérica tardío-magmática. Hidróxidos de hierro, que abundan en algunos sectores, son producto de alteración supergénica.

A escala mesoscópica no se observaron variaciones composicionales o de tamaño de grano entre la zona central y las externas del afloramiento del PDSP; además la textura y mineralogía son prácticamente las mismas en todas las muestras estudiadas al microscopio.

Pórfido dacítico gris: Otra exposición de la facies subvolcánica porfírica, separada de la anterior, está ubicada en el noroeste del área (Fig. 2); constituyen asomos de escaso resalto aflorantes en un área pequeña y de topografía relativamente deprimida. Aunque no se observó claramente el contacto, parecen estar cubiertas por las tobas lapillíticas estratificadas que afloran al oeste. La pasta es afánítica de tonalidad gris oscura y más abundante que en el PDSP, con fenocristales de hasta 5 mm de plagioclasa y cuarzo.

Al microscopio posee textura porfírica con fenocristales dispuestos en una pasta microgranular. Los fenocristales están en una proporción estimada de 10-20 %

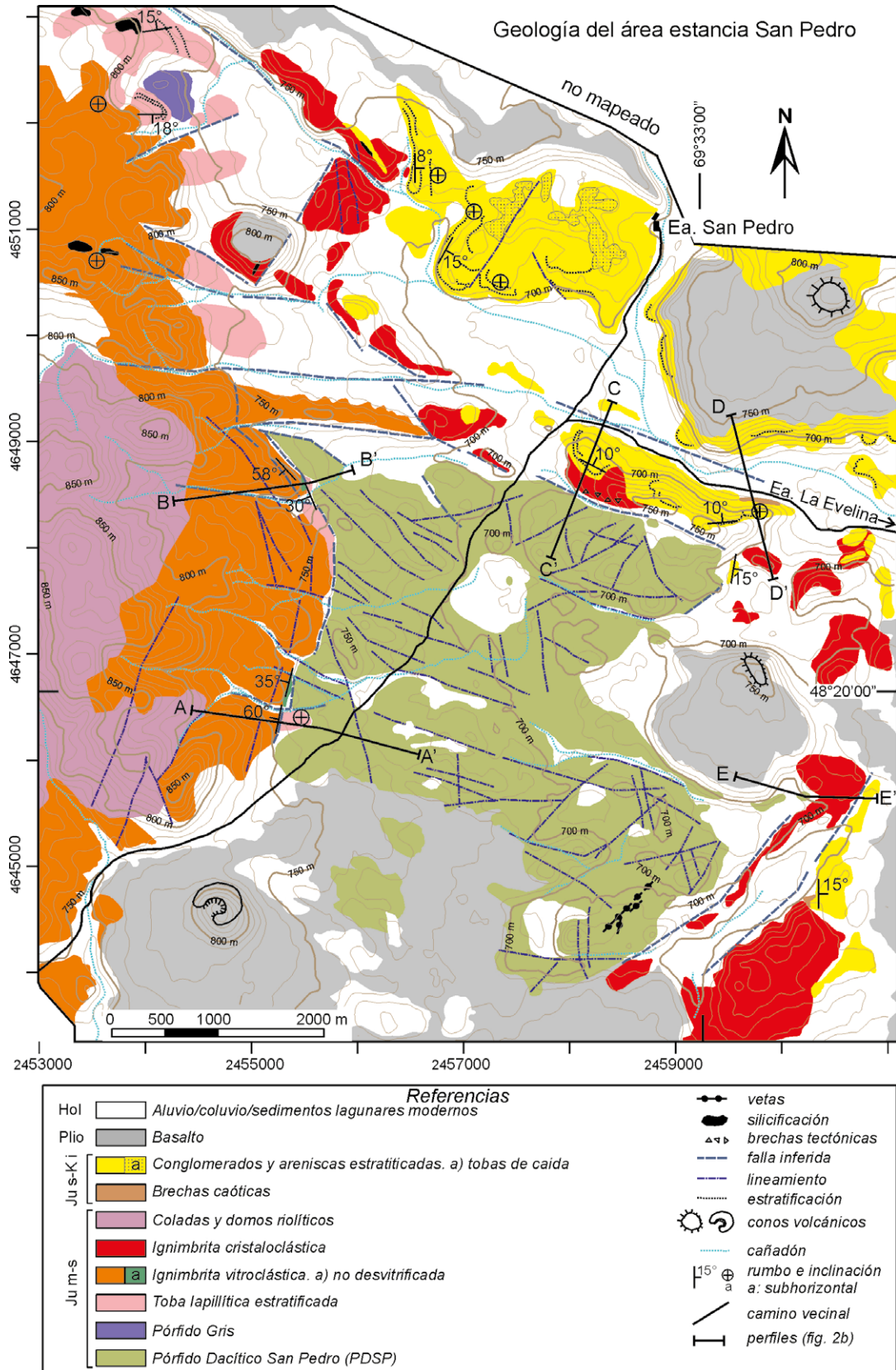


Figura 2: Geología del área estancia San Pedro. Ju m-s: Jurásico Medio a Superior. Ju s-K i: Jurásico Superior - Cretácico Inferior. Plio: Plioceno. Hol: Holoceno. Curvas de nivel según Modelo Digital de Elevación de Shuttle Radar Topography Mission; equidistancia 10 metros. Coordenadas Gauss-Kruger, datum Campo Inchauspe, faja 2.

en volumen; los más abundantes son de plagioclasa zonada, euhedral a subhedral, de 1 a 5 mm que se presenta tanto fuertemente reemplazada por arcillas como fresca (andesina: An_{40-46}). Hay además cristales de 1 a 3 mm de cuarzo, normalmente anhedral, con engolfamientos y bordes de reacción, escamas de biotita cloritizada y desferrizada y cristales de anfíbol sumamente alterados y reemplazados por pequeños gránulos de óxidos de hierro. Como minerales accesorios se observaron circón, piroxeno y epidoto. La pasta microgranular está formada por cuarzo, feldespato alcalino y minerales opacos, con tablillas de plagioclasa alterada de 200 a 300 μm de largo y escamas de biotita reemplazadas por cloritas y minerales opacos. Las observaciones microscópicas permitieron además registrar un brechamiento representado por reemplazo selectivo de la pasta por un agregado de cuarzo de grano fino que suele pasar a vetillas irregulares que ocasionalmente atraviesan los fenocristales. Este reemplazo y relleno corresponde a una silicificación posterior de tipo hidrotermal; algunos individuos irregulares de minerales opacos dispersos en la pasta, también podrían tener este origen.

b) depósitos piroclásticos

Tobas lapillíticas estratificadas: Estos depósitos piroclásticos son ignimbritas poco soldadas de tonalidades blanquecinas a amarillentas que afloran en forma discontinua al oeste y nor-noroeste del PDSP (Fig. 2). Los niveles estratigráficamente inferiores son ricos en cenizas (tobas) con escasos pómez y fragmentos de cristales, poco soldados y con estratificación plano-paralela en capas decimétricas; en los niveles superiores aumenta el espesor de las capas así como la cantidad y tamaño de pómez (tobas lapillíticas) y hay mayor participación de litoclastos de rocas afaníticas. La estratificación es subhorizontal a $< 20^\circ$ en variadas direcciones.

Microscópicamente se caracteriza por una matriz de trizas vítreas con ocasionales esferulitas fibroradiadas que soporta vitroclastos (< 5 mm) no aplastados y subredondeados, pómez angulosos par-

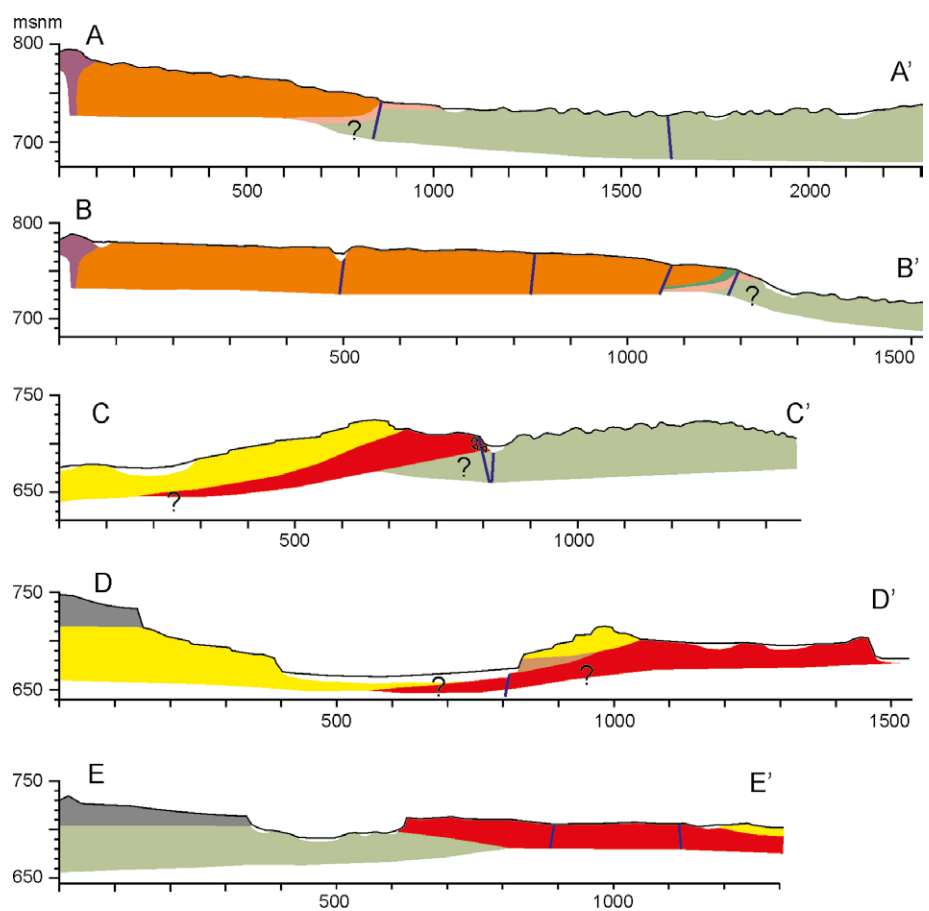


Figura 3: Perfiles geológicos (referencias en Fig. 2).

