

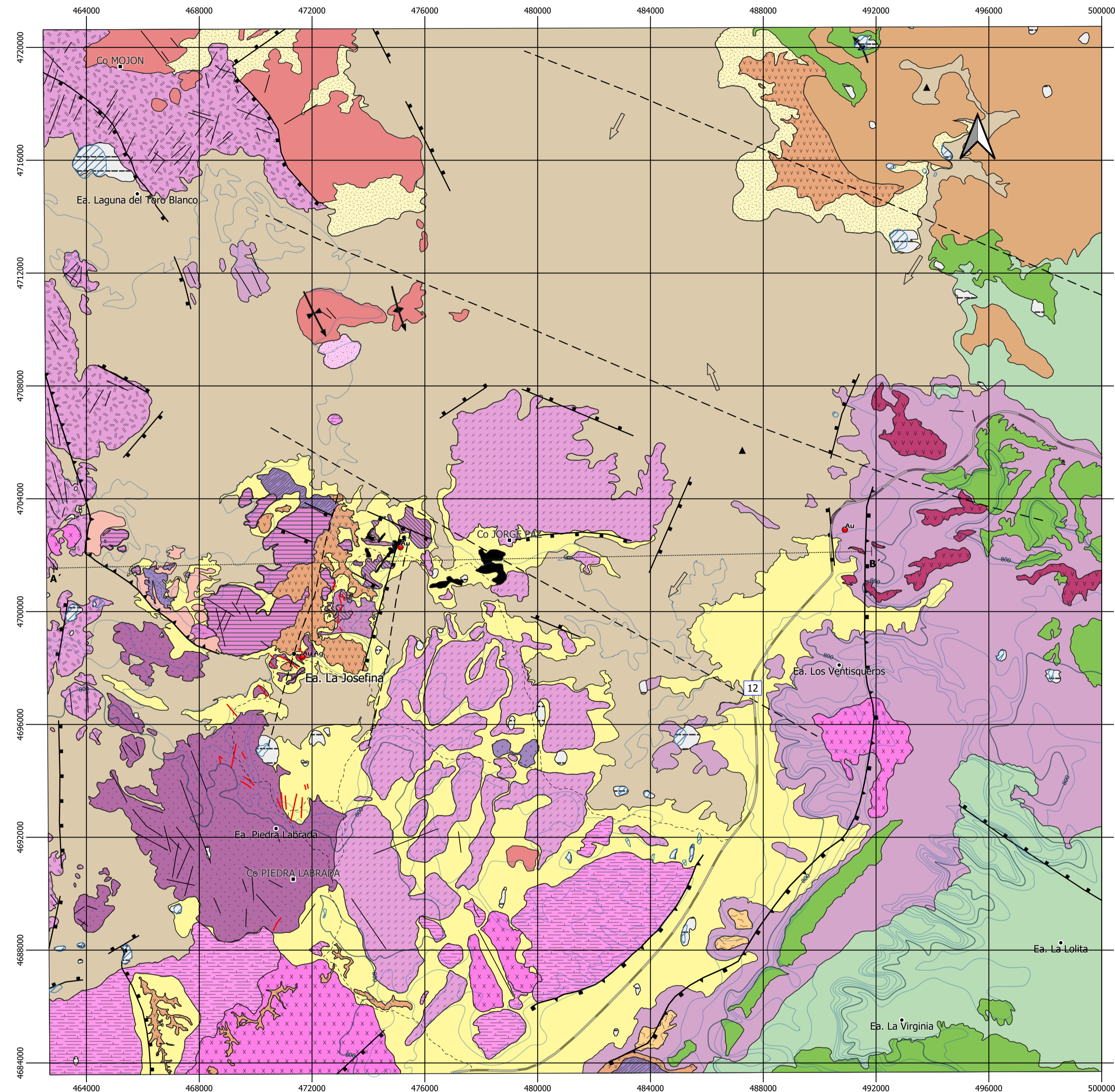
HOJA GEOLÓGICA 4769-33. CERRO VIRGINIA. PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Autor: Merker Adolfo
Directores: Dra. Moreira Pilar y Dr. Fernández Raúl

CUADRO ESTRATIGRÁFICO

CENOZOICO	CUATERNARIO	
	Holoceno	12, 13, 14
Pleistoceno	11	
NEÓGENO	Plioceno	
	Superior	10
Inferior		
PALEÓGENO	Oligoceno	
	Superior	9
	Inferior	8
Eoceno	8	
CRETÁCICO	Superior	
	Maastrichtiano	7
	Aptiano	6
	Barremiano	
	Neocomiano	5
MESOZOICO	Malm	
	Titoniano	
	Superior	
	Inferior	
	Oxfordiano	4
	Calloviano	3
	Bathoniano	
JURÁSICO	Dogger	
	Bajociano	2
PALEOZOICO	Devónico	
	Silúrico	1

- 14 SEDIMENTOS FINOS DE BAJOS Y LAGUNAS
- 13 MATERIAL DE DERRUMBES Y DESLIZAMIENTOS
- 12 DEPÓSITOS DE PLANICIES ALUVIALES
- 11 DEPÓSITOS QUE CUBREN NIVELES DE PEDIMENTOS
- 10 BASALTO LA ANGELITTA
- 9 BASALTO ALMA GAUCHA
- 8 BASALTO CERRO DEL DOCE
- 7 BASALTO LAS MERCEDES
- 6 FORMACIÓN BAQUERÓ
- 5 FORMACIÓN BAJO GRANDE
- 4 FORMACIÓN LA MATILDE
- 3b DEPÓSITOS DE TIPO HOT SPRING
- 3a VETAS
- 3 FORMACIÓN CHON AIKE
- 2 FORMACIÓN BAJO POBRE
- 1 FORMACIÓN LA MODESTA



REFERENCIAS

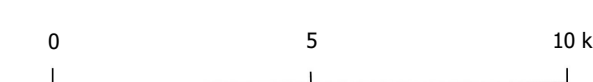
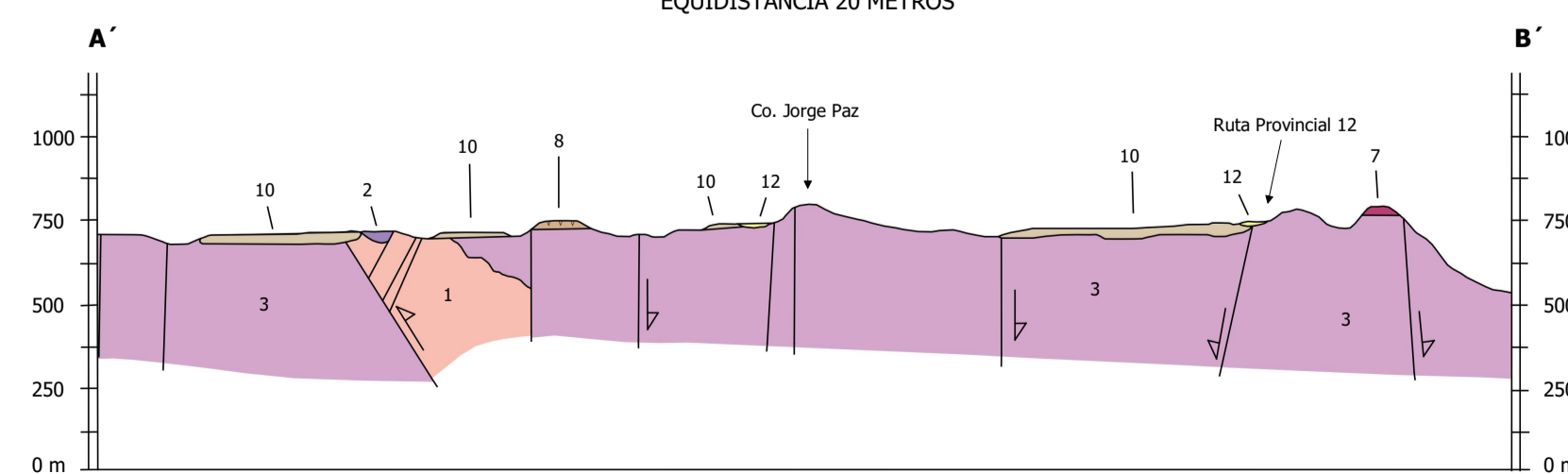
- Lagos y lagunas Intermitentes
- Aparatos volcánicos
- Cerros
- Estancias
- Ruta Provincial 12
- Huellas
- Dirección de flujo volcánico
- Pliegues anticlinales
- Pliegues sinclinales
- Depósitos de Au-Ag
- Lineamientos magnéticos
- Fallas inversas
- Fallas normales
- Fallas normales invertidas
- Lineamientos regionales
- Perfil Geológico

- Sedimentos finos de bajos y lagunas
- Material de derrumbes y deslizamientos
- Depósitos de planicies aluviales
- Depósitos que cubren niveles de pedimentos
- Basalto La Angelitta
- Basalto Alma Gaucha
- Basalto Cerro del Doce
- Basalto Las Mercedes
- Formación Baqueró
- Formación Bajo Grande
- Formación La Matilde
- Depósitos de tipo Hot Spring
- Vetas
- Rocas piroclásticas indiferenciadas
- Ignimbrita Valenciana
- Ignimbrita Ventana
- Tuftas y brechas María Esther
- Domo riolítico María Esther
- Ignimbrita María Esther
- Domo y lavas riolíticas La Josefina
- Domo dacítico La Josefina
- Ignimbrita Cerro Jorge Paz
- Sedimentitas Mogote Hormigas
- Ignimbrita Mogote Hormigas
- Ignimbrita Piedra Labrada
- Pórfido del Este
- Lavas andesíticas
- Diques y filones andesíticos
- Formación La Modesta

ESCALA 1:100.000



PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSE MERCATOR
EQUIDISTANCIA 20 METROS



(Tomado y modificado de Panza et al., 2001)

Trabajo Final de Licenciatura en Geología.
Mapa geológico del área estancia La Josefina y
alrededores

1:100.000

Hoja Geológica 4769-33
Cerro Virginia



Vetas de metales preciosos alojadas en la Formación Chon Aike en el depósito epitermal La Josefina.

Provincia de Santa Cruz

MERKER ADOLFO

Directora: Dra. MOREIRA PILAR
Co-director: Dr. FERNÁNDEZ RAÚL



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Facultad de Ciencias
Naturales y Museo

Trabajo Final de Licenciatura en Geología
Mapa geológico del área estancia La Josefina y alrededores
1:100.000

Hoja Geológica 4769-33
Cerro Virginia
Provincia de Santa Cruz

Merker Adolfo

Directores: Dra. Moreira Pilar y Dr. Fernández Raúl

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

La Plata - 2021

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación y área de la hoja	3
Investigaciones anteriores	4
2. METODOLOGÍA	5
3. ESTRATIGRAFÍA	7
3.1. PALEOZOICO	7
3.1.1. SILÚRICO-DEVÓNICO	7
Formación La Modesta (1)	7
3.2. MESOZOICO	8
3.2.1. JURÁSICO	8
Formación Bajo Pobre (2)	9
Formación Chon Aike (3)	11
Unidad Litológica Piedra Labrada (3.1)	12
Unidad Litológica Mogote Hormigas (3.2)	13
Unidad Litológica Cerro Jorge Paz (3.3)	15
Unidad Litológica La Josefina (3.4)	15
Unidad Litológica María Esther (3.5)	17
Unidad Litológica Ventana (3.6)	18
Unidad Litológica Valenciana (3.7)	19
Formación La Matilde (4)	20
Formación Bajo Grande (5)	21
3.2.2. CRETÁCICO	22
Formación Baqueró (6)	22
Basalto Las Mercedes (7)	24
3.3. CENOZOICO	24
3.3.1. PALEÓGENO	24
3.3.1.1. Eoceno	24
Basalto Cerro del Doce (8)	24
3.3.1.2. Oligoceno	25
Basalto Alma Gaucha (9)	25
3.3.2. NEÓGENO	26
3.3.2.1. Plioceno	26
Basalto La Angelita (10)	26
3.3.3. CUATERNARIO	27
3.3.3.1. Pleistoceno	27
Depósitos que cubren niveles de pedimentos (11)	27
3.3.3.2. Holoceno	27

Depósitos de planicies aluviales (12)	27
Material de derrumbes y deslizamientos (13)	28
Sedimentos finos de bajos y lagunas (14)	28
4. ESTRUCTURA	28
5. GEOMORFOLOGÍA	33
6. HISTORIA GEOLÓGICA	35
7. RECURSOS MINERALES	37
Minerales metalíferos	37
8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	39
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	40

RESUMEN

La Hoja Geológica 4769-33, Cerro Virginia, se sitúa en la región centro-oriental de la provincia de Santa Cruz y comprende el sector centro-occidental de la provincia geológica del Macizo del Deseado.

