

## 6. JURÁSICO Y CRETÁCICO DEL MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

*Raúl E. de Barrio<sup>1</sup>, José Luis Panza<sup>2</sup> y Francisco E. Nullo<sup>3</sup>*

### INTRODUCCIÓN

El conocimiento geológico del Macizo del Deseado ha experimentado en los últimos años un gran avance especialmente en lo que se refiere a sus aspectos estratigráficos, petrológicos, geoquímicos, tectónicos y metalogénicos.

Desde las contribuciones de De Giusto et al. (1980) y Franchi et al. (1989), no se han efectuado publicaciones de tipo general que actualicen los adelantos operados en el conocimiento de las características geológico-estratigráficas del Macizo, adquiriendo importancia lo referente a los eventos tecto-magmáticos ocurridos durante el Mesozoico, especialmente en el Jurásico y Cretácico.

En este sentido cabe resaltar no solamente el interés geológico que ha despertado el volcanismo jurásico como episodio clave en su historia evolutiva sino también el económico, habida cuenta del hallazgo de importantes depósitos minerales epitermales de metales preciosos en diferentes sectores del Macizo y que se encuentran asociados espacial y temporalmente con dicho evento magmático.

El Macizo del Deseado ha sido considerado desde el trabajo de Harrington (1962) como un nesocratón, es decir como un área persistentemente subpositiva, relativamente estable y poco deformable tangencialmente. Su comportamiento temporalmente positivo y rígido marca un neto contraste con el régimen subsidente de las vecinas cuencas pericratónicas del Golfo San Jorge y Austral o Magallánica (De Giusto et al., 1980). Sus rasgos estructurales están íntimamente ligados al desarrollo del orógeno de la Cordillera Patagónica Austral durante el Paleozoico conjuntamente con la evolución de la dorsal mesoocénica atlántica durante gran parte del Mesozoico y Cenozoico.

La presente contribución es el fruto, en gran medida, de la labor desarrollada por el Servicio Geológico Nacional, cuyos integrantes realizaron durante las décadas de los 80 y 90, el levantamiento geológico escala 1:100.000 y 1:250.000 de gran parte de la provincia de Santa Cruz.

### EL JURÁSICO-CRETÁCICO DEL MACIZO DEL DESEADO

El Jurásico-Cretácico representa un lapso de gran importancia en la evolución tecto-magmática del Macizo del Deseado.

La sucesión de eventos volcánico-piroclásticos acaecidos durante esos períodos señala una compleja y continua historia geológica que se ha desarrollado en vastas áreas conformándose un paisaje dominado por extendidas unidades volcanogénicas de variada naturaleza.

A partir del Triásico se produjo un cambio sustancial en el régimen tectónico del Macizo del Deseado, iniciándose un

período extensivo de dimensiones regionales que alcanza su mayor expresión hacia el Jurásico medio a superior coincidentemente con el desarrollo de un volcanismo fragmentario esencialmente ácido (Grupo Bahía Laura). Este volcanismo fue precedido durante el Liásico por un magmatismo granitoide (Formación La Leona), la sedimentación piroclástica de la Formación Roca Blanca, y en el Dogger inferior por el volcanismo básico a intermedio correspondiente a la Formación Bajo Pobre.

Estas condiciones de extensión y eruptividad predominantemente ignimbrítica, controlaron los acontecimientos geológicos previos al desmembramiento del continente de Gondwana que llevó a la apertura del océano Atlántico hacia fines del Jurásico y principios del Cretácico.

A partir de ese momento, procesos distensivos y subsidentes originaron la formación de cuencas donde se produjo una depositación piro-epiclástica correspondiente a las Formaciones Bajo Grande (Jurásico-Cretácico), Baqueró y las equivalentes del Grupo Chubut, estas últimas hacia el borde septentrional del Macizo del Deseado.

Culmina el Cretácico con las erupciones básicas de la Formación Las Mercedes en sectores centrales muy localizados y que quizás se extiendan hasta el Paleógeno. Esta unidad marca el inicio de un largo magmatismo basáltico que continuará para estas latitudes durante gran parte del Cenozoico, como consecuencia de la persistencia de ambientes distensivos post-orogénicos.

A continuación se presenta una rápida síntesis de la estratigrafía jurásico-cretácica del Macizo del Deseado poniendo énfasis en la información aportada en la última década.

### JURÁSICO

#### LIÁSICO

#### *Formación La Leona*

Comprende un conjunto de rocas plutónicas ácidas a intermedias, de carácter calcoalcalino, aflorantes en el sector nororiental del Macizo del Deseado, en terrenos de las estancias La Calandria-La Juanita (Arrondo, 1972) y en el bajo de La Leona (Figuras 27 y 28).

Conocidas desde principios de siglo, estas rocas fueron durante muchos años asignadas al Triásico superior basándose en sus relaciones de campo y en fechados radimétricos efectuados por Stipanovic et al. (1971) y Chebli et al. (1975). Actualmente se las considera como pertenecientes a un magmatismo jurásico temprano producto de un único episodio intrusivo de emplazamiento y diferenciación en un rango restringido de tiempo (Pankhurst et al., 1993).

1. Instituto de Recursos Minerales - Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Calle 47 N° 522, La Plata. 2. Servicio Geológico Minero Argentino, Julio A. Roca 651, piso 10°, Buenos Aires. 3. CONICET, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciudad Universitaria, Pabellón II.

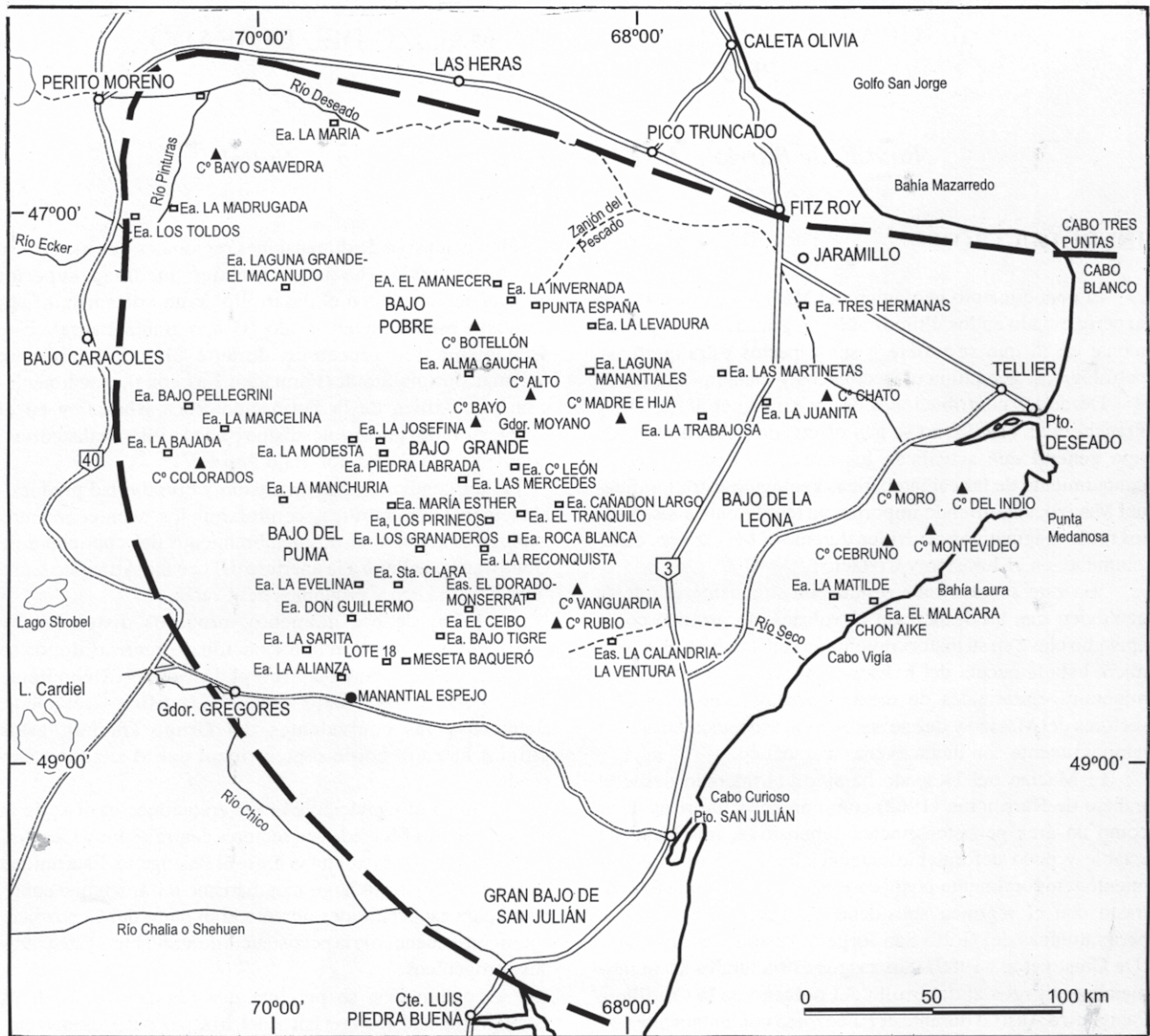


Figura 27. Principales localidades del Macizo del Deseado citadas en el texto.

Se trata de un complejo granitoide integrado por facies plutónicas e hipabisales compuestas por dioritas cuarzosas, granodioritas, tonalitas, granitos biotíticos y finalmente aplitas biotíticas, en general en reducidos afloramientos (Godeas, 1985).

Dataciones radimétricas efectuadas por Varela et al. (1991) por método Rb-Sr, calculadas con 1 s de límite de confianza, arrojaron un valor de  $198 \pm 3$  Ma para las facies plutónicas y de  $192 \pm 3/199 \pm 2$  Ma para las filonianas.

Pankhurst et al. (1993) publicaron dos isocronas Rb-Sr de los sectores de estancia La Calandria y del bajo de La Leona, con valores de  $203 \pm 2$  Ma y  $202 \pm 2$  Ma, respectivamente, ambas con bajas relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $0,70510 \pm 0,00001$  y  $0,7049 \pm 0,0001$ ) que indican muy escasa participación cortical en la génesis de los magmas.

Finalmente, Pankhurst et al. (1993) postulan una correlación temporal y composicional de estos granitoides liásicos del nordeste del Macizo del Deseado con el Batolito de la Patagonia Central en el Macizo Nordpatagónico (Rapela et al.

1992) pero aparentemente sin correlatos magmáticos conocidos en el borde pacífico.

#### **Formación Roca Blanca**

Esta designación comprende una secuencia de tobas, areniscas, tufitas y pelitas reconocidas por Di Persia (1956) en colaboración con De Giusto (1956) y que denominaron «Serie de Roca Blanca». Ambos autores incluyeron en este conjunto a un episodio basáltico-aglomerádico que corona a la secuencia piro-epiclástica, que corresponde a lo que posteriormente se llamó Formación Bajo Pobre (Turic, 1969).

Herbst (1961) publicó las primeras menciones sobre esta unidad, refiriéndose a ella como «Serie Roca Blanca». En 1965 le dio rango formacional haciendo un detallado estudio de la secuencia y la clasificación de la abundante taoflora que contiene.

La Formación Roca Blanca aflora en el sector central del Macizo del Deseado (Figuras 27 y 28). El grupo princi-



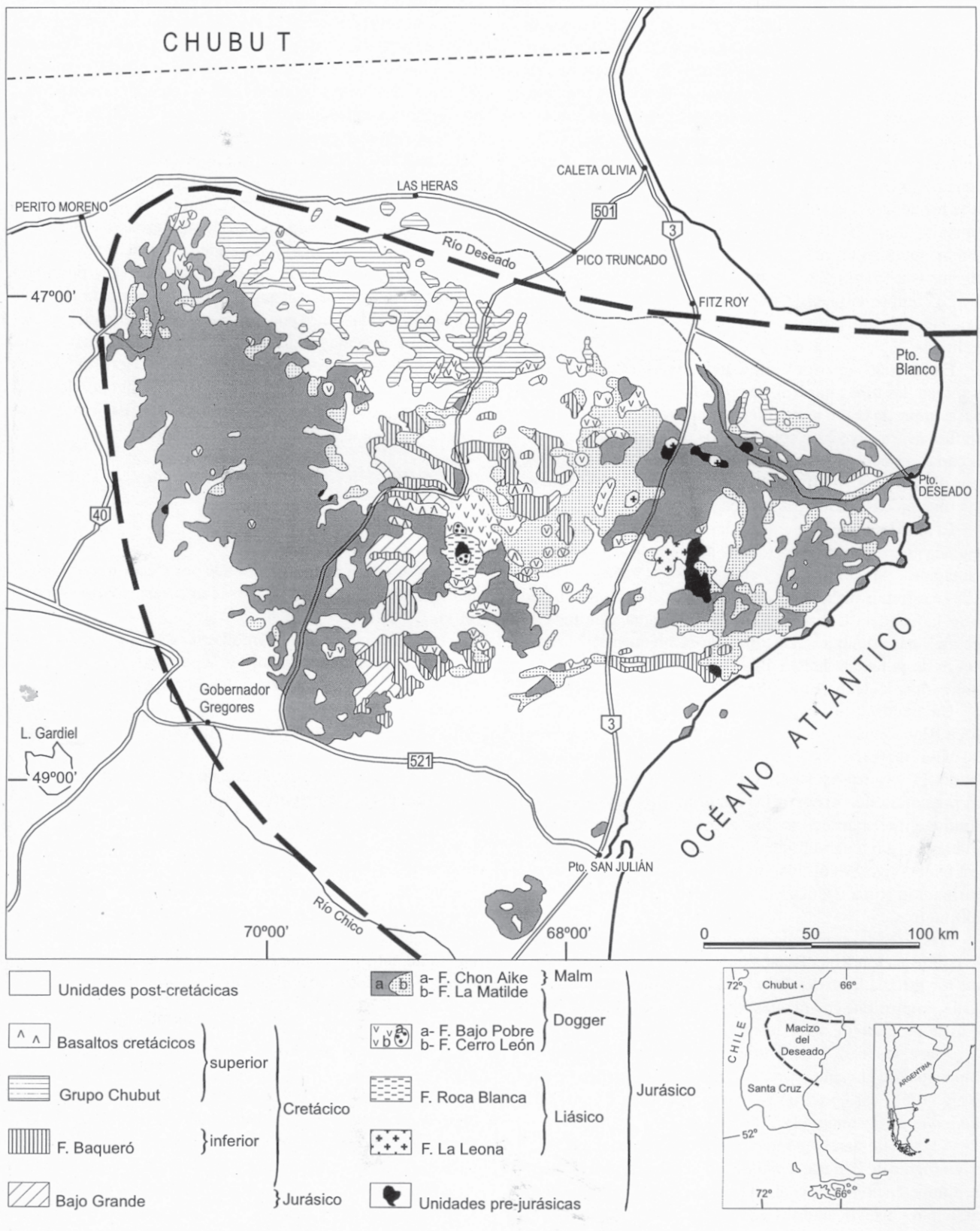


Figura 28. Mapa geológico de las unidades jurásicas y cretácicas del Macizo del Deseado.

pal de afloramientos aparece en el área comprendida por las estancias Cerro León y Los Pirineos al oeste, Roca Blanca y Puesto La Reconquista al sur y Cañadón Largo al este. Un afloramiento subordinado se encuentra al oeste del cerro Vanguardia.

