

# ANÁLISIS LITOFACIAL Y ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO VOLCÁNICO BAHÍA LAURA EN EL ÁREA EL DORADO-MONSERRAT, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Patricia SRUOGA<sup>1</sup>, Alicia BUSTEROS<sup>2</sup>, Raúl GIACOSA<sup>3</sup>, Héctor MARTÍNEZ<sup>3</sup>, Laura KLEIMAN<sup>4</sup>, Silvia JAPAS<sup>5</sup>, Alejandro MALOBERTI<sup>4</sup> y María Rosario GAYONE<sup>6</sup>

<sup>1</sup> CONICET-SEGEMAR, Buenos Aires. Email: patysruoga@yahoo.com.ar

<sup>2</sup> SEGEMAR-IGRM., Buenos Aires. Email: abuste@mecon.gov.ar

<sup>3</sup> SEGEMAR-IGRM. Delegación Regional Patagonia, Comodoro Rivadavia, Chubut. Email: giacosaraul@yahoo.com.ar, bravard2002@yahoo.com.ar

<sup>4</sup> CNEA, Gerencia de Exploración, Buenos Aires. Email: kleiman@cae.cnea.gov.ar, malobert@cae.gov.ar

<sup>5</sup> CONICET-UBA. Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, Buenos Aires. Email: msjapas@gl.fcen.uba.ar

<sup>6</sup> CNEA, Gerencia de Exploración, Regional Patagonia, Trelew, Chubut. Email: petit\_gayone@yahoo.com

## RESUMEN

La zona de El Dorado-Monserrat está situada en el borde suroriental de la comarca del Deseado, a 110 km al noroeste de la ciudad de Puerto San Julián. Esta zona posee interés económico debido a la presencia de vetas epitermales con Au-Ag y Ba. Además, resulta un área apta para el estudio litofacial y estructural del Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL) de edad jurásica media a tardía. Se han reconocido cuatro litofacies que integran el complejo (facies lávico-hipabisal mesosilícica, facies piro-epiclástica, facies ignimbrítica soldada y facies lávico-hipabisal riolítica) y se ha puesto énfasis en aquellas de carácter proximal. Se han identificado fallas normales con orientación ENE (N 75°) y NNO, vinculadas con el régimen de extensión que ejerció un fuerte control en el emplazamiento del volcanismo durante la evolución del rift. Se propone a esta zona como un centro eruptivo recurrente, tanto para la actividad efusiva como explosiva, el cual estuvo controlado por fallas normales de rumbo ENE de distribución escalonada. Hipotéticas calderas de tipo trapdoor se habrían generado durante el emplazamiento de los flujos ignimbríticos de gran volumen.

Palabras clave: *Litofacies, estructura, Volcanismo, Jurásico, Santa Cruz.*

**ABSTRACT:** *Structural and lithofacies analyses of the Bahía Laura Complex in the El Dorado-Monserrat Area, province of Santa Cruz.* The Dorado-Monserrat area is located in the southeastern edge of the Deseado region, 110 km far from Puerto San Julián. It has an economic interest due to the Au-Ag-Ba epithermal vein system and also, the area is suitable for carrying out lithological and structural studies of the Bahía Laura Volcanic Complex (BLVC), of Middle to Late Jurassic age. Four lithofacies have been recognized (intermediate lavas/dikes, piro-epiclastics, welded ignimbrites, rhyolitic lavas/dikes), with special emphasis on near-vent facies. In addition, several normal faults, trending ENE (N 75°) and NNW, were identified. They are closely associated to the extensional regime which strongly controlled the Bahía Laura Volcanic Complex emplacement during the rift evolution. The study area is proposed as a recurrent eruptive centre, both during efusive and explosive activity, controlled by main en-échelon ENE trending normal faults. Hypothetic trapdoor type calderas should have generated during large-volume ignimbrites emplacement.

Keywords: *Lithofacies, Structure, Volcanism, Jurassic, Santa Cruz.*

## INTRODUCCIÓN

El volcanismo de edad jurásica media a tardía, ampliamente distribuido en la provincia de Santa Cruz, pertenece a la provincia Chon Aike (Kay *et al.* 1989). Por su extensión, volumen y composición riolítica predominante, ha sido definida como una gran provincia ígnea silíceo (Pankurst *et al.* 1998), la cual abarca un área de

1,7 x 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>, incluyendo la plataforma continental. Cabe destacar que la categorización del volcanismo Chon-Aike como una *large igneous province* (LIP) silíceo no se ajusta estrictamente a la definición original de Coffin y Eldhom (1992). Efectivamente, si bien la vasta extensión areal es equivalente a muchos ejemplos de grandes provincias ígneas basálticas, el lapso de tiempo de la actividad volcánica

es de 35 Ma (188-152 Ma, Pankurst *et al.* 2000). Durante ese tiempo, se registró migración del volcanismo hacia el oeste, como consecuencia de los cambios tectónicos que acompañaron el desmembramiento de Gondwana (Storey *et al.* 1992). Numerosos trabajos sugieren que el emplazamiento del volcanismo estuvo íntimamente relacionado con un régimen de extensión cortical (Homocv y Constan-

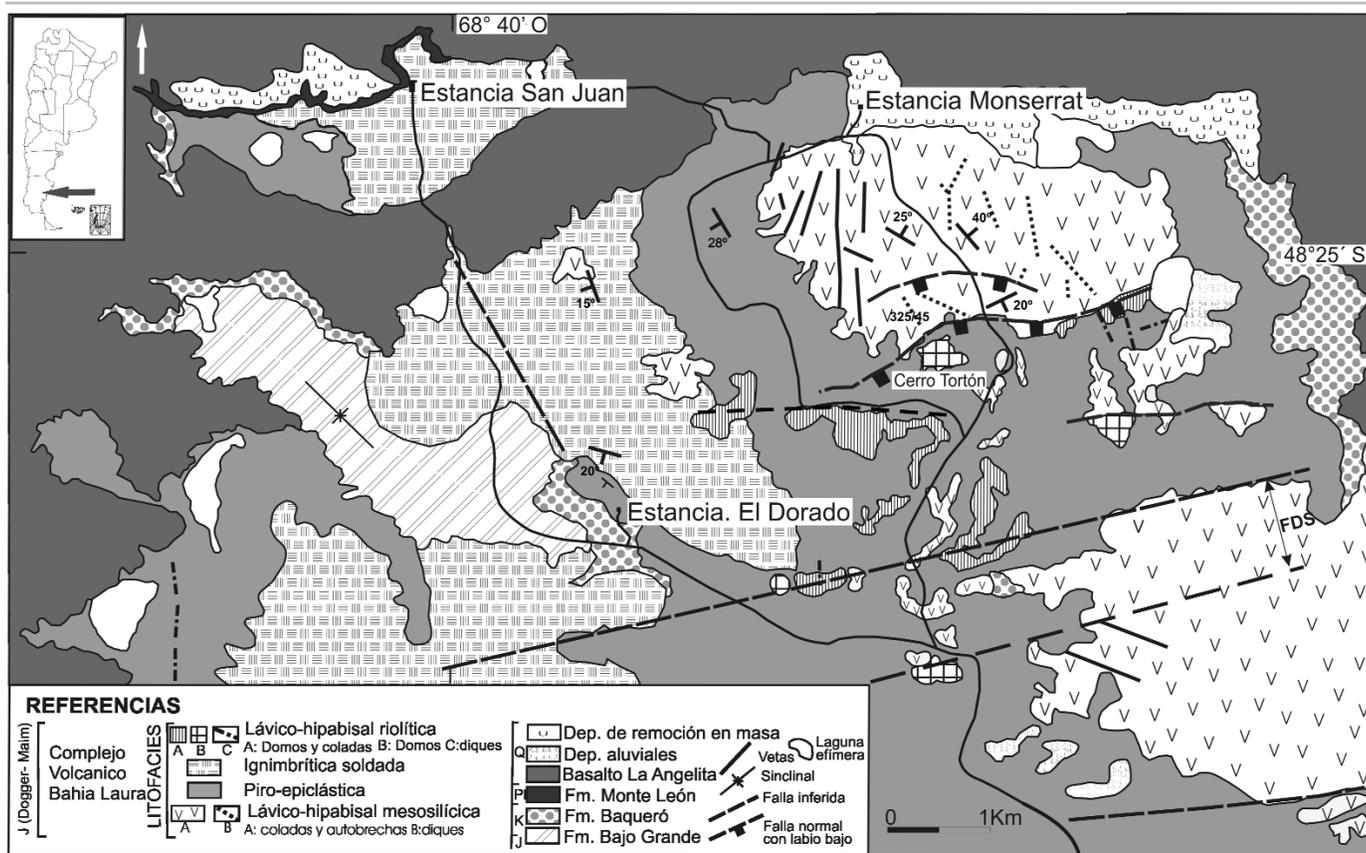


Figura 1: Mapa geológico del área El Dorado-Monserrat y ubicación de la zona de estudio en la provincia de Santa Cruz