cialmente cristalizados a cuarzo de grano muy fino y arcillas, y otros fragmentos vítreos con cierto aplastamiento que están completamente transformados a un agregado microcristalino, fibroradiado y granular, de sílice, feldespatos y arcillas (esmectita). Algunos de estos lapillos podrían no ser primarios y corresponder a fragmentos líticos de lava. Los cristaloclastos son escasos y en su mayor parte son de cuarzo con engolfamientos, de tamaños de < 1 hasta 2 mm; hay ocasionales cristales de feldespato alcalino y biotita. Se estima que el espesor del manto de tobas lapillíticas es de 10-12 m en los afloramientos situados más al norte y disminuye a pocos metros al sur. Si bien la cubierta moderna dificulta observar claramente su piso en la mayor parte de los afloramientos, en uno de ellos se visualiza que apoya sobre el PDSP (Figs. 2 y 3, perfil A-A'); del mismo modo estaría cubriendo al pórfido dacítico gris que aflora

en el noroeste.

Ignimbrita vitroclástica poco a fuertemente soldada: Son depósitos piroclásticos que se disponen por encima de las tobas lapillíticas estratificadas (Fig. 4b) y afloran con cotas crecientes hacia el oeste con resaltes abruptos de unos 5 m de desnivel. Un afloramiento alargado en sentido E-O, sin base visible, ocupa zonas más bajas al norte del PDSP (Fig. 2). Típicamente presenta coloraciones rojo ladrillo a naranja, otorgadas por la tonalidad de su abundante matriz vítreo ($> 50\%$). La matriz contiene dos poblaciones de tamaños de vitroclastos, de 2-4 mm (los más abundantes) y mayores a 1 cm, que presentan diversos grados de aplastamiento; incluye además escasos cristaloclastos de cuarzo de 1-2 milímetros.

En la base y aflorando en forma discontinua, se registraron mantos vitrofíricos de unos 30-40 m de largo y 2-3 m de espesor, en los que esta ignimbrita está escasa-

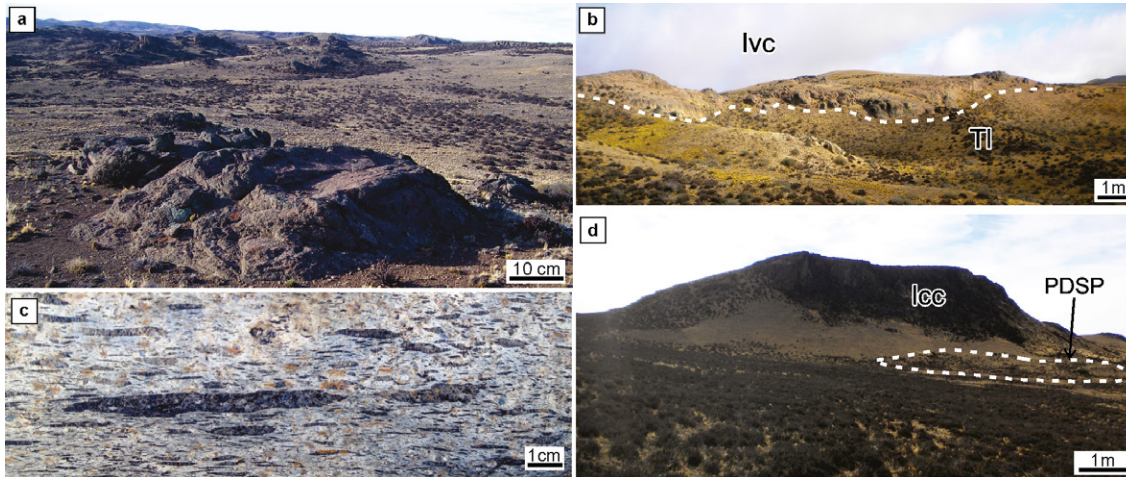


Figura 4: a) Afloramientos del pórfido dacítico San Pedro en primero y segundo plano. Las elevaciones del fondo (izquierda) están conformadas por ignimbritas vitroclásticas y coladas y domos fluidales; b) Ignimbrita vitroclástica (Ivc) sobre tobas lapilíticas estratificadas (Tl); c) Ignimbrita vitroclástica fuertemente soldada en la base; d) pórfido dacítico San Pedro (PDSP) cubierto por ignimbritas cristaloclasticas (Icc).

mente desvitrificada; presenta una matriz vítrea de color gris con *fiamme* de tonalidades más oscuras con textura eutaxítica que indica alto grado de soldadura (Fig. 5c). Sólo se reconocieron dos afloramientos (exagerados en el mapa de la Fig. 2) aunque podría haber más, ya que en otros sectores y en el mismo nivel estratigráfico se observaron fragmentos sueltos de similares características. En el afloramiento más austral, esta ignimbrita fuertemente soldada incluye fragmentos de hasta 5 cm de una roca granítica (Fig. 5b). También en la base suele observarse unos 2-3 m de espesor con lajosidad decimétrica subhorizontal probablemente debido a la abundancia de vitroclastos aplastados y orientados como los descritos previamente, pero parcialmente desvitrificados.

Por encima de los niveles basales mencionados la ignimbrita es moderadamente soldada y posee abundantes texturas esferulíticas de desvitrificación, tanto en la matriz como en los vitroclastos. No presenta una marcada estructura interna aunque se reconocen niveles que incluyen distintas formas y tamaños de los vitroclastos e indican diversos grados de soldadura; esto permite distinguir bancos de algunos metros de espesor con disposición subhorizontal.

El estudio al microscopio de los mantos fuertemente soldados, revela que la matriz es completamente vítrea (isótropa) sin signos de desvitrificación y soporta escasos cristales de cuarzo y plagioclasa < 2 mm en una textura vitrofírica; las *fiam-*

me de 1 a 2 cm también son vítreas con fractura perlítica (Fig. 5c) y ocasionalmente incluyen cristales de cuarzo. Además de los fragmentos de roca granítica mencionados previamente, las observaciones microscópicas permitieron identificar litoclastos de pocos milímetros de rocas metamórficas representadas por agregados de cuarzo poligonal y esquistos biotíticos (Fig. 5d), de microgranitos con textura granofírica (Fig. 5e) y además, de una roca porfírica con cristales de plagioclasa y cuarzo en una pasta microgranular, que podrían ser fragmentos de los pórfidos descritos previamente (Fig. 5f). En los niveles superiores, poco a moderadamente soldados, la matriz con tinción ferruginosa está totalmente desvitrificada y corresponde a un agregado de grano muy fino con parches de agregados fibrosos, de cuarzo, feldespato y arcillas. Los vitroclastos también tienen textura esferulítica fibroradiada.

Por el desarrollo vertical de los afloramientos, aunque su techo puede estar erosionado, se estima que este manto ignimbrito de posición subhorizontal podría tener un espesor de 60-70 metros.

Ignimbrita cristaloclastica: Este depósito piroclástico es una ignimbrita soldada con abundantes cristaloclastos que le otorgan aspecto porfírico, cuyos afloramientos bordean al PDSP por el norte y este. Posee matriz afanítica (estimada en 30 % en volumen) de color rojo que soporta abundantes fragmentos de cristales de cuarzo y feldespatos alterados de 2 a 4 mm y es-

camas más pequeñas de biotita. Los vitroclastos están moderadamente aplastados a muy aplastados (*fiamme*) en algunos niveles y también sus proporciones son variables en sentido vertical, por lo que suelen distinguirse bancos de 3 a 4 m de espesor con inclinaciones entre 0-10°.

Al microscopio se observa que la matriz está compuesta por trizas vítreas muy soldadas, deformadas por compactación (seudo-fluidalidad) y adaptadas a la forma de los cristales; está parcialmente cristalizada a un agregado granular fino y a esferulitas fibroradiadas. En ella también se distinguen pequeñas tablillas (< 0,1 mm) de sanidina orientadas siguiendo la pseudofluidalidad. Los cristaloclastos más abundantes corresponden a cuarzo de 1-4 mm en muchos casos con engolfamientos y microfracturas rellenas por la matriz; en menor proporción se registran cristales fracturados de 1-2 mm de plagioclasas (probablemente albita) moderadamente reemplazados por arcillas; más escasas son las escamas de biotita menores a 1 mm de largo, parcialmente oxidada. Estos cristales muestran cierta orientación con la deformación de la matriz. Las *fiamme*, de 4-5 mm (Fig. 5g), están desvitrificadas a agregados fibrosos y en ocasiones contienen cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Los clastos líticos son raros.

Aunque no se halló ninguna sección completa, con piso y techo visible, por la magnitud de las exposiciones se estima que su espesor máximo sería del orden de 20-30 metros. En el sector oriental del área (Fig.