El basamento lo componen las rocas metamórficas silúrico-devónicas de la Formación La Modesta. Estas rocas son cubiertas por el rasgo más sobresaliente de la Hoja, referente al vulcanismo Jurásico que conforma el Grupo Bahía Laura, con las rocas volcánicas básicas-intermedias de la Formación Bajo Pobre, las rocas ácidas de la Formación Chon Aike y los depósitos volcanoclásticos de la Formación La Matilde.

A esta unidad le suceden las sedimentitas cretácicas continentales de la Formación Bajo Grande y la Formación Baqueró, aflorantes en el sector oriental del área de estudio.

Posteriormente se reconocen una secuencia de efusiones basálticas desde el Cretácico superior hasta el Neógeno con la formación de los Basaltos Las Mercedes, Cerro del Doce, Alma Gaucha y La Angelita (Cretácico superior, Eoceno, Oligoceno y Plioceno, respectivamente).

El Cuaternario está integrado por depósitos de planicies aluviales, materiales de derrumbes y sedimentos finos de bajos y lagunas.

La Hoja se destaca por un gran potencial minero representado por vetas silíceas con altos contenidos de Au y Ag.

Palabras claves: Macizo del Deseado, Formación La Modesta, Vulcanismo jurásico, basaltos modernos, oro, plata.

ABSTRACT

Geological Sheet 4769-33, Cerro Virginia, is located in the central-eastern region of the Santa Cruz province and comprises the central-western sector of the Deseado Massif geological province.

The basement is made up of the Silurian-Devonian metamorphic rocks of the La Modesta Formation. These rocks are covered by the most outstanding feature of the Sheet, referring to the Jurassic volcanism that makes up the Bahía Laura Group, with the basic-intermediate volcanic rocks of the Bajo Pobre Formation, the acidic rocks of the Chon Aike Formation and the volcanoclastic deposits of the La Matilde Formation.

This unit is followed by the continental Cretaceous sediments of the Bajo Grande Formation and the Baqueró Formation, outcrops in the eastern sector of the study area.

Subsequently, a sequence of basaltic effusions from the Upper Cretaceous to the Neogene are recognized with the formation of the Las Mercedes, Cerro del Doce, Alma Gaucha and La Angelita Basalts (Upper Cretaceous, Eocene, Oligocene and Pliocene, respectively).

The Quaternary is made up of alluvial plains deposits, landslide materials and fine sediments from shallows and lagoons.

The Geological Sheet stands out for its great mining potential represented by Au and Ag-rich siliceous veins.

Keywords: *Deseado Massif, La Modesta Formation, Jurassic volcanism, modern basalts, gold, silver.*

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se desarrolla en el marco del Trabajo Final de Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. El mismo es consecuencia de un proyecto de extensión cartográfica para la zona del Macizo del Deseado a escala 1:100.000, propuesto y liderado por el Instituto de Recursos Minerales (INREMI), donde es de especial interés la profundización y distinción de la geología jurásica, caracterizada por importantes eventos magmáticos producto de la extensión cortical generada durante el desmembramiento de Gondwana. Este magmatismo es de gran interés debido a que está relacionado con la generación de depósitos minerales, especialmente, en esta región, de tipo epitermales de Au y Ag.

El principal objetivo del trabajo fue la elaboración de la Hoja Geológica 4769-33 Cerro Virginia (según la denominación del SEGEMAR) y su memoria explicativa;

para ello se debió actualizar el mapa topográfico, caminos, estancias y principales rasgos geográficos. Asimismo, interpretar la estratigrafía de la zona, reconociendo las distintas unidades geológicas, así como las principales estructuras y geoformas de la región.

UBICACIÓN Y ÁREA DE LA HOJA

La zona de estudio se ubica en la región centro-occidental de la provincia geológica del Macizo del Deseado (Fig. 1), en Santa Cruz (Argentina), a unos 200 km al suroeste de la ciudad Pico Truncado y a unos 150 km al nor-noreste de la ciudad Gobernador Gregores. Se encuentra delimitada al norte y sur por sus paralelos $47^{\circ}40'$ y 48° y al oeste y este por los meridianos $69^{\circ}30'$ y $69^{\circ}00'$, respectivamente. La ruta provincial n° 12 pasa en el sector sur-sureste de la Hoja, permitiendo el acceso al área de trabajo. La zona de estudio corresponde a la Hoja Geológica 4769-33 (Fig. 2).

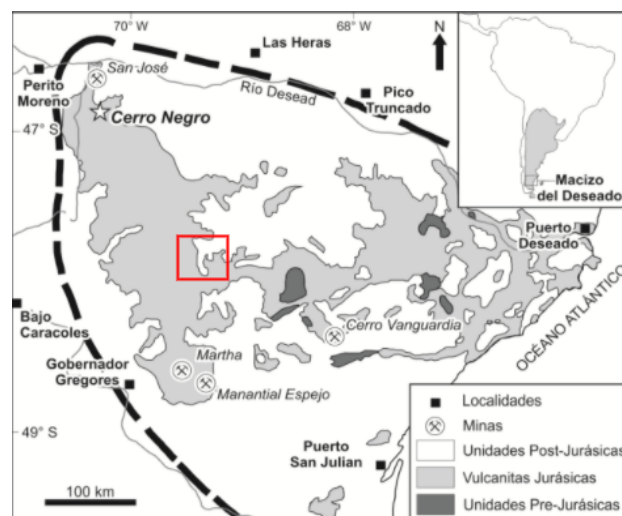


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo) en la provincia geológica Macizo del Deseado.



Figura 2. Imagen satelital del área de estudio. El recuadro amarillo corresponde a la Hoja Geológica 4769-33.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

La zona se encuentra cubierta por la Hoja Geológica 4769-III Destacamento La María (Fig. 3), a escala 1:250.000 ([Panza et al., 2001](#)).

Gran parte de las rocas aflorantes y mineralizaciones estudiadas en la zona que comprende este trabajo, fueron abordadas en la tesis doctoral de [Moreira \(2005\)](#), la cual incluye, además, una recopilación de gran parte de la información obtenida a través del convenio INREMI-FOMICRUZ S.E. (1994-1997), Minamérica S.A.

(1998-1999) y FOMICRUZ S.E. (2000-2005). Por otra parte, en el informe inédito de la empresa Cerro Cazador S.A. (subsidiaria de la empresa Hunt Mining Corp) se presenta información de los trabajos realizados por esta empresa en el período 2007-2010. Desde el año 2019, Cerro Cazador S.A. se fusiona con la empresa Patagonia Gold Corp. y acuerdan con FOMICRUZ S.E. para seguir explorando la zona.

Se reconocen actualizaciones posteriores de la geología y mineralizaciones de gran parte del área de estudio en los trabajos de [Moreira y Fernández \(2015\)](#), [Moreira et al.](#)

(2017) y Reymondez (2019) a escala local y de Fernández *et al.* (2008) a escala regional. Se destaca un basamento metamórfico de bajo grado de una edad de 446 ± 6 Ma (Moreira *et al.* 2013) sobre el que se deposita y reconoce el evento más importante de la región, correspondiente a las vulcanitas jurásicas, cuyo clímax data del Jurásico superior y se registra en un lapso de 4 Ma, conformando la *Silicic Large Igneous Province Chon Aike* (Pankhurst *et al.*, 2000); finalmente la secuencia culmina con sedimentitas volcánicas Cretácicas, cubiertas por depósitos marinos y continentales Cenozoicos (Moreira *et al.* 2015). Además, con respecto a la geología estructural de la zona, se cuenta con la información publicada por Moreira *et al.* (2008) y Giacosa *et al.* (2010).

2. METODOLOGÍA

Para la elaboración del presente trabajo se programaron y ejecutaron diversas tareas: inicialmente se realizó una recopilación bibliográfica de los antecedentes éditos e inéditos (geológicos, geomorfológicos, estructurales y mineros). Las labores de mapeo se ejecutaron mediante el software *QGIS*.

Se construyó un mapa topográfico a partir del modelo de elevación digital Alos Palsar con extracción de curvas de nivel de 20 metros de equidistancia. Estas imágenes son de libre acceso producto del proyecto *Earth Science Data and Information System* de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*).

Posteriormente se llevó a cabo la interpretación geológica; para ello se utilizaron imágenes satelitales del *Google Satellite*, administradas mediante el complemento *Quick Map Services* del programa *QGIS*. A su vez, se importaron y georeferenciaron los mapas geológicos preexistentes de la zona (Fig. 3) como archivos ráster, ajustando los contactos litológicos y digitalizándolos a una escala entre 1:25.000 y 1:50.000 para que el mapa final a escala 1:100.000 cuente con el suficiente detalle.

Finalmente, se procedió a la elaboración del informe. La memoria explicativa del mapa se basa principalmente en la recopilación bibliográfica y en la generación de información propia, la cual surge de la revisión de la colección de muestras petrográficas y análisis químicos de las rocas muestreadas a lo largo de los años y en diversas campañas que no hayan sido estudiadas anteriormente. Para el análisis estructural se recurrió a los antecedentes bibliográficos en conjunto con los lineamientos interpretados en la imagen satelital. La reseña geomorfológica es de elaboración propia, basada en la interpretación de las imágenes satelitales.

Lista de materiales:

- Hoja Geológica 4769-III Destacamento La María. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. (Panza *et al.*, 2001).
- Mapa geológico tomado de Giacosa *et al.* (2010).
- Mapa geológico de la Tesis Doctoral de Moreira (2005).

- Imágenes satelitales del *Google Satellite*.
- Software *QGIS* y sus complementos.

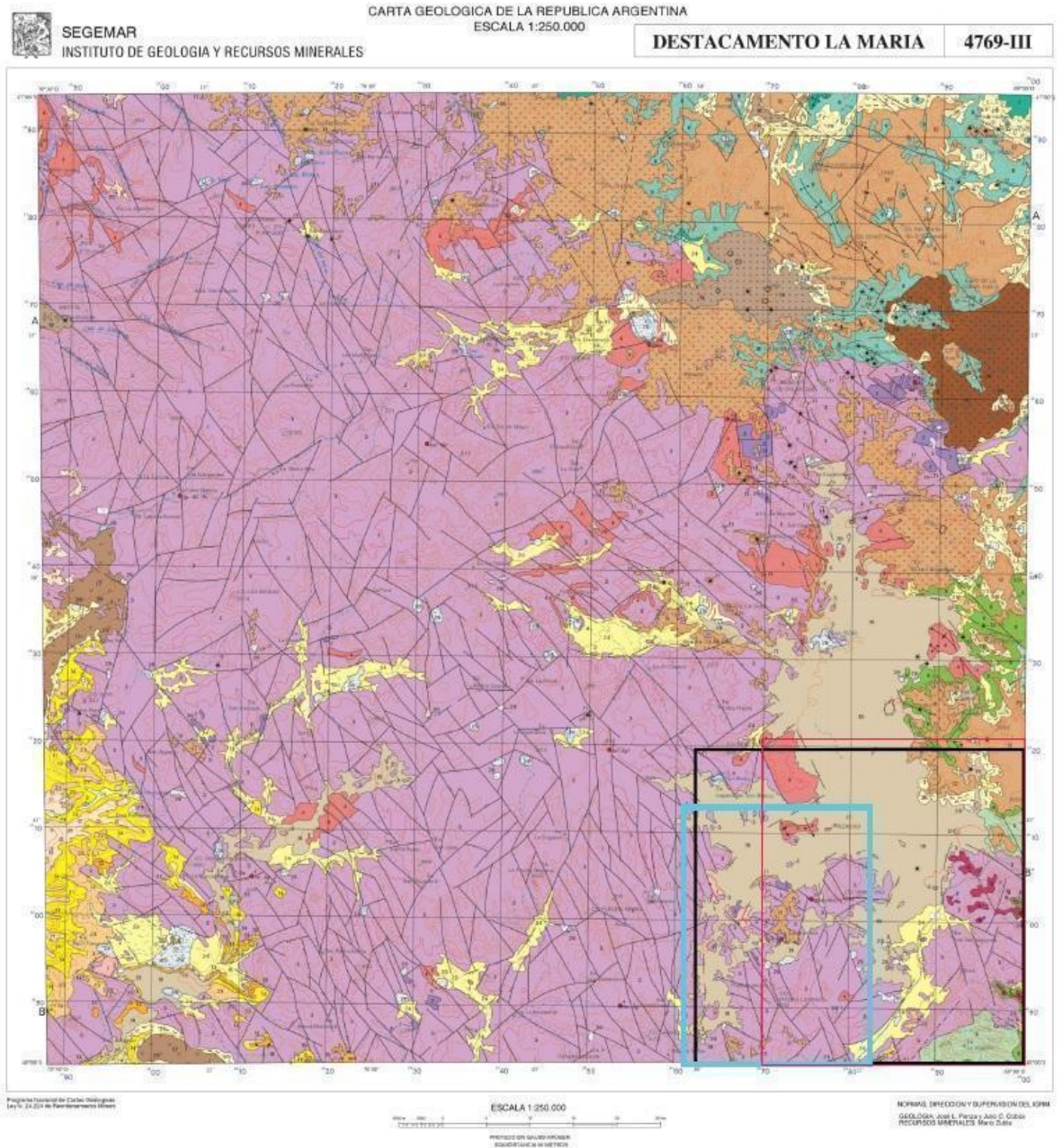


Figura 3. Hoja geológica 1:250.000 (Panza *et al.*, 2001) con el área de estudio en el recuadro negro y los mapas geológicos preexistentes en los recuadros celeste (Moreira, 2005) y rojo (Giacosa *et al.*, 2010).

3. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja Cerro Virginia se encuentra cubierta casi en su totalidad por depósitos volcánicos mesozoicos y cenozoicos, donde son de especial interés las unidades jurásicas, integrantes de la gran *Silicic Large Igneous Province Chon Aike* (Pankhurst *et al.*, 2000), debido a su relación con depósitos epitermales de Au-Ag (Moreira y Fernández, 2015).

3.1. PALEOZOICO

3.1.2. SILÚRICO - DEVÓNICO

Formación La Modesta (1)

Esquistos muscovíticos-cloríticos, meta-cuarzitas, rocas calco-silicáticas, meta-volcanitas y rocas exhalativas.

Inicialmente Di Persia (1958, 1962) denominó a estas rocas como Esquistos La Modesta, nombre referente a la estancia La Modesta, donde se encuentran estas rocas en escasos y dispersos afloramientos (entre las estancias La Modesta y La Josefina), con una edad tentativa Precámbrica. El mismo las describió como esquistos verdosos inyectados por venas de cuarzo. Mediante las distintas contribuciones realizadas en los años siguientes, Ugarte (1966) asignó estas rocas por primera vez en el Paleozoico inferior a medio, siendo redefinido por Stipanovic *et al.* (1968) quienes las designaron como cámbricas. Afinamientos en la edad fueron realizados por Pezzi (1970), quien le asigna una edad pre-devónica y define a la unidad como La Modesta. Posteriormente, los estudios de Panza y Cobos (1999) concluyen un grado

metamórfico bajo para estas rocas, correspondientes a la facies de esquistos verdes.

Moreira *et al.* (2005) sugiere una edad de sedimentación mayor que 413 ± 14 Ma mediante estudios isotópicos de Rb-Sr. Estudios de U-Pb SHRIMP (*Sensitive High-Resolution Ion Microprobe*) en circones detríticos corrigen esta datación a una edad máxima de sedimentación de 473 Ma aproximadamente (Moreira *et al.*, 2007). Finalmente, Moreira *et al.* (2013) estimaron, mediante el mismo método mencionado previamente, una edad máxima de sedimentación de 446 ± 6 Ma.

Estas rocas se componen de un protolito sedimentario marino psamo-pelítico, el cual sufrió un metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado, correspondiente a la facies de esquistos verdes. A su vez, se reconoce una foliación regional S_1 , subparalela a la estratificación depositacional S_0 , y una foliación no penetrativa S_2 producto de un nuevo evento deformacional (Fig. 4). La esquistosidad S_0 es producto del acomodamiento preferencial de clorita, muscovita, turmalina y grafito, junto a trenes de minerales opacos. Las rocas de la Formación La Modesta son de un grado metamórfico bajo a muy bajo, correspondientes a la facies prehnita-pumpellita en transición a facies esquistos verdes (Moreira, 2005).

Se encuentra conformada por esquistos muscovíticos y muscovíticos-cloríticos, así como metacuarcitas y rocas calcosilicáticas; se reconocen en menor proporción rocas esquistosas ricas en

turmalina (turmalinitas), así como bancos de óxidos de Fe y Mn y metavolcanitas mesosilíceas (Moreira *et al.*, 2005).

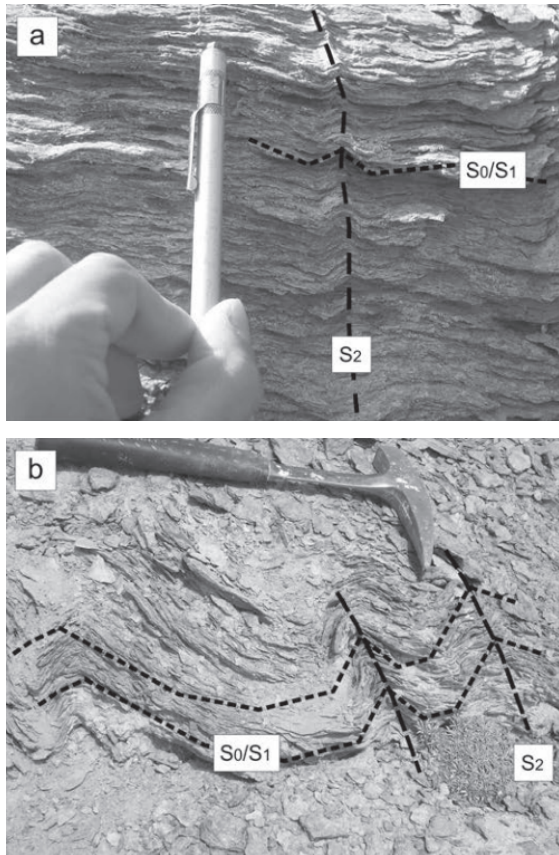


Figura 4 a y b. Foliaciones S_0 , S_1 y S_2 de la Formación La Modesta (tomado de Moreira *et al.*, 2012).

Las rocas de mayor extensión areal son los esquistos muscovíticos y los esquistos muscovíticos-cloríticos. Se trata de rocas de aspecto gris-verdoso compuestas a nivel microscópico por dominios de cuarzo y plagioclasa, así como dominios cloríticos y/o muscovíticos. Presentan escasos individuos accesorios de turmalina, zoisita, carbonatos, pirita autigénica alterada a limonitas, circón y los ya mencionados trenes de minerales opacos.

Uno de los rasgos más destacados de estos esquistos es la abundante presencia de

venas lenticulares de cuarzo producto de segregación metamórfica.

Las metacuarcitas constituyen niveles esporádicos intercalados en los esquistos previamente mencionados, compuestas principalmente de cuarzo, con hasta un 20% de plagioclasa y hasta un 10% de clorita.

Las rocas calcosilicáticas son de coloraciones verdosas y presentan una textura esquistosa, con finas y marcadas bandas claras y oscuras; las bandas claras responden a su composición de carbonatos, con predominio de calcita y siderita, con una menor proporción de cuarzo y plagioclasa, mientras que las bandas oscuras-verdosas corresponden a escamas de clorita.

Al igual que en los esquistos, aquí se reconocen venillas de calcita y cuarzo asociadas a procesos de segregación metamórfica.

Por último, se destacan rocas esquistosas ricas en turmalinas, o turmalinitas, las cuales se tratan de rocas grises oscuras, de grano fino y brillo sedoso, con una delgada laminación que responde a una alternancia de bandas oscuras (predominio de turmalinas) y bandas claras (predominio de cuarzo) (Moreira *et al.*, 2005).

3.2. MESOZOICO

3.2.1. JURÁSICO

Este período para el Macizo del Deseado se caracteriza por un gran evento volcánico-piroclástico. Su importancia

radica no solo en el desarrollo de la “Provincia Volcánica de Chon Aike” (Pankhurst *et al.*, 1998), sino en su relación con la génesis de depósitos hidrotermales, de gran interés en la prospección de Au y Ag.

Es necesario aclarar la complejidad que implica el tratar de clasificar estas rocas bajo los criterios de mapeo tradicionales en términos formacionales, ya que estos son utilizados generalmente con una connotación estratigráfica. Se reconocen para este período y esta región, a las Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike y La Matilde. Al adentrarnos en trabajos de mayor detalle, se reconocen distintas unidades volcánicas dentro de una misma Formación o intercalaciones entre unidades volcánicas de distintas formaciones, lo que implica una problemática mayor al momento de efectuar un análisis estratigráfico debido a que diversos eventos se desarrollan sincrónicamente o en pulsos a lo largo de millones de años, sobreponiéndose constantemente. Es por ello que en este trabajo y siguiendo a Moreira (2005), las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike han sido divididas en unidades litológicas. Asimismo, cada unidad litológica se ha clasificado según las diferentes facies que la componen.

GRUPO BAHÍA LAURA

Este grupo conforma un complejo ignimbrítico-lávico-sedimentario, el cual se compone por la Formación Bajo Pobre, Formación Chon Aike y la Formación La Matilde (Lesta y Ferello, 1972); esta última se interdigita lateral y verticalmente con la Formación Chon Aike. Sin

embargo, distintos autores tales como Turic (1969), Pezzi (1970), De Giusto *et al.* (1980), entre otros, han separado a la Formación Bajo Pobre de este grupo, debido a la ubicación infrayacente predominante de los afloramientos de esta unidad respecto a tobas o ignimbritas de las Formaciones Chon Aike y La Matilde. En base a los trabajos de Echeveste *et al.* (2001), quien de acuerdo con Lesta y Ferello (1972) propone incluir a la Formación Bajo Pobre nuevamente en el mencionado grupo, en el presente trabajo se optará por esta opción.

Los primeros estudios de detalle de estas rocas refieren a los trabajos de Ameghino (1906), quien brindó vasta información respecto de este complejo en gran parte de la Patagonia, pudiendo asignar una edad tentativa pre-cretácica (jurásica?). Delhaes (1913) le asigna una edad triásica superior. Feruglio (1949) discrepa con este último, siendo el primer autor que analizó la unidad en su conjunto y le asignó una edad, mayoritariamente, jurásica, proponiendo la denominación de Complejo Bahía Laura.

Stipanovic y Reig (1955, 1956) subdividen al “Complejo Porfirico” en tres unidades, denominadas estratigráficamente de base a techo, “Chon-Aikense”, “Matildense” y “Baqueroense”.

Formación Bajo Pobre (2)

Coladas de lava, diques, filones y pórfidos.

Di Persia (1956) y De Giusto (1956) reconocieron esta unidad como la sección superior de la “Serie de Roca Blanca”, correspondiente al Liásico. La primera

designación de la Formación Bajo Pobre fue empleada por [Turic \(1969\)](#) y [Pezzi \(1970\)](#), siendo su primera mención publicada en los trabajos de [Lesta y Ferello \(1972\)](#), quienes, a su vez, la incluyeron de manera provisoria en el Grupo Bahía Laura, del Dogger. Sin embargo, [De Giusto et al. \(1980\)](#) logra separar a estas rocas del Grupo Bahía Laura en base a la neta relación de discordancia que los separa en algunos sectores.

En el área de estudio, la Formación Bajo Pobre se encuentra espacial y genéticamente relacionada con los complejos de domos dacíticos de La Josefina, correspondientes a la Formación Chon Aike. Las relaciones estratigráficas permiten inferir que las rocas de la unidad en cuestión se formaron a partir de pulsos volcánicos de diferentes edades, existiendo unidades más antiguas que algunos depósitos ignimbríticos de la Formación Chon Aike, así como otras más jóvenes que esta última. Esta complejidad volcánica-piroclástica, en especial en el sector de La Josefina, no puede ser simplemente resuelto con relaciones estratigráficas, por lo que su cronología no puede definirse taxativamente ([Moreira, 2005](#)).

De esta manera, en el presente trabajo se diferencian tres unidades litológicas principales constituyentes de esta Formación. Estas son diques y filones capa andesíticos, lavas andesíticas y un pórfido denominado “Pórfido del Este”.

En base a los estudios realizados por la mencionada autora se puede reconocer a las rocas de la Formación Bajo Pobre

como un producto de diversos pulsos volcánicos de distintas edades, pudiendo ser más antiguas, sincrónicas o más modernas que la Formación Chon Aike.

UNIDAD LITOLÓGICA DIQUES Y FILONES ANDESÍTICOS

Se reconocen cortando al basamento de la Formación La Modesta, conformando una faja de orientación NW-SE con una longitud aproximada de unos 1500 metros.

Los filones capa están conformados por rocas de estructura masiva de coloración verde claro a grisáceo. Microscópicamente se caracterizan por poseer una textura porfírica a glomeroporfírica en una base de grano fino a afanítica.

En cuanto a los diques, están integrados por rocas andesíticas, de coloración castaño verdosas, de textura porfírica -con fenocristales de plagioclasa- a afanítica. Localmente está conformado por dos afloramientos principales, los cuales constituyen un cuerpo subvertical, alargado, de entre 100 metros de largo por 20 metros de ancho para el afloramiento norte, y de 200 metros de largo por 50 metros de ancho para el afloramiento sur. Para este último se estima un espesor promedio de 30 metros ([Moreira, 2005](#)).