тини 2001 y referencias allí citadas). Desde un enfoque tectoestratigráfico, las evidencias proporcionadas por los registros sísmicos, tanto en la comarca del Deseado como en la cuenca de San Julián (Figueiredo *et al.* 1996, Homovc *et al.* 1996, Homovc y Constantini op. cit.), permiten separar dos fases dentro de la etapa de *rifting*: una fase inicial de "*synrift* o *rift* Bajo Pobre" con una activa interrelación entre fallamiento normal y volcanismo, y una fase tardía o *post-rift* Bahía Laura donde el fallamiento fue menos activo. Se adopta el criterio de Fracchia y Giacosa (2006) para el reemplazo del término "macizo" por el de comarca o región del Deseado. Si bien el primero se halla muy arraigado en la literatura, existen evidencias que sugieren una evolución muy diferente a la que expresa conceptualmente el término macizo, es decir un área con un comportamiento positivo y rígido, en contraste con la marcada subsidencia de las cuencas del Golfo San

Jorge y Austral. Por el contrario, las recientes interpretaciones demostraron que luego de la cratonización del basamento pre-pérmico la región estuvo sometida a fuerte subsidencia, donde se destacan dos episodios de *rifting* de gran magnitud, que comenzaron a fines del Paleozoico y se acentuaron en el Jurásico (Cortiñas *et al.* 2005).

Las rocas volcánicas se conocen localmente con diversas denominaciones litoestratigráficas: Complejo Bahía Laura, Formación Chon Aike, Formación La Matilde, Formación Bajo Pobre y Grupo Bahía Laura, en la comarca del Deseado, Serie Tobífera en el subsuelo de las cuencas Austral y de Malvinas y Complejo El Quemado en la Cordillera Patagónica Austral. Para una revisión exhaustiva de la nomenclatura estratigráfica se remite al lector a Panza (1995) y Guido (2004). En esta contribución se ha optado por la denominación de Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL), acuñada por Fe-

ruglio (1949) ya que, a entendimiento de los autores, el término complejo es el que mejor refleja la variabilidad litológica y las relaciones de interdigitación lateral de esta unidad con neto predominio de rocas volcánicas. Guido (2004) propuso el empleo de "Complejo Bahía Laura" para reemplazar el de "Grupo Bahía Laura". En este trabajo, la inclusión de la Formación Bajo Pobre en el Complejo Volcánico Bahía Laura se basa en otorgar a la unidad un rango de evento tectomagmático mayor, emplazado bajo un mismo régimen extensional y vinculado evolutivamente.

Previamente, otros autores (Echeveste *et al.* 2001, Guido *et al.* 2006) han destacado la estrecha asociación de los términos ácidos del Complejo Volcánico Bahía Laura con aquellos básicos e intermedios de la Formación Bajo Pobre, avalando la naturaleza bimodal y parcialmente sincrónica del evento volcánico mesojurásico.

En la comarca del Deseado, el Complejo Volcánico Bahía Laura está compuesto por volcanitas de emplazamiento subaéreo, cuya evolución progresó desde términos efusivos de composición andesítica en la parte inferior, a extensos *plateaux* riolíticos y dacíticos con depósitos epiclásticos intercalados, con domos y coladas de composición riolítica en su tope. Diversos trabajos de relevamiento litológico de detalle (Sruoga 1989, Echeveste *et al.* 2001, Guido 2004) ponen de manifiesto la variabilidad propia del volcanismo fragmentario y la necesidad de un tratamiento litofacial, con el fin de reconstruir la arquitectura volcánica y establecer los mecanismos eruptivos.

La zona de El Dorado-Monserrat está situada en el borde suroriental de la comarca del Deseado, a 110 km al noroeste de la ciudad de Puerto San Julián. Esta zona posee interés económico debido a la presencia de vetas epitermales con Au-Ag y Ba (Echevarría 1997, Echavarría y Etchevery 1998). Desde un punto de vista estratigráfico, su importancia radica en que resulta un área apta para el abordaje litofacial del Complejo Volcánico Bahía Laura debido a que afloran en una superficie relativamente pequeña, todas las unidades volcanogénicas que lo componen, algunas de las cuales, además, presentan características de facies proximales.

Este trabajo refleja los primeros resultados de las tareas llevadas a cabo en el marco de dos proyectos coordinados: la elaboración de la Hoja La Celestina a escala 1:100.000 (SEGEMAR) y el proyecto de investigación "El potencial minero nuclear y metalífero de las provincias Choiyoi en el Bloque de San Rafael y Chon-Aike en el Macizo del Deseado" (CNEA-SECTIP-Fomicruz).

El objetivo de la presente contribución consiste en caracterizar las litofacies reconocidas en la zona de El Dorado-Monserrat, sus relaciones estratigráficas, las estructuras que las afectan y explorar los mecanismos eruptivos responsables del emplazamiento del complejo volcánico.



**Figura 2:** a) vista panorámica en las cercanías de la estancia Monserrat. Sucesión de coladas lacítico-andesíticas pertenecientes a la litofacies 1, con inclinación hacia el NE. b) detalle de fluidalidad en coladas andesíticas de la litofacies 1.

## MARCO GEOLÓGICO

En el área de estudio las rocas más antiguas que afloran son volcanitas de edad jurásica. De acuerdo con trabajos previos (Panza 1995, Echavarría *et al.* 2005), la actividad volcánica se inició con efusiones de lavas mesosilícicas a básicas de la Formación Bajo Pobre, asignada al Jurásico medio a tardío según la Carta Estratigráfica UNESCO -IUGS (2000), sobre la base de dataciones Ar-Ar, que varían entre  $164,1 \pm 0,3$  y  $152,7 \pm 2$  Ma (Féraud *et al.* 1999), y de una isocrona Rb-Sr de  $173 \pm 8$  Ma (Tessone *et al.* 1999). Se han descrito lavas andesíticas con microfenocristales de plagioclasa, orto y clinopiroxeno y brechas volcánicas asociadas. El conjunto se halla fuertemente silicificado y hospeda vetas de cuarzo y baritina.