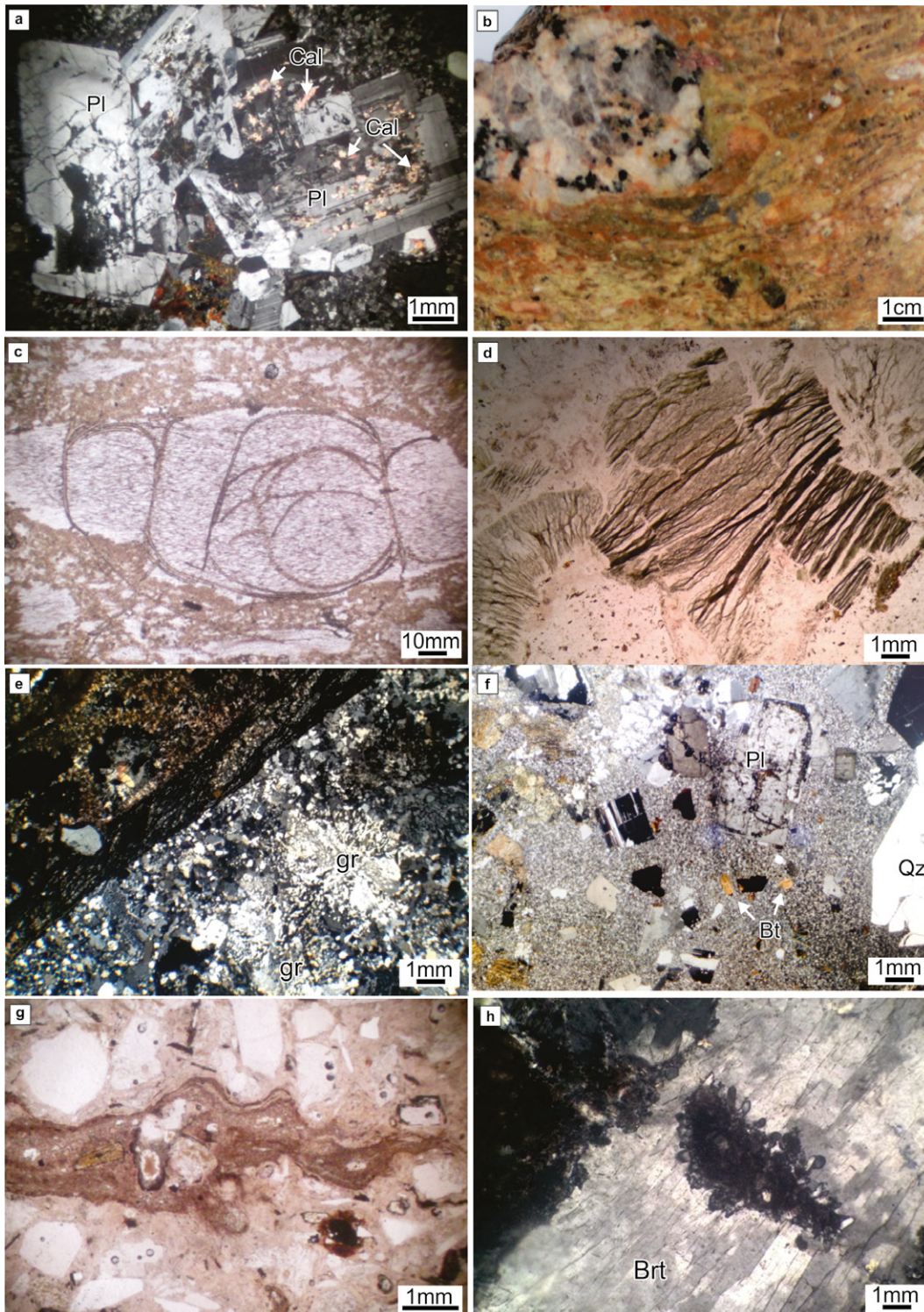


Figura 5: a) PDSP con fenocristales de plagioclasa zonada (Pl) parcialmente reemplazada por calcita (Cal); b) Ignimbrita vitroclástica con fragmento de granito; c) Ignimbrita vitroclástica fuertemente soldada con textura perlítica de *fiamme* (fmm); d) Fragmentos de esquistos biotíticos en ignimbrita vitroclástica; e) Fragmento de granofiro en ignimbrita vitroclástica (sector gris oscuro); nótese la textura gráfica (gr); f) Fragmento de roca porfírica en ignimbrita vitroclástica; Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Bt: biotita; g) Fiamme desvitrificado en ignimbrita cristaloclástica; h) Relleno de brecha por baritina (Brt) que engloba un fragmento sobre el que se formaron pequeños cristales de cuarzo. Fotomicrografías: a, c, d, e, f, g, h; fotografía muestra de mano: b.

2 y 3, perfil D-D') se observó un afloramiento aislado de tufitas estratificadas que inclinan levemente al este, que indicaría que podría extenderse por debajo de las ignimbritas cristaloclásticas; sin embargo esto no ha podido ser corroborado

en los afloramientos de estas rocas situados al este. Por otra parte, una muestra tomada en la zona del perfil C-C' (Figs. 2 y 3) corresponde a areniscas poco seleccionadas que aparentemente estarían debajo de esta facies ignimbítica, pero su

relación no es clara debido a las perturbaciones tectónicas reconocidas en ese sector. En el sector sudoriental (Figs. 2 y 3, perfil E-E') un manto de unos 15 m de espesor de esta ignimbrita se dispone sobre el PDSP que aflora saltuariamente en ese

sector (Fig. 4d). No ha sido posible establecer su relación con la ignimbrita vitroclástica o las tobas lapillíticas que afloran al oeste, pero se ha registrado claramente en el campo que la ignimbrita cristaloclástica está cubierta por conglomerados volcanogénico-sedimentarios estratificados.

c) facies efusivas

Coladas y domos riolíticos: Afloran al oeste de las ignimbritas vitroclásticas constituyendo las mayores elevaciones del área (Fig. 2). Son rocas afaníticas de coloración gris con tintes violáceos y rosados que presentan un notable bandeamiento o foliación por flujo de milímetros a centímetros de espesor con formas curvas que, en algunos sectores, se disponen de forma vertical, rasgo que podría indicar los canales de alimentación de cuerpos dómicos.

Al microscopio el bandeamiento por flujo se remarca por la alternancia de bandas de 5-10 mm compuestas por agregados de esferulitas de distintos tamaños; algunas bandas de 1-2 mm son vítreas (isótropas). En las bandas más gruesas suele observarse una incipiente textura micropoiquilítica por cristalización de cuarzo de bordes irregulares que incluye agregados fibroradiados. Fenocristales de cuarzo de 1-2 mm, son poco abundantes.

Debido a su alta viscosidad, estas riolitas constituyen complejos de domos, que las evidencias de campo sugieren fueron posteriores a las ignimbritas vitroclásticas. Estas lavas se extienden fuera del área mapeada, hacia el oeste; además, al sudoeste se registra un domo subcircular en planta (~ 2,5 km de diámetro) con características similares a las descritas más arriba. Otros centros efusivos de lavas riolíticas y brechas autoclásticas, cercanos pero fuera del área mapeada, fueron reconocidos por los autores a unos 1.000 m al norte del casco de la estancia San Pedro y al noreste, en las inmediaciones de la estancia La Evelina, por Del Blanco *et al.* (2009).

d) Depósitos volcanogénico-sedimentarios

Se han reconocido dos subfacies que están espacial y genéticamente vinculadas.

Subfacies de brecha caótica: Se registraron dos exposiciones de estos depósitos (Fig. 2), una a lo largo de alrededor de 300 m en la base de los paredones situados sobre el camino que une las estancias San Pedro y La Evelina (Figs. 2 y 3, perfil D-D') y otro más pequeño, a unos 4 km al sur del anterior, aunque es posible que sean más extensos y se presenten en otros sitios debajo de los depósitos estratificados que los cubren. El espesor expuesto, sin base visible, es de 3 a 5 metros (Fig. 5a).

Se trata de brechas oligomícticas clasto-soportadas con baja selección y sin estratificación interna visible, en la que alrededor del 70 % corresponde a clastos subangulosos a subredondeados de 3-4 a 20 cm (Fig. 6 c) entre los que se hallan dispersos de manera irregular, bloques redondeados a subredondeados de 30-40 cm hasta 1 m³ (Fig. 5b). La matriz de arena gruesa a sabulítica es escasa; ocasionalmente tiene cemento silíceo rojizo. Los clastos mayores (bloques) son de lavas grises con tonos rosados, en algunos casos con foliación por flujo; entre los de menor tamaño, además de lavas hay de ignimbritas ricas en pómez con distinto grado de soldadura y, en general, con escasos cristales. En algunos de estos clastos más pequeños se observaron anillos concéntricos ferruginosos (Fig. 6d) producto de meteorización previa a su transporte y depositación.

Subfacies conglomerados y areniscas estratificadas: Conforman afloramientos relativamente extensos de tonalidades amarillas y blanquecinas distribuidos en el sector norte y este del área (Fig. 2); asomos más discontinuos se han observado al norte del área estudiada, fuera del mapa de la mencionada figura. Apoyan sobre la ignimbrita rica en cristales o sobre los conglomerados caóticos descritos previamente, de los que se diferencian por su estratificación y la ausencia de bloques de gran tamaño heterogéneamente distribuidos; entre ellos suele observarse una sutil superficie plana, que podría indicar cierta discontinuidad en la depositación (Fig. 6a).