UNIDAD LITOLÓGICA LAVAS ANDESÍTICAS

Estas rocas se reconocen principalmente al norte del casco de la estancia La Josefina, conformando una faja de orientación oeste-noroeste a este-sureste. Posee una coloración castaño a verde oscuro, se

encuentra compuesta por rocas dacíticas-andesíticas de textura porfírica a glomeroporfírica, con fenocristales de plagioclasa alterada y mafitos en una pasta afanítica.

Moreira (2005) reconoce a estas lavas en asociación con autobrechas producto de un congelamiento rápido de las paredes externas de la colada, las cuales se fracturan a medida que la lava continúa fluyendo en su interior.

UNIDAD LITOLÓGICA PÓRFIDO DEL ESTE

Se reconoce como una lomada de unos 500 metros de largo por unos 700 metros de ancho, con diversos asomos menores en sus proximidades.

Se trata de una roca andesítica-dacítica, de coloración verdosa a violácea, con una marcada textura porfírica a glomeroporfírica, cuyos fenocristales son de plagioclasa inmersos en una pasta afanítica.

Este cuerpo se reconoce, en base a sus relaciones estratigráficas, como más antiguo que las ignimbritas de la unidad Cerro Jorge Paz que lo rodean (Moreira, 2005).

Formación Chon Aike (3)

Ignimbritas, aglomerados, lavas y tobas riolíticas a riódacíticas; escasas tufitas y pórfiros riolíticos.

Esta unidad fue definida por Stipanivic y Reig (1956) y formalizada por Archangelsky (1967). Se trata de un

extenso *plateau* ignimbrítico, asociado al emplazamiento de amplios volúmenes de materiales ácidos extruidos en forma de flujos piroclásticos de muy alta fluidez y elevada temperatura (Franchi *et al.*, 1989).

Los primeros trabajos sobre estas rocas refieren a Roll (1938) y Di Persia (1957, 1958, 1959), quienes las incluyen, sin discriminar, en la “Serie Porfírica”, junto a rocas básicas de la Formación Bajo Pobre.

El estudio más completo de esta unidad a nivel regional, para todo el Macizo del Deseado, fue realizado por de Barrio (1989, 1993).

A escala local, para el área de la Hoja, se destacan los estudios de Fernández *et al.* (1996), quienes propusieron la división de esta unidad en cuatro miembros (Ignimbritas Piedra Labrada, Ignimbritas Cerro Jorge Paz, La Josefina y Lavas e Ignimbritas María Esther), así como el trabajo de Moreira (2005), quien profundiza los estudios petrográficos, geoquímicos y petrogenéticos para el área de la estancia La Josefina, logrando reconocer nueve miembros y caracterizar las mineralizaciones presentes en el área de estudio.

En el presente trabajo y en base a estudios posteriores (Moreira y Fernández, 2015 y Moreira *et al.*, 2017) se divide la Formación Chon Aike en base a esta clasificación con algunas modificaciones que permiten re-agruparlas en siete unidades litológicas. Cabe destacar que las litologías de la Formación Chon Aike que no han podido ser ubicadas dentro de alguna de las unidades litológicas

reconocidas se agrupan en este trabajo bajo la denominación de “rocas piroclásticas indiferenciadas”.

La Formación Chon Aike se encuentra conformada por ignimbritas riolíticas, las cuales forman tanto, grandes paredones y crestas muy abruptas, así como lomadas redondeadas, de coloraciones castaño oscuro a rojizo y morado, mientras que en corte fresco presenta coloraciones grisáceas claras y rosadas, hasta rojizas y violáceas (Panza *et al.*, 2001).

Esta unidad engrana lateralmente con las rocas de la Formación La Matilde. En la base contacta mediante una marcada discordancia con la Formación La Modesta, mientras que en techo se reconoce una discordancia angular de carácter regional que delimita a todo el Grupo Bahía Laura de las unidades post-jurásicas.

Dentro de la *Silicic Large Igneous Province Chon Aike* se reconocen tres pulsos magmáticos temporales, pulso V1 (188-178 Ma), V2 (176-162 Ma) y V3 (157-153 Ma), de los cuales el V2 corresponde al evento principal de generación de la Formación Chon Aike (Pankhurst *et al.*, 2000). Los estudios de Pankhurst y Rapela (1995) y Riley *et al.* (2001) sugieren que los pulsos magmáticos V2 y V3 son producto de la anatexis de corteza inferior de edad grenvilliana.

En cuanto a su edad, gracias al importante aporte de flora fósil de la Formación La Matilde (de Barrio *et al.*, 1982) y a los trabajos de Stipanovic y Reig (1955, 1956) y Stipanovic y Bonetti (1970), se le asigna

una edad, tanto a esta unidad como a la Formación Chon Aike (debido a su engrane lateral y vertical), correspondiente al Bathoniano-Calloviano. Las dataciones radimétricas de Spalletti *et al.* (1982) son consistentes con esta última edad asignada, integrando a esta Formación al lapso Bathoniano-Oxfordiano.

Para el área de trabajo, se reconocen dataciones radimétricas de K-Ar en biotita de 153,2 y 148,8 ± 3,6 Ma (Arribas *et al.*, 1996), dataciones de U-Pb SHRIMP en circones con edades de 152,7 ± 2,3 Ma (Moreira *et al.*, 2009) y dataciones Ar-Ar en biotita con una edad de 156,08 ± 3,5 Ma (Ruiz González *et al.*, 2019).

UNIDAD LITOLÓGICA PIEDRA LABRADA (3.1)

Esta unidad agrupa parte de las rocas de la Formación Chon Aike para el área de estudio. Su columna estratigráfica se sintetiza en la figura 5 (Moreira, 2005). Se trata de mantos de rocas volcanoclásticas, de los cuales se destacan facies de ignimbritas producto de flujos piroclásticos, acompañados de reducidas facies de depósitos de *surge* (oleadas piroclásticas). Conforman la totalidad del cerro homónimo y afloran en las adyacencias de la estancia Piedra Labrada.

Su posición relativa respecto al resto de las unidades litológicas de la Formación Chon Aike es infrayacente y se logra comprobar en base a distintas perforaciones realizadas por las empresas mineras en la zona conocida como “Veta Norte”, en las cercanías de la estancia La Josefina.

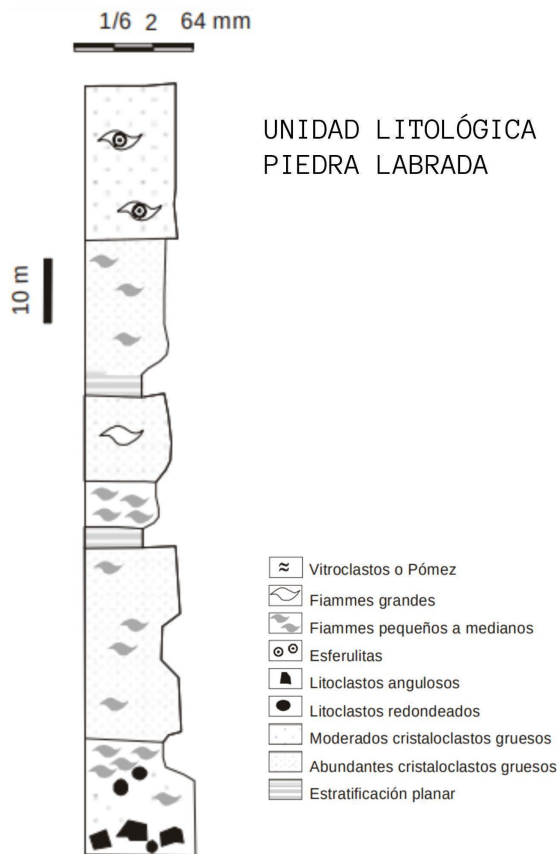


Figura 5. Columna estratigráfica de la unidad litológica Piedra Labrada, tomado y modificado de [Moreira \(2005\)](#).

[Arribas et al. \(1996\)](#) determina una edad de $153,2 \pm 3,6$ Ma, en base a dataciones de K/Ar en individuos de biotitas de una ignimbrita de esta unidad. [Moreira \(2005\)](#), en base a dataciones de U-Pb SHRIMP sobre cristales de zircón de una muestra de ignimbrita, obtiene una edad de $152 \pm 2,8$ Ma.

Estas ignimbritas -en líneas generales- se caracterizan por poseer un elevado contenido de cristaloclastos (más del 20%), predominantemente de cuarzo, plagioclasa y biotita. Se logra distinguir una zona basal de ignimbritas grises lajosas, constituyentes de los faldeos del Cerro Piedra Labrada, caracterizadas por sus pómez aplastados que le confieren

dicha lajosidad. Se tornan gradualmente hacia su techo a espesores más masivos, de coloraciones morada a rojiza, dentro de los cuales se destacan notoriamente los niveles anteriores intercalados.

Los depósitos piroclásticos de *surge* componen depósitos de tipo *ash cloud surge*, se disponen formando delgadas intercalaciones y se encuentran muy poco representados en la zona de estudio. Se encuentran de manera subordinada a las facies de ignimbritas y su representación gráfica en el mapa se encuentra imposibilitada debido a la poca expresión de sus afloramientos en el terreno ([Moreira, 2005](#)).

UNIDAD LITOLÓGICA MOGOTE HORMIGAS (3.2)

Esta unidad se compone de una secuencia fuertemente estratificada, de la cual se destacan las facies que comprenden los depósitos piroclásticos ignimbríticos, representados por la Ignimbrita Mogote Hormigas, así como las facies de depósitos de caída y retrabajados (brechas y tufitas) que se han agrupado como Sedimentitas Mogote Hormigas. En la figura 6 se presenta la columna estratigráfica correspondiente a esta unidad ([Moreira, 2005](#)).

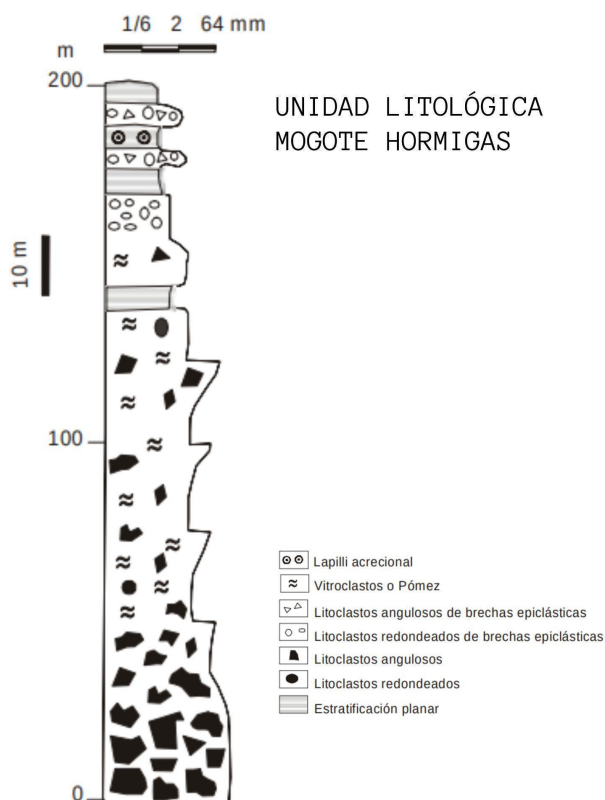


Figura 6. Columna estratigráfica general de la unidad litológica Mogote Hormigas, tomado y modificado de [Moreira \(2005\)](#).

Ignimbrita Mogote Hormigas

Refiere a las facies más representativas de esta unidad, compuesta por una serie de flujos piroclásticos que conformaron depósitos ignimbríticos de coloraciones gris violáceo a rosado, de abundante matriz, así como de pómez y fiammes.

Se componen de escasos cristaloclastos de cuarzo y tablillas de plagioclasa argilizada. Se puede distinguir un primer nivel basal donde la proporción de líticos es mucho mayor que las rocas suprayacentes, llegando a poseer texturas clasto-sostén.

Distintas perforaciones han podido reconocer espesores de hasta 25 metros y

ha permitido inferir una disminución en su espesor hasta desaparecer hacia el sur del sector “Veta Norte” en el área del proyecto La Josefina ([Moreira, 2005](#)).

Sedimentitas Mogote Hormigas

En una primera instancia se reconocen depósitos de tobas, los cuales constituyen una de las facies más características de esta unidad. Se trata de una roca blanca de tonalidades amarillentas-verdosas, la cual se dispone de manera tabular conformando delgados mantos masivos de no más de 2 metros de espesor. Se logran reconocer algunas facies con laminación que podrían indicar momentos de menor depositación y mayor retrabajo. Se consideran sincrónicas con las Ignimbritas Mogote Hormigas ([Moreira, 2005](#)).

Por otro lado, se presentan mantos de facies brechosas conglomerádicas de no más de 3 metros de espesor, subhorizontales y orientados NNW-SSE. En campo se reconoce por sus coloraciones blanquecinas, rojizas o grisáceas, estando conformada de abundantes litoclastos, de textura clasto-sostén.