A continuación, suprayacen en discordancia erosiva las ignimbritas y lavas ácidas y los depósitos volcanoclásticos refe-

ridos a las formaciones Chon Aike y La Matilde, respectivamente. Panza (1995) diferenció ambas unidades por su composición litológica y destacó su interdigitación lateral, mientras que Echavarría (1999) propuso su integración en un modelo de caldera de pequeño tamaño. Se describen flujos ignimbriticos sucesivos vinculados con la formación de la estructura, brechas post-colapso, depósitos epiclásticos extracaldera y un domo riolítico emplazado en una falla anular inferida. La columna estratigráfica continúa con las sedimentitas asignadas a las formaciones Bajo Grande y Baqueró, cuya deposición abarcó el lapso Jurásico tardío Cretácico temprano. Cortiñas *et al.* (2005) incluyeron a estas unidades dentro del segundo gran ciclo de relleno sedimentario y volcanoclástico de la comarca del Deseado, dentro del cual reconocieron una etapa de *rifl*, con las rocas volcánicas jurásicas y la Formación Bajo Grande, y una etapa de *sag* en el Cretácico con los



**Figura 3:** Vista panorámica de una sección piro-epiclástica al sur de la estancia El Dorado. S: intervalo semicubierto correspondiente a los depósitos de surge piroclásticos.

depósitos de las formaciones Baqueró y Laguna Palacios. La Formación Bajo Grande está integrada por areniscas y tufitas de grano mediano a sabulítico, raramente conglomeráticas. Debido a la falta de registro fosilífero, esta unidad es asignada por su posición en secuencia al límite Jurásico-Cretácico, más precisamente al lapso Kimmeridgiano Tardío - Hauteriviano. Junto con la Formación Baqueró integran una estructura sinclinal ubicada al suroeste de la estancia El Dorado (Fig. 1). Asimismo, esta unidad ha sido reconocida en el sector oriental, en el bajo de la estancia El Dorado y al oeste de la estancia San Juan. Está representada por tobas, cineritas y pelitas en menor proporción en la parte inferior y areniscas y conglomerados en la parte cuspidal. Teniendo en cuenta las asociaciones polínicas y la paleoflora presente en la Formación Baqueró, se le atribuye una edad aptiana en sentido amplio, sin descartar que alcance la parte más alta del Barremiano (Archangelsky *et al.* 1984). Archangelsky (2001) sostiene que durante el Aptiano comienza un cambio en la vegetación global, con una extinción florística de jerarquía. Recientes dataciones radiométricas realizadas por Corbella (2005) confirman dicha edad. Como consecuencia de la transgresión del mar patagónico se depositaron, en

discordancia erosiva, las sedimentitas de la Formación Monte León. Esta unidad aflora en los alrededores de la estancia San Juan, donde se distinguen areniscas ocre amarillentas, pelitas y biosparitas con restos de mega y microfauna. Su edad se considera oligoceno tardío hasta mioceno temprano, en base a estudios de mega y microfauna (Echevarría 1984). En el sector oriental de la provincia de Santa Cruz Fleagle *et al.* (1995) determinaron una edad Ar/Ar en plagioclasa de 19,5 Ma para sedimentitas equivalentes. Estos depósitos, así como también las unidades jurásicas y cretácicas, se hallan cubiertos por coladas de basaltos olivínicos pertenecientes al Basalto La Angelita. En base a dataciones Ar/Ar, las cuales arrojaron valores de 3,56 y 1,9 Ma, se lo asigna al Plioceno tardío (Gorring *et al.* 1997). Esta unidad se extiende en una amplia zona al oeste, norte y este del área estudiada, constituyendo extensos campos lávicos, consiste en mantos de poco espesor que no superan los 1,50 m, los cuales muestran en la parte superior vesículas y niveles escoriáceos, en tanto que la sección inferior es masiva, melanocrática y afanítica. Completan la columna estratigráfica depósitos de deslizamientos multirrotacionales, aluviales y coluviales del Cuaternario.

## ANÁLISIS LITOFACIAL DEL COMPLEJO VOLCÁNICO BAHÍA LAURA

En la zona de El Dorado-Monserrat se han reconocido cuatro litofacies que integran este complejo volcánico (Fig. 1).

1) **Facies lávico-hipabisal mesosilícica:** Representa los términos basales aflorantes de la secuencia litofacial estudiada y corresponde a aquellos afloramientos asignados a la Formación Bajo Pobre por Panza (1995) y Echavarría *et al.* (2005). Se hallan distribuidos en dos sectores principales, uno ubicado inmediatamente al sur de la estancia Monserrat y el otro hacia el este de la estancia El Dorado (Fig. 1). Además, se han reconocido dentro del área estudiada afloramientos aislados, con una morfología característica de lomadas bajas.

Esta unidad está integrada por coladas y brechas autoclásticas asociadas de composición modal andesítica, lacítica y traquítica y diques traquíticos (Le Maître 2002). Las coladas se presentan en paquetes de geometría mantiforme, con bandeamiento fluidal conspicuo y espesores individuales que no superan la decena de metros (Fig. 2, a y b). Los depósitos de brechas autoclásticas afloran como niveles intercalados o como interdigitaciones laterales de las coladas coheren-

tes. Con frecuencia, estos niveles brechosos están afectados fuertemente por alteración silíceo, en forma de venas y venillas de jaspe y calcedonia. A menudo se observan geodas de cuarzo y calcedonia bandeada.

El estudio petrográfico ha permitido distinguir fenolacitas, andesitas y traquitas afectadas por alteración hidrotermal en grado variable.

Las fenolacitas son rocas porfíricas, con un contenido de fenocristales que varía entre 7 y 15 %, de sanidina y albita en menor proporción. Se hallan inmersos en una pasta de textura felsítico-esferulítica por desvitrificación, con microlitas de feldespato iso-orientadas. Los minerales máficos, correspondientes a posibles secciones basales de piroxenos y escasa biotita tabular, se hallan totalmente alterados, con bordes reabsorbidos y núcleos huecos o rellenos por sílice. Como accesorios se reconocen circón y minerales opacos en gránulos iso-orientados según la microfluidalidad. La alteración silíceo se manifiesta a modo de venas y parches de cuarzo y como relleno de cavidades por calcedonia y cuarzo, acompañados por jarosita y limonitas.

Las andesitas corresponden a la variedad piroxénica, reconociéndose especímenes inusualmente frescos. Presentan textura porfírica a glomeroporfírica y contienen 6 % de fenocristales de plagioclasa (An 38), hipersteno con indicios de corrosión y clinopiroxeno subordinado. La pasta está integrada por pequeños microlitos de plagioclasa sin orientación, microgránulos de minerales opacos y escasos piroxenos, sobre una base vítrea con alteración arcillosa.

Las coladas de composición traquítica presentan características petrográficas similares a los cuerpos hipabisales.

En el sector norte, próximo a la estancia Monserrat, se han identificado varios diques con recorridos variables, entre 300 y 1.500 m y cuya orientación N-S y NNO predominante es similar a la de las vetas de cuarzo mineralizadas (Fig. 1). Corresponden a traquitas de tonalidades verde claro, gris blanquecino y castaño amari-

lento, afectadas por alteración silíceo, arcillososericitica y carbonática en grado moderado a fuerte. Presentan textura porfírica, el contenido de fenocristales de feldespato alcalino varía entre 8 y 20% y se hallan inmersos en una pasta que consiste en un apretado fieltro de diminutas tablillas de feldespato alcalino orientadas. En las muestras más alteradas, la textura traquítica solo se reconoce en las adyacencias de los fenocristales. El único mineral máfico presente es la biotita, comúnmente con inclusiones de rutilo (sagenita) y reemplazada parcial a totalmente por minerales opacos. Como accesorio hay escaso circón. La silicificación se manifiesta en forma de venas y venillas de cuarzo, generando texturas brechosas y como reemplazo en la pasta en forma de parches.

2) **Facies piro-epiclástica:** Esta unidad es la de mayor extensión areal en la zona de El Dorado-Monserrat (Fig. 1) y abarca afloramientos previamente asignados a la Formación La Matilde y en parte a la Formación Chon Aike (Panza 1995). De las cuatro facies reconocidas ésta es la que presenta mayor heterogeneidad litológica. Incluye secuencias volcanoclásticas de rápida variación lateral, en las cuales se intercalan depósitos de origen piroclástico, incluyendo flujos densos, surges y caídas y depósitos epiclásticos. El conjunto es blanco, con tonalidades anaranjado-rojizas y aflora en las zonas deprimidas, en el paleorelieve labrado sobre los derrames lávicos de la litofacies 1. Solamente en ciertos sectores del área relevada, por debajo de las bardas basálticas o de las cornisas riolíticas, es posible apreciar exposiciones de espesor variable, alcanzando potencias de 30 m. Los depósitos ignimbríticos constituyen mantos poco potentes y tabulares, ricos en vitroclastos pumíceos y pobres en litoclastos. Su característica es el bajo grado de soldadura. Los depósitos epiclásticos se han originado a partir del retrabajo de la tefra por los agentes exógenos, en simultaneidad con el evento volcánico explosivo. Se han identificado depósitos lacustres, constituidos por paquetes de tobas finas lami-