La **Formación Roca Blanca** está compuesta por una sucesión de areniscas finas a gruesas casi siempre tobáceas, tobas, piroarenitas, tobas finas laminadas y silicificadas y escasos bancos lenticulares de conglomerados finos, con color de conjunto gris verdoso a gris blanquecino y rosado o castaño.

En general la unidad comienza con estratos areniscosos de grano grueso a sabulítico. Las psamitas son dominantes en la base y en el tercio medio de la formación, disminuyendo su presencia en los niveles superiores, donde generalmente son de grano grueso hasta conglomerádico. En todos los casos contienen bastante material piroclástico, lo que las convierte en verdaderas tufitas o areniscas tobáceas. Son también muy abundantes las piroarenitas, que en muchos casos se confunden por su aspecto con rocas epiclásticas areniscosas. Generalmente son macizas, pero algunos niveles en la parte media de la formación presentan estratificación entrecruzada poco marcada en artesa. El tamaño del grano es fino a mediano, aunque abundan las areniscas gruesas que en algunos casos llegan hasta conglomerados finos.

La composición es de arenitas líticas y arcólicas. En las variedades de grano más grueso predominan los componentes líticos.

En el tercio superior y sobre todo en los niveles altos de la unidad, las tobas intercaladas pueden ser abundantes. Son casi siempre de grano muy fino y raramente más gruesas hasta lapillíticas, en cuyo caso son líticas o cristalinas. Se disponen en capas de poco espesor, son muy lajosas y casi siempre consolidadas por silicificación. La coloración dominante es gris blanquecina hasta gris verdosa y rosada.

El perfil tipo de esta unidad descrito por Herbst (1965) se ubica en el sector sudoccidental del área de afloramientos principales. Sin embargo, Panza (1982, 1995a) y Devitt (1984) estiman más representativo al sector comprendido entre la estancia Cañadón Largo y la laguna Colorada en sectores más orientales. Allí aflora un excelente perfil de unos 805 m de potencia, hallándose en su base la Formación El Tranquilo y su techo truncado por una falla.

En general los espesores totales de la Formación Roca Blanca han sido medidos en el sector sudoccidental del afloramiento principal con valores que difieren según los distintos autores, fluctuando entre 990 y 1220 metros. La presencia de varias fallas así como los cambios en el rumbo e inclinación de los estratos y la ausencia de niveles guía hacen suponer que esos espesores máximos son excesivos. Según los autores de esta contribución la Formación Roca Blanca presenta un espesor no mayor de 900 metros.

Respecto del contenido paleontológico, en varios niveles de la Formación Roca Blanca hay una abundante flora fósil que fue estudiada en detalle por Herbst (1965). Son numerosas las impresiones de plantas, restos de troncos petrificados y de un filópodo de agua dulce (*Estheria* sp.).

Entre los restos de vertebrados se ha encontrado la impresión de un anuro muy primitivo, *Vieraella herbstii* (Reig, 1961) así como un probable lacertilio, *Protolacerta patagonica* (Casamiquela, 1975).

Se trata de una secuencia continental probablemente de un ambiente de llanura de inundación con un régimen fluvial de competencia variable al cual se habría sobreimpuesto un ciclo piroclástico ácido donde el producto de lluvias de cenizas fue transportado por los vientos hacia la cuenca de sedimentación. En dicha cuenca la mezcla de sedimentos psamo-pelíticos y piroclásticos dio lugar a la formación de rocas tufíticas. En sectores restringidos de lagunas o bañados dispersos en la llanura de inundación se han depositado tobas muy finas o pelitas.

Estructuralmente la Formación Roca Blanca se encuentra por lo general afectada por numerosas fracturas. Plega-

miento suave y de poca magnitud se observa sobre todo en los afloramientos noroccidentales de la unidad.

La Formación Roca Blanca se dispone en discordancia angular sobre las rocas triásicas de la Formación El Tranquilo. En la mayor parte de los casos no se observa contacto directo, ya que ambas unidades están separadas por un pequeño espesor cubierto o mediante contacto tectónico.

En casi todos los casos se encuentra cubierta por basaltos y aglomerados volcánicos de la Formación Bajo Pobre. Esta relación fue dada como concordante por autores como Di Persia y De Giusto. Turic (1969) admite como muy posible una relación discordante, quizás de tipo erosivo, basándose sobre todo en el cambio litológico. Panza (1982, 1998) confirma una relación de discordancia erosiva y probablemente también de carácter angular. Finalmente, está separada del Grupo Bahía Laura por una marcada discordancia angular, aunque en la mayoría de los casos el contacto es por falla.

Respecto de la edad de esta formación, Herbst (1965) la ubica en el Liásico medio a superior, pudiendo llegar al Dogger inferior (Aaleniano). Stipanovic y Bonetti (1970) refieren la unidad al Toarciano-Aaleniano.

## DOGGER

### Formación Bajo Pobre

Se trata de una unidad formada por basaltos, andesitas y aglomerados volcánicos básicos, con escasas sedimentitas y tobas.

La Formación Bajo Pobre (Turic, 1969) constituye casi siempre afloramientos aislados y de poca extensión, pero con una distribución areal muy amplia. Por lo general se trata de lomadas bajas y escasos crestones, con formas de erosión redondeadas, las cuales están con frecuencia cubiertas por lajas y trozos de reducido tamaño.

Aflora en forma discontinua en casi todo el Macizo del Deseado, ubicándose el grupo principal de afloramientos en el sector central, en el área desde la estancia Cañadón Largo por el sur hasta el Bajo Grande en cercanías del puesto abandonado de policía de Gobernador Moyano, donde la unidad presenta afloramientos casi continuos y mayor desarrollo vertical Panza, (1982, 1995a, 1998). Es, a su vez, el sector que se considera tipo para la unidad, ya que en la localidad del Bajo Pobre, hacia la porción noroccidental del Macizo del Deseado (Sacomani, 1982; Nullo y Panza, 1991; Panza y Cobos, 1998), la formación está poco desarrollada y muy cubierta.

Otros grupos de asomos, formados por pequeños afloramientos aislados y separados entre sí, se observan entre las estancias Los Pirineos y Roca Blanca (Panza, 1982, 1995a), en el área al sur y este del Bosque Petrificado de Madre e Hija (Panza, 1995a, 1998), todos en el centro del Macizo. Al suroeste del mismo, aflora en el área de las estancias La Alianza, Don Guillermo y María Esther (Sacomani, 1982; Panza, 1986; Panza y Marín, 1996). Los asomos más orientales están en el bajo de La Leona (Panza, 1984, 1995b) y en el valle del río Seco cerca de la estancia La Ventura (Panza, 1995a). Importantes afloramientos se observan en la valle del zanjón del Pescado, entre las estancias El Amanecer y La Invernada (Sacomani, 1982) y al norte de Madre e Hija (estancias Las Martinetas y La Levadura, Panza, 1998). Los asomos más septentrionales se encuentran en la desembocadura del río Pinturas en el río Deseado (estancia Aguas Vivas, donde está

la mejor exposición vertical de la Formación Bajo Pobre), en vecindades del cerro Bayo Saavedra y en el valle del río Deseado frente a la estancia La María (Figuras 27 y 28).

Entre las estancias Cañadón Largo y Cerro León, la Formación Bajo Pobre comienza con coladas de basaltos muy alterados, de color gris oscuro a gris verdoso. Son rocas macizas, de grano fino a mediano, y de aspecto muy alterado.

Por encima de los basaltos aparece una intercalación sedimentario-piroclástica presente sólo en este sector que comienza con dos metros de tobas líticas amarillento blanquecinas compactas y lajosas. Luego siguen bancos de tobas y lapillitas y tobas finas vítreas gris rosadas y amarillentas macizas.

Hacia arriba comienza un paquete integrado por bancos de areniscas finas a gruesas, hasta sabulitas y conglomerados, de color castaño verdoso en afloramiento. Estas areniscas son líticas, más raramente lítico-cuarzosas. Por encima de las psamitas siguen tobas líticas verdes, compactas.

Culmina esta sección con conglomerados y sabulitas líticas de marcada coloración verdosa-castaña, macizas y compactas.

Por encima hay una nueva secuencia basáltico-aglomerádica, que comienza con aglomerados volcánicos muy alterados, que forman afloramientos poco prominentes y de formas redondeadas. Los bancos tienen entre 3 y 6 m a más de potencia, de color gris a verde. Están integrados por hasta 60% de grandes clastos andesíticos subredondeados, en una base tobácea gris clara.

Son seguidos por basaltos melanocráticos macizos, algo porfíricos y con avanzado grado de alteración, los cuales cubren grandes extensiones formando lomadas negruzcas bajas y redondeadas.

En la mayoría de las localidades reconocidas durante los estudios regionales, la Formación Bajo Pobre está constituida por basaltos, que conforman un paisaje de lomadas oscuras y redondeadas, de fácil reconocimiento en el campo. Sólo en forma ocasional se reconocen las diferentes coladas, que suelen ser de tres a cuatro metros de espesor individual. Son rocas negras o gris negruzcas a verdosas, compactas, casi afíricas hasta algo porfíricas, con escasos fenocristales de olivinas y plagioclasas en una base afanítica que muchas veces está muy alterada y teñida por óxidos de hierro.

Localmente, sin embargo, son dominantes las variedades andesíticas y basandesíticas, que se presentan como rocas porfíricas de color violáceo morado a verdoso negruzco, y con un elevado grado de alteración, que en ocasiones llega a enmascarar casi totalmente el carácter original de las mismas. Están constituidas por fenocristales de plagioclasas o de minerales féficos (píroxenos y/o hornblenda, más escasa biotita), en pasta afanítica. Las andesitas predominan fundamentalmente en el valle del río Pinturas (donde se presentan como espesas coladas de hasta 20 m de espesor), en el área al nordeste del cerro Vanguardia (Panza, 1982), sur de estancias Monserrat y El Dorado (Panza, 1995a), María Esther, La Evelina (Panza y Marín, 1996), estancia La Invernada, y al este del Bosque Petrificado (Panza, 1998). Escasos pórfiros andesíticos gris rojizos, constituyendo chimeneas volcánicas caracterizadas por una marcada fluidalidad curva o arremolinada, afloran en alguna localidad; el más conspicuo se encuentra al norte de estancia La Invernada (Sacomani, 1982).

Regionalmente es reducida la participación de rocas tobáceas y aglomerádicas, las que, además del sector principal ya mencionado, afloran en el área de La Invernada-

Manantiales, al este del Bosque Petrificado de Madre e Hija, en el valle del río Pinturas y en la margen meridional del río Deseado en estancia La María.

En el sector oriental del Macizo del Deseado, los afloramientos se ubican en el bajo de La Leona (Panza, 1984, 1995b). Allí, el cerro Mojón está compuesto en su mayor parte por granodioritas liásicas, pero en su parte cuspidal se encuentran rocas basálticas pertenecientes a la Formación Bajo Pobre, las cuales se disponen posiblemente como una chimenea o conducto volcánico, desde el cual se han irradiado algunos diques. Esta relación de intrusividad ha determinado que en la roca básica se produzcan fenómenos de asimilación de fragmentos de rocas plutónicas.

El espesor promedio de la Formación Bajo Pobre es variable, con 150 a 200 m en los afloramientos más extensos, pero localmente puede llegar a 600 m al norte de la estancia Cañadón Largo (Pezzi, 1970). En el resto de los afloramientos los espesores son muy reducidos y parciales, ya que no aflora casi nunca la base.

Respecto a la génesis de estas lavas, corresponden a erupciones de tipo fisural, las cuales, debido a su gran extensión areal y espesor relativamente constante, podrían corresponder a relictos de extensos campos de *plateaux* basálticos.

En cuanto a los depósitos aglomerádicos y sedimentarios asociados, corresponderían los primeros a procesos explosivos y los segundos a la destrucción de coladas y conos volcánicos por erosión principalmente fluvial.

Este episodio volcánico, de gran importancia en la evolución geológica del Macizo del Deseado, estaría relacionado a fracturación profunda con procesos de rifting, preanunciando el futuro desmembramiento del continente de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico.

De Giusto (1956) sin ninguna reserva y Di Persia (1956, 1957) con dudas, indican una relación concordante con la Formación Roca Blanca, apoyada según el primer autor por la presencia de intercalaciones arenosas similares a las liásicas. Igual criterio adoptan De Giusto et al. (1980).