En los niveles inferiores hasta aproximadamente los 6-8 m, predominan conglo-

merados oligomícticos clasto sostenidos en capas de 1 a 2 m de espesor, dadas por variaciones en el tamaño de los clastos desde 20-25 a 5-10 cm; los clastos de mayor tamaño son subredondeados y corresponden a lavas; los bancos de fragmentos de menor tamaño, con clastos subangulosos de lavas e ignimbritas, tienen escasa matriz sabulítica. Por encima comienzan a intercalarse niveles sabulíticos y, ocasionalmente areniscas gruesas, cada vez más abundantes a medida que se asciende en la columna, conformando capas de 0,5 m de espesor, que gradan hacia arriba a capas centimétricas de areniscas y tufitas de distinta granulometría con intercalaciones sabulíticas y escasas de conglomerados finos para culminar, en la meseta que está al oeste de la estancia San Pedro (Fig. 2) con niveles de areniscas y tufitas finamente estratificadas (Fig. 6e) seguidos por limolitas tobáceas laminadas (Fig. 6f). Coronan esa meseta, aunque no en toda su superficie, depósitos piroclásticos de caída constituidos por tobas y tobas lapillíticas moderadamente friables con estratificación incipiente.

La estratificación es de tipo planar-paralela (no se observó estratificación entrecruzada) y las capas son subhorizontales con inclinaciones de hasta 15° en varias direcciones. El espesor total se estima en unos 35 metros. En las tobas y tobas lapillíticas que están por encima se insinúan bancos de 2-3 m también de disposición subhorizontal; su espesor es del orden de los 10 m, aunque se asume que el techo ha sido erosionado.

ESTRUCTURA

El PDSP está surcado por numerosos lineamientos inferidos (Fig. 2) a partir de imágenes satelitales predominando los orientados ONO a NO, con menor representación en otras direcciones (Fig. 2). En el terreno, se advierte que algunos de ellos parecen coincidir con fajas donde la roca presenta abundantes tinciones limoníticas y diaclasamiento más denso.

La orientación de esos lineamientos es la misma que la de las fallas inferidas al norte del PDSP (Figs. 2 y 3, perfil C-C), don-

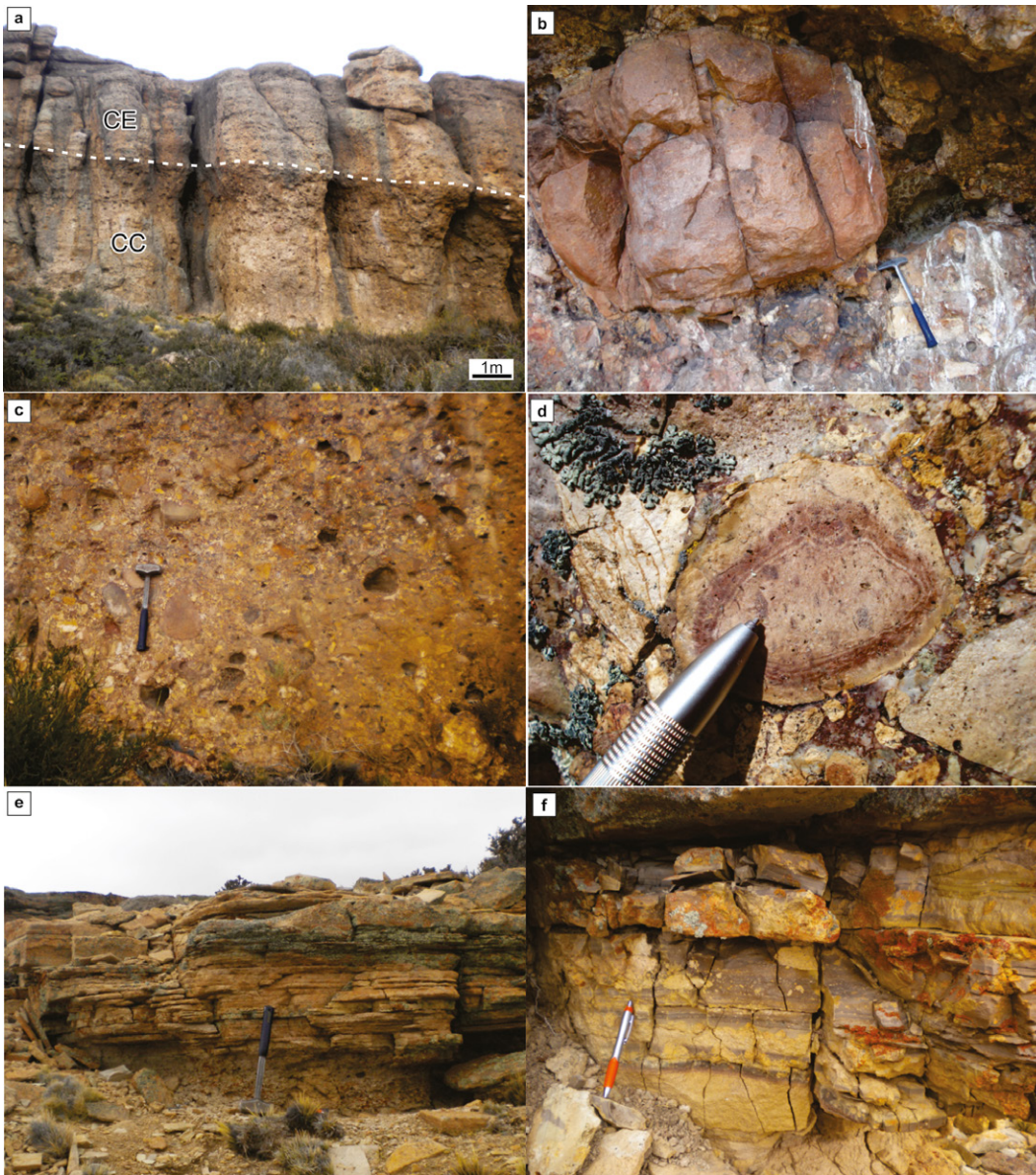


Figura 6: Depósitos volcano-génico-sedimentarios. a) Brecha caótica (CC) cubierto por conglomerados estratificados (CE); se remarca la probable superficie de discontinuidad; b) Uno de los clastos de gran volumen distribuidos heterogéneamente en la brecha caótica; c) Brecha caótica; nótese las dos poblaciones de tamaño y forma de los clastos; d) Clasto con evidencias de meteorización antes de su transporte y deposición en la brecha caótica; e) Tufitas estratificadas en los niveles superiores de los conglomerados estratificados; f) Limolitas tobáceas laminadas en la parte superior de la serie estratificada.

de en algunos casos se observaron afloramientos saltuarios de brechas de origen tectónico en la ignimbrita cristaloclástica, con evidencias de actividad hidrotermal superpuesta.

Algunas fallas inferidas, e incluso los lineamientos de orientación ONO tienen continuidad en las ignimbritas vitroclásticas; en esos sectores se observa un diaclasamiento apretado y ocasionalmente fajas paralelas decoloradas por fluidos hidrotermales acompañadas por reemplazos silíceos masivos (al noroeste en la figura 2).

Esta dirección ONO es consistente con

la de fallas de primer orden y lineamientos magnéticos, señalados por Giacosa *et al.* (2010) en la zona central del Macizo del Deseado.

El contacto occidental del PDSP parece seguir una serie de fallas subverticales, en parte inferidas, con rumbos desde NNE a NNO, que le otorgan un aspecto curvo cóncavo hacia el oeste; algunos lineamientos con estas orientaciones también se registran en las ignimbritas vitroclásticas y lavas riolíticas fluidales que afloran al oeste. Las evidencias de fallamiento, observadas en el borde oriental de la ignimbrita vitroclástica, consisten en la

presencia de brechas y/o de material triturado y sutilmente orientado formando fajas delgadas y discontinuas, paralelas a los rumbos señalados y desde subverticales a fuertemente inclinadas ($> 50^\circ$) al oeste. Asimismo los mantos de la ignimbrita vitroclástica fuertemente soldada de la base, contrastando con la disposición subhorizontal de esta ignimbrita, pueden inclinar entre 35° y 60° al oeste, posiblemente por basculamiento.

En el sector sudeste del área (Fig. 2) se observaron dos escarpas de falla subparalelas que afectan a la ignimbrita cristaloclástica; tienen rumbo NE, con el bloque

bajo al noroeste. En este sector, dentro del PDSP, se observan lineamientos con la misma orientación.

MANIFESTACIONES MINERALES

Si bien en las inmediaciones del área estudiada se registran las manifestaciones de mineralización hidrotermal mencionadas previamente en el tratamiento de la geología local, dentro del área mapeada (Fig. 2) los autores no tienen conocimiento de alguna mención previa de las evidencias de actividad hidrotermal que se comunican en este trabajo.

En el sector sudeste (Fig. 2) se halló una veta de cuarzo alojada en el PDSP. Posee rumbo general NE e inclinación subvertical con tendencia hacia el sudeste. Aflora con cierta continuidad en 200 m donde se registran espesores desde algunos decímetros hasta 1,5 m que incluye vetillas subparalelas y está acompañada por algunas ramificaciones delgadas con orientaciones variadas hasta N-S. Esta veta parece extenderse, en forma discontinua, por 300 m más en dirección noreste. La orientación general de esta estructura mineralizada es paralela a la de las fallas mencionadas precedentemente, situadas al este.