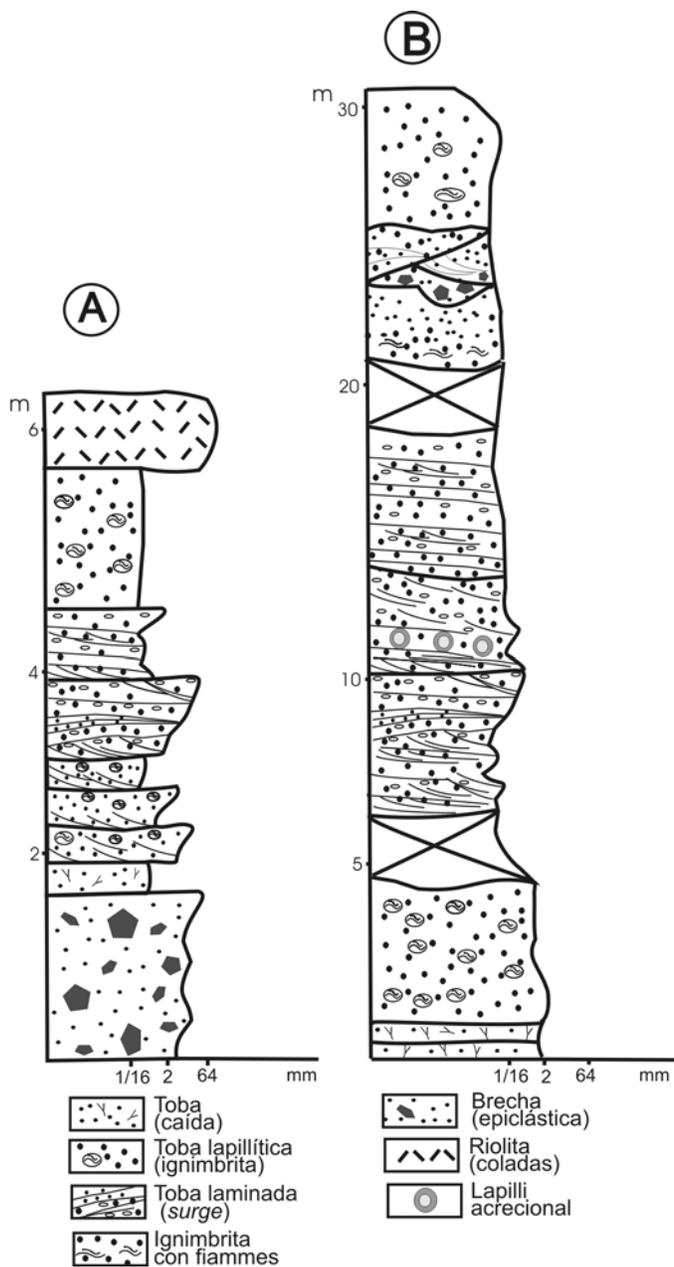
nadas con restos de paleoflora, depósitos de flujo de detritos, tipo lahar, formados por brechas arenosas masivas y secuencias tufíticas arenoso-sabulíticas con estructuras de corriente en ambiente fluvial. Las mejores exposiciones de esta unidad se hallan al sur de la estancia El Dorado, donde se puede apreciar el siguiente perfil, sin base expuesta (Figs. 3 y 4 b):

-0,10-0,60 m. Tobas cineríticas blancas, compactas, en bancos con estratificación paralela. Presentan textura vitroclástica, compuesta por abundantes trizas vítreas a veces alteradas a ceolitas, inmersas en una base vítrea cinerítica, con abundantes cristalitos oscuros, cubierta por una pátina alofánica. El contenido de cristaloclastos es muy escaso (1 %) y abarca fragmentos de cuarzo, feldespato alcalino y biotita fresca. Depósitos de caída de ceniza.

-5 m. Toba lapillítica vítrea blanco-rojiza. Engloba gran cantidad de fragmentos pumíceos de hasta 6 cm de tamaño totalmente argilizados y escasamente aplastados. Litoclastos pequeños y muy escasos. Unidad homogénea y masiva. Depósito de flujo denso (ignimbrita con bajo grado de soldadura).

-15 m. Tobas rosadas y castañas de grano fino a muy fino. Presentan laminación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo del orden de mm a cm. Se observan niveles ricos en lapilli acrecionales, con frecuente reemplazo por sílice, confiriendo a la roca un aspecto moteado (Fig. 5a). Al microscopio las tobas muestran un elevado contenido de vitroclastos (85%), como trizas monoaxonas y triaxonas con fuerte impregnación diferencial de óxidos de hierro. Se observan pequeñas cavidades rellenas por analcima. Los cristaloclastos son de cuarzo, feldespato alcalino corroído y argilizado y biotita fresca. Escasos litoclastos de riolitas esferulíticas y pumicitas. Depósitos de flujo diluido (*surges* piroclásticos).

-3 m. Toba lapillítica vítrea rojiza. Banco masivo y homogéneo. Se observan escasos y pequeños fiammes blanquecinos. Depósito de flujo denso (ignimbrita).



**Figura 4:** Perfiles columnares de las secciones piro-epiclásticas al sur y este de la estancia El Dorado. a) 48°28'08,6'' S y 68° 35'56,6'' O. b) 48°26'16,4'' S y 68°34'52,2'' O (véase descripción de los perfiles en el texto).

-2 m. Brecha matriz sostén, con variación a clasto sostén, en bancos lenticulares con grosera estratificación entrecruzada. Contacto inferior erosivo (paleocanal). El tamaño de los clastos angulosos varía entre 1cm y 20 cm y son de naturaleza volcánica. Depósito epiclástico (lahar).  
 -5 m. Toba vítrea rojiza. Banco masivo y homogéneo. Al microscopio la roca está compuesta en su mayor parte por trizas desvitrificadas distribuidas en una base de polvo vítreo desnaturalizado y argilizado, con parches síliceos y limonitas.

Los fragmentos vítreos de mayores dimensiones (0,21 a 1 mm) corresponden a fragmentos pumíceos desvitrificados a un agregado síliceo y en menor proporción arcilloso. Los fragmentos minerales (2 %) son angulosos, solo se conserva fresco el cuarzo. Es muy escaso el feldespato alcalino con importante desmezcla. Se observan sombras de minerales máficos tabulares totalmente reemplazado por material síliceo-arcilloso y en casos por óxidos e hidróxidos de hierro. Accesorios circón y minerales opacos. De-

pósito de flujo denso (ignimbrita)  
 Hacia el este de la estancia El Dorado, afloran secciones volcanoclásticas en las cuales predominan los depósitos de surges piroclásticos. Se observa el siguiente perfil, sin base expuesta (Fig. 4a):  
 -1,50 m. Brecha matriz sostén, masiva y caótica. Engloba fragmentos angulosos y subangulosos de riolitas e ignimbritas soldadas de 2 a 50 cm de tamaño. La matriz está compuesta por un material areno-arcilloso con alto grado de alteración. Depósito epiclástico (lahar).  
 -0,30 m. Tobas finas blanco rosadas. Capa masiva compacta, con fractura concoidea. Al microscopio las tobas muestran textura vitroclástica desvitrificada, en la cual se preservan escasas trizas. El contenido de cristaloclastos no supera 10%, predominando el cuarzo sobre el feldespato. Escasos litoclastos silicificados. Depósitos de caída de ceniza.  
 -1,10 m. Tobas y tobas lapillíticas vítreas estratificadas en bancos masivos. Cada banco presenta gradación inversa de la fracción pumícea y laminación entrecruzada de bajo ángulo. Los fragmentos son subangulosos y miden hasta 4 cm a lo largo de su eje mayor. Los fragmentos de pómez más pequeños tienen formas aplanadas. Siguen en abundancia los líticos de volcanitas totalmente desvitrificados. El contenido de cristaloclastos es escaso (5-7 %) y corresponde a fragmentos de cuarzo y biotita desferrizada y alterada con inclusiones de apatita y circón. La matriz se halla completamente desvitrificada. Depósitos de flujo diluido (*surges* piroclásticos).  
 -1,60 m. Tobas y tobas lapillíticas en bancos masivos y laminados alternados de tonalidades gris claro a oscuro (Fig. 5b). Los primeros son granocrecientes, tienen espesores variables entre 2 y 50 cm y se hallan compuestos por abundantes fragmentos pumíceos (> 60%) y tefra fina mal seleccionada. Los bancos estratificados poseen laminación que varía de subhorizontal a entrecruzada de bajo ángulo. Ocasionalmente, se observan pequeñas marcas de impactos balísticos. Presentan textura vitroclástica, formada por frag-