Turic (1969) destaca que la variación litológica tan marcada entre ambas unidades hace pensar en una posible desvinculación temporal de corta duración, con acción de procesos erosivos.

En su base se admite una relación de discordancia erosiva y quizás también angular de muy bajo ángulo con la Formación Roca Blanca. Por otra parte, está separada en su techo de las Formaciones Chon Aike o La Matilde por una marcada relación de discordancia erosiva.

Respecto de la edad de esta unidad, queda establecida estratigráficamente por estar limitada entre dos unidades temporalmente bien ubicadas: la Formación Roca Blanca, del Toarciano a quizás Aaleniano, y el Grupo Bahía Laura, post Bajociano. En consecuencia, la Formación Bajo Pobre queda restringida al Dogger inferior (Aaleniano superior-Bajociano).

Alric et al. (1995) comunicaron la primera datación de la Formación Bajo Pobre, por método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , de una andesita aflorante en el extremo oriental del Bajo Pobre, obteniendo una edad de  $156,7 \pm 2,3$  Ma (Calloviano). Si bien este fechado, realizado sobre plagioclasa, es una edad mínima, arroja un valor más bajo que el esperado, lo que podría indicar que, para sectores más occidentales, la Formación Bajo Pobre presenta edades más jóvenes que en los sectores central y oriental del Macizo.

Recientemente, Tessone et al. (1999) efectuaron una datación Rb/Sr roca total, obtenida con una isocrona confeccio-



nada con 4 muestras de rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre aflorantes en el área de las estancias La Pilarica, El Puma y El Chara, sector central del macizo. La edad registrada,  $173 \pm 8$  Ma, es congruente con las estimaciones de que el volcanismo de Bajo Pobre debió anteceder en el área a las riolitas de Chon Aike, las cuales en otra isocrona con muestras del mismo sector, registraron una edad de  $148 \pm 2$  Ma.

Por otra parte, Schalamuk et al. (1999) señalan que en el área del prospecto Manantial espejo, en una perforación efectuada para la exploración de la mineralización aurífera fueron reconocidas facies andesíticas asignables a la Formación Bajo Pobre, por encima de niveles riolíticos de la Formación Chon Aike. De confirmarse esta relación estratigráfica, sumado a los datos radimétricos de Alric et al. (1995), se podría considerar que mientras en algunos sectores del Macizo se mantendría una actividad volcánica básica durante el Jurásico medio a superior, en otros ya se había instalado el volcanismo ácido riolítico. Trabajos de detalle podrán seguramente corroborar esta idea que por el momento no deja de ser una hipótesis de trabajo.

### **Formación Cerro León**

Se incluye bajo esta denominación (Pezzi, 1970) a un conjunto de rocas hipabisales intermedias a básicas que intruyen a unidades triásicas y jurásicas en el sector central del Macizo del Deseado, en la localidad tipo, el cerro León (Pezzi, 1970; Panza, 1982) y en el área del puesto El Tranquilo (Panza, 1982, 1995a).

Se considera que estas rocas hipabisales están vinculadas al episodio magmático básico que originó la Formación Bajo Pobre y en consecuencia, asociadas temporalmente a la misma. Se las ubica, por lo tanto, en el Dogger inferior, compartiendo las ideas de Pezzi (1970).

Fueron registradas por primera vez por Di Persia (1956), quien las describió muy brevemente como «Diabasas». Pezzi (1970) realizó un análisis más detallado de las mismas, proponiendo el nombre de Diabasa Cerro León. La primera mención publicada, muy somera, corresponde a De Giusto et al. (1980). Panza (1982, 1998) utiliza el nombre de Formación Cerro León por comprender la unidad varios tipos litológicos aparte de diabasas, en particular en su localidad tipo.

El cerro León es un cuerpo intrusivo, netamente discordante, de forma subcircular. Es un pórfiro andesítico gris de textura granosa gruesa, con cristales de plagioclasas y piroxenos. El contacto con la roca de caja está muy cubierto, pero se observan induración y cambios de color en una franja muy estrecha.

En la zona al norte del puesto El Tranquilo aparecen dos cuerpos (filones capa) aparentemente concordantes con elementos de la formación homónima.

El mayor, que se encuentra en la base de la secuencia triásica, es el de más espesor (máximo observado, 30 m sin base visible). Es una diabasa holocristalina de grano grueso, de color negro y aspecto fresco. El cuerpo más alto tiene unos 15 m de potencia y se intruye en los niveles cuspidales de la unidad. Los efectos de contacto, tanto en la base como en el techo, son muy reducidos, limitándose a alguna variación en la dureza y color de las rocas intruidas. La roca es un pórfiro diorítico gris oscuro, de grano bastante fino y uniforme.

Las rocas de la Formación Cerro León se encuentran intruyendo la base de la Formación El Tranquilo y la sección superior de la misma unidad, o bien se alojan en elementos de

la Formación Roca Blanca, en el contacto entre ésta y la Formación Bajo Pobre, y en la última afectando hasta los paquetes sedimentarios de los niveles medios. A su vez, está cubierta en forma discordante por rocas del Grupo Bahía Laura.

### **DOGGER - MALM**

#### **Grupo Bahía Laura**

Este complejo ignimbrítico-lávico-sedimentario constituye uno de los acontecimientos geológicos más importantes registrados en todo el ámbito del Macizo del Deseado.

El **Grupo Bahía Laura** (Lesta y Ferello, 1972) está integrado por las **Formaciones Chon Aike y La Matilde**. La primera se compone fundamentalmente de una espesa secuencia de ignimbritas de composición riolítica a riolodácica, a las que se asocian aglomerados y brechas volcánicas en forma subordinada, y muy escasas tobas vítreas y cristalinas. La facies lávica, restringida a domos riolíticos y porfíricos aislados, por grandes sectores es totalmente minoritaria aunque en otros, región oriental del macizo, trabajos de detalle (Guido, 1999) han revelado la presencia de numerosas estructuras dómicas y afloramientos lávicos.

La Formación La Matilde, que se presenta interdigitada lateral y verticalmente con la anterior, está formada por tobas y tufitas, con delgados mantos ignimbríticos intercalados.

Reconocido ya desde mediados del siglo pasado en los afloramientos de la costa atlántica de la provincia de Santa Cruz entre Puerto Deseado y Puerto San Julián, el problema de la edad y adecuada subdivisión estratigráfica del complejo ha suscitado gran número de opiniones, a veces totalmente encontradas.

Ameghino (1906) dio detalles de esta unidad en buena parte de la Patagonia, asignándole con dudas una edad precretácica, tal vez jurásica. Delhaes (1913) consideró a toda esta sucesión como de edad rética, o por lo menos Triásico superior, opinión a la que adhirieron Wichmann (1922), Windhausen (1924, 1931) y Frenguelli (1933).

Varios autores pusieron en dudas la edad triásica de la unidad, y en particular Gothan (1925), Roll (1938) y Feruglio (1949), quién propuso la denominación de Complejo de Bahía Laura para la unidad en estudio, refiriéndola en su mayor parte al Jurásico.

Stipanovic (en Stipanovic y Reig, 1955, 1956) subdividió a la «Serie» o «Complejo Porfírico» en tres unidades, a las que denominó, de abajo hacia arriba, «Chon-Aikense», «Matildense» y «Baqueroense».

Lesta y Ferello (1972) publicaron el término de Grupo Bahía Laura, sosteniendo la coetaneidad de las Formaciones Chon Aike y La Matilde, las cuales se encuentran interestratificadas entre sí. Incluyeron, provisoriamente, a la Formación Bajo Pobre en la parte basal del grupo.

En 1980 De Giusto et al. mantuvieron al Grupo Bahía Laura como un único episodio, pero incluyeron en el mismo a la Formación Los Pirineos (Pezzi, 1970).

Sacomani (1981) estableció la identidad entre las Formaciones Chon Aike y Los Pirineos, y siguiendo un criterio de prioridad, consideró válido utilizar el término de Formación Chon Aike, que, junto con la Formación La Matilde, considera que constituye el Grupo Bahía Laura, tal como lo definirían en su oportunidad Lesta y Ferello (1972).

Tales conclusiones resultaron vigorizadas por Mazzoni et al. (1981), Panza (1982, 1984, 1986), Sruoga y Palma

(1984), Panza y de Barrio (1987 a, 1989), Franchi et al. (1989), Panza (1995 a y b, 1998).

En los últimos años, algunos autores (Rapela y Kay, 1988, Pankhurst et al., 1993) han comenzado a utilizar la denominación de Complejo Chon Aike en sentido amplio, tratando de reflejar la variada naturaleza de las rocas constituyentes del Grupo Bahía Laura. En opinión de los autores de la presente contribución, si bien es tal vez más adecuada la denominación de complejo, sería más conveniente mantener el nombre de Bahía Laura.

### **Formación Chon Aike**

La Formación Chon Aike (Stipanovic y Reig, 1956; Archangelsky, 1967) está ampliamente desarrollada en gran parte del Macizo del Deseado. Sus afloramientos principales se pueden agrupar en tres grandes regiones: a) región centro austral, incluyendo los afloramientos desde el valle del zanjón del Pescado, cerro Vanguardia, Gobernador Moyano, hasta Gobernador Gregores y el Gran Bajo de San Julián, b) región nororiental, sector costero de la provincia, desde el cabo Blanco y Puerto Deseado, hasta Bahía Laura y el cabo Curioso, y c) región occidental, desde Perito Moreno hasta La Manchuria. Cabe mencionar, para el Gran Bajo de San Julián, la dificultad de separar en un mapeo a las Formaciones Chon Aike y La Matilde, por lo que usualmente se las mapea en forma conjunta (Figuras 27 y 28).

Las ignimbritas se disponen como mantos compactos y espesos que forman grandes paredones y crestas muy abruptas, así como altos pináculos. A veces tienen marcada disyunción columnar, y es típica la formación de grandes cavernas y oquedades en general paralelas a la pseudofluidalidad. Esta última propiedad es en general poco notable en los afloramientos (donde se presenta remarcada por la alineación de pequeñas cavidades), pero en muestra de mano llega a ser mucho más visible, y en este caso está dada por la orientación de fiammes blanquecinos alterados y de laminillas de biotita. El espesor de los mantos de ignimbritas oscila entre los 5 y 15 m, pudiendo llegar en los casos más extremos hasta los 30 y 40 metros. Su color dominante en afloramiento es castaño oscuro a rojizo, a veces gris oscuro, mientras que en corte fresco las rocas son de color gris claro y rosadas hasta rojizo-moradas.

En algunos casos, sobre todo en los sectores más orientales, la Formación Chon Aike constituye lomadas redondeadas y de coloración castaño rosada o gris rojiza y morada, en las que se destacan pequeños asomos rocosos apenas sobresalientes en el terreno, casi siempre de formas romas.

Las ignimbritas son bien porfíricas, integradas por abundantes fenocristales de cuarzo (de 1 a 8 mm), con escasos de feldespatos blancos (frescos o alterados) y láminas euhedrales de biotita de hasta 2 a 3 milímetros. Contienen fiammes y fragmentos pumíceos muy alterados o pigmentados por óxidos de hierro, así como pocos litoclastos grises o morados de rocas volcánicas y tobas. Una característica muy notable en algunos sectores es la intensa silicificación que las afecta, como venas y venillas muy abundantes de sílice amarillenta y blanquecina que las atraviesan en todas direcciones, o como cristales bien desarrollados de cuarzo que crecen en los planos de diaclasas.

Intercalados entre las ignimbritas hay bancos de aglomerados y brechas volcánicas y de lapillitas, tobas y tufitas. Los

primeros son de colores claros, compuestos por grandes clastos de andesitas y tobas en una matriz piroclástica. Las tobas son finas, friables, de tonos blanco-amarillentos hasta rosados; pueden llegar a ser muy lajosas. En cuanto a las tufitas de grano fino a mediano, a veces grueso, constituyen bancos macizos de uno a dos metros de espesor. De color gris blanquecino a castaño, son líticas o cuarzo-líticas.

Las rocas lávicas, principalmente riolitas biotíticas (hasta dacitas y pórfiros riolíticos) forman estructuras dómicas que en muchos casos se presentan como «morros» abruptos aislados que se destacan en el relieve. Son a menudo rocas bien fluidales, con bandeamiento casi siempre con inflexiones y repliegues, y con variable inclinación. Son por lo general muy porfíricas, con abundantes cristales de cuarzo y de feldespatos (sanidina y/o plagioclasa), con mafitos (biotita) subordinados, en una pasta afanítica fluidal muy alterada o silicificada. Son más notorios en los sectores orientales del macizo, como entre Puerto Deseado y Bahía Laura (Sruoga y Palma, 1984, 1986; Panza, 1995b) donde incluso numerosos cuerpos (cerros Moro, del Indio, Montevideo, Cebruno, etc) se encuentran alineados según la dirección N 70°-78° O.

Hacia los sectores central (estancias María Esther-Piedra Labrada-La Josefina, Fernández et al., 1996; estancias La Aragonesa y al este de estancia El Chara, Guido y de Barrio, 1999) y occidental (estancia La Bajada, Cerros Colorados y estancia Laguna de los Cisnes, de Barrio, 1983), se han reconocidos domos y flujos lávicos riolítico-dacíticos, hecho que amplía notablemente el área de afloramientos de las volcanitas ácidas.

Con respecto al espesor de la unidad, pueden citarse muy pocos valores, dado que en la mayoría de los perfiles la base no se encuentra aflorante. Asimismo, los valores son regionalmente muy variables, aun en cortas distancias, dado que la unidad está limitada en su base y techo por dos superficies de discordancia muy marcadas (Panza, 1982, 1995a). Turic (1969) menciona 895 m para el este de Los Pirineos y De Giusto (1956) poco más de mil metros. Estos valores parecen muy elevados estimándose más probable un valor algo menor debido a las perturbaciones tectónicas que afectan al sector. Se considera para la Formación Chon Aike una potencia oscilante entre los 300 y 600 m, con marcadas variaciones locales.