El relleno principal es de calcedonia gris y en algunos tramos se observó una textura bandeada de cuarzo blanco sacaroide alternando con calcedonia con tinciones amarillentas y rojizas debido a minerales de oxidación. El análisis de una muestra puntual de la veta arrojó valores de 0,14 g/t Au, 94 g/t Ag y anomalías en metales base (Cu: 101 ppm, Pb: 1320 ppm y Zn: 3540 ppm) así como en As: 188 ppm; Hg: 4,6 ppm; Mo: 9,9 ppm; Sb: 27,3 ppm y W: 11,3 ppm.

Como fue mencionado, en el contacto norte del PDSP con la ignimbrita cristaloclastica, se reconocieron en esta última, asomos aislados de una brecha tectónica. En el análisis al microscopio de una muestra de esta brecha, se hallaron cavidades rellenas por calcita y baritina así como delgadas guías irregulares de cuarzo y crecimiento de pequeños cristales de cuarzo alrededor de fragmentos (Fig. 5h),

las cuales son evidencias del relleno hidrotermal en los espacios de la brecha. El análisis geoquímico de una muestra puntual no registró oro ($Au < 5$ ppb) pero sí valores anormales de Ag (1,1 ppm), Hg (0,7 ppm) y Sb (6,5 ppm).

También se registraron algunos sectores con rocas fuertemente silicificadas (no muestreados); son de poca extensión y aparentemente con disposición subhorizontal. Estas silicificaciones son similares a las producidas por aguas calentadas por vapor en diversos sectores del Macizo del Deseado (Mykietiuik *et al.* 2005, Fernández *et al.* 2008, Moreira y Fernández 2015).

GEOQUÍMICA

En el diagrama TAS de Le Maitre (1989) (Fig. 7a) las rocas analizadas se ubican en los campos de las dacitas (PDSP) y de las riolitas (pórfido gris, ignimbritas y coladas riolíticas). La ignimbrita vitroclástica está fuertemente soldadas en la base (aunque en forma discontinua) y no se ha desvitrificado (o muy escasamente) y por lo tanto se considera como mejor representante de la composición del magma riolítico; el contenido de SiO_2 es 76,7 % (recalculado en base anhidra) y la relación K_2O/Na_2O de 1,21. Por encima, esta ignimbrita es moderadamente soldada y, al igual que las lavas fluidales, se desvitrificaron durante su enfriamiento. La relación K_2O/Na_2O de la ignimbrita (7,8) y de la lava (6,3) indica un incremento de potasio y pérdida de sodio que puede haber sido provocado por los procesos de desvitrificación (Lipman 1965) o bien consecuencia de un metasomatismo potásico como el señalado por Páez *et al.* (2010) en volcanitas jurásicas de otros sectores del Macizo del Deseado. A estos procesos, también podría deberse el enriquecimiento de Rb y disminución de Sr (ver cuadro 1). Por otra parte, el pórfido gris presenta delgadas guías irregulares de cuarzo de grano fino producto de un proceso hidrotermal posterior, dando lugar a un incremento en el contenido de SiO_2 . En estos casos, como también fue considerado por Pankhurst *et al.* (1998) el

diagrama TAS no parece apropiado para su clasificación.

Con el fin de minimizar los efectos de procesos de alteración (deutéricos, hidrotermales y/o meteóricos) que pueden haberse producido en estas rocas, se utilizó el gráfico de discriminación propuesto por Winchester y Floyd (1977) basado en elementos traza inmóviles (Fig. 7b). Se observa en este gráfico que el pórfido gris se ubica junto al PDSP, en el campo de dacita/riodacitas, lo cual evidencia la similitud de estas rocas en cuanto a su composición en elementos traza inmóviles. Las ignimbritas vitroclásticas y cristaloclasticas, y las lavas fluidales, se mantienen en el campo de las riolitas, independientemente de su grado de desvitrificación. Esta clasificación geoquímica es consistente con las observaciones petrográficas.

Pankhurst *et al.* (1998) señalaron que parte de las volcanitas de la Formación Chon Aike poseen bajos contenidos de Nb (< 20 ppm) característico de las riolitas de margen continental. En este caso (Nb < 12 ppm) las rocas pertenecerían a este grupo. En los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por Pearce *et al.* (1984) las rocas analizadas se disponen en el campo de los granitos de arco volcánico y sin-colisionales, utilizando Y-Nb (Fig. 8a) pero una mejor discriminación en el campo de los granitos de arco volcánico se obtiene sobre la base de los contenidos de Yb y Ta (Fig. 8b).

Los diagramas multielementos (*spider*) se construyeron siguiendo la sugerencia de Rollinson (1993) es decir normalizados a condritos como equivalente del manto primordial (Fig. 9a) y a MORB (Fig. 9b). Se observa un comportamiento muy similar de las distintas rocas analizadas, con enriquecimiento de elementos incompatibles; esto, junto al marcado empobrecimiento en Nb, P y Ti, indicaría que los magmas eran muy similares y con las características típicas de arco magmático (Pearce 1982, Thompson *et al.* 1984). En ambos casos, las rocas de composición riolítica están más empobrecidas en Sr, P y Ti, que las de composición dacítica.

El diagrama multielemental de Tierras

Raras (Fig. 9c) también muestra un comportamiento similar para las distintas litologías, con enriquecimiento de las Tierras Raras livianas respecto a las pesadas (La_N/Yb_N : 3,9-9,9) escaso fraccionamiento de las Tierras Raras pesadas (Gd_N/Yb_N : 1,3-1,6) y anomalías negativas de Eu (Eu/Eu^*) las cuales son más notables en las rocas de composición riolítica (promedio 0,34) que en las dacíticas (promedio 0,50).

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Rocas subvolcánicas y volcánicas

La presencia de rocas subvolcánicas merece un tratamiento particular debido a que es el único caso conocido por los autores en el Macizo del Deseado, donde afloran rocas de estas características y son incluidas en la Formación Chon Aike (Panza *et al.* 1997). Otros cuerpos subvolcánicos se han identificado en la zona central del Macizo del Deseado; se trata de pórfidos andesíticos no aflorantes, intruidos en la Formación Roca Blanca (Jurásico Inferior) que fueron datados en ~168 Ma asignados a la Formación Cerro León por Jovic (2009).

La homogeneidad en la composición, granulometría, textura y mineralogía permiten interpretar al PDSP como un único cuerpo, relativamente voluminoso de acuerdo a las dimensiones de su afloramiento (unos 6 km en dirección NO-SE por 4,5 km perpendicularmente). No es posible establecer una relación del PDSP con el pórfido gris, también de composición dacítica y petrografía similar, expuesto unos 4 km al noroeste, del cual estaría separado por un bloque hundido y relleno por las ignimbritas vitroclásticas, cristalocásticas y tobas lapillíticas estratificadas (Fig. 2).

De acuerdo a las observaciones de campo, en el borde occidental, el PDSP está cubierto por las tobas lapillíticas (Fig. 3, perfil A-A') con estratificación subhorizontal y una situación similar se registra sobre el pórfido gris. Asimismo en el borde sudoriental, un manto de unos 15 metros de espesor de ignimbrita cristaloclás-

CUADRO 1: Análisis geoquímicos de roca total (ver laboratorio y método analítico en Metodología).

Roca	PDSP				Pg	lvc	lvc-sold	DRf	lcc
Muestra	21918	21919	21921	21906	21901	21903	21908	21910	21912
SiO ₂	65,30	67,90	67,30	67,50	72,20	78,20	72,80	76,60	79,30
TiO ₂	0,39	0,37	0,40	0,37	0,43	0,09	0,07	0,06	0,11
Al ₂ O ₃	14,95	15,55	14,80	15,10	12,20	11,55	11,90	11,70	11,10
Fe ₂ O ₃ t	3,77	3,57	4,36	3,65	4,57	1,73	1,49	1,65	1,31
CaO	2,95	2,43	2,55	2,85	1,96	0,16	0,92	0,17	0,39
MgO	0,99	0,77	1,00	0,86	0,29	0,12	0,10	0,02	0,09
MnO	0,07	0,05	0,07	0,07	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02
N ₂ O	3,00	3,80	3,54	3,22	2,21	0,84	3,42	1,32	1,86
K ₂ O	3,79	4,01	3,76	3,73	4,15	6,52	4,15	8,25	5,96
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,09	0,09	0,16	0,02	<0,01	<0,01	0,03
PPC	3,52	2,07	5,05	3,12	2,32	1,94	4,41	2,35	1,18
Total	98,81	100,59	102,92	100,56	100,54	101,19	99,29	102,14	101,35
Ba	1720	730	788	810	585	1170	1005	1105	941
Cr	80	80	80	70	120	70	40	60	70
Hf	5,2	5,4	5,1	5,5	3,8	4,2	4,5	4,3	4,7
Nb	9,7	9,7	9,3	9,3	7,0	10,3	11,2	11,9	7,7
Rb	175,0	181,5	160,0	177,0	165,5	292,0	246,0	361,0	261,0
Sc	10,0	9,0	10,0	9,0	8,0	6,0	7,0	6,0	5,0
Sr	208,0	217,0	164,5	175,0	202,0	51,7	132,0	48,4	56,4
Ta	0,9	0,9	0,9	0,9	0,7	1,0	1,1	1,1	0,9
Th	13,9	15,1	14,3	14,3	9,7	13,4	14,6	14,6	15,1
Y	33,1	34,5	32,1	32,7	20,5	30,0	35,9	36,6	19,3
Zr	200	208	187	191	159	124	125	120	166
La	37,40	40,00	38,00	37,20	24,70	23,50	23,20	21,80	32,00
Ce	80,90	86,20	82,20	81,00	54,10	46,50	55,30	47,50	66,20
Pr	8,63	9,13	8,48	8,53	5,75	6,37	6,26	6,13	6,86
Nd	32,90	34,40	33,50	32,60	22,20	25,40	24,00	24,30	24,30
Sm	6,55	7,41	6,49	6,39	4,52	5,96	6,18	6,07	4,61
Eu	0,96	1,10	1,07	0,96	0,77	0,72	0,63	0,69	0,61
Gd	6,17	6,83	6,28	6,03	3,96	5,82	6,42	5,95	4,06
Tb	0,91	1,06	0,98	1,00	0,61	0,98	1,06	1,03	0,62
Dy	5,27	5,86	5,41	5,70	3,37	5,51	5,63	5,99	3,27
Ho	1,09	1,17	1,10	1,18	0,70	1,12	1,15	1,23	0,70
Er	3,18	3,57	3,27	3,39	2,01	3,70	3,55	3,82	1,94
Tm	0,48	0,51	0,48	0,48	0,33	0,56	0,52	0,54	0,31
Yb	3,24	3,32	3,17	3,42	2,19	3,62	3,51	3,79	2,18
Lu	0,51	0,46	0,47	0,49	0,35	0,56	0,53	0,52	0,31