**Figura 5:** Surges piroclásticos. a) estructuras de laminación paralela y entrecruzada de bajo ángulo y niveles de lapilli acrecionales en la parte inferior de la foto. Aquellos de color blanco a la altura de la maza se encuentran silicificados. b) alternancia de banco masivos y laminados con variación en el tamaño de grano de los vitroclastos pumíceos. c) microfotografía, fragmentos pumíceos angulosos de diferente tamaño determinan una textura vitroclástica. X5, nicoles paralelos.

mentos vesiculados de pómez, con variable grado de desvitrificación (Fig. 5c). Escasos litoclastos de volcanitas silicificadas. La fracción cristaloclástica representa < 5% y está compuesta por fragmentos de cuarzo, frecuentes láminas de biotita muy alterada y desferrizada y muy escaso feldespato. Depósitos de flujo diluido (surges piroclásticos).

-1,10 m. Toba lapillítica vítrea blanco grisácea. Banco masivo y homogéneo. Es notable la escasez de litoclastos. La matriz está compuesta por abundantes fragmentos pumíceos poco deformados. El contenido de cristaloclastos es < 5 % y está compuesto por cuarzo, pequeñas láminas de biotita desferrizada y escasos feldespatos. Depósitos de flujo denso (ignimbrita).

-~3m. Banco tabular de riolita, en parte autobrechada y afectada por fuerte oxidación

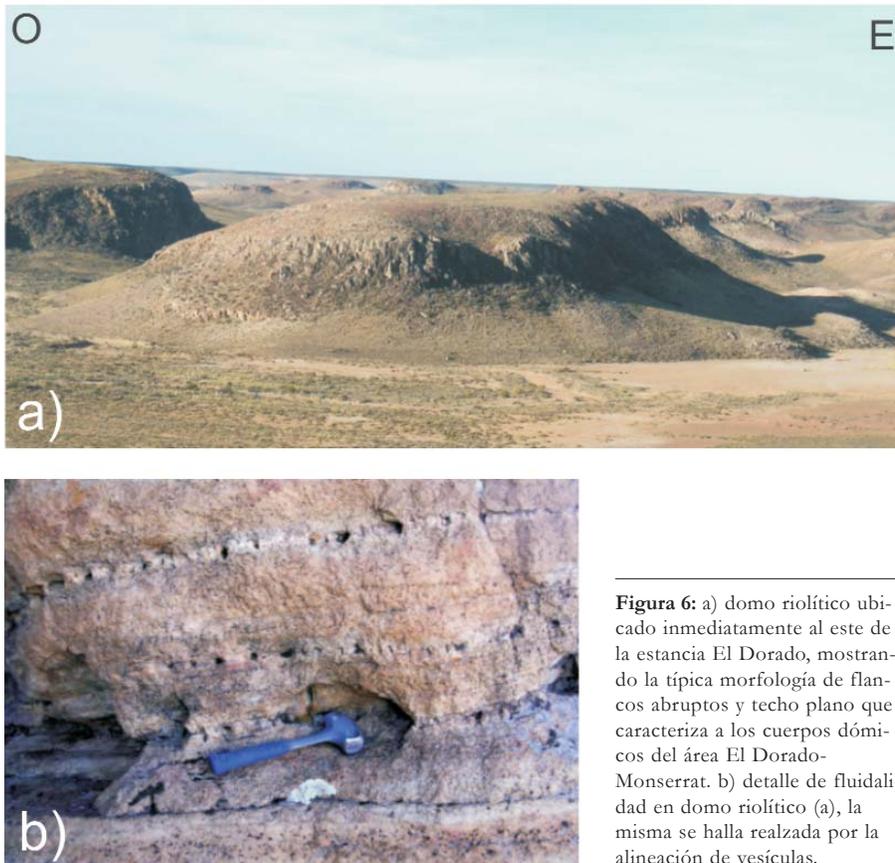
En el norte del área de estudio, frente a la estancia San Juan, se han reconocido *sur-*

*ges* piroclásticos, intercalados con depósitos ignimbríticos poco soldados. Hacia la parte superior esta sucesión se presenta afectada por fuerte brechamiento, enjambres de venillas de sílice e intruida por diques riolíticos.

En comparación con otras áreas de la comarca del Deseado, la participación de depósitos de surge en secciones piro-epiclásticas es más frecuente. De acuerdo con las características texturales y estructurales reconocidas, estos depósitos pueden ser clasificados como de tipo *base-surge* y estarían representando discretos episodios freatomagmáticos dentro de eventos explosivos de mayor envergadura, con alternancia de flujos ignimbríticos de gran volumen y caídas plinianas y/o freatoplinianas. Estos depósitos de *base-surge* son interpretados como de tipo seco y caliente ya que con excepción de la presencia local de niveles de lapilli acrecionales, no se han reconocido estructuras de deformación plástica que indiquen

participación abundante de agua durante el emplazamiento de los flujos.

3) **Facies ignimbrítica soldada:** Sus afloramientos se distribuyen en el sector central del área de estudio, entre las estancias San Juan y El Dorado y hacia el sur de esta última. Es una unidad fácilmente identificable debido a su geometría tabular, su gran continuidad lateral y su morfología escarpada, caracterizada por riscos de baja altura. En las cercanías de la estancia San Juan forma lomadas bajas y redondeadas. Si bien el depósito ignimbrítico se halla parcialmente erosionado, se estima que corresponde a una sola unidad de enfriamiento. Su mejor exposición se halla inmediatamente al noroeste del casco de la estancia El Dorado, donde se estima un espesor de 35 metros. En sentido vertical, la unidad ignimbrítica es homogénea con un incremento gradual en el grado de soldadura hacia la parte superior, donde, la textura eutaxítica es conspicua. La roca es una



**Figura 6:** a) domo riolítico ubicado inmediatamente al este de la estancia El Dorado, mostrando la típica morfología de flancos abruptos y techo plano que caracteriza a los cuerpos dómicos del área El Dorado-Monserrat. b) detalle de fluidalidad en domo riolítico (a), la misma se halla realizada por la alineación de vesículas.

toba cristalina soldada, de composición riolítica. En muestra de mano es violeta a rojo morado, en la cual se destacan los fiammes blancos alterados y la escasa proporción de litoclastos. El contenido de cristaloclastos es alto, alcanzando 40% y está representado por cuarzo subhedral, feldespatos alcalinos con reemplazos arcilloso-sericíticos y abundante biotita orientada y flexurada. Como accesorios aparecen circón y minerales opacos. Los vitroclastos abarcan trizas monoaxónicas, triaxónicas y esferoidales con grado variable de deformación por aplastamiento y fiammes orientados, con arreglo eutaxítico. El material vítreo original se halla desvitrificado en agregados axiolíticos y microfelsíticos, con material sericítico intersticial. Los escasos litoclastos reconocidos corresponden a fragmentos angulosos de tobas y riolitas con textura esferulítica. Sus características permiten clasificarla como una ignimbrita de alto grado (Walker 1983). Ejemplos similares han sido descriptos en otras localidades