Regionalmente la Formación Chon Aike ha conformado un extenso *plateau* ignimbritico que cubrió el relieve previo ahogándolo totalmente. Su génesis corresponde al emplazamiento de enormes volúmenes de materiales ácidos (riolitas de alta sílice, potásicas) extruidos como flujos piroclásticos de gran fluidez y moderada a alta temperatura (de Barrio et al., 1987, Franchi et al., 1989).

Los contenidos en elementos químicos mayoritarios y trazas registrados en la Formación Chon Aike indican (de Barrio, 1989, 1993; Franchi et al., 1989) que se trata de rocas subalcalinas, y dentro de éstas pertenecientes a la serie calcoalcalina, correspondiendo a magmas peraluminosos, ricos en potasio y con bajos tenores de titanio.

Desde el punto de vista geotectónico (de Barrio, 1993) este volcanismo silícico correspondería a una asociación petrotectónica de áreas de prerift en zonas de intraplaca continentales. Las mismas estarían sujetas a un régimen traccional intenso, en momentos previos al futuro desmembramiento del continente de Gondwana (Bruhn et al., 1979).

Como parte integrante del Grupo Bahía Laura, la Formación Chon Aike engrana lateralmente con las tobas y tufitas de la Formación La Matilde.

Con respecto a su base, se observa una marcada discordancia angular que la separa de las unidades más viejas, las Formaciones Roca Blanca y Bajo Pobre. Una diferencia angular de 35° con la segunda unidad fue mencionada por Turic (1969). En su techo, una nueva discordancia angular separa al Grupo Bahía Laura de las secuencias post-jurásicas.

Es muy escaso el material fosilífero encontrado en intercalaciones tobáceas de la Formación Chon Aike (de Barrio et al., 1982).

La Formación La Matilde, en base a los restos fósiles, es considerada del Mesojurásico superior a Suprajurásico inferior (Bathoniano-Calloviano), de acuerdo con Stipanovic y Reig (1955, 1956) y Stipanovic y Bonetti (1970). La relación de parcial engranaje con esta unidad le otorga a la Formación Chon Aike la misma edad, la cual es coincidente con valores de 160,7 Ma (Cazeneuve, 1965) y  $155 \pm 15$  Ma (Baker et al., 1981) obtenidos en dataciones radimétricas sobre ignimbritas riolíticas, y con otros valores sobre riolitas e ignimbritas del Gran Bajo de San Julián (Spalletti et al., 1982) con resultados dentro del lapso Bathoniano-Oxfordiano. Cabe mencionar que en este último caso, para dos dataciones que han dado una edad kimmeridgiana ( $138 \pm 10$  Ma) y valanginiana ( $123 \pm 10$  Ma), se trataría de edades mínimas.

Con posterioridad, de Barrio (1989, 1993) confeccionó una recta isocrona Rb/Sr sobre 9 muestras de ignimbritas riolíticas, que arrojó un valor de  $161 \pm 5$  Ma. Simultáneamente, Pankhurst et al. (1993) analizaron 14 muestras de la unidad para el sector de Puerto Deseado por método Rb-Sr sobre roca total, obteniendo una isocrona de  $168 \pm 2$  Ma (Calloviano).

Arribas et al. (1996) efectuaron dataciones de flujos ignimbríticos y lávicos en el sector central del macizo (estancia Piedra Labrada) obteniendo valores fluctuantes entre 153,2 y  $148,8 \pm 3,6$  Ma.

Recientemente, Zubia et al. (1999) informan haber obtenido en una datación U/Pb sobre circón de ignimbritas chonaikenses, para el distrito Cerro Vanguardia, una edad de  $171 \pm 1$  Ma. Otro análisis geocronológico por el mismo método pero con una muestra procedente de Manantial Espejo (Zubia et al., 1999) arrojó una edad de  $159,9 \pm 0,5$  Ma.

Asimismo, Fernández et al. (1999) realizaron nuevas dataciones Rb/Sr en rocas lávicas e ignimbríticas de la Formación Chon Aike del área de estancia La Josefina. Una isocrona construida con rocas de caja ignimbríticas alteradas hidrotermalmente registró una edad de  $156 \pm 2$  Ma.

En resumen, esta variación de los fechados radimétricos, si bien puede corresponder en parte a las diferentes metodologías utilizadas, es indicativa de un largo período de eruptividad ácida, de por lo menos unos 25 Ma, consistente con la registrada en otros *plateaux* ignimbríticos del mundo y esperable dada la complejidad litológica encontrada en el ámbito del Macizo del Deseado, donde se han reconocido espesos conjuntos ignimbríticos, con facies lávicas diacrónicas y niveles piroclásticos intercalados.

### **Formación La Matilde**

Bajo esta denominación (Stipanovic y Reig, 1956; Lesta y Ferello, 1972) se incluye a un importante conjunto litológico, fundamentalmente tobas, lapillitas y tufitas, entre las que se

intercalan unos pocos mantos de ignimbritas de composición ácida, que se interdigita con la Formación Chon Aike.

La Formación La Matilde es conocida por ser portadora de los grandes troncos y estróbilos silicificados de araucariáceas que constituyen el Bosque Petrificado de Madre e Hija, actualmente declarado Monumento Natural.

Stipanovic (en Stipanovic y Reig, 1955, 1956) empleó el término «Matildense», que Archangelsky (1967) adecuó al Código de Nomenclatura Estratigráfica, y como Formación La Matilde fue reconocida por autores posteriores.

Pueden reconocerse varias áreas de afloramientos dentro del Macizo del Deseado (Figuras 27 y 28): a. el sector centro-oriental, con la localidad tipo del cañadón de La Matilde y áreas muy importantes como las de la estancia Malacara, los bajos del Tordillo y de La Leona, y el valle del río Seco (Criado Roqué, 1953; Stipanovic y Reig, 1956; Panza, 1984, 1995a y b, 1998); b. el sector central, el más importante desde el punto de vista paleontológico, que comprende, entre otras localidades, los cerros Botellón, Alto y Madre e Hija, los bajos del Guanaco y Grande, las estancias Bella Vista y Laguna Manantiales, y el área del Monumento Natural de los Bosques Petrificados (Panza, 1982, 1995a, 1998); c. sector centro y sur-occidental, con asomos muy discontinuos principalmente en el bajo del Puma (Panza, 1986), estancia Manantial Espejo (Panza y Marín, 1996) y estancias Los Toldos, La Madrugada, valle del río Pinturas (de Barrio, 1989, Panza y Cobos, 1998) y d. Gran Bajo de San Julián (Panza y de Barrio, 1989; Panza e Irigoyen, 1995).

En casi todos los asomos la Formación La Matilde se presenta formando lomadas redondeadas de color claro (amarillo, blanquecino, castaño claro, rosado, gris y verdoso), en general muy cubiertas por regolito y materiales modernos, en las que se destacan unos pocos bancos más resistentes o una gran cantidad de lajas y pequeños bloques que señalan su presencia y permiten ver que se encuentran muy replegados formando pliegues de arrastre de reducidas dimensiones; estas lomas están casi siempre desprovistas por completo de vegetación.

La litología es bastante homogénea, siendo netamente dominantes las tobas (primarias o retrabajadas), en general finas o algo arenosas, en bancos tabulares delgados. Composicionalmente son vítreas o cristalinas, conteniendo en este último caso láminas de biotita euhedral o cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa. Son casi siempre compactas y a veces llegan a presentar fractura concoide debido al elevado grado de silicificación.

Aparecen también algunas intercalaciones tufíticas, tratándose de estratos poco potentes de areniscas tobáceas medianas a gruesas, hasta sabulitas y conglomerados, en general grises y verdosas, y lítico-cuarzosas en composición.

En los afloramientos orientales, como en los perfiles de las estancias La Matilde y Malacara y en sectores del Gran Bajo de San Julián, se encuentra una secuencia de hasta 20 m de espesor constituida por lutitas muy fisiles (en partes carbonosas), tobas muy finas y algunos bancos de carbón, muy finamente laminadas, conocida en los primeros trabajos geológicos como «Esquistos con Estheria» por las abundantes impresiones de dicho filópodo.

Suelen intercalarse algunos mantos de ignimbritas dentro de la secuencia tobácea, formando afloramientos más abruptos y crestones empinados. Su espesor oscila



entre 3 y 10 m y la coloración es castaño rosada a castaño oscura en superficie meteorizada. En algunos casos se puede observar disyunción columnar bien marcada y en ocasiones los mantos tienen suaves ondulaciones. Estas rocas son muy similares a las que constituyen la Formación Chon Aike.

El espesor que se observa es casi siempre un valor parcial, debido a que pocas veces se reconoce la base de la unidad y por otro lado por su engranaje horizontal con las ignimbritas chonaikenses, factor éste que dificulta la medición de espesores debido a las marcadas variaciones laterales y verticales que se registran aún en cortas distancias. Para el perfil tipo en estancia La Matilde, Criado Roqué (1953) y Stipanovic y Reig (1956) indican un valor de 175 m, mientras que Di Persia (1958) menciona 320 m para el sector del Bajo Grande. Los asomos más occidentales alcanzan hasta 30 metros. A juicio de los autores se infiere para la Formación La Matilde un espesor máximo de 150 m aproximadamente, si bien las potencias aflorantes casi nunca superan los 50 a 100 metros.

Importante material fosilífero ha proporcionado la Formación La Matilde en diferentes localidades dentro del Macizo del Deseado. Para más detalles se remite al lector a los trabajos de Wieland (1929), Fossa Mancini (1941), Calder (1953), Stipanovic y Reig (1956) y Panza (1982, 1995b, 1998).

En lo referente a su ambiente de formación, se trata de una secuencia netamente continental característica de un ambiente fluvial de baja energía, en partes palustre lagunar. Asimismo se desarrollaba en forma concomitante un intenso volcanismo en áreas más alejadas, cuyos productos piroclásticos eran depositados, bajo la acción subaérea de lluvias de cenizas y polvo volcánico, en la cuenca de sedimentación matildense. La presencia de abundantes piroclastitas secundarias alternantes con las primarias, demuestra que en determinados lapsos se producía el retrabajamiento en medio áqueo de los materiales previamente acumulados, tal como lo reconocieron Mazzoni et al. (1981). La falta de aportes extracuencales, la escasez de rocas de granulometría gruesa y las estructuras sedimentarias halladas, demuestran que las corrientes áqueas fueron de baja energía y fluidez relativamente alta.

Los depósitos pelíticos laminados, a veces con ondulitas, indican que hubo pequeños cuerpos de agua (lagunas o pantanos) diseminados en la planicie de inundación. Los mismos serían reductores por la presencia de niveles carbonosos. Por su parte, en las áreas de tierra firme se producía la sedimentación de las piroclastitas primarias, y era allí donde se encontraba la abundante vegetación de tipo arbóreo bajo la forma de bosques de coníferas.

Probablemente la región se encontró bajo condiciones de clima húmedo, como lo atestiguarían los abundantes restos vegetales y de anuros.

En razón de su engranaje con la Formación Chon Aike, se mantienen las mismas relaciones en techo y base descriptas para la citada unidad.

Los argumentos paleontológicos encontrados en algunas localidades donde aflora la Formación La Matilde, especialmente la presencia del anuro *Notobatrachus degiustoi* Reig y de *Otozamites sanctaerucis* Fer. permiten asignarle una edad mesojurásica superior a suprajurásica inferior, de acuerdo con Stipanovic y Reig (1955, 1956). Posteriormente

Stipanovic y Bonetti (1970) la reubican en el Calloviano inferior a medio, al situarla por debajo de los movimientos neocallovianos de la Fase Diastrófica San Jorge de Stipanovic y Rodrigo (1969).

## JURÁSICO SUPERIOR - CRETÁCICO INFERIOR

### *Formación Bajo Grande*

Se agrupa bajo esta denominación (Di Persia, 1957; Lesta, 1969) a un conjunto de sedimentitas y piroclastitas varicolores (tobas, tufitas, areniscas, conglomerados), inicialmente reconocidas por Di Persia (1956), quien las asignó al Chubutiano por su parecido litológico con dicha secuencia cretácica, y más específicamente a la «Serie del Castillo».

Los primeros autores que utilizan la denominación de Formación Bajo Grande son Lesta (1969) y Turic (1969), quienes también la incluyen dentro del Grupo Chubut.

Pezzi (1970), De Giusto et al. (1980) y Panza (1982, 1986, 1995a, 1998) la separan de dicho grupo considerándola una unidad independiente.

La Formación Bajo Grande se encuentra desarrollada a lo largo de una faja de rumbo norte-sur coincidente aproximadamente con el meridiano de 69° en las porciones central y sur del Macizo del Deseado, en tres grandes sectores de afloramientos: a. en la localidad tipo del Bajo Grande y áreas vecinas (Panza, 1982, 1998); b. desde estancia Las Mercedes por el norte hasta estancia Los Granaderos, con los asomos mejor expuestos en el valle del zanjón La Virginia y cerro Tres Tetos (Panza, 1982, 1986, 1995a; Panza y Marín, 1996) y c. desde la estancia Santa Clara hasta el Guadal de Baqueró, con las principales exposiciones en el «Anfiteatro de Ticó» y Lote 18 (Panza, 1986, 1987, 1995a; Panza y Marín, 1996). Un asomo aislado, ubicado mucho más al este (68°) se observa al sur del cerro Madre e Hija (Panza, 1982).

El color de conjunto de la unidad, que está muy bien estratificada, es gris amarillento-blanquecino hasta anaranjado-rojizo por pigmentación irregular por óxidos de hierro. Dentro de la secuencia se encuentran algunos bancos más resistentes, los cuales forman resaltes en el paisaje.

La parte inferior está integrada principalmente por bancos lenticulares a tabulares delgados de areniscas y tufitas, generalmente consolidadas y en ocasiones con estratificación entrecruzada en artesa en estratos agrupados a escala pequeña.