De igual manera se logran diferenciar bancos de tufitas de aproximadamente 1 metro de espesor, finamente estratificados, compuestos de materiales pelíticos (tobas finas y materiales limosos), de orientación N-S, los cuales conforman lomadas en el paisaje; esto se debe a que en su mayoría se encuentran fuertemente silicificados.

El desarrollo de estas rocas se relaciona con depósitos de cuencas lagunares

durante períodos de mayor tranquilidad, conformando las etapas más tardías de la actividad piroclástica. Debido a su posición topográfica y gracias a registros de perforaciones, se pudo asignar que esta unidad se localiza por encima de la Unidad Litológica Piedra Labrada (Moreira, 2005).

UNIDAD LITOLÓGICA CERRO JORGE PAZ (3.3)

Las facies que componen esta unidad son mayoritariamente de coloraciones castañas rojizas y están conformadas por un *surge* basal e ignimbritas líticas ricas en pómez y fiammes (Fig. 7) que constituyen el cerro homónimo localizado en el centro de la Hoja.

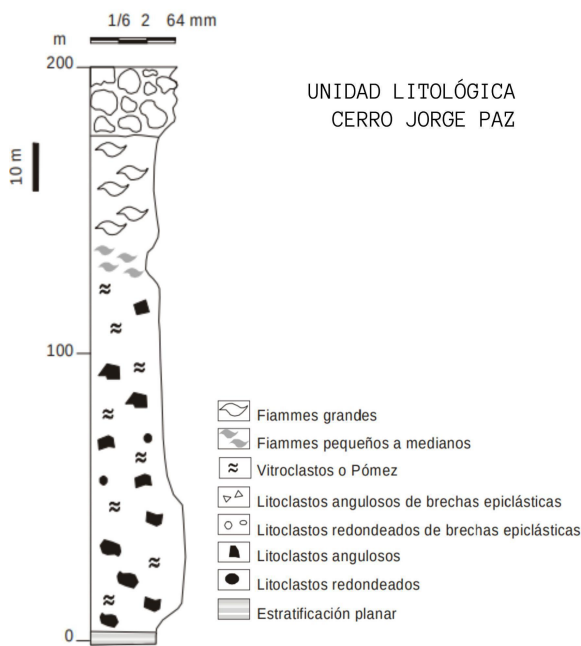


Figura 7. Columna estratigráfica de la unidad litológica Cerro Jorge Paz, tomado y modificado de Moreira (2005).

El depósito de tipo *surge* reconocido en la base comprende niveles que en total suman aproximadamente 1 metro de espesor de

pómez aplastados y líticos pequeños, los cuales se enriquecen en pómez hacia su parte superior pasando transicionalmente a ignimbritas con líticos mayores.

Las ignimbritas se componen de cristaloclastos mayoritariamente de cuarzo, biotita y plagioclasa, presentando notables variaciones en su tamaño, así como en la abundancia de pómez y fiammes, los cuales predominan en toda la secuencia. Algunos afloramientos exhiben una lajosidad producto de la intercalación de capas más pumíceas con otras más soldadas (Moreira, 2005).

En el cerro Jorge Paz se puede hacer una distinción de tres niveles. El inferior está integrado por rocas grises-violáceas con litoclastos y fiammes, junto a considerables cavidades de pómez lixiviados. Prosigue un nivel intermedio de coloraciones más blanquecinas, con pequeños y abundantes líticos de cuarzo y pómez alterados. Finalmente, se reconoce un nivel superior de coloración parda rojiza, muy rico en trizas vítreas y con abundantes fiammes aplastados, los cuales le otorgan una marcada lajosidad (Moreira, 2005).

UNIDAD LITOLÓGICA LA JOSEFINA (3.4)

Las rocas que conforman esta unidad corresponden a complejos de domos localizados al oeste del casco de la estancia La Josefina. En este sistema eruptivo predominan las facies lávicas que se encuentran agrupadas en dos complejos de domos denominados en este trabajo

“Domas y lavas riolíticas La Josefina” y “Domas dacíticos La Josefina”.

Domas y lavas riolíticas La Josefina

Bajo esta denominación se reconocen los complejos de domos riolíticos descritos en el trabajo de [Moreira \(2005\)](#), como “Complejo de Domos Riolítico Mayor” y “Complejo de Domos Riolítico Chico”, y un domo aislado denominado “Domo Rojo”. Estos se disponen en una longitud aproximada de 7 kilómetros, en dirección NW-SE (Fig. 8).

Estos complejos de domos se encuentran constituidos por varios cuerpos dómicos, reconocibles en el paisaje como lomadas bajas y redondeadas, normalmente cubiertos de material regolítico.

El “Complejo de Domos Riolítico Mayor” tiene 6 km en sentido N-S y 3 km en sentido E-W, con un área en planta de aproximadamente 10 km², tratándose de cuerpos de considerable potencia y de reducida extensión. En cuanto a su litología se reconocen rocas afaníticas, de colores gris a negro y de una marcada ondulación superficial producto del plegamiento por flujo. A nivel microscópico se reconoce una textura microporfírica con escasos fenocristales de

plagioclasa, biotita y minerales opacos inmersos en una pasta cuarzo feldespática.

El “Complejo de Domos Riolítico Chico” se sitúa al oeste del anterior, conformando una superficie de 1200 metros de largo por 1000 metros de ancho, cuyas rocas son similares a las descritas para el “Complejo de Domos Riolíticos Grande”. Finalmente, el “Domo Rojo” se localiza al SW del “Complejo de Domos Riolítico Mayor”, exhibiendo un área de 450 metros de largo por 200 metros de ancho. Se trata de rocas de coloraciones rojizas con textura afanítica y de abundantes filetes de flujos de 2 a 3 mm de espesor ([Moreira, 2005](#)).

Domas dacíticos La Josefina

Estos complejos dómicos de naturaleza dacítica se ubican en las cercanías de los afloramientos de las rocas de la Formación La Modesta y del Complejo de Domos Riolíticos Mayor, se distribuyen en una superficie de 900 metros de largo por 480 metros de ancho de forma elíptica en planta.

Estos cuerpos presentan coloraciones grises y verdosas con textura porfírica con no más del 20% de fenocristales de plagioclasa y biotita ([Moreira, 2005](#)).

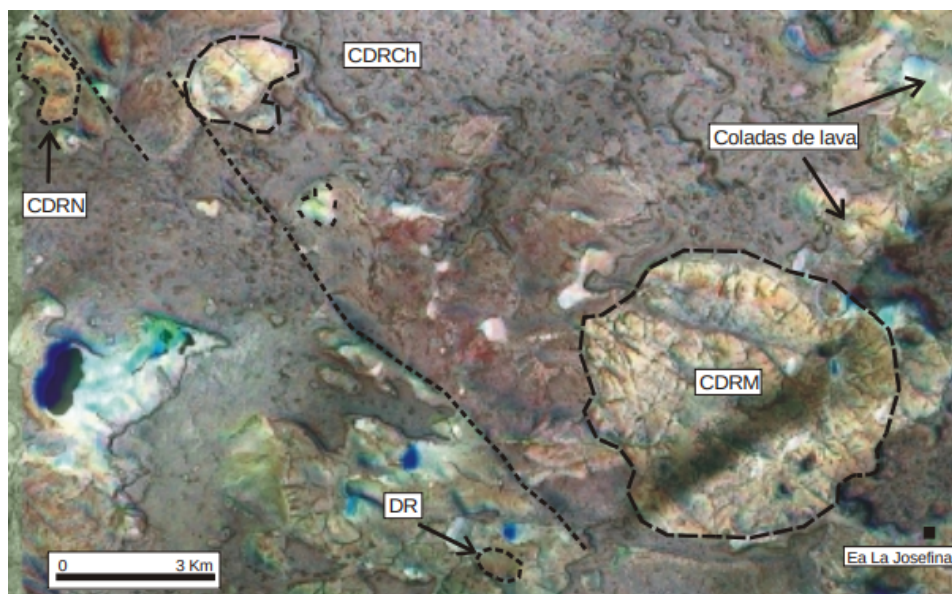


Figura 8. Imagen satelital con la ubicación del Complejo de Domos Riolítico Mayor (CDRM), Complejo de Domos Riolítico Chico (CDRCh) y Domo Rojo (DR), tomado de [Moreira \(2005\)](#).

UNIDAD LITOLÓGICA MARÍA ESTHER (3.5)

Esta unidad se caracteriza por la coloración rojiza a castaño rojiza que presenta y se encuentra muy bien representada principalmente en el sector sur de la Hoja, siendo sus componentes de mayor exposición aquellos correspondientes al complejo de domos riolítico, así como los extensos cuerpos de ignimbritas. De manera más subordinada se destacan depósitos de tufitas y brechas piroclásticas.

Ignimbrita María Esther

Se reconocen en campo conformando suaves lomadas de coloraciones rojizas, tratándose de una roca bien soldada, con numerosos fiammes y una matriz de textura eutaxítica, con recristalización de trizas vítreas en esferulitas y axiolitas.

A su vez, se destaca una base constituida por un manto vitrofírico, la cual responde a una ignimbrita altamente soldada, con cristaloclastos de cuarzo, biotita y plagioclasa, así como vitroclastos de fiammes muy aplastados, inmersos en una pasta completamente vítrea ([Moreira, 2005](#)).

Domos riolíticos María Esther

Se agrupan en complejos de domos riolíticos desarrollados en dos centros efusivos principales con amplio desarrollo areal, destacándose un complejo en el sector suroeste de la Hoja y otro hacia el sur de la estancia Los Ventisqueros.

Estos complejos se encuentran constituidos por lavas riolíticas de color gris a gris morado, en ocasiones rosados, de textura porfírica y una matriz afanítica con una marcada fluidalidad. Se reconocen fenocristales de feldespato, cuarzo y

biotita, los cuales no superan el 3,5% del total de la roca. La pasta, por su parte, se compone de un agregado de cuarzo y feldespato producto de recristalización, dispuesto en bandas de variada granulometría resultantes del movimiento laminar durante el flujo, representando típicos diseños curvos y replegados de flujos muy viscosos; por otro lado, esta pasta presenta signos de desvitrificación, tales como texturas esferulíticas y perlíticas (Moreira, 2005).

Esta última autora destaca la presencia de vitrófiros en las adyacencias de estos domos. Se trata de cuerpos que no superan los 10 m², constituidos de vidrio fresco (obsidiana), de estructura maciza, colores negros y textura perlítica con fracturas curvas, producto de la expansión de volumen y fracturación por brusco enfriamiento.

Tufitas y brechas María Esther

Corresponden a afloramientos de dimensiones reducidas, respecto a los anteriores, reconociéndose principalmente al SW de la Hoja, en las cercanías de las ignimbritas y lavas riolíticas.

Estos depósitos de naturaleza retrabajada componen una secuencia estratificada, con una suave ondulación, grano y estrato decreciente, comenzando en su base con una roca de tamaño sabulítico, pasando en niveles intermedios por tamaño de tufitas gruesas hasta su techo donde se reconocen granulometrías de tobas muy finas.

Por encima de este estratificado se distingue una brecha polimíctica, la cual

constituye una brecha de talud, muy caótica y con bloques de hasta 1 m³, cuyos constituyentes corresponden a ignimbritas de las unidades Cerro Jorge Paz y Piedra Labrada y a lavas de la unidad María Esther. En base a la presencia de abundantes fragmentos de lavas de María Esther en la brecha, se entiende a estos depósitos como una brecha de talud por colapso de alguno de los domos de lava póstumos de la unidad María Esther (Moreira, 2005).

En base a sus relaciones de campo, se interpreta a la unidad litológica María Esther como posterior a las unidades litológicas Piedra Labrada y Cerro Jorge Paz.

UNIDAD LITOLÓGICA VENTANA (3.6)

Estas ignimbritas se reconocen en escasos afloramientos al sureste de la estancia Laguna del Toro Blanco y constituyen un importante resalto rodeado por los basaltos neógenos (Fig. 9).

Se trata de depósitos volcanoclásticos, específicamente facies de depósitos piroclásticos de flujo moderadamente soldados. Presentan coloraciones grises blanquecinas, ocasionalmente rojizas si se encuentran oxidadas. Se destaca por la abundante presencia de pómez, aumentando su tamaño desde base a techo, los cuales en determinados sectores le otorgan una marcada lajosidad. A su vez, se reconocen sectores tabulares conformados de material más fino, de tamaño ceniza, los cuales presentan individuos blanquecinos que podrían representar estructuras de escape de gas.