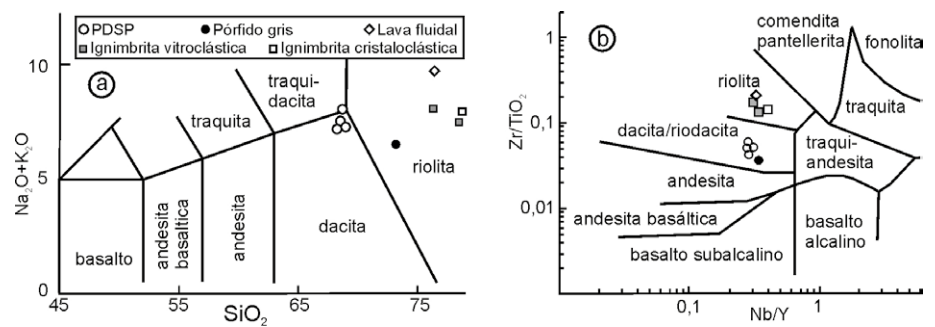


Figura 7: Diagramas de clasificación química de rocas volcánicas. a) Total de álcalis contra sílice (TAS, de Le Maitre *et al.* 1989) recalculados en base anhidra; b) Zr/TiO₂ contra Nb/Y (Winchester y Floyd 1977).

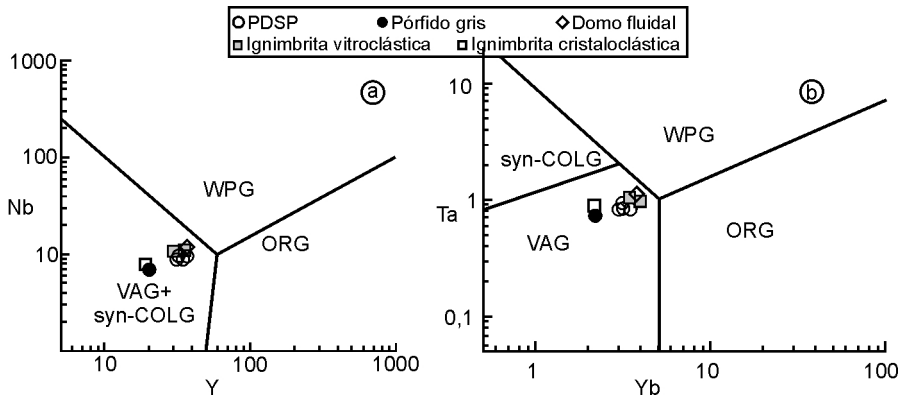


Figura 8: Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos (Pearce *et al.* 1984). a) Y-Nb; b) Yb-Ta. ORG: granitos de dorsales oceánicas; syn-COLG: granitos sin-colisionales; VAG: granitos de arco volcánico; WPG: granitos de intraplaca.

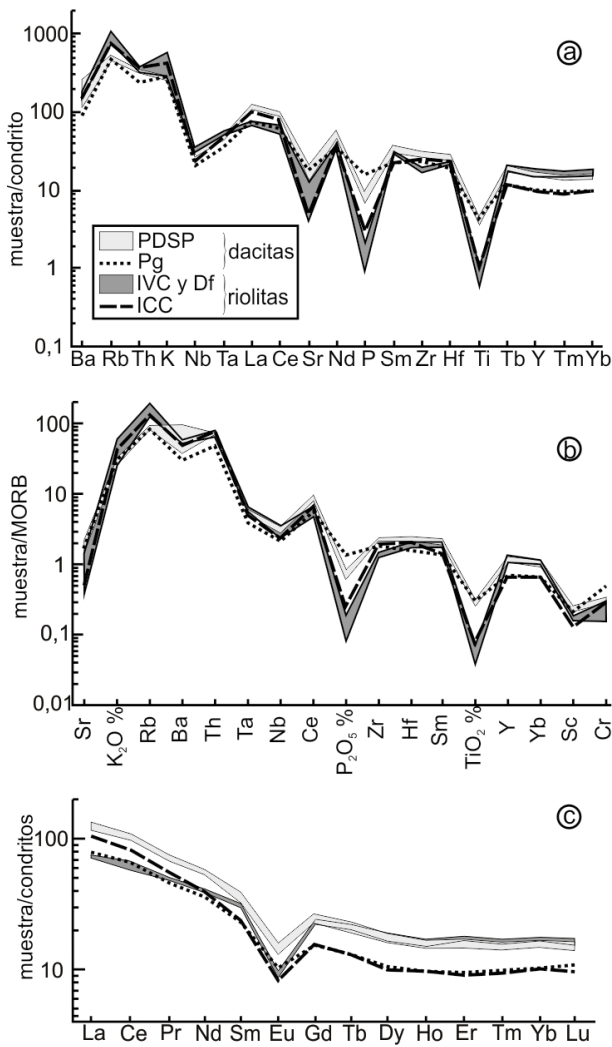


Figura 9: Diagramas multielementales (*spider*). a) Normalizado a condritos (Thompson *et al.* 1984); b) Normalizado a MORB (Pearce 1982); c) Elementos de las Tierras Raras normalizados a condritos (valores de Boynton 1984). PDSP: pórfido dacítico San Pedro. Pg: pórfido gris. IVC y Df: ignimbrita vitroclástica y domo fluidal. ICC: ignimbrita cristaloclástica.

tica cubre al PDSP (Fig. 3, perfil E-E' y Fig. 3d). No hay evidencias de algún efecto térmico del pórfido dacítico sobre las rocas volcanoclásticas sobreyacentes ni

se han registrado en esos sitios facies de grano fino que puedan representar bordes de sobre-enfriamiento del PDSP o del pórfido gris. De acuerdo a lo estima-

do por sus afloramientos, el espesor de las rocas del techo no debió ser muy superior a los 100-150 metros por lo cual si el magma de composición dacítica se intruyó en esas rocas, la diferencia de temperatura debería haber sido capaz de provocar esos efectos.

Otra característica que evidenciaría un proceso intrusivo sería la presencia de diques atravesando la serie piroclástica-volcánica. Diques riolíticos alojados en estas rocas fueron reconocidos en las inmediaciones del área estudiada cerca de la estancia La Morocha (Tessone y Del Blanco 1998), de pórfidos riolíticos en la zona de las estancias Manantial Espejo y 1° de Abril (Echeveste 2005; Páez 2012, Ruiz 2012) y traquíticos en la estancia Monserat (Sruoga *et al.* 2008). Sin embargo, en el relevamiento de campo efectuado, no se identificaron diques o apófisis de pórfidos dacíticos intruyendo a las litofacies piroclásticas, lávicas o volcanogénico-sedimentarias que bordean y cubren al PDSP, lo cual permite inferir que no se trata de un cuerpo intrusivo en esas rocas.

Por otra parte, la ignimbrita vitroclástica muy soldada incluye fragmentos líticos de varios centímetros de granitoides y más pequeños, pero abundantes, de rocas metamórficas y de una roca porfírica con fenocristales de plagioclasa zonada y biotita en pasta microgranular, similar al pórfido dacítico (Figs. 5a, b y c). Siguiendo a McPhie *et al.* (1993) los fragmentos de pórfido podrían ser líticos accidentales provenientes de un sustrato constituido por estas rocas e incorporados al flujo piroclástico caliente, mientras que los de metamorfitas y granitoides serían líticos accesorios derivados de la roca de caja del conducto de explosión.

El basamento ígneo-metamórfico no aflora en el área y, como se mencionó en la descripción del marco geológico regional, sus exposiciones son escasas y de pequeñas dimensiones en el ámbito del Macizo del Deseado. Sin embargo depósitos de flujos piroclásticos con abundantes litoclastos de rocas metamórficas fueron descritos al sur de esta zona (Echeveste 2005, Ruiz 2012). Asimismo, Echeveste *et al.* (2001) hallaron xenolitos de granitoides

des con textura granofírica en los conductos de alimentación de lavas andesíticas y propusieron un basamento subyacente en las inmediaciones de la estancia El Fénix, al noroeste de la zona estudiada. Conjuntamente con estas menciones, los litoclastos de granitoides y metamorfitas en las ignimbritas vitroclásticas permiten interpretar la presencia de un basamento de esta naturaleza por encima de la cámara magmática que dio lugar a estos productos del volcanismo explosivo.