Se trata de rocas castaño amarillentas a gris oscuro y rojizo, de grano mediano a grueso, a veces sabulítico y hasta conglomerádico. En general son líticas o lítico-cuarzosas a subfeldespáticas, con clastos angulosos hasta subangulosos y subredondeados en su gran mayoría de volcanitas y cuarzo. El material ligante es tobáceo-arcilloso y en algún caso hay cemento silíceo, con lo que la roca se hace muy consolidada, llegando a partirse por los clastos.

La sección superior de la unidad es una secuencia bien estratificada integrada por tobas, tobas finas vítreas o vitrocrystalinas y algunas tufitas delgadas de grano mediano intercaladas. La coloración dominante en los afloramientos es dentro de los tonos grises, predominando el gris verdoso muy claro y el gris amarillento. Puede ser típica la formación de bardas abruptas con erosión en tubos de órgano.

Dominan las rocas tobáceas y tufíticas, estas últimas macizas o en algunos casos con estratificación entrecruzada

lenticular y ondulitas. Son rocas bastante friables y sólo a veces algún delgado banco más resistente forma una pequeña cornisa. Las tufitas, líticas, son de grano fino a mediano, resistentes. Los bancos más friables y más espesos son de rocas tufíticas que llegan hasta un tamaño de sabulita. Se ha reconocido en algún caso hasta 5 m de calizas finas grises, bien laminadas.

Con respecto al espesor de la unidad, los datos son muy variables por tratarse de depósitos continentales sedimentados en cuencas aisladas y truncados en su techo por una discordancia angular marcada. Por eso, la potencia de la Formación Bajo Grande oscila entre 20 m en el guadal de El Ceibo (Panza, 1995a) hasta unos 300-350 m en el sector del cerro Tres Tetos (Panza, 1986) y 420 m en su localidad tipo (Panza, 1982, 1998).

Cabe aquí mencionar que en trabajos de Di Persia (1957), De Giusto (1958) y Turic (1969) se mencionan valores mucho más elevados para algunos sectores (1026 m para el Bajo Grande, 870 m para el sector al oeste de estancia La Reconquista). Panza (1982, 1986) estima que la presencia de abundantes fallas de variable rechazo, así como de procesos de deslizamiento gravitacional, pueden haber llevado a considerar valores más altos de espesor.

El único material paleontológico hallado son improntas de ramas y tallos, así como restos de troncos silicificados, todos ellos indeterminables. Marcas debidas a la acción de organismos cavadores y removedores se observaron al este de la mina Campamento 2 en el Lote 18 (Panza, 1987; Panza y Marín, 1996).

Se trata de una secuencia típicamente continental, característica de un ambiente del tipo de «bolsones» intermontanos, con acumulación relativamente rápida de sedimentos en diferentes subambientes (conos aluviales, canales fluviales, lagunas) debidos a variaciones fisiográficas locales.

Durante toda la depositación de la secuencia hay un aporte casi ininterrumpido de material piroclástico fino, consecuencia de una actividad volcánica intensa en áreas alejadas.

Las areniscas y conglomerados representan depósitos de origen fluvial, tanto de canales (evidenciados por depósitos lenticulares con estratificación entrecruzada) como de probable planicie aluvial. En algunos casos serían de carácter intermitente por la presencia de areniscas con lentes de conglomerados. Las escasas pelitas y calizas laminadas y tobas con ondulitas intercaladas son indicadoras de pequeños cuerpos de agua poco profundos.

La Formación Bajo Grande está separada en su base de la secuencia jurásica del Grupo Bahía Laura por una relación de marcada discordancia angular, resaltada en varios afloramientos por la presencia de bancos psefíticos potentes, en los niveles más bajos de la unidad.

Algunos autores (Turic, 1969; Pezzi, 1970; De Giusto et al., 1980) han señalado falta de evidencias para una relación de discordancia angular, considerando que la existente entre Bajo Grande y el Grupo Bahía Laura es erosiva. De Giusto (1956, 1958) y Di Persia (1958), en cambio, afirman la existencia de una discordancia angular en varias localidades.

Se considera que la secuencia jurásica constituía un relieve irregular en el momento de la depositación de la Formación Bajo Grande, con una serie de pequeñas cuencas locales cuya forma, tamaño y grado de interconexión dependían de los escalonamientos y depresiones producidos en el

Grupo Bahía Laura. Dicho prerrelieve fue luego cubierto parcialmente por los depósitos de la Formación Bajo Grande.

Una nueva discordancia angular separa a la Formación Bajo Grande de la unidad suprayacente, la Formación Baqueró. Esta relación es claramente observable en muchas localidades, pero fundamentalmente en el borde sur del Bajo Grande.

Lesta y Ferello (1972) incluyeron a la Formación Bajo Grande dentro del Grupo Chubut, considerando a la relación entre la primera unidad y la Formación Baqueró como una discordancia de carácter primario y local. Postulan un esquema de subcuencas aisladas de la cuenca principal de sedimentación chubutense, las cuales se van colmatando paulatinamente en forma casi continua, y en las que los sedimentos de la Formación Baqueró se depositan sobre bancos que tienen una pendiente inicial de depositación.

En esta contribución se comparte la opinión de De Giusto et al. (1980) y Panza (1982, 1995a) en cuanto a que en el contacto entre las Formaciones Bajo Grande y Baqueró se ubica una verdadera fase diastrófica de importancia, la cual no es compatible con el esquema de depositación continua propuesto por Lesta y Ferello (1972).

Respecto de la edad de la Formación Bajo Grande, la misma debe analizarse en forma indirecta. No puede ser más antigua que el Grupo Bahía Laura, asignado al Jurásico medio a superior. En consecuencia, la discordancia en la base de la Formación Bajo Grande sería probablemente ocasionada por los movimientos de la Fase Araucánica del Kimmeridgiano.

En su techo, la unidad no puede ser más joven que la Formación Baqueró, asignada por Archangelsky (1967) al Barremiano-Aptiano y más adelante por Archangelsky et al. (1984) al Barremiano superior-Aptiano inferior. Se considera por lo tanto que la discordancia angular que separa a las Formaciones Bajo Grande y Baqueró se debería a algunas de las fases de los movimientos intercretácicos, posiblemente a la Fase Austríaca.

En consecuencia, la ubicación cronológica de la Formación Bajo Grande se restringiría al lapso Kimmeridgiano superior-Hauteriviano, resultando por el momento imposible determinarla con mayor precisión, ante la falta de apoyo paleontológico.

Debe descartarse por lo tanto la asignación al Cretácico superior hecha por diversos autores que incluían a la unidad dentro del Grupo Chubut.

## CRETÁCICO INFERIOR (BARREMIANO - APTIANO)

### *Formación Baqueró*

Bajo esta denominación (Archangelsky, 1963) se reconoce a un conjunto de piroclastitas y sedimentitas de amplia dispersión en los sectores centrales del Macizo del Deseado, portadoras de una tafloflora excepcionalmente rica tanto en número de individuos como en cantidad de especies. Es de gran importancia por ser la unidad que contiene los niveles de arcillas plásticas que se explotan en el distrito de los Lotes 18 y 19 (Panza, 1987).

Stipanovic y Reig (1955, 1956) separaron al llamado «Baqueroense» del Complejo Porfirico Jurásico, considerando a esta sección como perteneciente a un ciclo sedimentario distinto de edad cretácica.

Di Persia (1956, 1957, 1958) y De Giusto (1956, 1957, 1958) incluyeron a la unidad dentro del Chubutiano, y en particular en la llamada «Serie de las Tobas Amarillas».

Archangelsky (1963, 1967), autor que realizó los estudios más detallados de la unidad y su flora fósil, creó la denominación de Formación Baqueró.

La Formación Baqueró está ampliamente representada en el sector central del Macizo del Deseado. Pueden reconocerse varias áreas importantes de afloramientos, los que son: a. sector de la localidad tipo (la Punta del Barco en la meseta Baqueró, Feruglio, 1949; Stipanovic y Reig, 1956), con áreas conocidas como las de las estancias Bajo Tigre, el «Anfiteatro de Ticó» y los Lotes 18-19 (Archangelsky, 1967; Panza, 1987; Caranza, 1988, Panza y Marín, 1996); b. sector central, desde el bajo Grande y cerro Bayo hasta el área de los cerros Gorro, Derrumbado y del zanjón La Virginia (Archangelsky, 1967, Panza, 1982, 1986, 1995a, 1998; Panza y Marín, 1996); c. el sector nororiental, desde Gobernador Moyano hasta Madre e Hija (Archangelsky, 1967; Panza, 1982, 1998) y d. áreas orientales, desde cercanías del Bosque Petrificado hasta el valle del río Seco (Panza, 1984, 1988, 1995a,b, 1998).

Desde el punto de vista litológico, la Formación Baqueró está constituida por dos miembros, uno inferior aflorante solamente en las localidades de Bajo Tigre, meseta Baqueró, Lote 18, cerros Derrumbado, Rubio y Bayo, y uno superior presente en todo la cuenca, y de muy fácil identificación en el terreno. Ambas subunidades son concordantes y presentan una flora fósil común.

El Miembro Inferior está compuesto por conglomerados, areniscas y tufitas medianas a gruesas rojizas y grises, tobas vítreas, y varios niveles de limolitas y arcilitas de colores grises y negros, los que han sido o son explotados intensamente y en muchos casos contienen la abundante flora fósil en muy buen estado de conservación. Por depositarse en un prerrelieve irregular, tiene un desarrollo muy variable, pudiendo faltar en muchos perfiles; asimismo, es heterogéneo y marcadamente lenticular, con grandes variaciones laterales y verticales en cortos trechos.

En cuanto al Miembro Superior, es en su mayor parte una típica alternancia rítmica de cineritas blancas y gris blanquecinas friables, con tobas más resistentes de tono castaño amarillento que se destacan como pequeñas cornisas. En general la relación de espesores es de 1 a 1 entre ambas litologías. La composición es en general muy uniforme en todo su desarrollo y es típica la erosión en tubos de órgano y la formación de altas bardas subverticales. Las tobas castañas y amarillas son macizas y pueden constituir paleosuelos, mostrando en estos casos estructuras paleoedáficas tubulares y prismáticas.

Hacia los términos superiores se intercala una facies de conglomerados y areniscas gruesas de color gris claro hasta amarillo y castaño por pigmentación ferruginosa. Forma bancos lenticulares macizos o con estratificación entrecruzada en artesa. Son cuarzo-líticas o lítico-cuarzosas y contienen abundantes troncos silicificados mal conservados o improntas de ramas y tallos.

Areniscas y sabulitas lítico-cuarzosas (hasta conglomerados finos) muy similares a las que forman los niveles más altos de la unidad, afloran en otras localidades, pero integrando los niveles basales de la Formación Baqueró. Es decir, que en diversos momentos en la depositación de la unidad, tanto en el Miembro Inferior como en el Superior, se tiene la recurrencia de episodios fluviales de mayor energía que

depositan sedimentos más gruesos, en los que son muy comunes los trozos y astillas de troncos petrificados.

En todo el valle del río Seco se encuentra una secuencia caracterizada por rocas tobáceas hasta lapillitas, con algunas tufitas finas intercaladas, de colores abigarrados pero en los que dominan los tonos rojizos, anaranjados y amarillos. El espesor suele ser variable aun en corta distancia, desde dos metros hasta 30 m, dado que la unidad se dispone rellenando un prerrelieve labrado en el Grupo Bahía Laura. Estos depósitos fueron referidos por De Giusto (1954, 1956) a la denominada «Serie Polícroma», es decir, al «Riochiquense» terciario, pero se trata de facies más gruesas, con una participación mayor de elementos epiclásticos en las variedades psamíticas y psefiticas, y con espesores de conjunto mucho más reducidos, que engranan lateralmente con los elementos característicos del Miembro Superior de la Formación Baqueró.

Con respecto al espesor de la Formación Baqueró, alcanza valores máximos de 150 a 200 m, valor este último registrado en el perfil del cerro Bayo del Bajo Grande (Archangelsky, 1967). No obstante, en gran parte de la comarca la unidad tiene potencias oscilantes entre los 10 y 70 metros. De estos valores, 30 a 70 m corresponden al Miembro Inferior, mientras que el Superior registra su mayor potencia en Aguada del Cuero (180 m), Las Mercedes (160 m), cerro Bayo (140 m) y cerro Derrumbado (110 m).

La importante tafoflora de la Formación Baqueró fue objeto de numerosos estudios debido a su excepcional valor por la calidad de los fósiles, tanto a nivel mega como microscópico, a partir de los primeros estudios de Berry y Feruglio.

Si bien los principales conocimientos sobre los elementos vegetales fósiles fueron presentados por Archangelsky (1967), se encuentran numerosos estudios aislados sobre diversos ejemplares o taxones vegetales. Un detalle de los mismos puede obtenerse en Panza (1998).

Se caracteriza a la tafoflora baqueroense (Archangelsky, 1967) como básicamente gimnospérmica, con dominancia de Podocarpáceas y Bennettitales; la familia Gleicheniaceae es la mejor representada entre las Pteridófitas, predominando en el Miembro Superior.

Angiospermas primitivas (Romero y Archangelsky, 1986) constituían componentes marginales de una asociación dominada por gimnospermas y pteridófitas.

La Formación Baqueró está integrada por una secuencia típicamente continental, si bien ambos miembros representan condiciones ambientales distintas.

El Miembro Inferior corresponde a depósitos característicos de un ambiente fluvial, en partes lagunar, en el que alternan períodos de alta y baja energía. Se trata de sedimentos llevados a pequeñas cubetas que eran depresiones labradas en el prerrelieve. Estas depresiones fueron paulatina y rápidamente colmatadas por corrientes fluviales, posiblemente de baja a moderada energía y quizás temporarias.