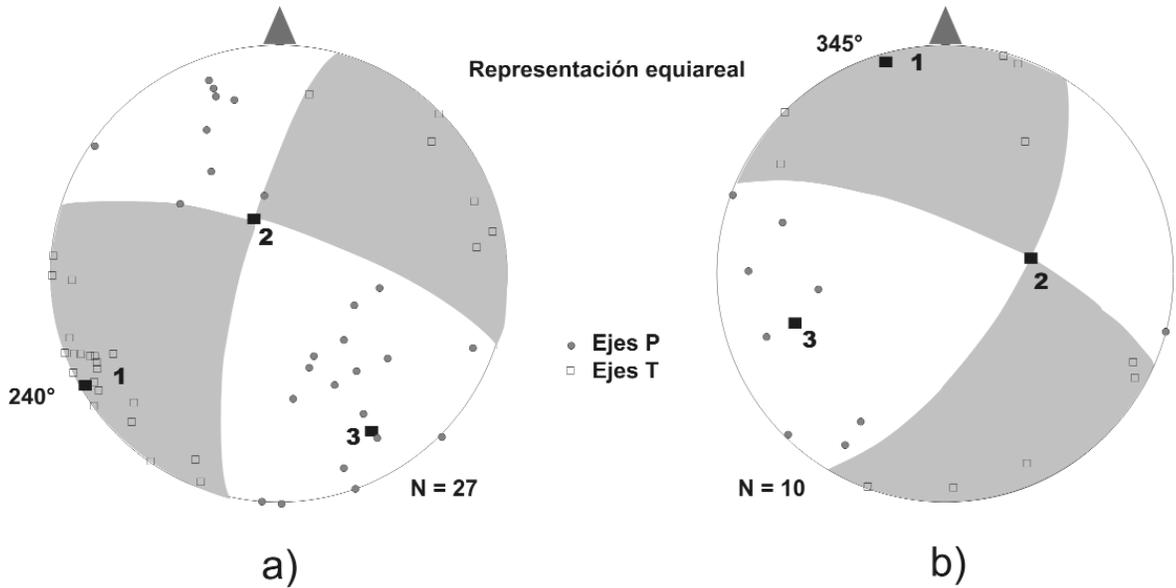
de la comarca del Deseado (Echeveste *et al.* 1999, 2001, Guido 2004). Si bien esta ignimbrita presenta algunas características propias de las facies de intracaldera, como por ejemplo el alto contenido en cristales, el grado de soldadura no es tan elevado ni la unidad es tan potente como cabría esperar.

4) **Facies lávico-hipabisal riolítica:** Sus afloramientos se disponen en el sector centro-oriental del área de estudio (Fig. 1). De acuerdo con el modo de emplazamiento es posible distinguir diques, domos exógenos y coladas asociadas. Se reconocen varios cuerpos laminares discordantes en las proximidades de la falla que limita por el sur la zona mineralizada de Monserrat. Estos cuerpos miden entre 400 y 1.000 m y tienen orientación NNO predominante y también ENE (Fig. 1). Intruyen a los términos de la litofacies piro-epiclástica. Además, se han identificado varios cuerpos con expresión morfológica dómica, entre los cuales se destaca el cerro Tortón (Fig. 1 y 6a), con un diá-

metro de 300 m aproximadamente y una altura de 265 m. En su flanco norte está en contacto mediante falla con depósitos de brechas ignimbríticas, mientras que en su flanco sur intruye depósitos piroclásticos pertenecientes a la litofacies 2. En su flanco oriental, subvertical, el domo exhibe bandeamiento fluidal de tipo paralelo (Fig. 6b) y suavemente convoluto y en su parte superior se observan zonas con brechamiento autoclástico. Características similares se aprecian en otros cuerpos de menores dimensiones señalados en el mapa de la Fig. 1. Las coladas se presentan asociadas a los domos constituyendo pequeños campos lávicos (Fig. 1), donde es posible distinguir zonas con bandeamiento fluidal y otras con brechamiento autoclástico. El estudio petrográfico de las rocas lávicas e hipabisales riolíticas revela que no hay diferencias entre diques, domos y coladas. Se trata de rocas de color rosado, porfíricas, con bajo contenido (6-10%) de fenocristales de cuarzo con profundos senos de engolfamiento, feldespatos alcalinos parciales a totalmente argilizados y biotita con exsolución de óxidos de Fe e inclusiones de circón. La pasta, en la mayor parte de los casos, presenta textura felsítica-microgranofírica y está compuesta por un agregado cuarzo-feldespatico con escasas escamas de biotita fresca y gránulos de opacos diseminados. La microfluidalidad está dada por la orientación de las escamas de biotita. Se reconocen variedades con textura esferulítica y litofisas asociadas. Las riolitas suelen presentar silicificación ya sea como orlas de crecimiento de cuarzo poligonal en los fenocristales de cuarzo, o como "parches" y venas.

## ESTRUCTURA

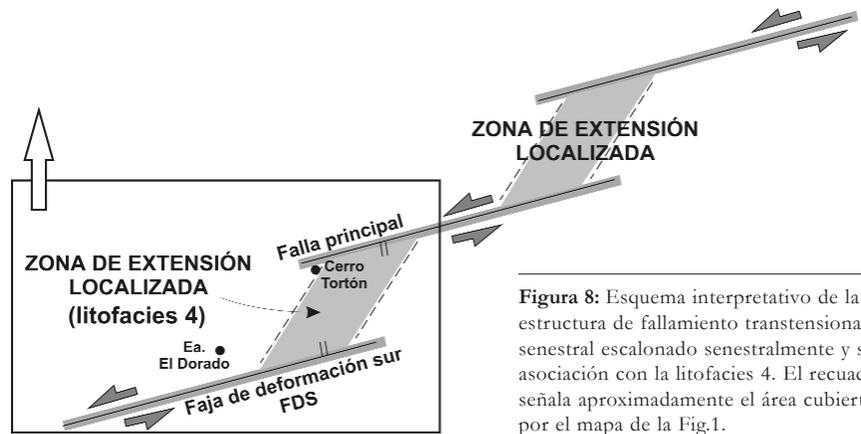
En el sector cercano a la estancia Monserrat, las coladas y autobrechas correspondientes a la litofacies 1 se disponen con inclinaciones de 25° a 40° al NE, en tanto que los depósitos piro-epiclásticos e ignimbríticas soldadas de las litofacies 2 y 3 tienen una inclinación general que varía entre 15° y 30° al SO (Fig. 1). Las relacio-



**Figura 7:** Representación de los datos cinemáticos más confiables relevados en el área El Dorado-Monserrat. a) Población principal b) Población subordinada. Programa FaultKinWin (Allmendinger 2001).

nes entre ambas litologías en inmediaciones del sistema vetiforme pueden interpretarse como discordantes, en tanto que al SO están en contacto por intermedio de una falla normal.

La estructura mapeable más importante del área de estudio es una falla de rumbo N 75°, que pone en contacto las coladas mesosilíceas con los depósitos piroepiclásticos. Este rumbo es paralelo a los lineamientos magnéticos más importantes de la zona (Chernicoff 2000). Esta falla inclina al SSE (75°-80°) y presenta desplazamiento oblicuo. El bloque de piso está conformado por las coladas mesosilíceas, en tanto que el bloque de techo, muestra una integración más compleja, en la cual se destaca el contacto entre coladas lávicas y rocas piroepiclásticas y un nutrido grupo de cuerpos lávico-hipabisaesales de composición riolítica. Al sur de la estancia El Dorado se observa una faja de deformación localizada de orientación 65° subvertical (FDS), la cual presenta características cinemáticas concordantes con la falla principal (Fig. 1). Esta faja se encuentra definida por una serie de zonas de cizalla frágiles subparalelas a la misma. Al SO de la estancia El Dorado, las inclinaciones de los flujos ignimbéricos y las sedimentitas cretácicas, sugieren una aparente relación de concordancia estructural. Este contacto integra el flanco norte



**Figura 8:** Esquema interpretativo de la estructura de fallamiento transtensional senestral escalonado senestralmente y su asociación con la litofacies 4. El recuadro señala aproximadamente el área cubierta por el mapa de la Fig.1.