De acuerdo a las características geológicas señaladas y sobre la base de la yacencia, relaciones entre las litofacies y petrografía, se propone el siguiente esquema evolutivo de los procesos magmáticos:

a) El pórfido dacítico San Pedro (junto al pórfido gris) se habría intruido a poca profundidad, en un basamento de rocas ígneas y metamórficas conformando un bloque en rápido ascenso y sujeto a una alta tasa de erosión. Esto permitió la exhumación de las rocas porfíricas las que también, debido a su alteración con abundante calcita, fueron erosionadas.

b) Posteriormente se produjeron los eventos de volcanismo explosivo que dieron lugar a los depósitos de flujos calientes de composición riolítica: tobas lapillíticas e ignimbritas. Estos depósitos cubrieron parcialmente, o tal vez totalmente, al PDSP el que todavía podía constituir una zona relativamente elevada. Dichos flujos incorporaron fragmentos de rocas porfíricas sobre las que se deslizaban. Posiblemente las ignimbritas vitroclásticas y cristaloclasticas sean depósitos diacrónicos empalmados lateralmente, sin que pueda precisarse su orden cronológico.

c) En su etapa final, el volcanismo explosivo perdió energía y el ascenso del magma no fue tan rápido como para generar una súbita expansión de la fase gaseosa por lo que tiene lugar la efusión de lavas riolíticas formando los complejos de domos (que se extienden fuera del área estudiada). Es probable que los canales de alimentación de estos domos de lava hayan coincidido con los conductos de volcanismo explosivo.

d) Los depósitos volcanogénico-sedimentarios se desarrollaron tardíamente

respecto a los procesos mencionados y se tratarán más adelante como un ciclo diferente pero vinculado a ellos.

Los magmas que dieron lugar a las rocas subvolcánicas dacíticas y volcanoclásticas-volcánicas riolíticas, tuvieron características geoquímicas similares y, como fue señalado, se habrían originado en un ambiente equivalente a un arco magmático. Sin embargo, debe notarse que las riolitas están más empobrecidas en Sr, P y Ti que las dacitas (Figs. 9a y b), lo cual indicaría que son más evolucionadas y con mayor fraccionamiento de plagioclasa, apatita y óxidos de Fe-Ti. La disminución del Sr podría deberse en parte a efectos postmagmáticos, pero la anomalía negativa de Eu más pronunciada en las riolitas (Fig. 8c) también estaría indicando el fraccionamiento de plagioclasas.

Aunque no es posible establecer el tiempo transcurrido entre la intrusión del PDSP y las rocas piroclásticas y volcánicas que lo suceden, esta interpretación asume un intervalo prolongado. Sin embargo, es consistente con los datos geocronológicos obtenidos por Tessone *et al.* (1999) a unos 15 km al noroeste del área, quienes adjudican la diferencia de edades entre rocas efusivas andesíticas (173 ± 8 Ma, Rb-Sr) e ignimbritas riolíticas (148 ± 2 Ma, Rb-Sr) a una interrupción temporal del volcanismo.

Ciclo volcanogénico-sedimentario

En las etapas finales del evento volcánico explosivo-efusivo que produjo las ignimbritas y lavas, al norte y este del área quedaron zonas deprimidas o en rápido hundimiento que fueron rellenadas por los depósitos volcanogénico-sedimentarios. Primero fueron los de disposición interna caótica y pobre selección, que probablemente se formaron por avalanchas de detritos y rellenaron las zonas más bajas; estos depósitos de alta energía, donde prevalece el efecto de la gravedad, estarían indicando un relieve relativamente pronunciado y conforme a las litologías observadas de sus componentes se interpreta que provinieron de los centros efusivos situados a algunos kilómetros al norte y noreste, mencionados al describir

las coladas y domos riolíticos; las brechas autoclásticas relacionadas a esas lavas, pueden haber sido una importante fuente de los detritos. Evidentemente esas zonas de aporte fueron afectadas por la meteorización a juzgar por los anillos concéntricos en algunos clastos, producidos por esta alteración (Fig. 6d) y probablemente las formas redondeadas de los bloques mayores (Fig. 6b) también fueron adquiridas por meteorización antes de ser incorporados al flujo frío, más que por el efecto del transporte.

A los depósitos volcanogénico-sedimentarios caóticos le sucedieron los estratificados que continuaron el relleno del depocentro intravolcánico y se extendieron más ampliamente debido a un medio de transporte que debía tener abundante cantidad de agua, formando abanicos aluviales de alta energía con probables flujos del tipo lahar, tal como sugieren los conglomerados gruesos poco seleccionados que predominan en los niveles inferiores. La composición de los clastos, muy similar a los de la facies caótica, indicaría la misma zona de proveniencia. La estratificación grano decreciente de la serie muestra que la energía de transporte disminuyó progresivamente dando lugar al incremento de los niveles de sabulitas y arenas gruesas con bancos conglomerádicos de menor espesor y finalmente los niveles de arenas finas a limolitas laminadas que probablemente representan depósitos fluviales de planicies de inundación y lacustres. Los mantos gruesos de tobas (depósitos piroclásticos de caída) que coronan la secuencia, sugieren que, regionalmente, se mantenía la actividad volcánica explosiva.

En la localidad tipo de la Formación Bajo Grande, Hechem y Homovc (1988) describieron características similares a las de los depósitos volcanogénico-sedimentarios que aquí se tratan; consideraron a esta formación como una asociación de facies de abanico aluvial de la etapa final del volcanismo que dio lugar a las Formaciones Chon Aike y La Matilde.

Los depósitos volcanogénico-sedimentarios consignados en este trabajo se incluyen en la Formación Bajo Grande, ya que

presentan características similares y se acumularon en un ambiente análogo al señalado para dicha formación por Hechem y Homovc (1988). Se interpreta que las rocas producidas durante el evento piroclástico-efusivo (Formación Chon Aike) fueron meteorizadas; los detritos fueron transportados, en parte por gravedad pero principalmente debido a la presencia de abundante agua bajo condiciones fluviales desde alta hasta baja energía, y se depositaron rellenando valles y zonas deprimidas.

Mineralización

Las mineralizaciones conocidas en la zona son de tipo epitermal y representan un evento tardío respecto al volcanismo. De acuerdo a Del Blanco *et al.* (2009) las vetas de la zona de La Evelina se alojan tanto en lavas andesíticas (Formación Bajo Pobre) como en ignimbritas, lavas ácidas y tobas retrabajadas (Formaciones Chon Aike y La Matilde). Las manifestaciones del proyecto Nico (Mirasol Resources 2014) y del noroeste del cerro Lavatorio (Tessone y Del Blanco 1998) están hospedadas en lavas ácidas (Formación Chon Aike) que representan los últimos eventos efusivos del Jurásico Superior para la zona.

Los hallazgos de mineralización hidrotermal reportados en este trabajo presentan características mineralógicas (releno de calcedonia) y geoquímicas, similares a las de los depósitos epitermales del subtipo denominado de baja sulfuración. Tienen un fuerte control estructural; la veta y vetillas alojadas en el PDSP están controladas por una zona de fractura y las precipitaciones con contenidos anómalos de Ag, Hg y Sb forman parte del cemento de brechas tectónicas en la ignimbrita cristaloclástica. Las silicificaciones masivas son de poca extensión y afectaron a las tobas lapillíticas estratificadas y a la ignimbrita vitroclástica, pero otras similares que se observaron en la base de los conglomerados volcanogénico-sedimentarios, especialmente como reemplazo y relleno de la matriz; probablemente fueron producidas por aguas subsuperficiales calentadas por el vapor exsuelto de los fluidos hidrotermales, provocando fuertes silicificaciones controladas por el paleonivel freático.

Se propone que las mencionadas mineralizaciones y/o anomalías en metales, se produjeron en las etapas finales o inmediatamente posteriores al volcanismo representado por las coladas y domos riolíticos, como consecuencia de cambios físicos y químicos de los fluidos hidrotermales durante su ascenso o circulación a través de zonas de mayor permeabilidad. La participación de aguas meteóricas en los fluidos hidrotermales es significativa en muchos depósitos epitermales de baja sulfuración (Cooke y Simmons 2000, Simmons *et al.* 2005). Un ambiente fluvio-lacustre, como el imperante durante la formación de los depósitos volcanogénico-sedimentarios reconocidos en el área, puede proveer abundante agua de recarga al sistema hidrotermal (Ebert y Rye 1997). Esta provisión de agua es fundamental en la dinámica de las células convectivas que generan los sistemas geotermales y transportan los metales y solventes (Fernández *et al.* 2008) hasta los sitios de depositación.

CONCLUSIONES

Las facies subvolcánicas aflorantes en la zona se asignan preliminarmente (sin datos geocronológicos) a la Formación Chon Aike (Jurásico Medio a Superior). Están representadas por un cuerpo relativamente grande (Pórfido Dacítico San Pedro) y otro de pequeñas dimensiones (Pórfido dacítico gris) separado del anterior, pero con ciertas características similares. Estos intrusivos poco profundos se habrían emplazado en un basamento no aflorante constituido por metamorfitas y granitoides, y fueron rápidamente exhumados y expuestos a la erosión.