Asociadas a los cursos fluviales, representados por depósitos psamítico-psefiticos lenticulares y con estratificación entrecruzada, se encontraban bañados y lagunas. Estos cuerpos de agua están representados por los estratos lenticulares pelíticos, casi siempre portadores de abundante flora fósil e incluso con filópodos (Archangelsky, 1967) o gastrópodos de agua dulce (Panza, 1986). Tales lagunas y pantanos podrían ser quizás temporarios, a juzgar por el pequeño espesor de los depósitos.



El Miembro Superior, en cambio, sugiere la sedimentación directa de lluvias de cenizas mediante un aporte casi continuo de material piroclástico fino, indicador de una intensa actividad volcánica en comarcas alejadas. Dichos elementos se depositaban en un ambiente ya mucho más uniforme y casi sin desniveles (dominio de llanuras en el estudio paleoambiental de Caranza, 1988).

Los fenómenos piroclásticos sin duda sufrían interrupciones periódicas, lo cual queda demostrado por la existencia de niveles de paleosuelos, evidenciados por la presencia en ellos de estructuras tubulares biogénicas (rastros de la actividad de vermes u hormigas), así como por horizontes rojizos, con gran cantidad de compuestos férricos, coincidentes quizás con superficies de erosión. Asimismo, en tales etapas de interrupción de la sedimentación piroclástica se producía el retrabajamiento de los anteriores niveles tobáceos por agentes de escasa energía, arroyos de régimen efímero, con formación de depósitos intraformacionales.

En la sección cuspidal del Miembro Superior vuelve a instalarse un régimen fluvial de mayor energía, como lo indican los cuerpos lenticulares de psamitas y psefitas. Este sistema fluvial de tipo entrelazado proximal (Caranza, 1988) tuvo su mayor desarrollo entre el cerro Gorro y el «Anfiteatro de Ticó».

La actividad volcánica podría también ser causante, mediante una aridización del suelo, del cambio paleoflorístico mencionado por Archangelsky (1967), consistente en la disminución o desaparición de ciertos grupos (Bennettiales, Pteridospermas y Cycadales) en el Miembro Superior.

El estudio de la tafoflora baqueroense permite a dicho autor postular un paleoclima del tipo templado-moderado, con una probable estación bastante fría, y con una humedad ambiente mediana en general, pero con una estación de mayor sequedad. A conclusiones similares llegan Caranza (1988) por indicadores sedimentológicos y Cravero et al. (1991) en base a estudios sobre caolinitas.

La Formación Baqueró está separada en su base de las Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike, La Matilde y Bajo Grande por una clara relación de discordancia; la misma es de angularidad en la mayor parte de los casos y particularmente notable en el contacto con la última unidad. Un prerrelevé relativamente irregular fue paulatinamente colmatado en sus partes deprimidas por los depósitos del Miembro Inferior. Posteriormente, los materiales tobáceos del Miembro Superior completaron la colmatación de las cubetas sedimentarias, cubriendo gran parte de la comarca.

Con respecto a su techo, la Formación Baqueró está cubierta en discordancia erosiva (en casos angular) por sedimentitas terciarias (la más antigua es la Formación Salamanca del Daniano) y por volcanitas neocretácicas, paleógenas y neógenas.

La relación de los depósitos del Cretácico inferior con un extenso volcanismo coetáneo ubicado en la Cordillera Patagónica de Chubut y norte de Santa Cruz fue demostrado por Ramos (1979).

Un párrafo aparte merece el posible sincronismo y correlación entre la Formación Baqueró y la Formación Laguna Palacios (Tobas Amarillas) del Grupo Chubut. Ambas unidades tienen un notable parecido litológico por lo que Di Persia (1956, 1957, 1958) y De Giusto (1956) incluyeron a todos los afloramientos dentro de la «Serie de las Tobas Amarillas».

El estudio de la tafoflora llevó a Archangelsky (1967) a negar totalmente este concepto, estableciendo que no existen

sedimentitas referidas al Cretácico superior al sur del área de Madre e Hija.

Casas (1963) intentó solucionar este problema estratigráfico estableciendo tres hipótesis: a. engranaje lateral; b. relación de discordancia y c. áreas deposicionales distintas. La primera se descarta automáticamente al considerar los datos paleobotánicos. La segunda también se elimina por no encontrar verdaderas señales de discordancia, pese al argumento sobre la existencia de un banco tobáceo oxidado en el cerro Madre e Hija, supuesto indicador de discordancia erosiva, y por existir fósiles vegetales incluso por encima de la posible superficie de discordancia.

En cuanto a la tercera hipótesis, implicaría la existencia de un umbral paleogeográfico entre Madre e Hija y Punta España, localidad esta última donde se halla presente la Formación Laguna Palacios y donde no se han ubicado a la fecha restos paleoflorísticos. Pezzi (1970) estima que la línea basáltica desde el norte de estancia Alma Gaucha al cerro Mojón Aisin (estancia La Levadura) indicaría un posible límite geológico entre ambas unidades, por tratarse la misma de una posible área positiva que separaría dos subcuencas de sedimentación.

Cabe sin embargo mencionar que, aún aceptando la existencia de ese umbral, sería una barrera de dudosa eficiencia dada la génesis de las tobas y cineritas del Miembro Superior, las cuales son el producto de lluvias de cenizas transportadas por los vientos y en consecuencia capaces de cubrir extensas áreas.

Como posible hipótesis, Lesta y Ferello (1972) estiman un engranaje lateral entre Baqueró y Laguna Palacios, lo cual significa que la litofacies cortaría oblicuamente a las líneas de tiempo, rejuveneciéndose hacia el norte.

Hechem y Homocv (1986) apoyándose en algunas evidencias palinológicas y en la datación radimétrica de una toba ubicada en el techo del Miembro Inferior en el cerro Bayo, postulan a dicho miembro como constituyente exclusivo de la Formación Baqueró, y al Miembro Superior como perteneciente a la Formación Laguna Palacios; las edades respectivas serían barremiano-aptiana y campaniano-maastrichtiana.

Se considera que los argumentos de los autores citados no son suficientes porque no se menciona ningún elemento palinológico realmente del Cretácico superior, sino sólo una forma poco significativa por su amplio biocrón. Asimismo, la datación radimétrica no indica que lo que está por encima, el Miembro Superior, tiene menos de 90 Ma y pertenece al Cretácico alto, sino que, como las dataciones son edades mínimas, sólo indica que lo que está por debajo, el Miembro Inferior, tiene una edad mayor, lo que no está en dudas. Finalmente, tampoco se explica por qué, si la sección superior fuera campaniano-maastrichtiana, las floras que contiene están formadas casi exclusivamente por Gimnospermas y Pteridófitas, cuando en todo el mundo las tafofloras del Cretácico Superior son netamente angiospérmicas.

De lo expuesto, los autores de este informe estiman que aún no está resuelto el problema de la posible correlación (o no) de las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios.

La declinación total de las Bennettiales en el Miembro Superior (tales vegetales desaparecen como grupo importante en el Aptiano) y la, en su momento, falta de registro de Angiospermas, hizo que Archangelsky (1967) postulara para la Formación Baqueró una edad cretácica inferior y más concretamente, barremiano - aptiana.

Turic (1969) estima que, por comparación de la asociación baqueroense con la taoflora del lago San Martín (vinculada con amonites de edad albiana), la Formación Baqueró podría ser de edad aptiano-albiana.

Posteriormente, en base a la relación de la asociación polínica de la unidad con la zona *Antulsporites-Clavatipollenites*, Archangelsky et al. (1984) señalan que la edad de la formación corresponde al Aptiano en sentido amplio, sin descartar la parte más alta del Barremiano.

## CRETÁCICO (SUPERIOR)

### *Basalto Las Mercedes*

Se trata de volcánitas básicas (Panza, 1982) que, como afloramientos en general alargados y profundamente recortados por la erosión, se encuentran en el sector central del macizo entre las estancias Las Mercedes y Covadonga (Panza, 1982, 1995a, 1998).

Estas rocas lávicas se presentan como afloramientos aislados y alargados visibles como cordones en los fotogramas. Tienen desde 20 m de espesor en la localidad tipo hasta menos de tres metros al sur y oeste de la estancia Covadonga. En algunos asomos se observa una disyunción columnar bastante bien desarrollada, no así en muchos de los casos donde hay escombros que enmascaran la observación directa.

La roca característica es un basalto olivínico melano-crático, macizo a microvesicular (raro, algo amigdalóide); es de grano mediano y poco porfirico, de color negro morado en corte fresco o rojizo en superficie meteorizada, casi siempre con un grado avanzado de alteración.

Estos basaltos cubren en discordancia angular a rocas jurásicas y cretácicas, siendo la más moderna la Formación Baqueró, en la localidad tipo.

En el techo son cubiertos también discordantemente por el Basalto Alma Gaucha, principalmente del Oligoceno inferior a medio, o por la Formación Monte León del Oligoceno superior (Panza, 1982).

De las observaciones de campo sólo puede establecerse como lapso de emisión de estas lavas al comprendido entre el Aptiano superior y probablemente el Daniano. Por tal motivo y con las limitaciones establecidas por la falta de mejores evidencias, se las ubica temporalmente en el Cretácico superior (a Paleoceno?), pudiendo quizás incluirse en la Fase Efusiva Cretácica (Ferello, 1969).

## EL VOLCANISMO ÁCIDO JURÁSICO Y LAS MINERALIZACIONES EPITERMALES AURÍFERAS

A partir del descubrimiento, a fines de la década del 70, y con la posterior exploración y explotación en la década del 90 del yacimiento auroargentífero Cerro Vanguardia, el Macizo del Deseado ha sido y es una de las provincias geológicas que mayor interés ha generado en numerosas empresas mineras, nacionales y extranjeras, que han emprendido distintos planes de prospección y exploración en búsqueda de otros depósitos minerales de similares características geológicas y metalogénicas al citado yacimiento.

Indudablemente, corresponden a los programas de prospección y exploración emprendidos por el Plan Patagonia

(sede Comodoro Rivadavia) de la entonces Secretaría de Minería de la Nación los primeros pasos en el conocimiento de las mineralizaciones auríferas epitermales del Macizo del Deseado.

En los últimos años fueron dados a conocer numerosos hallazgos de mineralizaciones cuarzo-auríferas en distintos y alejados entre sí sectores del macizo pero manteniéndose un denominador común: el volcanismo ácido jurásico del Grupo Bahía Laura. Las principales contribuciones son: Genini, 1977, 1984 y 1990 (Cerro Vanguardia), Panza y de Barrio, 1987 b, de Barrio y Panza, 1992 y de Barrio et al., 1994 (Laguna Guadalosa, Gran Bajo de San Julián), Nullo y Panza, 1991 (Bajo Pobre), Del Blanco et al., 1994 a; Echeveste et al., 1995, Fernández et al., 1996 (Estancias La Josefina-Piedra Labrada), Del Blanco et al., 1994 b (estancia La Sarita), Schalamuk et al., 1994 (Manantial Espejo), Genini, 1976 y Echavarría, 1995 (estancias El Dorado-Monserrat), Giacosa y Genini, 1995 (Cerro Chato), Márquez et al., 1994 (estancia Tres Hermanas) y Genini et al., 1996, (Río Pinturas).

Contribuciones de tipo general, abarcativas de los principales distritos del macizo son las de Fernández y de Barrio (1994) y Schalamuk et al., 1995, 1997, mientras que los aspectos geocronológicos de las mineralizaciones epitermales han sido tratados en Arribas Jr. et al., (1996).

Las mineralizaciones epitermales del macizo están representadas mayormente por cuerpos vetiformes cuarzoauríferos, con *stockworks* asociados o no lateralmente a las vetas, formados por rellenos de fracturas multiepisódicos, donde predominan las texturas bandeadas, brechosas, masivas y drúsicas, con pseudomorfosis de minerales de hábito tabular, posiblemente de calcita y/o baritina (Schalamuk et al., 1995).

Frecuentemente se presentan cuerpos de reemplazo de composición silíceo, de muy variadas dimensiones, a veces asociados a sistemas geotermales con depositación de niveles laminares silíceos (sinter) y brechas hidrotermales como por ejemplo en La Josefina y Manantial Espejo.

Las vetas epitermales cuarzoauríferas se alojan generalmente en las rocas ignimbríticas riolíticas de la Formación Chon Aike, en contados casos en las volcánitas básicas de la Formación Bajo Pobre (estancias El Dorado-Monserrat y Bajo Pobre), y en las sedimentitas pérmicas y los granitoides liásicos de la Formación La Leona en el bajo homónimo.

Los minerales de mena son oro nativo, electrum, plata nativa y argentita. Por su parte, tetraedrita, sulfosales de plata, galena, blenda y calcopirita están ocasionalmente presentes, y sulfuros y telururos tales como uyttenboogardita y petzita, aparecen muy esporádicamente.

El oro se presenta en granos individuales o agrupándose, con tamaños entre los 40 y 70  $\mu\text{m}$ , incluidos en los cristales de cuarzo o relleno de cavidades y fisuras (posiblemente por removilización).

La ganga está representada esencialmente por minerales del grupo de la sílice, fundamentalmente cuarzo en diferentes tamaños de grano y colores (incolore, blanco lechoso, gris, amatista, amarillo, etc.), calcedonia y ópalo. A veces, también se encuentra baritina y hematita.

La alteración hidrotermal predominante es la silicificación, mientras que la argilización (caolinita, illita y montmorillonita), sericitización y en las rocas básicas de la Formación Bajo Pobre la propilitización también están presentes, (Schalamuk et al., 1995, 1997).

El Distrito Cerro Vanguardia comprende un total de aproximadamente 150 km de vetas cuarzoauríferas, de disposición vertical a subvertical, algunas de las cuales presentan más de 10 km de corrida individual. La mineralización ha sido reconocida por más de un millar de perforaciones, algunas de ellas hasta los 180 m de profundidad. Los espesores fluctúan generalmente entre 1 y 3 m, y ocasionalmente más. Los rumbos predominantes de las estructuras varían entre ONO-ESE, E-O y NO-SE.