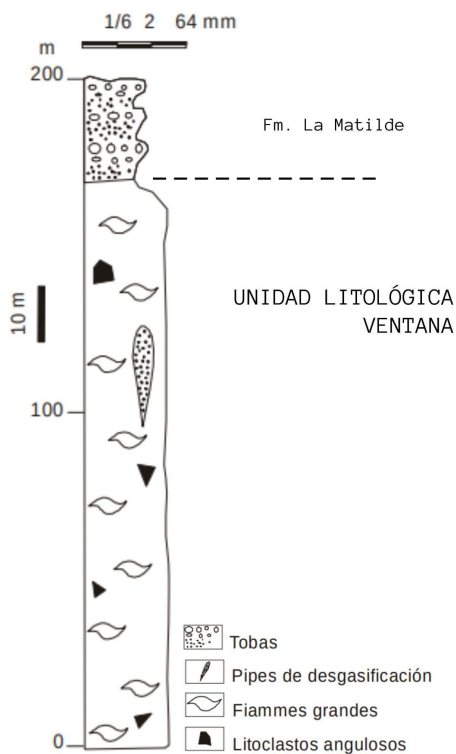


Figura 9. Columna estratigráfica de la unidad litológica Ventana, tomado y modificado de [Moreira \(2005\)](#).

Su composición general exhibe la presencia de cristaloclastos de cuarzo y biotita alterada, acompañados de litoclastos de menor tamaño. La roca en su aspecto general se reconoce muy meteorizada, muy teñida por óxidos ocre y en algunos sectores con alteración argílica en los pómez.

Estas rocas posiblemente conformaron un alto topográfico importante cuando fluyeron los basaltos cenozoicos ([Moreira, 2005](#)).

UNIDAD LITOLÓGICA VALENCIANA (3.7)

Esta unidad constituye las lomadas de mayor expresión topográfica del sector occidental de la Hoja y está conformada

por ignimbritas muy soldadas de color castaño morado, con un potente manto de vitrófiro de base (Fig. 10).

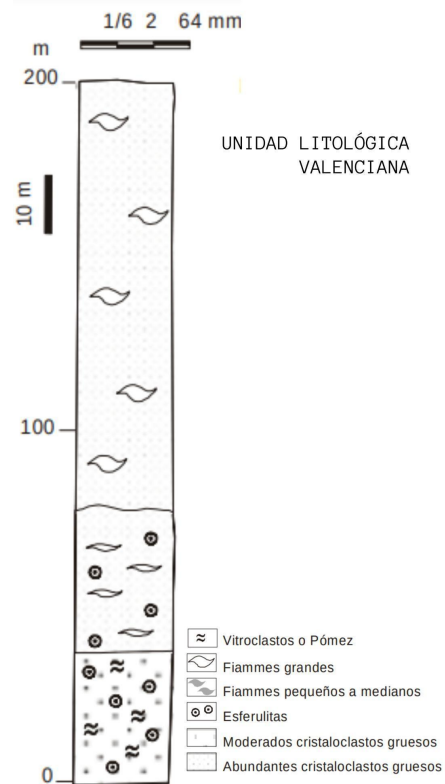


Figura 10. Columna estratigráfica de la unidad litológica Valenciana, tomado y modificado de [Moreira \(2005\)](#).

Composicionalmente tiene una alta proporción de cristaloclastos (hasta un 45% de la roca) de plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita y escaso anfíbol, constituyendo una textura matriz sostén. Su aparente baja proporción de fiammes es sesgada por el alto grado de soldamiento de la roca, así como por la deformación producida por el flujo. A nivel microscópico se destaca una matriz completamente vítrea, constituida por trizas vítreas muy deformadas que generan una estructura fluidal muy marcada, similar al de las rocas lávicas.

Las características mencionadas con anterioridad, especialmente aquellas referidas a su grado de soldamiento y a los bancos de vitrófiro en la base, sumado a la ausencia de zonación vertical, permite inferir que se trata de una ignimbrita de alto grado depositada a alta temperatura, por encima del “*solidus*”, lo que le ha permitido desarrollar flujos de tipo reomórfico (reognimbritas) (Moreira, 2005).

En base a las observaciones de campo se reconoce a estas ignimbritas por encima de las correspondientes a María Esther. Por otro lado, Echeveste *et al.* (1999) describe a estas rocas como la unidad jurásica más moderna para el área de estudio.

Formación La Matilde (4)

Tobas, chonitas, lapillitas, tufitas;
intercalaciones de ignimbritas riolíticas y
escasos niveles de calcáreos estromatolíticos.

Los primeros trabajos de esta unidad corresponden a los estudios de Stipanivic y Reig (1956), quienes utilizaron el término “Matildense”, siendo el mismo adecuado en el Código de Nomenclatura Estratigráfica por Archangelsky (1967). Posteriormente, Lesta y Ferello (1972) la designaron como Formación La Matilde. Se trata de un conjunto de tobas y tufitas principalmente, con intercalaciones de mantos de ignimbritas de composición ácida y que se interdigitan con la Formación Chon Aike. Los estudios de Stipanivic y Bonetti (1970) ubican a esta unidad en el Calloviano inferior a medio; su edad se la asigna en base a los restos paleontológicos encontrados, en especial la fauna de anuros.

Esta unidad se caracteriza por una gran importancia en su contenido fósil, cuyos mayores exponentes se encuentran fuera de los alcances de esta Hoja. Se destacan principalmente la presencia del anuro primitivo *Notobatrachus Degiustoi* Reig (Stipanivic y Reig, 1956; Casamiquela, 1961), su icnofauna de vertebrados terrestres y los Bosques Petrificados de Madre e Hija o del Cerro Cuadrado. Este último es reconocido mundialmente por la magnificencia de sus troncos y estróbilos preservados, conservándose con sus más mínimos detalles anatómicos y estructuras intactas. Los principales trabajos sobre el Bosque Petrificado y su flora remiten a Calder (1953), Stockey (1975, 1977, 1978), Stockey y Taylor (1978), entre otros.

La Formación La Matilde conforma una secuencia completamente continental, característica de un ambiente fluvial de baja energía, pudiendo ser en sectores palustre lagunar. La sedimentación de esta unidad es sincrónica a un intenso vulcanismo ácido fragmentario de comarcas más alejadas, cuyos materiales piroclásticos son depositados bajo la acción subaérea en forma de lluvias de cenizas y polvo volcánico, rellenando así paulatinamente la cuenca matildense (Panza *et al.*, 2001).

Localmente, se ubican en el centro y al norte de la Hoja. En el centro está representado por una meseta tobácea de unos 1000 metros por 400 metros de superficie, ubicada entre la ignimbrita María Esther y la ignimbrita Cerro Jorge Paz, constituida por bancos estratificados

de lapillitas y tobas gruesas y delgados niveles de tufitas y tobas finas en las que se han encontrado restos fósiles de flora jurásica, indicando zonas topográficamente bajas (Moreira, 2005).

Al norte de la Hoja esta unidad está representada por bancos de tobas con estratificación algo grosera, presentando ondulaciones suaves aunque, en general, inclinan levemente al sur y al este. Son blanquecinas, tienen algunos cristales de cuarzo y muy escasos líticos pequeños en una matriz tamaño ceniza. En sectores están teñidas por óxidos de Fe.

Formación Bajo Grande (5)

Tobas, tufitas, areniscas y conglomerados.

Estas rocas fueron inicialmente reconocidas por Di Persia (1956, 1957), quien acuñó la denominación de “Serie del Bajo Grande” (inferior y superior) para las mismas, agrupándolas, con dudas, dentro del Chubutiano. Lesta (1969) agrupa a este conjunto de sedimentitas y piroclastitas continentales varicolores bajo la designación de Formación Bajo Grande, la cual es integrada por este autor en el Grupo Chubut, de igual manera que Turic (1969) y Lesta y Ferello (1972). En trabajos posteriores de mayor detalle, Pezzi (1970a), De Giusto *et al.* (1980) y Panza (1982, 1995a, 1998) la consideran como una unidad independiente, separándola del Grupo Chubut.

Su edad se encuentra definida en base a las edades de las unidades infra y suprayacentes, correspondiendo al Kimmeridgiano superior-Hauteriviano (Panza *et al.*, 2001).

Se encuentra delimitada en base por las vulcanitas jurásicas de la Formación Chon Aike y en techo -mediante una discordancia producto de movimientos intercretácicos- con la Formación Baqueró. En el momento de depositación de la Formación Bajo Grande, la secuencia jurásica conformaba un relieve irregular con pequeñas cuencas locales, las cuales fueron cubiertas por dicha unidad. Por otro lado, el contacto entre las Formaciones Bajo Grande y Baqueró es interpretado por Lesta y Ferello (1972) como un proceso de sedimentación continuo, mientras que De Giusto *et al.* (1980) y Panza (1982, 1995a) lo reconocen como el resultante de una fase diastrófica de considerable importancia, posiblemente la fase Austríaca.

Panza *et al.* (2001) logra distinguir una parte o sección inferior y otra superior. La primera corresponde a una secuencia clástica de areniscas y vaques finos a gruesos, sabulitas y conglomerados tufíticos, de coloraciones grises y castaños amarillentos, los cuales conforman bancos lenticulares o tabulares de hasta 2 metros de espesor. La sección superior, por su parte, responde a una secuencia estratificada de tobas, tobas finas y tufitas líticas de grano medio a grueso, pudiendo exhibir coloraciones amarillentas claras y gris claro. A su vez se reconocen restos fósiles de improntas de ramas y tallos, cuyas edades resultan indeterminables.

La Formación Bajo Grande conforma una secuencia típicamente continental, de un ambiente del tipo de “bolsones” intermontanos, con una relativa rápida

acumulación de sedimentos, de los cuales se destaca el aporte continuo de material piroclástico fino producto de una intensa actividad volcánica. Estas acumulaciones se produjeron en diferentes subambientes, de los que se pueden destacar a las areniscas y conglomerados como acumulaciones en canales fluviales y planicies aluviales (Panza *et al.*, 2001).

Localmente, se ubica en el sector nororiental y suroriental de la Hoja conformando un importante cañadón, el cual contiene los mejores afloramientos de esta unidad. En su base contacta con la Formación Chon Aike, mientras que en techo le suprayace las sedimentitas de la Formación Baqueró.

3.2.2. CRETÁCICO

Formación Baqueró (6)

Tobas, cineritas, pelitas, areniscas gruesas a conglomerados.

Los primeros estudios de esta unidad refieren a Feruglio (1949), quien la agrupa dentro del llamado “Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina”. Investigaciones posteriores de Stipanovic y Reig (1955, 1956) separan el “Baqueroense” del Complejo Porfírico Jurásico y consideran a estas rocas como las resultantes de un ciclo sedimentario distinto, de edad cretácica. A su vez, Di Persia (1956, 1957, 1958) y De Giusto (1956) las agruparon dentro del Chubutiano, en la conocida “Serie de las Tobas Amarillas”. Finalmente, la designación de la Formación Baqueró fue realizada por Archangelsky (1963a, 1967), quien estudió estas sedimentitas y piroclastitas detalladamente, pudiendo

generar significativos aportes en el campo de la paleontología, específicamente respecto a la flora fósil de esta unidad. De igual manera, este autor le asigna inicialmente una edad cretácica inferior, barremiana-aptiana, siendo posteriormente corregida en base a la relación de asociaciones polínicas, indicando una edad aptiana, sin descartar la sección barremiana superior (Archangelsky *et al.*, 1984).

La Formación Baqueró se encuentra formada por dos subunidades concordantes entre sí, tratándose de un Miembro Inferior y uno Superior, con una relación de espesores entre sí de 1 a 1. Esta unidad fuera del área de la Hoja alcanza espesores máximos de entre 150 y 200 metros.

El Miembro Inferior se compone de areniscas, limolitas y arcilitas, mientras que el Miembro Superior exhibe mayoritariamente una alternancia rítmica de cineritas con tobas más resistentes, las cuales resaltan a modo de pequeñas cornisas. Las cineritas se destacan por su coloración blanca-grisácea y poseen espesores individuales de hasta 0,5 metros; las tobas, por su parte, se caracterizan por sus coloraciones castaño amarillentas, aspecto terroso, su relativa mayor resistencia a la erosión y por poseer espesores de entre 0,4 y 0,6 metros. En los sectores superiores de esta unidad se reconoce una intercalación con facies de conglomerados y areniscas gruesas, tratándose de rocas cuarzo-líticas o lítico-cuarzosas, de coloraciones gris claro hasta amarillentas, los cuales forman bancos lenticulares macizos o con una estratificación entrecruzada en artesa;

exhiben abundantes troncos silicificados mal conservados, así como improntas de ramas y tallos (Panza *et al.*, 2001).

En cuanto a su ambiente depositacional, esta unidad representa una secuencia típicamente continental, donde ambos miembros exhiben distintas condiciones ambientales. El Miembro Inferior responde a depósitos de un ambiente continental de facies fluviales y lacustres: las primeras presentan depósitos psamíticos y psefíticos que corresponderían a cursos fluviales temporales, mientras que las segundas se componen de depósitos pelíticos lenticulares portadores de una abundante flora fósil (Archangelsky, 1967) y gastrópodos de agua dulce (Panza *et al.*, 2001). El Miembro Superior, en cambio, constituye una sedimentación directa de lluvia de cenizas, de carácter episódico, cuyo aporte corresponde a una intensa actividad volcánica de comarcas alejadas, lo que sugiere un ambiente mucho más uniforme que el anterior, con un dominio de llanuras (Caranza, 1988). Finalmente, las facies psamíticas-psefíticas de la sección superior de este miembro representan un régimen fluvial de gran energía, con un entrelazado proximal caracterizado por canales de más de 50 metros de ancho, el cual permitió la depositación de estos cuerpos lenticulares (Panza *et al.*, 2001).