del sinclinal El Dorado, de rumbo N120° desarrollado en términos de las formaciones Bajo Grande y Baqueró (Fig. 1). En los afloramientos de sedimentitas cretácicas se observan corrimientos (N 210°/38°) de corto recorrido que afectan únicamente a la Formación Bajo Grande. Si bien no tienen gran magnitud es posible relacionarlos con el sinclinal aludido, ya que comparten una dirección similar de máximo acortamiento N 30°. El análisis cinemático en fallas y fajas de deformación ha permitido reconocer dos poblaciones, las cuales representarían dos estadios diferentes dentro de la evolución extensional jurásica. El conjunto de datos más frecuente indica una orientación ENE de la dirección principal de exten-

sión (Az 60°) (Fig. 7), en coincidencia con los valores obtenidos a partir de relaciones geométricas en distintos sectores de la comarca del Deseado (Guido y López 2002, Mykietiuik *et al.* 2002). La segunda población presenta una dirección de extensión NNO (Az 345°) (Fig. 7), sugiriendo un cambio en la orientación de los ejes principales de deformación. A esta última agrupación corresponden aquellos datos relevados en áreas vecinas a la falla principal. La existencia de estos dos estadios se ve reflejada también en aquellas estructuras extensionales correspondientes a los diques traquíticos y riolíticos, los cuales presentan orientaciones NNO a NO y ENE (Fig. 1). Es difícil precisar la edad de la morfoes-

estructura que se observa en el área de estudio, ya que es posible que sea el resultado de al menos dos fases de deformación. Pueden atribuirse a la fase extensional del Jurásico, la falla normal de rumbo N 75° y las fracturas asociadas al emplazamiento de los diques traquíticos y riolíticos y del sistema vetiforme, que incluye fracturas extensionales, *jogs* dilatantes, vetas de brechas hidrotermales y planos de falla silicificados. En cuanto a las unidades cretácicas que forman el sinclinal El Dorado, no ha podido establecerse claramente la relación entre las formaciones Bajo Grande y Baqueró. El corrimiento descrito afecta únicamente a la Formación Bajo Grande, por lo que podría asignarse a la fase transpresiva del Cretácico Temprano, responsable de la discordancia regional entre ambas formaciones que se observa en el bajo Grande (Homoc y Constantini 2001). Dada la compatibilidad geométrica y cinemática del corrimiento con el sinclinal El Dorado, puede también asignar tentativamente el plegamiento a la fase transpresiva del Cretácico Temprano.

## DISCUSIÓN

El abordaje litofacial y estructural de secuencias volcánicas antiguas representa una herramienta indispensable para establecer la ubicación de los centros de emisión e interpretar los mecanismos eruptivos. Las litofacies constituyen paleoindicadores de la distancia al centro de emisión y algunas son diagnósticas de la proximidad al mismo, permitiendo reconstruir la arquitectura volcánica. De modo análogo, las estructuras asociadas directamente al emplazamiento del volcanismo son paleoindicadores de los mecanismos eruptivos y del régimen tectónico.

El análisis litofacial y estructural del Complejo Volcánico Bahía Laura en la zona de El Dorado-Monserrat ha permitido identificar facies de carácter proximal y fallas normales asociadas, las cuales ponen de manifiesto el fuerte control estructural ejercido durante el emplazamiento del complejo en tiempos jurási-

cos. Cabe destacar que el abordaje litofacial posee carácter preliminar y futuros estudios permitirán ampliar el número de facies y/o dividirlas en subfacies.

Entre las litofacies reconocidas, se les atribuye un carácter proximal a las lavas y brechas autoclásticas mesosilícicas, a los depósitos de base surge piroclásticos, a la ignimbrita soldada y a las lavas y domos riolíticos. Esta asociación litológica permite definir a la zona de estudio como el centro de emisión El Dorado-Monserrat, de tipo recurrente durante toda la evolución del complejo volcánico.

En particular y debido a su elevada viscosidad, la cual inhibe derrames extensos, las coladas y domos exógenos de composición riolítica son excelentes paleoindicadores de la localización del centro de emisión. La distribución espacial sugiere que su emplazamiento estuvo controlado por fallas normales con orientación ENE, análogas a la de rumbo N 75° sobre la cual están alineados el cerro Tortón y los cuerpos más pequeños ubicados hacia el este del mismo.

Estructuras transtensionales menores revelan un comportamiento directo de la falla principal junto a una reversión de la cizalla durante la deformación (dextral a senestral). La presencia de una zona de deformación localizada de orientación 65° subvertical, al sur de la estancia El Dorado permite interpretar un esquema de fallamiento con componentes de movimiento de rumbo senestral, el cual estaría escalonado senestralmente (*left-hand-en-echelon pattern of left hand faults*, Ramsay y Huber 1987). Esta estructura sería responsable de la generación de una zona de extensión localizada entre la falla al norte y la zona de deformación al sur, y estaría explicando la ocurrencia restringida de la litofacies 4 dentro de este sector (Fig. 8). La estrecha vinculación entre la curvatura de la falla principal, la cinemática senestral y el emplazamiento del domo riolítico del cerro Tortón, avalarían también esta interpretación.

Asimismo, a escala regional, en el sector oriental de la comarca del Deseado, Guido (2004) mapeó un conjunto de centros

de emisión (calderas, complejos de domos, pórfiros) controlados por estructuras extensionales asociadas a lineamientos NNO y ENE, los cuales presentan en planta un diseño escalonado en relación a las fracturas ENE, lo cual concordaría con el esquema propuesto en este trabajo.

Echavarría *et al.* (2005) han propuesto un modelo de caldera para la zona de El Dorado-Monserrat, en el cual se articulan las distintas facies lávicas y piroclásticas reconocidas en relación a una falla anular inferida. Sin embargo, en esta contribución se plantea una interpretación diferente debido a que no se han hallado evidencias que avalen dicho modelo.

En algunas áreas del Macizo del Deseado y de la Cordillera Patagónica Austral se han descrito estructuras de caldera asociadas al emplazamiento de flujos piroclásticos de gran volumen (Sruoga 1994, 2002, Fernández *et al.*, 1996, Echavarría 1997, Chericoff y Salani 2002, Guido 2004). En todos los casos se trata de estructuras muy pequeñas, de diámetro inferior al esperable en relación con el volumen de los depósitos ignimbriticos asociados. Por otra parte, no alcanzan a satisfacer un modelo reproducible en todo el ámbito de la provincia Chon-Aike. La gran dificultad para identificar los límites y la morfología de las calderas es la naturaleza recurrente del volcanismo, prolongado en el tiempo y cíclico en su estilo, cuyo resultado es una incierta yuxtaposición de secuencias y el enmascaramiento de las estructuras principales. Existen algunas excepciones, como en el caso de la sierra Colorada, en la zona cordillerana del noroeste de Santa Cruz, donde el fenómeno de inversión tectónica y la profunda erosión glacial han dejado al descubierto una caldera disectada (Sruoga 1994).

Los estudios estructurales de superficie, junto con las secciones sísmicas en la región del Deseado y la adyacente cuenca de San Julián, han permitido definir una orientación este-oeste para la mayoría de los hemigrábenes generados durante la extensión jurásica, en marcado contraste