Respecto de la edad de las mineralizaciones, Arribas Jr. et al. (1996) efectuaron dataciones sobre las illitas del halo de alteración hidrotermal de vetas de Cerro Vanguardia y sobre adularias de este yacimiento y de Manantial Espejo (Veta María), obteniendo valores entre 151 y 152,4 ± 3,6 Ma para las arcillas, y de 142,6 ± 3,5 a 124,8 ± 3,0 Ma para los feldespatos (con algo de caolinización y sericitización).

El conjunto de características mencionadas permite definir a estos depósitos epitermales jurásicos como del tipo adularia-sericita según Heald et al., (1987) o como del tipo baja sulfuración según Hedenquist (1987).

## GÉNESIS DEL PLATEAU JURÁSICO RIOLÍTICO DEL MACIZO DEL DESEADO

Es generalizada la opinión de que los productos ignimbríticos proporcionan una mayor información del ambiente geológico en que se han formado que los materiales lávicos, ya que además de proveer abundantes datos sobre las características geoquímicas y petrológicas, presentan significativos rasgos reveladores de sus condiciones de transporte y depositación.

La génesis y procedencia de los flujos ignimbríticos del Jurásico riolítico del Macizo del Deseado ha sido un problema volcanológico escasamente investigado y por lo tanto aún hoy no totalmente resuelto. En estas secuencias volcanoclasticas, la obliteración de las texturas y estructuras vitroclásticas por procesos de soldamiento y desvitrificación, obstaculizan la caracterización y discriminación de muchos flujos piroclásticos.

La opinión mayoritaria de las investigaciones emprendidas hasta el momento es que el magmatismo ácido jurásico del Macizo del Deseado corresponde esencialmente a erupciones del tipo pliniano, de extrema violencia y poder, con eyección de grandes volúmenes de materiales félsicos muy vesiculados y columnas eruptivas con alturas oscilantes entre los 20 y 60 kilómetros. El colapso gravitacional de la fase gaseosa de estas columnas eruptivas, que adquieren la forma de una cortina o lluvias muy densas de piroclastos que al caer en las cercanías del centro emisor, en los flancos proximales, genera movimientos descendentes hacia los sectores deprimidos pudiendo alcanzar decenas de kilómetros o más de extensión.

Pero el problema que aún no ha sido resuelto es el que se plantea acerca de cuales han sido los conductos por los cuales han sido extruidos los volúmenes ignimbríticos del volcanismo ácido.

Desde antaño se han mencionado en diversos *plateaux* del mundo la ausencia de aparatos o conos volcánicos, explicándose en algunos casos esta ausencia por erupción a partir de grietas o fisuras posteriormente rellenas por material volcánico.

Sin embargo, la observación y análisis de imágenes satelitales permite el reconocimiento de rasgos de posibles

estructuras circulares a subcirculares que podrían denotar los vestigios de antiguas calderas de colapso, formadas posteriormente a la extrusión de los enormes volúmenes riolíticos. Pero el reconocimiento y exhaustivo chequeo de campo no permite identificar las facies litológicas esperables asociadas a estas estructuras.

Ross y Smith (1961) señalan que la gran extensión y el volumen de los *plateaux* ignimbríticos, de los cuales el Macizo del Deseado es un ejemplo superlativo, son incompatibles con erupciones a partir de domos o cráteres únicos. Es factible de deducir entonces, que los flujos ignimbríticos de la Formación Chon Aike fueron extruidos a través de un conjunto de aparatos volcánicos o por estructuras fisurales, de las cuales, por diversas causas, no se han preservado sus características morfológicas. Sobre este tema, Ekren y Byers, 1976 (en Fisher y Schmincke, 1984) enumeran las posibles razones de la escasez generalizada de la existencia de aparatos. Se especula con que muchos conductos están cubiertos por sus propios productos o que se han taponado a profundidades someras y la erosión posterior los ha denudado. Por otra parte, los conductos de emisión pueden además haber sido, por lo menos algunos de ellos, destruidos durante el colapso de las supuestas calderas.

A esta situación cabe agregar, la falta casi absoluta de estudios detallados que permitan descifrar con certeza los rasgos geomórficos y litológicos remanentes de las estructuras dómicas o de antiguas calderas. Aquí es dable mencionar estudios como los de Sruoga y Palma, 1984 (sector de Puerto Deseado), Hechem y Homocv, 1985 (sector del Bajo Grande), Pankhurst y Rapela, 1995, Fernández et al., 1996 y Echeveste et al., 1999 (sector de estancias La Josefina-Piedra Labrada-La Valenciana-Flecha Negra) que han aportado interesantes elementos para el esquema volcanogénico. En estos trabajos, se postulan hipótesis de la génesis de las unidades volcánicas del Grupo Bahía Laura y se han identificado relictos de aparatos volcánicos y domos, que han constituido los conductos de emisión de parte de los flujos ignimbríticos. Es de esperar, que nuevos trabajos de detalle amplíen la información existente y permitan arribar a un esquema evolutivo general de la génesis del magmatismo silícico jurásico del Macizo del Deseado

## ESQUEMA EVOLUTIVO TECTOMAGMÁTICO DURANTE EL JURÁSICO-CRETÁCICO EN EL MACIZO DEL DESEADO

La evolución geológica del Macizo del Deseado durante el lapso Jurásico-Cretácico comprende una secuencia de eventos tectomagmáticos de diversa índole y características particulares para diferentes sectores de esta comarca.

El escenario previo a la eruptividad magmática del Jurásico presenta, en tiempos del Triásico superior, rasgos geológico-estructurales definidos fundamentalmente por la existencia de bloques de metamorfitas basamentales, de edad precámbrico-paleozoica inferior, sobre las cuales, en cuencas posiblemente tafrogénicas (Rolleri, 1973), se habían acumulado las sedimentitas gondwánicas y triásicas. Estas cuencas intracontinentales tipo rift, posiblemente hayan estado relacionadas a fenómenos tensionales en niveles supracorticales de una corteza mecánicamente rígida a partir de procesos de



atenuamiento cortical, como así también a los efectos de la evolución del orógeno aledaño. Este hecho pudo haberse originado ante la existencia de un margen de subducción activo en el borde occidental, por un brusco cambio en la velocidad de convergencia, con un proceso de orogénesis que induciría al abovedamiento de la región de antepaís estable, con los fenómenos tensionales mencionados.

Con posterioridad, en tiempos liásicos, en sectores centrales del macizo, se depositaron en cuencas restringidas los sedimentos piro-epiclásticos de la Formación Roca Blanca, mientras que en el margen pacífico comienza a gestarse un arco magmático. En efecto, en el Jurásico medio, mientras que en el borde occidental se instala un volcanismo coalcalcalino de composición esencialmente ácida, correspondiente al Complejo El Quemado, en sectores más orientales del macizo sucede un volcanismo básico a intermedio, la Formación Bajo Pobre. Este episodio magmático, de gran importancia geológica en la evolución del macizo, indicaría un cambio en el campo de esfuerzos regionales, pasándose de un régimen compresivo a uno traccional en la región interior del antepaís con ascenso de materiales básicos procedentes de niveles profundos por fracturación, con procesos de rifting, preanunciando el futuro desmembramiento del continente gondwánico.

Con posterioridad y por posibles procesos de transferencia de calor (Uliana et al, 1985) con el ascenso de esos

materiales básicos a niveles basales e intermedios de la corteza, comenzarían fenómenos de fusión parcial (anatexis) de materiales cuarzo-feldespáticos.

En un régimen extensional generalizado y a partir de posibles cámaras magmáticas emplazadas en una corteza joven, poco evolucionada, se sucede el ascenso de materiales ácidos, con escasa contaminación crustal, que son erupcionados en superficie mayormente como flujos ignimbríticos y escasos flujos lávicos ácidos que en conjunto ahogaron la paleotopografía existente, conformando un extensísimo *plateau* riolítico.

Luego de la disipación del evento térmico que produjo la fusión parcial, se instala un período de reactivación de viejas líneas de debilidad de sistemas regmáticos del zócalo cristalino, con fallamiento de bloques rígidos, a los cuales sucedió hacia fines del Jurásico un período de subsidencia generalizada con basculamiento de bloques. En sectores centro-orientales se conformaron nuevas áreas deprimidas que fueron colmatadas por los depósitos continentales de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró, a principios del Cretácico.

Posteriormente, a fines del Cretácico y principios del Terciario, en un régimen nuevamente tensional, se produce el ascenso desde niveles profundos, de nuevos materiales básicos (Basalto Las Mercedes), aprovechando viejas líneas de debilidad reactivadas, culminando así el magmatismo del lapso Jurásico-Cretácico.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALRIC, V., FERAUD, G., BERTRAND, H., HALLER, M., LABUDIA, C. y ZUBIA, M., 1995.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Patagonian Jurassic volcanism: new constraints on Gondwana break up. *Terra Nova* 7: Abstract Suppl. 1:353.
- AMEGHINO, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. *Anales Museo Nacional Buenos Aires*, 15(3) 8:1-568.
- ARCHANGELSKY, S., 1963. Nota sobre la flora fósil de la zona de Ticó, provincia de Santa Cruz. *Revista Asociación Paleontológica Argentina* 3(2):57-63.
- ARCHANGELSKY, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo La Plata (n.s) Paleontología* 5:63-171.
- ARCHANGELSKY, S., BALDONI, A., GAMERRO, J.C. y SEILER, J., 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. III. Distribución de las especies y conclusiones. *Revista Asociación Paleontológica Argentina* 21(1):15-33.
- ARRIBAS Jr., A., SCHALAMUK, I.B., DE BARRIO, R.E. y FERNÁNDEZ, R.R., 1996. Edades radimétricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. 39° Congreso Geológico Brasileiro de Geología, IGCP Project # 342: «Age and isotopes of South American ores», *Actas* 7:254-257. San Salvador de Bahía, Brasil.
- ARRONDO, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico de la zona de la estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo La Plata (N.S.) Paleontología* 7 (43):1-194.
- BAKER, P.E., REA, W.J., SKARMETA, J., CAMINOS, R.L. y REX, D.C., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46° S. *Philosophical Transactions Royal Society London*, A 303:105-149.
- BRUHN, R., STERN, CH. y DE WIT, M., 1979. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science, Letters* 41:32-46.
- CALDER, M.G., 1953. A coniferous petrified forest in Patagonia. *Bulletin British Museum (N. History)*, *Geology* 2(2):99-138.
- CARANZA, H.F., 1988. Estudio estratigráfico y paleoambiental de la Formación Baqueró (Cretácico inferior), en el sector norte del Anfiteatro de Ticó, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis de Licenciatura Universidad Nacional de Buenos Aires, 64 p. Inédito.
- CASAMIQUELA, R., 1975. La presencia de Sauria (Lacertilia) en el Liásico de la Patagonia Austral. 1° Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, 2:57-70.
- CASAS, J.H., 1963. Informe sobre las Tobas Amarillas y el Baqueroense al sur del río Deseado. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 10p. (inédito).
- CAZENEUVE, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (provincia de Santa Cruz) por el método potasio-argón. *Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina* 4(5):156-158.
- CHEBLI, G., GEBHARD, J. y MENZEL, M., 1975. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Dpto. Deseado, provincia de Santa Cruz). 6° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1:357-373.
- CRAVERO, F., DOMÍNGUEZ, E. y MURRAY, H.H., 1991. Valores  $d^{18}\text{O}$  y  $d\text{D}$  en caolinitas indicadoras de un clima templado-húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 46 (1-2):20-25.
- CRÍADO ROQUÉ, P., 1953. Informe preliminar reconocimiento geológico zona Bahía Laura, Territorio de Santa Cruz. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 18p., (inédito).
- DE BARRIO, R.E., 1983. Descripción geológica de la hoja 53 c, Laguna Olín, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional*. Inédito.
- DE BARRIO, R.E., 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura), Jurásico medio a superior, en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral 528 (inédita). Universidad Nacional de La Plata.
- DE BARRIO, R.E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 4:189-198.
- DE BARRIO, R.E. y PANZA, J.L., 1992. Filones cuaríferos del área de Laguna Guadaluza, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz, Argentina. Su potencialidad minera aurífera. 4° Congreso Nacional de Geología Económica, *Actas*:529-531.
- DE BARRIO, R.E., ARRONDO, O., ARTABE, A.E. y PETRIELLA, B., 1982. Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la Estancia Bajo Pellegrini, provincia Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina* 37 (3):285-299.
- DE BARRIO, R.E., PALMA, M.A. y PANZA, J.L., 1987. Deseado massif. Correlation with the Andean region. Inédito.
- DEBARRIO, R.E., PANZA, J.L. y FERNÁNDEZ, R.R., 1994. Depósitos epitermales cuarzo-auríferos de Laguna Guadaluza, Gran Bajo de San Julián, provincia de Santa Cruz, Argentina. Encuentro Internacional de Minería, *Actas*:123-126. Buenos Aires.
- DE GIUSTO, J.M., 1954. Informe preliminar reconocimiento geológico zona de Florida Negra, territorio de Santa Cruz. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 34pp. (inédito).
- DE GIUSTO, J.M., 1956. Informe geológico zona Roca Blanca-Baqueró. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 38p. (inédito).