Esta unidad se destaca en su gran valor paleontológico, portadora de una importante y abundante tafoflora, la cual ha ganado interés específicamente por su excepcional calidad de preservación. Los principales estudios de esta paleoflora corresponden a los trabajos de

Archangelsky (1967), quien logra caracterizar a la tafoflora baqueroense como gimnospérmica, con predominancia de Bennettitales y Podocarpáceas, siendo la familia Gleicheniaceae la mejor pteridofita representada, con una especial abundancia en el Miembro Superior. A su vez, estas investigaciones permitieron que dicho autor postulara un paleoclima del tipo templado-frío, con una humedad mediana y una probable estación muy fría.

La Formación Baqueró se encuentra delimitada en base por la Formación Chon Aike y por la Formación Bajo Grande mediante una importante discordancia angular. El evento deformacional que origina esta separación generó un relieve irregular, el cual fue colmatado paulatinamente por el Miembro Inferior (en las secciones más deprimidas) y por el Miembro Superior, completando ya la colmatación de las cubetas sedimentarias cretácicas (Panza *et al.*, 2001). En el techo de esta unidad se reconoce una distancia erosiva continuada por las vulcanitas del cretácico superior correspondientes al Basalto Las Mercedes, así como los basaltos neógenos del Basalto Cerro del Doce y Basalto Alma Gaucha.

Se destaca la posible correlación entre la Formación Baqueró y la Formación Laguna Palacios (Tobas Amarillas) del Grupo Chubut en base a su notable parecido litológico. Es por esta razón que Di Persia (1956, 1957, 1958) incluye a todas estas unidades dentro de la “Serie de las Tobas Amarillas”, mientras que Archangelsky (1967) difiere con este último en base a sus estudios de la tafoflora. Las principales hipótesis de esta

interrogante estratigráfica fueron realizadas por Casas (1963), las cuales son un posible engranaje lateral, una relación de discordancia y por último, que el área depositacional sea distinta para ambas unidades. Distintos autores como Pezzi (1970), Lesta y Ferello (1972), Hechem y Homoc (1986), entre otros, han realizado diversos estudios en base a estas hipótesis. De cualquier forma, en el presente informe se concluye que aún no existen evidencias suficientes como para establecer concretamente la posible correlación entre las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios.

Localmente, se presenta de norte a sur en el sector oriental de la Hoja. Le infrayace las vulcanitas de la Formación Chon Aike y las sedimentitas de la Formación Bajo Grande, mientras que en techo limita con los basaltos olivínicos de Las Mercedes y Alma Gaucha.

Basalto Las Mercedes (7)

Basaltos olivínicos.

Di Persia (1957, 1958) denominó estas rocas bajo la designación de “Rocas Ígneas” con una edad tentativa entre el Terciario y Cuaternario. Posteriormente, Panza (1982, 1995a, 1998) las designa bajo el nombre de Basalto Las Mercedes, quien en base a las observaciones de campo pudo asignarlas temporalmente en el Cretácico superior.

En cuanto a su litología, se reconoce un predominio de basalto olivínico melanocrático, tratándose de una roca porfirica de coloraciones negro a negro

verdoso y con un grado de alteración avanzado (Panza *et al.*, 2001).

Estas rocas se disponen discordantemente sobre la Formación Chon Aike y la Formación Baqueró, de edades jurásicas y cretácicas correspondientemente.

En la Hoja se corresponden con vulcanitas básicas de restringidos afloramientos alargados, encontrado al norte de la estancia Los Ventisqueros.

3.3. CENOZOICO

3.3.1. PALEÓGENO

3.3.1.1. Eoceno

Basalto Cerro del Doce (8)

Basaltos olivínicos.

Los primeros registros de estas rocas refieren a los estudios de Roll (1938), quien las designó como “Rocas basálticas”, de edad eocena. Di Persia (1958, 1959) las designaría a una edad cuaternaria inferior, bajo la denominación de “Rocas ígneas”. Viera y Márquez (1975) determinaron, para el área de la estancia La Josefina, una edad eocena para estas rocas.

Posteriormente, Panza (1982) describe a esta unidad como un conjunto de vulcanitas básicas alcalinas representadas como coladas y “necks”. El mismo le asignó una edad eocena, constatado por dataciones radimétricas de K-Ar, las cuales arrojaron una edad de 39 ± 5 Ma (Bartoniano). De acuerdo con Ramos (1982a) y Ramos *et al.*, (1982), este evento lávico se extendió entre los 60 y 40 Ma,

expresando su máxima actividad entre los 48 y 45 Ma.

Litológicamente se destaca por ser un basalto melanocrático, con variaciones en su coloración desde gris negruzco hasta un negro verdoso o morado, macizo o algo porfirico, de pocos y pequeños fenocristales félicos (olivina) y de una muy elevada alteración, la cual conforma una costra de meteorización castaño oscura a rojiza y morado. Se entiende a estas rocas como producto de erupciones centrales gracias a un fisuramiento cortical en un ambiente extensional, precedente a un período compresivo de gran importancia regional (Panza *et al.*, 2001).

En la Hoja, esta unidad aflora principalmente en las inmediaciones de la estancia La Josefina; igualmente, se reconocen afloramientos en el sector noreste y en el extremo suroeste de la misma.

El Basalto Cerro del Doce es fácilmente reconocible mediante imágenes satelitales gracias a su coloración oscura, conformando las mesetas más altas en la región de la estancia La Josefina, que corresponden a remanentes de coladas lávicas desmembradas por la erosión, con espesores variables entre 2 y 50 metros. Se ha podido identificar la presencia de dos niveles, siendo el inferior lajoso y de coloración negra y el superior de coloración morado oscuro.

Estas rocas se caracterizan por un marcado diaclasamiento subvertical, el cual dio origen a bloques prismáticos de aristas

redondeadas y por una marcada disyunción columnar (Moreira, 2005).

Esta unidad apoya discordantemente sobre las unidades jurásicas de la Formación Bajo Pobre y la Formación Chon Aike, así como por encima de la Formación Baqueró.

La posición elevada en forma de mesetas es resultado de la inversión del relieve post-jurásico. Posteriormente a la depositación del Basalto Cerro del Doce, durante el Neógeno, se registra una importante erosión, principalmente eólica, así como procesos de remoción en masa y acción fluvial. Al ser este basalto más resistente que el material circundante se produce la inversión del relieve (Moreira *et al.*, 2011).

3.3.1.2. Oligoceno

Basalto Alma Gaucha (9)

Basaltos olivínicos y basanitas

Las primeras descripciones de estas rocas se remontan a los estudios de Roll (1938), quien las denomina informalmente como “Rocas Basálticas”, así como aquellos realizados por Di Persia (1957, 1958) quien las describe como “Rocas Ígneas”, asignando edades terciarias a cuaternarias.

Panza (1982, 1995a) agrupó a un conjunto de vulcanitas básicas-alcalinas bajo la designación de Basalto Alma Gaucha, las cuales constituyen mantos tabulares o relictos de los mismos, pudiendo destacar por sus prominentes elevaciones. A su vez, mediante interpretaciones estratigráficas y datación radiométrica K-Ar, pudo asignarles una edad de 30 ± 5 Ma, correspondientes

al Oligoceno medio-superior (Panza, 1982). De esta manera, se pudo relacionar a estos basaltos al período de actividad basáltica alcalina oligocena de la Patagonia extra-andina correspondiente al lapso entre los 34 y 35 Ma, de acuerdo a los estudios de Marshall *et al.* (1977), Baker *et al.* (1981) y Ramos *et al.* (1982).

Esta unidad responde a asociaciones efusivas básica alcalina en un período de extensión con una destacada fracturación cortical profunda. Sus rocas aflorantes se caracterizan por una resistencia a la erosión considerable, lo que genera que se destaquen netamente en el paisaje.

Sus afloramientos se constituyen de coladas superpuestas con espesores de 4 a 10 metros cada una, así como de un único manto. En un marco regional, conforman un relieve de planicies estructurales teniendo una implicancia directa con la inversión del relieve debido a su gran resistencia ante la meteorización.

Litológicamente, esta unidad exhibe basaltos olivínicos y basanitas melanocráticas, de coloraciones gris oscuro morado o violáceo rojizo, de grano fino, muy compactos y afaníticos (Panza *et al.*, 2001).

En la Hoja, esta unidad se apoya discordantemente sobre las Formaciones La Matilde, Bajo Grande y Baqueró, con sus principales afloramientos en el sector centro-oriental.

3.3.2. NEÓGENO

3.3.2.1 Plioceno

Basalto La Angelita (10)

Basaltos olivínicos

En los primeros informes sobre estas rocas, Di Persia (1956, 1957) las asigna con dudas al Cuaternario, bajo la designación de “Rocas Ígneas”, mientras que Pezzi (1970b) las describe bajo el nombre de “Basaltos Bajos” -en contraposición de los “Basaltos Altos” del Terciario- logrando asignar una edad cuaternaria.

La designación del Basalto La Angelita fue propuesta por Panza (1982), bajo la cual agrupa a extensos mantos basálticos de reducido espesor, reconocibles en los bajos de gran parte del Macizo del Deseado (Panza, 1984, 1986, 1995a y b) y con una edad correspondiente al Pleistoceno medio. Posteriormente, Panza *et al.* (1994) agrupa estas lavas dentro de un ciclo Plioceno-Pleistoceno, mientras que Del Blanco *et al.* (1994) y Fernández *et al.* (1996) las mencionan como “Basaltos Cuaternarios”, pudiendo homologarlos con el Basalto La Angelita.

En los estudios de Goring *et al.* (1997) se reconocen edades obtenidas de estudios radimétricos de $2 \pm 0,05$ Ma; el conjunto de dataciones radimétricas indican una edad correspondiente al Plioceno superior, pudiendo extenderse en algunos casos hasta el Pleistoceno inferior (Panza *et al.*, 2001).

El Basalto La Angelita representa un campo lávico de grandes dimensiones -conocido como meseta El Pedrero- el cual

se encuentra ocupando las partes bajas del terreno, debido a que el curso de las coladas se encuentra controlado por un relieve previo. Se reconocen aparatos volcánicos en el sector noreste de la Hoja, así como en el sector central, al este del Cerro Jorge Paz; estos se tratan de típicos conos de escorias, con un diámetro basal de unos pocos centenares de metros, lo que puede sugerir un volumen de material eyectado relativamente bajo (Moreira, 2005).

Estas rocas se reconocen como basaltos olivínicos, de coloración oscura, textura porfírica, con espesores variables entre 2 y 5 metros. Se encuentran superficialmente cubiertos por bloques y losas de aristas redondeadas. A su vez, las coladas se agrupan conformando tres secciones: una sección inferior, conformada por un basalto muy vesicular y amigdaloides, el cual no supera el metro de espesor; una sección media o principal, la cual se encuentra formada por un basalto melanocrático, comparativamente menos vesicular y de 1 a 2 metros de espesor; finalmente, la tercera sección es únicamente reconocida localmente y se caracteriza por ser de coloración de castaño rojizo producto de la oxidación, así como por sus espesores entre los 0,15 a 0,30 metros (Panza *et al.*, 2001).

Dentro de la zona de estudio, estos basaltos se encuentran tapando a casi todas las unidades, siendo uno de los rasgos más sobresalientes de la misma. Por encima, le suprayace los depósitos cuaternarios, principalmente los depósitos de planicies aluviales y los materiales de derrumbes y deslizamientos.

3.3.3. CUATERNARIO

3.3.3.1. Pleistoceno

Depósitos que cubren niveles de pedimentos (11)

Gravas con matriz arenosa y limosa, arenas.

Se tratan de depósitos de pedimentos generados en diversos ciclos en el Cuaternario. Son acumulaciones sueltas o pocos consolidadas, de granulometrías psamitas-psamitas, conformada por rodados angulosos a subredondeados de composición variable, pudiéndose reconocer un predominio de vulcanitas y piroclastitas silicificadas con una matriz limo-arenosa y escaso cemento carbonático, los cuales exhiben espesores de hasta 2 metros (Panza *et al.*, 2001).

3.3.3.2. Holoceno

Depósitos de planicies aluviales (12)

Arenas finas a gruesas, gravas, limos y arcillas.

Son sedimentos de planicies aluviales reconocidos en cauces de cursos de agua efímeros, constituidos de materiales sueltos, principalmente arenosos, de grano fino a grueso y coloraciones claras. Se reconoce un espesor máximo de 1,5 metros, pudiendo ser mayor, pero de difícil reconocimiento ya que no posee base visible (Panza *et al.*, 2001).