Los depósitos piroclásticos producto del volcanismo explosivo son los más representativos de la formación mencionada y están constituidos por tobas lapillíticas estratificadas, ignimbritas vitroclásticas e ignimbritas cristaloclásticas, de composición riolítica. Las ignimbritas vitroclásticas están claramente sobre las tobas lapillíticas, pero no hay evidencias para establecer su relación con las ignimbritas cristaloclásticas y tal vez se trate de unida-

des diacrónicas. Estos depósitos cubrieron total o parcialmente a las rocas porfíricas.

Por pérdida de energía del volcanismo se produjeron las facies efusivas constituidas por coladas y domos riolíticos, que si bien están expuestas sólo en el borde occidental de la zona estudiada, son abundantes en los alrededores; este evento efusivo es posterior, al menos, a las ignimbritas vitroclásticas.

Los depósitos volcanogénico-sedimentarios se asignan en este trabajo a la Formación Bajo Grande (Jurásico Superior - Cretácico Inferior). Se originaron inicialmente como avalanchas conducidas por la gravedad (subfacies de brechas caóticas) y continuaron en ambientes fluviales de alta a baja energía, culminando con depósitos lagunares (subfacies conglomerados y areniscas estratificadas). Estas subfacies fueron cubiertas, total o parcialmente, por depósitos piroclásticos de caída.

Las manifestaciones minerales halladas en el área estudiada son del tipo epitermal. La de mayor importancia es la veta de rumbo NE alojada en el PDSP, con valores elevados de Ag y anomalías de Au, metales base y otros elementos asociados a los depósitos epitermales. Las otras representan rellenos locales en brechas tectónicas, con valores anómalos de Ag, Hg y Sb o sin anomalías (brecha en el pórfido gris). Las silicificaciones masivas registradas son reemplazos producidos por aguas calentadas por vapor, similares a los reportados en otros sitios del Macizo del Deseado. Estas manifestaciones se vinculan con la etapa final del volcanismo y a un ambiente con abundante agua superficial que contribuyó, como recarga, al sistema hidrotermal.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue desarrollado con el aporte del subsidio otorgado por la Universidad Nacional de La Plata al proyecto 11/N685. Se agradece al Dr. Eduardo Llamabías por la lectura crítica sobre un primer manuscrito y sus valiosas sugerencias para mejorarlo, así como a dos árbitros anónimos y a la editora asociada de la revisi-

ta de la Asociación Geológica Argentina, Dra. M. López de Luchi, cuyos aportes y comentarios permitieron incrementar la calidad de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andrada de Palomera, P., van Ruitenbeek, F.J.A. y Carranza, E.J.M. 2015. Prospectivity for epithermal gold-silver deposits in the Deseado Massif, Argentina. *Ore Geology Reviews* 71: 484-501.
- Bellosi, E.S. y Jalfin, G.A. 1989. Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia Extra-andina e Islas Malvinas. En: Chebli, G. y Spalletti, L.A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica* 6: 379-393, Tucumán.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier: 63-114.
- Coffin, M.F. y Eldhom, O. 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. En: Storey, B.C., Alabaster, T. y Pankhurst, R.J. (eds.), *Magma-tism and the causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication 68: 17-30, London.
- Cooke, D.R. y Simmons, S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. En: Hagemann, S.G. y Brown, P.E. (eds.), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* 13: 221-244, Boulder.
- Cortiñas, J., Homocv, J., Lucero, M., Gobbo, E., Laffitte, G. y Viera, A. 2005. Las cuencas de la región del Deseado. En: Chebli, G. (ed.), *Frontera exploratoria de la Argentina*. Instituto Argentino del Petróleo y Gas 14: 289-306, Buenos Aires.
- de Barrio, R.E., Panza, J.L. y Nullo, F. 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: Caminos R. (ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 29: 511-527, Buenos Aires.
- Del Blanco, M., Etcheverry, R., Marchionni, D., Tessone, M. y Recio, C. 2009. Características de un yacimiento epitermal somero en el Macizo del Deseado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 373-382.
- Ebert, S.W. y Rye, R.O. 1997. Secondary precious metal enrichment by steam-heated fluids in the Crofoot-Lewis hot spring gold-silver deposit and relation to paleoclimate. *Economic Geology* 92: 578-600.
- Echeveste, H. 2005. Metalogénesis del distrito argento-aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 251 p., La Plata.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Llabrás, E., Tessone, M., Schalamuk, I., Piccirillo, E. y De Min, A. 2001. Relaciones entre las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área estancia El Félix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 548-558.
- Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada de Palomera, P. y Tessone, M. 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 665-81.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. 3 Tomos, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Fracchia, D. y Giacosa, R. 2006. Evolución estructural del basamento ígneo-metamórfico en la estancia Las Tres Hermanas, noreste de la Comarca del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 118-131.
- Giacosa, R., Márquez, M. y Panza, J. 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. En: Haller, M. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio 15° Congreso Geológico Argentino, 1-2: 33-44, El Calafate.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. y Allard, J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au-Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30: 134-150.
- 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* 59: 727-742.
- Harrington, H. 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46: 1773-1814.
- Hechem, J.J. y Homocv, J.F. 1988. Facies y paleoambientes volcánicoclásticos en el Nesocratón del Deseado. *Boletín de Informaciones Petroleras* 16: 2-22.
- Herbst, R. 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca, provincia de Santa Cruz, Patagonia, con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana* 12: 1-102.
- Homocv, J. y Constantini, L. 2001. Hydrocarbon exploration potencial within intraplate shear related depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 85: 1795-1816.
- Jalfin, G.A. y Herbst, R. 1995. La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia): Estratigrafía. *Ameghiniana* 32: 211-229.
- Jovic, S.M. 2009. Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 264 p., La Plata.
- Leanza, A.F. 1958. Geología Regional Argentina. Editorial Peuser, *Suma de Geografía* 1 (3): 217-349, Buenos Aires.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, 193 p. Oxford
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 601-653, Córdoba.
- Lipman, P.W. 1965. Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1201-D. 30 p. Washington.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES, University of Tasmania, 198 p. Tasmania.
- Mirasol Resources 2014. www.mirasolresources.com/projects/nico.html, noviembre de 2014.
- Moreira, P. 2005. Geología y Metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 360 p., La Plata.

- Moreira, P. y Fernández, R. 2015. La Josefina Au-Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. *Ore Geology Reviews* 67: 297-313.
- Moreira P., Fernández, R., Hervé, F., Fanning C.M. y Schalamuk, I.B.A. 2013. Detrital zircons U-Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 32-46.
- Mykietiak, K., Fernández, R. y Azevedo, F. 2005. Alteraciones hidrotermales superpuestas: producto de fluidos de pH neutro y ácido en el cerro Guanaco, Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 23-31.
- Páez, G. 2012. Génesis del yacimiento de metales preciosos Mina Martha, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 148 p., La Plata.
- Páez, G.N., Ruiz, R., Guido, D.M., Jovic, S.M. y Schalamuk, I.B. 2010. The effects of K-metasomatism in the Bahía Laura Volcanic Complex, Deseado Massif, Argentina: Petrologic and metallogenic consequences. *Chemical Geology* 273: 300-313.
- Pankhurst, R.J y Rapela, C.W. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134: 23-36.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. y 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* 81: 113-136.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y 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: 605-625.
- Panza, J.L. 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e Gobernador Moyano y 54e Cerro Vanguardia. Servicio Geológico Nacional (inédito), 197 p., Buenos Aires.
- Panza, J.L., Marín, G. y Zubia, M. 1997. Hoja Geológica 4969-1 Gobernador Gregores. Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 239, 96 p. Buenos Aires.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Wiley, 525-548, Chichester.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 953-956
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96. Buenos Aires.
- Rapela, C.W. 1999. Las rocas ígneas Gondwánicas. El plutonismo triásico-jurásico de la Patagonia. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 364-372. Buenos Aires.
- Rollinson, H.R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Logman Scientific & Technical*: 352p.
- Ruiz, R. 2012. Geología y Mineralizaciones del sector sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 211 p., La Plata.
- Schalamuk, I., de Barrio, R., Zubia, M., Genini, A. y Echeveste, H. 1999. Provincia aurógenita del Deseado, Santa Cruz. En: Zappettini, E. (ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 35 II: 1178-1188, Buenos Aires.
- SEGEMAR 1994. Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz, escala 1:750.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume*: 485-522.
- SJM 2011. Informe campaña de sondeos. Proyecto El Puesto: Sectores Cerro Negro, Volcán sur y Nidos. Inédito, 98 p., SJM S.A. Buenos Aires.
- Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Kleiman, L., Japas, S., Maloberti, A. y Martínez, H. 2008. Análisis litofacial y estructural del Complejo Bahía Laura en el área El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 653-664.
- Sruoga, P., Japas, M.S., Salani, F., Kleiman, L. y Rubinstein, N. 2010. Caldera La Peligrosa (47°15'S, 71°40'O): Un evento clave en la Provincia Silíceo Chon Aike. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 368-380.
- Tessone, M. y Del Blanco, M.A. 1998. Mineralización epitermal en domos riolíticos de la Formación Chon Aike, sector central del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso de Geología Económica. *Actas* 3: 94-99, Buenos Aires.
- Tessone, M., Del Blanco, M., Macambira, M. y Rolando, A. 1999. New radiometric ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the central zone of the Deseado Massif. 2° South American Symposium on Isotope Geology, *Acta*: 132-135. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 34, Córdoba.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 310: 549-590.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Recibido: 4 de septiembre de 2015

Aceptado: 12 de abril de 2016