con la orientación norte-sur de aquellos que evolucionaron durante la extensión permotriásica (Homovc *et al.* 1996, Homovc y Constantini 2001). Así como en otros sistemas volcano-tectónicos similares, donde el volcanismo se halla fuertemente controlado por el fallamiento, es muy probable que estas fallas maestras, con orientación este-oeste, hayan ejercido un control de primer orden en el emplazamiento de los flujos ignimbríticos de gran volumen. El tipo de caldera a generar bajo esta configuración estructural de hemigrábenes sería el asimétrico (*trap-door*, Lipman 2001) o mejor aún, una combinación de tipos asimétrico, incremental (*piecemeal*) y combado (*downsag*) como ha sido descrito en ejemplos modernos y antiguos (Cole *et al.* 2005, Milner *et al.* 2002, Kokelaar y Moore 2006). Los sitios más propicios para localizar los bordes de este tipo de calderas son aquellos donde es posible reconocer fallas normales con recorrido de decenas de kilómetros y orientación E-O o ENE y litofacies ignimbríticas con características de intracaldera y su contraparte de extracaldera bruscamente adelgazada. Los productos lávicos, que caracterizan la etapa de desgasificación póstuma en la evolución de una caldera, se emplazarán siguiendo la misma dirección principal. De acuerdo con este criterio, el centro de emisión El Dorado-Monserrat podría corresponder a un modelo de este tipo dada la preservación de los términos riolíticos alineados. Sin embargo, no se han reconocido las facies ignimbríticas de intra y extracaldera directamente asociadas a las fallas principales. No se descarta que la historia eruptiva haya sido más compleja, para cuya correcta interpretación se requiere información del subsuelo. A modo de conclusión, se propone que en tiempos jurásicos (Dogger-Malm) la zona de El Dorado-Monserrat constituyó un centro eruptivo lávico-piroclástico, controlado por fallamiento extensional de rumbo ENE con la hipotética formación de una o varias calderas de tipo trap-door o combinado.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por diversas fuentes: SEGEMAR en el marco de la confección de la Hoja La Celestina (1: 100.000), CNEA -SECTIP y Fomicruz en el marco del proyecto "El potencial minero nuclear y metalífero de las provincias Choyoi en el Bloque de San Rafael y Chon-Aike en el Macizo del Deseado" (res.1473, expte. S.C.T.I.P. 1274/05). El manuscrito ha sido beneficiado por la revisión crítica de E.J. Llambías, F. Hervé y V. Litvak quienes aportaron sugerencias para enriquecer la versión original del mismo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W. 2001. FaultKinWin, version 1.1. A program for analyzing fault slip data for Windows™ computers.
- Archangelsky, S., Baldoni, A., Gamero, J.C. y Seiler, J. 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral. III. Distribución de las especies y conclusiones. *Ameghiniana* 21(1): 15-23
- Archangelsky, S. 2001. The Ticó flora (Patagonia) and the aptian Extinction Event. *Acta Paleontológica* 41(2): 115-122.
- Coffin, M.F. y Eldholm, O. 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. En: Storey, B.C. Alabaster, T. y R.J. Pankhurst (Eds.): *Magmatism and the causes of Continental Break-up*. Geological Society, Special Publications 68: 17-30, London.
- Cole, J.W., Milner, D.M. y Spinks, J.D. 2005. Calderas and caldera structures : a review. *Earth-Science Reviews* 69: 1-26.
- Corbella, H. 2005. Nuevas determinaciones de edad absoluta para el Grupo Baqueró, Macizo del Deseado, Patagonia Extrandina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 69-73, La Plata
- Cortiñas, J., Homovc, 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.
- Chernicoff, J. 2000. Mapa de lineamientos aeromagnéticos del Deseado. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, versión en CD, Buenos Aires.
- Chernicoff, C.J. y Salani, F.M. 2002. Identificación de calderas asociadas a las volcanitas de la Formación Chon-Aike en la región del Río Seco, provincia de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino (Calafate), Actas 2: 23-28, Buenos Aires.
- Echavarría, L.E. 1997. Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Descripción e implicancias genéticas. *Revista Asociación Geológica Argentina* 52: 491-503.
- Echavarría, L.E. 1999. Evolución geológica y su relación con la mineralización epitermal en el área El Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado, Argentina. *Studia Geologica Salmanticensis* 35: 21-39, Madrid.
- Echavarría, L.E. y Etcheverry, R.O. 1998. Características geoquímicas de la mineralización epitermal El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 25: 69-84.
- Echavarría, L.E., Schalamuk, I.B. y 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: 415-432.
- Echavarría, A. 1984. Estudio micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras Sa (Piedra del Museo) y 307, pertenecientes a la Hoja 54f. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 4 p., Buenos Aires.
- Echeveste, H., Fernández, R., Llambías, E., Tesone, M., Schalamuk, I., Bellieni, G. y Piccirillo, E. 1999. Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike (Jurásico). Macizo del Deseado, Santa Cruz. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 182-185.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Tesone, M., Llambías, E., Schalamuck, I., Piccirillo, E. y De Min, A. 2001. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia el Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(4): 548-558.
- Fleagle, J.C., Bown, T.M., Swisher I.C.C. y Buc-

- kley, G. 1995. Ages of the Pinturas and Santa Cruz Formations. *Actas 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* 129-135.
- Fernández, R.R., Echeveste, H. Echavarría, I. y Schalamuk, I. 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área de La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 3: 41-54.
- Féraud, G., Alric, B., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller, M. 1999.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana breakup and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172: 83-96.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 1: 17-19, Buenos Aires.
- Figueiredo, A., Pellon de Miranda, A., Ferreira, R. y Zalan, P. 1996. Cuenca de San Julián. En Ramos, V.A. y Turic, M. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina* 11: 193-212, 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(1): 118-131.
- Gorring, M.L., Mahlburg Kay, S., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D. Fernandez, M.I. y Panza, J. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas continental magmas associated with ridge collision at the Chile triple junction. *Tectonics* 16: 1-17
- Guido, D. 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(4): 727-742.
- Guido, D. y López, R. 2002. Estudio estructural y geoquímico de las vetas del Dique, área Buena Esperanza, sudeste del Macizo del Deseado. 6° Congreso de Mineralogía y Metalogía 175-182, Buenos Aires.
- Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I. y Franz, G. 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del macizo del Deseado, Patagonia. Vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(2): 137-300.
- Homovc, J.F. y Constantini, L. 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 85 (10): 1795-1816.
- Homovc, J.F., Constantini, L., Pellon de Miranda, A. y Ferreira, R. 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina, and its relationship with the San Julián offshore Area in the South Atlantic Ocean. International Conference and Exhibition, American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, Abstract 5: 66, San Diego.
- Kay, S.M., Ramos, V., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Kokelaar, B.P. y Moore, I.D. 2006. Classical areas of British geology: Glencoe caldera volcano, Scotland. *British Geological Survey*, 127 p., Nottingham.
- Le Maitre, R. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary Terms*, Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Lipman, P., 2001. Calderas. En Sigurdsson, H. (ed.) *Academic Press, Encyclopedia of Volcanoes*, 643-662.
- Milner, D.M., Cole, J.W. y Wood, C.P. 2002. Asymmetric, multiple-block collapse at Rotorua Caldera, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology* 64: 134-149
- Mykietiak, K., Gobbo, E.J. y Fernández, R.R. 2002. Análisis estructural vinculado a la alteración hidrotermal del área de la estancia La Esperanza, Macizo del Deseado, Santa Cruz. 6° Congreso de Mineralogía y Metalogía, *Actas*: 295-300, Buenos Aires.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Marquez, M., Storey, B.C. y Riley, T.R. 1998. The Chon-Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.
- Pankurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S. 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 5: 605-625.
- Panza, J.L. 1995. Descripción geológica de la Hoja 4969-II, Tres Cerros, prov. de Santa Cruz. Secretaría de Minería de la Nación, Boletín 213, 103 p., Buenos Aires.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern Structural Geology. Volume 2: Folds and fractures*. Pergamon Press, 700 p., London.
- Sruoga, P. 1989. Estudio petrológico del Plateau ignimbrítico jurásico a los 47°30' de latitud sur. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (mérito), 400 p., La Plata.
- Sruoga, P. 1994. El Complejo Caldera La Peligrosa. Cordillera Patagónica Austral (47° 15' S). 7° Congreso Geológico Chileno, *Actas* 2: 1219-1223, Concepción
- Sruoga, P. 2002. La Peligrosa Caldera: a key for the Jurassic volcanism in Southern Patagonia (47° 15' S), Argentina. *Gondwana* 11° Conference, Abstract: 89, Christchurch.
- Storey, B.C., Alabaster, T., Hole, M.J., Pankhurst, R.J. y Wever, H.E. 1992. Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana breakup: evidence from the proto-Pacific margin of Gondwana. En Storey, B.C. Alabaster, T. y R.J. Pankhurst (eds.) *Magmatism and the causes of Continental Break-up*, Geological Society of London, Special Publications 68: 149-163.
- Tessone, M., Del Blanco, M., Macambira, M. y Rolondo, A. 1999. New Radiometric Ages of the Chon-Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif. Argentina. *South American Symposium on Isotope Geology*, *Actas* 2: 132-135, Villa Carlos Paz.
- UNESCO-IUGS. 2000. *International Stratigraphic Chart*, compilada por Jurgen Remane *et al.* (eds). 31° International Geological Congress. Río de Janeiro.
- Walker, G. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7: 65-88.

Recibido: 25 de abril, 2008

Aceptado: 27 de julio, 2008