- DE GIUSTO, J.M., 1957. Informe geológico zona «Aguada Alegre-Los Manantiales». Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 33 pp (inédito).
- DE GIUSTO, J.M., 1958. Informe geológico zona de Cerro Vanguardia-Cerro 1° de Abril. Deptos. de Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 18p. (inédito).
- DE GIUSTO, J.M., DI PERSIA, C.A. y PEZZI, E., 1980. Nesocratón del Deseado. En: Leanza, A.F. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 2:1389-1430. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- DEL BLANCO, M.A., ECHAVARRÍA, L. y TESSONE, M., 1994 a. Manifestaciones polimetálicas en la Estancia «La Sarita», provincia de Santa Cruz. 2° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas:41-48. Publicación Instituto de Recursos Minerales. La Plata.
- DEL BLANCO, M.A., ECHAVARRÍA, L., ECHEVESTE, H., ECHEVERRY, R., TESSONE, M. y MONDELO, R., 1994 b. Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Argentina. Encuentro Internacional de Minería, Actas:93-99. Buenos Aires.
- DELHAES, G., 1913. Sobre la presencia del Rético en la costa patagónica. Dirección General Minería, Geología e Hidrología, Boletín 1 Serie B (Geología):5-10.
- DEVITT, R.G., 1984. Geología de la estancia Cañadón Largo y alrededores. Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Trabajo Final Licenciatura, Universidad Nacional de Buenos Aires, inédito.
- DI PERSIA, C.A., 1954. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 1ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 20 p. (inédito).
- DI PERSIA, C.A., 1955. Ibidem 2ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 36 p. (inédito).
- DI PERSIA, C.A., 1956. Ibidem 3ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 56 p. (inédito).
- DI PERSIA, A., 1957. Ibidem 4ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 28 p. (inédito).
- DI PERSIA, C.A., 1958. Ibidem 5ª campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 28 p. (inédito).
- ECHAVARRÍA, L., 1995. Depósito epitermal cuarzo aurífero El Dorado-Monserrat, Prov. de Santa Cruz. 5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:414-425.
- ECHEVESTE, H., ECHAVARRÍA, L. y TESSONE, M., 1995. Prospecto aurífero «La Josefina», un sistema hidrotermal tipo hot spring, Santa Cruz, Argentina. 5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:223-233.
- ECHEVESTE, H., FERNÁNDEZ, R.R., LLAMBÍAS, E., TESSONE, M., SCHALAMUK, I., BELLINI, G., PICCIRILLO, E. y DE MIN, A., 1999. Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 14º Congreso Geológico Argentino. Salta. Actas 2: 182-186.
- FERELLO, R., 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz Norte. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 1:293 - 310.
- FERNÁNDEZ, R.R. y DE BARRIO, R.E., 1994. Mineralizaciones de oro y plata del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista Comunicaciones, N°45:59-66. Edición especial para las contribuciones a la 1ª Reunión del Proyecto PICG N° 342 «Age and isotopes of South American Ores». Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- FERNÁNDEZ, R.R., ECHEVESTE, H., ECHAVARRÍA, L. y SCHALAMUK, I., 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área de La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º de Exploración de Hidrocarburo, Actas 3:41-54.
- FERNÁNDEZ, R.R., ECHEVESTE, H., TASSINARI, C. y SCHALAMUK, I., 1999. Rb-Sr age of the La Josefina epithermal mineralization and its relation with host volcanic rocks. Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentina. 2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Villa Carlos Paz, Córdoba. Actas, 462-465.
- FERUGLIO, E., 1937. Una interesante Filicinea fósil de la Patagonia. Boletín Informaciones Petroleras 14 (151):5-20.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia, 3 tomos. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- FISHER, R.V. y SCHMINCKE, H., 1984. Pyroclastic rocks. Springer Verlag. 472 pp.
- FOSSA MANCINI, B., 1941. Los «bosques petrificados» de la Argentina según M.S. Riggs y G.R. Wieland. Notas Museo La Plata 6 (Geología) 12:39-92.
- FRANCHI, M., PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds): Cuencas sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6:347-378.
- FRENGUELLI, J., 1933. Situación estratigráfica y edad de la «Zona con Araucarias» al sur del curso inferior del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras 112:843-900.
- GENINI, A., 1976. Informe preliminar Mosai-co 4969-II-B<sub>2</sub>, El Dorado-Monserrat. Informe inédito. Servicio Minero Nacional. Plan Patagonia Comahue.
- GENINI, A., 1977. Informe preliminar Mosai-co 4969-II-B<sub>2</sub>, Cº Vanguardia. Informe inédito. Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue.
- GENINI, A., 1984. Informe general Area N° 43 «Cerro Vanguardia». Incluye estudio calcográfico de la Dra. L.Malvicini y Estudio Geofísico por el Ing. R.Curcio. Informe Inédito, Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue.
- GENINI, A., 1990. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auro-argentífero. 3º Congreso Nacional Geología Económica, Actas 3:97-110.
- GENINI, A., DE BARRIO, R.E. y GONZÁLEZ, R., 1996. Prospecto polimetálico Río Pinturas, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino. Actas 3:29-39.
- GIACOSA, R. y GENINI, A., 1995. Cerro Chato: un nuevo prospecto epitermal vetiforme con oro-plata en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. 5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:431-440.
- GODEAS, M.C., 1985. Geología en el bajo de La Leona y su mineralización asociada, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (3-4):262-277.
- GOTHAN, W., 1925. Sobre restos de plantas fósiles procedentes de la Patagonia. Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba 28:197-212.
- GUIDO, D.M., 1999. Informe de campaña al sector oriental del Macizo del Deseado (área de Bahía Laura y adyacencias), provincia de Santa Cruz. Instituto de Recursos Minerales (UNLP). La Plata. Inédito.
- GUIDO, D.M. y DE BARRIO, R.E., 1999. Informe de campaña al sector central del Macizo del Deseado (área de las estancias La Aragonesa, El Chara y La Marciana), provincia de Santa Cruz. Instituto de Recursos Minerales (UNLP). La Plata. Inédito.
- HARRINGTON, H., 1962. Paleogeographic Development of South America. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin 46 (10):1733-1814.
- HATCHER, J.B., 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. American Journal of Sciences, 9, Serie 4, 9(50):85-108.
- HEALD, P., FOLEY, N.K. y HAYBA, D.O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulfate and adularia-sericite types. Economic Geology 82 (1):1-26.
- HECHEM, J. y HOMOVC, J., 1986. La relación entre las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios en el Nesocratón del Deseado, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 42 (3-4):244-254.
- HEDENQUIST, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. En: Horn, M.K. (Ed.): Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. American association of Petroleum Geologists:513-524.
- HERBST, R., 1961. Algunos datos geológicos y estratigráficos de la zona Estancia Roca Blanca y alrededores, provincia de Santa Cruz. Ameghiniana 2 (4):55-60.
- 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.
- LESTA, P., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. Anales 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 2:187-194.
- LESTA, P. y FERELLO, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional Ciencias Córdoba, p.601-653.
- MÁRQUEZ, M., GIACOSA, R.E., PEZZUCHI, H.D. y FERNÁNDEZ, M., 1994. Las mineralizaciones portadoras de fluorita en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. 2ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas 3:225-234. La Plata.
- MAZZONI, M.M., SPALLETTI, L.A., IÑÍGUEZ, M.A. y TERUGGI, M., 1981. El Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián, provincia de Santa Cruz. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas III:485-507.
- NULLO, F. y PANZA, J.L., 1991. Los filones de cuarzo epitermal del Bajo Pobre, provincia de Santa Cruz. Su potencialidad minera. Dirección Nacional Minería y Geología. Inédito.
- 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., RAPELA, C.W. y MÁRQUEZ, M.J., 1993. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del

- noreste del Macizo del Deseado. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:134-141.
- PANKHURST, R.J., SRUOGA, P. y RAPELA, C.W., 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47° 30' L.S. 12° Congreso Geológico Argentino, 4:171-178.
- PANZA, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e «Gobernador Moyano» y 54e «Cerro Vanguardia». Servicio Geológico Nacional, 197 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f «Bajo de la Leona» y 54g «Bahía Laura», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 170 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1986. Descripción geológica de la Hoja 54d «La Manchuria», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 141 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1987. Descripción geológica de los Lotes 18-19 y alrededores (Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz). Dirección Nacional Minería y Geología, 87 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1995 a. Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 213:1-103.
- PANZA, J.L., 1995 b. Hoja Geológica 4966-I-II Bahía Laura, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 214:1-84.
- PANZA, J.L., 1998. Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados, escala 1:250.000, Santa Cruz. Boletín 257. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito).
- PANZA, J.L. y COBOS, J.C., 1998. Hoja geológica 4769-III Destacamento La María, escala 1:250.000, Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito).
- PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1987 a. Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f Cordón Alto y 55g Puerto San Julián, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional de Minería y Geología, 122 p. (inédito).
- PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1987 b. Filones de cuarzo del área de Laguna Guadaluza, sector noroccidental del Gran Bajo de San Julián, Departamento Corpen Aike, provincia de Santa Cruz. Perspectivas de su potencialidad minera. Dirección Nacional de Minería y Geología. Informe inédito.
- PANZA, J.L. y DE BARRIO, R.E., 1989. Descripción geológica de las Hojas 56f «Cordón Alto» y 56g «Puerto San Julián», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 p. (inédito).
- PANZA, J.L. e IRIGOYEN, M.V., 1995. Hoja Geológica 4969-IV Puerto San Julián, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín N° 211:1-78.
- PANZA, J.L. y MARÍN, G., 1996. Hoja Geológica 4969-I Gobernador Gregores, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 239:1-104.
- PEZZI, E.E., 1970. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49 p. (inédito).
- RAMOS, V.A., 1979. El volcanismo del Cretácico inferior en la Cordillera Patagónica. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:423-435.
- RAPELA, C.W. y KAY, S.M., 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes 11 (3):175-181.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J. y HARRISON, S.M., 1992. Triassic «Gondwana» granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83:291-304.
- REIG, O., 1961. Noticia sobre un nuevo anuro fósil del Jurásico de Santa Cruz (Patagonia). Revista Asociación Paleontológica Argentina 2 (5):73-78.
- ROLL, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras 15 (163):17-83.
- ROLLERI, E.O., 1973. Acerca de la dorsal del Mar Argentino y su posible significado geológico. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:203-220. Bs As.
- ROMERO, E. y ARCHANGELSKY, S., 1986. Early Cretaceous Angiosperm Leaves from Southern South America. Science, 234:1580-1582.
- ROSS, C.S. y SMITH, R.L., 1961. Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. U.S. Geological Survey, Prof. Paper N° 366.
- SACOMANI, L., 1981. Informe preliminar de las observaciones petrológicas en localidades tipo de la secuencia volcánica jurásica («Serie Porfírica») en el ámbito del «Macizo del Deseado», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 11 p. (inédito).
- SACOMANI, L., 1982. Informe preliminar sobre observaciones petrológicas en localidades del complejo básico jurásico (Formación Bajo Pobre) en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 6 p. (inédito).
- SCHALAMUK, I., FERNÁNDEZ, R. y ECHEVESTE, H., 1994. Consideraciones geológicas y metalogénicas del área comprendida entre los 69° 24' a 69° 45' de Longitud Oeste y los 48° 45' a 48° 49' de Latitud Sur, provincia de Santa Cruz, Argentina. Encuentro Internacional de Minería, Actas:87-92.
- SCHALAMUK, I., FERNÁNDEZ, R. y ECHEVESTE, H., 1995. Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. En: Pasava, Kribeq y Zak (Eds.): Mineral Deposits, 385-388. Rotterdam.
- SCHALAMUK, I.B., ZUBIA, M.A., GENINI, A. y FERNÁNDEZ, R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. Ore Geology reviews 12:173-186.
- SCHALAMUK, I.B., DE BARRIO, R.E., ZUBIA, M.A., GENINI, A. y ECHEVESTE, H., 1999. Provincia auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Zappetini, E., Brodtkorb, M., Schalamuk, I., Sureda, R., (Eds.): Recursos Minerales de Argentina. En prensa.
- SPALLETI, L., IÑIGUEZ RODRÍGUEZ, A.M. y MAZZONI, M., 1982. Edades radimétricas de piroclastitas y volcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 37 (4):483-485.
- SRUOGA, P. y PALMA, M.A., 1984. La Formación Chon Aike en su área clásica de afloramientos. 9° Congreso Geológico Argentino Actas 3:171-184.
- SRUOGA, P. y PALMA, M.A., 1986. Los domos riolíticos jurásicos de los cerros Laciari, Moro, Baguales y La Pava, Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 41 (3-4):397-401 (Nota Breve).
- STIPANICIC, P. y BONETTI, M., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. II Floras doggerianas y málmicas. Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina 7 (2):101-118.
- STIPANICIC, P. y REIG, A.O., 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado «Complejo Porfírico de la Patagonia extraandina»: con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. Asociación Geológica Argentina, Revista 10 (4):215-233.
- STIPANICIC, P. y REIG, A.O., 1956. El «Complejo Porfírico de la Patagonia extraandina» y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1:185-297.
- STIPANICIC, P. y RODRIGO, A., 1969. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia. 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2:337-352.
- STIPANICIC, P.N., TOUBES, R., SPIKERMAN, J. y HALPERN, M., 1971. Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia (República Argentina). Asociación Geológica Argentina, Revista 26 (4):459-467.
- TESSONE, M., DEL BLANCO, M.A., MACAMBIRA, M. y ROLANDO, A.P., 1999. New radiometric ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the central zone of the Deseado Massif, Argentina. 2° Simposio Sudamericano de geología isotópica. Villa Carlos Paz, Córdoba. Actas, 132-135.
- TURIC, M.A., 1969. Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 55 p. (inédito).
- ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W. y GUST, D.A., 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina, Revista 40 (3-4) 231-253.
- VARELA, R., PEZZUCHI, H., GENINI, A. y ZUBIA, M.A., 1991. Dataciones de rocas magmáticas en el Jurásico inferior del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 46 (3-4):257-262.
- WICHMANN, R., 1922. Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). Dirección General de Minas. Boletín 30 B.
- WIELAND, G.R., 1929. The world's two greatest petrified forests. Science, 69 (1777):60-63.
- WINDHAUSEN, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba, 27:167-320.
- WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. Segunda Parte: Geología Histórica y regional del territorio argentino. Ed. Peuser, Buenos Aires.
- ZUBIA, M.A., GENINI, A. y SCHALAMUK, I.B., 1999. Yacimiento Cerro Vanguardia. En: Recursos Minerales de Argentina. En prensa.