En la Hoja se reconoce una amplia distribución de estos depósitos, desde el centro hasta el borde austral de la misma, cubriendo principalmente a las vulcanitas jurásicas de la Formación Chon Aike.

Material de derrumbes y deslizamientos (13)

Bloques.

Consta de acumulaciones de materiales sueltos, de tamaños variables entre 0,10 y 1 metro de diámetro, ubicadas en las laderas de mesetas basálticas y originados, justamente, por la meteorización mecánica de las mismas (Panza *et al.*, 2001).

Estos depósitos se reconocen al norte de la Hoja, rodeando los afloramientos de la Formación La Matilde y del Basalto Cerro del Doce allí ubicados.

Sedimentos finos de bajos y lagunas (14)

Limos y arcillas.

Se trata de sedimentos ubicados en los bajos y lagunas temporarias, donde se depositan sedimentos muy finos -limos, limos arcillosos y arcillas- de coloraciones castaño claros a grises (Panza *et al.*, 2001). Se distribuyen por toda la Hoja, principalmente fuera del Basalto La Angelita.

4. ESTRUCTURA

El estudio estructural del Macizo del Deseado representa una amplia complejidad producto de la superposición de esfuerzos a lo largo de la historia geológica, la cual incluye la importante extensión jurásica-cretácica, relacionada con el desmembramiento de Gondwana y la consecuente apertura del océano Atlántico, así como inversión de estructuras en tiempos cretácicos y cenozoicos, sumado a importantes depósitos volcánicos y sedimentarios

desde el Cretácico superior hasta el Cuaternario, las cuales ocultan la mayoría de evidencias de estructuras previas.

Los rasgos estructurales de esta región se encuentran controlados -en líneas generales- por el rift intracontinental Jurásico cuyo estudio y entendimiento es de gran importancia debido a que en este ambiente geotectónico se generaron importantes depósitos epitermales de Au y Ag.

En lo que hace a estudios previos sobre la estructuración de la región se reconocen los trabajos de Panza (1982), quien definió dos sistemas principales de fracturación en dirección NW para el Macizo del Deseado, denominados “El Tranquilo” (Jurásico superior) y “Bajo Grande” (Cretácico inferior). El primero tiene un azimut promedio N 325°, con una falla conjugada N 60° y desplazamiento de rumbo levógiro y dextrógiro, respectivamente, con escasa componente vertical. El segundo sistema cuenta con una orientación principal N 296°, con una conjugada N 35°, desplazamientos de rumbo levógiro y dextrógiro, respectivamente, con componente vertical. Dessanti (1973) interpreta a estos lineamientos como reactivaciones del basamento por compresión, cuyos esfuerzos principales debieron provenir del WNW para el desarrollo del sistema El Tranquilo y desde el WSW para el sistema Bajo Grande. Para el sector noroeste del Macizo del Deseado de Barrio (1989) reconoce un tercer sistema de fallamiento de orientación N 10° y una conjugada de rumbo E-W, bajo la denominación de “Río Pinturas”. De igual manera, Guido (2002) define el

sistema “Bahía Laura” para el sector oriental del Macizo del Deseado, con orientaciones principales E-W y una conjugada NNE.

Por su parte, [Reimer et al. \(1996\)](#) definen tres sistemas de fracturación principales para el Macizo del Deseado bajo las denominaciones de “La Frisia” (Calloviano superior - Oxfordiano inferior), “Zanjón del Pescado” (Jurásico superior) y “Bajo Grande” (Cretácico inferior). El primero posee una orientación N 350°, una conjugada N 40°, con desplazamientos de rumbo dextrógiro (producto de un esfuerzo NNE) y levógiro, respectivamente. Posteriormente, mediante la migración del esfuerzo previamente mencionado hacia el oeste (N 350°), se produce el sistema Zanjón del Pescado, el cual posee una orientación principal N 15° y una conjugada N 325°, con desplazamientos horizontales levógiro y dextrógiro, respectivamente. Finalmente, una nueva migración del esfuerzo (N 315°) resulta en el sistema de cizalla conjugado de Bajo Grande, con orientaciones principales N 340° y su conjugada N 290°, con desplazamientos de rumbo levógiro y dextrógiro, respectivamente. Esta última es coincidente con la definida por [Panza \(1982\)](#), con la diferencia de poseer un sentido contrario en la componente de desplazamiento horizontal.

[Marchionni et al. \(1997\)](#) realizaron estudios a partir del análisis de lineamientos en una imagen SAR de ERS-1, reconociendo para el sector central del Macizo del Deseado un sistema de fracturación principal de orientación aproximada N 325°-335°, el cual lo

relacionan con la orientación principal del sistema El Tranquilo. A su vez, [Panza et al. \(2001\)](#) define diversos sistemas de fallas, siendo las principales fallas inversas de orientación N 320°-335° -indicando que los altos estructurales coinciden con los afloramientos de la Formación La Modesta- y fallas normales de orientación N15°-25° y secundariamente N 70°-80°.

[Cortiñas et al. \(2005\)](#) logran elaborar un simple y preciso modelo de evolución para el sector centro-oriental del Macizo del Deseado constituido por dos ciclos tectono-estratigráficos: el primero corresponde a un *rifting* del Pérmico superior con sistema de falla asociado N-S, seguido del relleno sedimentario durante la subsidencia termal triásica-jurásica inferior; el segundo refiere a la extensión jurásica, que resulta en la formación de grabens y hemi-grabens de orientación WNW-ESE, los cuales son rellenados por el vulcanismo básico a ácido característico de la región.

Para el mismo sector se destacan los estudios de [Giacosa et al. \(2010\)](#) quienes identificaron y caracterizaron la deformación jurásica, cretácica y miocena (Fig. 11), mediante el estudio de imágenes satelitales y secciones de refracción sísmica, así como las implicancias de los movimientos jurásicos para el desarrollo de sistemas de vetas epitermales. Estos autores distinguen tres fases principales en lo que hace a la tectónica regional: la primera fase corresponde a la Fase Jurásica, la cual cuenta con fallas principales de orientación WNW, correspondiente al *rifting* intra-continental de Gondwana (eje de extensión general

SW-NE) con su consecuente volcanismo asociado, el cual utilizaría estas discontinuidades como vías preferenciales de ascenso vertical. Esta deformación se encuentra acompañada de una rotación en bloque en sentido horario sobre un eje vertical (Somoza *et al.*, 2008); a su vez, se reconocen fallamientos de orientación NNE los cuales representan el límite occidental de la Formación Bajo Grande, alcanzando los dominios de la Hoja. Le prosigue la Fase Cretácica, la cual respecta a los esfuerzos compresivos SW-NE afectando las fallas preexistentes, lo que se refleja en una inversión tectónica sinistral-transpresional; en esta fase se destaca la discordancia angular de Bajo Grande, que delimita el techo de la Formación Bajo Grande. La última fase

refiere a la Fase Cenozoica, la cual destaca estructuras compresivas predominantemente en el sector occidental del Macizo del Deseado, siendo la fase orogénica Quechua la más importante.

Estas estructuras tectónicas se encuentran íntimamente relacionadas con el desarrollo de las mineralizaciones epitermales, donde la dirección de extensión predominante SW-NE controló la apertura de un sistema de vetas de alto ángulo emplazadas en las vulcanitas jurásicas. A su vez, se reconoce que la exhumación actual de estos sistemas mineralizados es producto de la deformación compresional que generó la inversión tectónica cretácica (Giacosa *et al.*, 2010).

CENOZOIC	Miocene	Andean deformation & synorogenic sedimentation (Quechua Phase)	Foreland tectonic inversion SANTA CRUZ Molasse	Compressional to transpressional brittle deformation (inversion of Jurassic and Cretaceous Rift)	
	UPPER CRETACEOUS	North Deseado Region Intracontinental sedimentary basins Into the Deseado Region	CHUBUT Rift & Sag (Golfo San Jorge Basin) BAQUERÓ Sag (Baqueró Basin)	Extensional to transtensional brittle deformation	
MESOZOIC	CRETACEOUS Barremian	Closure of Austral basin (Northern part)	BAJO GRANDE Unconformity	Compressional to transpressional brittle deformation (inversion of Jurassic Rift)	
	JURASSIC MALM DOGGER	Intracontinental volcanic & sedimentary rifting	BAJO GRANDE Sag CHON AIKE late-Rift Au-Ag epithermal veins BAJO POBRE syn-Rift	Extensional to transtensional brittle deformation	
	LIASSIC TRIASSIC PERMIAN	Calc-alkaline Plutonism Post-Collisional (?) Intracontinental sedimentary rifting	LA LEONA Granitoids EL TRANQUILO Sag LA GOLONDRINA Rift	Extensional brittle deformation	
PALEOZOIC	DEVONIAN CAMBRIAN	>T <P igneous and metamorphic belt	DESEADO OROGENE	Compressional to Transpressional ductile deformation	

Figura 11. Cuadro resumen de los principales eventos tectónicos de la región oriental del Macizo del Deseado (Giacosa *et al.*, 2010).

Dentro de la Hoja, en el área de La Josefina, se reconocen los estudios de Fernández *et al.* (1996) basados en un análisis estadístico sobre más de 400

lineamientos y cerca de 1100 planos de diaclasas (Fig. 12), reconociendo cuatro direcciones de mayor desarrollo con orientaciones de N 340°, N 65°, N 302° y

N 36°, asignado a los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande, definidos por Panza (1982).

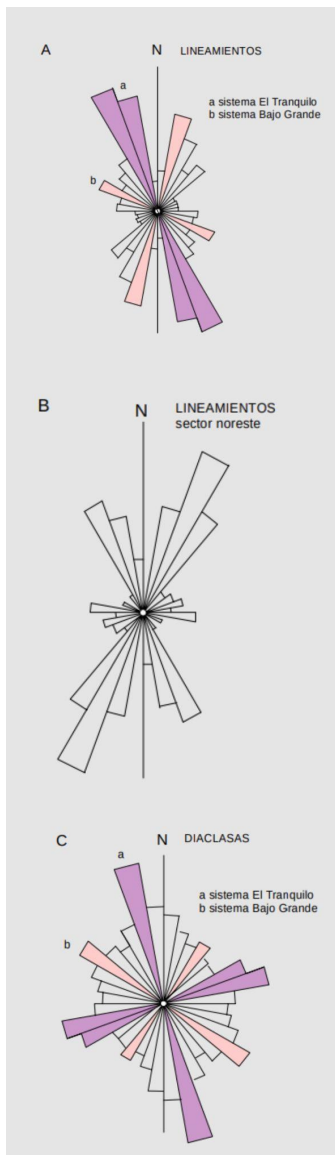


Figura 12. Diagrama de rosas de datos de diaclasas y lineamientos del área La Josefina (Fernández *et al.*, 1996).

A su vez, para la misma zona, se destacan los estudios de Moreira (2005) quien identificó -mediante levantamiento a detalle de las unidades volcánicas jurásicas- siete estructuras correspondientes a fallas y numerosas estructuras menores, de las cuales se destaca la “Zona de Cizalla La Josefina”,

ubicada a unos 800 metros al SE del casco de la estancia homónima; cuenta con una orientación preferencial N 15°-20° y en esta se habría desarrollado la previamente mencionada brecha de talud de la unidad litológica La Josefina. De igual manera, se destaca la zona de fracturamiento que conforma los altos topográficos de la Formación La Modesta, la cual se constituye de dos lineamientos principales de orientaciones N 330° y N 10°-15° respectivamente, con importantes reactivaciones a lo largo de la historia geológica. Finalmente, esta autora establece para el área de estudio dos direcciones principales de fracturas de orientaciones N 15° y N 330°, coincidentes -con ligeras variaciones- a las dirección de fracturamiento principal y conjugado del sistema Zanjón del Pescado, interpretando estas direcciones preferenciales como el resultado de reactivaciones de estructuras pre-jurásicas, debido a que estas son coincidentes con las orientaciones de los lineamientos que limitan a la Formación La Modesta.

En el presente trabajo se reconoce como mecanismo de deformación, para el área de estudio, una zona de cizalla frágil de tipo sinistral, de orientación principal N 30°, resultante de un esfuerzo compresivo de dirección N 350° con rotación hacia el oeste, así como lo propone Moreira (2005). Por otro lado, se reconocen fallas dextrógiras de orientación WNW y estructuras NNW subordinadas (correspondientes a las orientaciones principales y conjugadas, respectivamente) las cuales cortan y desplazan las estructuras formadas por el sistema Zanjón del Pescado y se correlacionan con el

sistema Bajo Grande definido por [Reimer et al. \(1996\)](#), cuyo esfuerzo principal proviene del oeste. Finalmente, se reconocen fallas normales de orientación E-W producto de alivios tensionales, coincidentes con las direcciones principales de los sistemas Río Pinturas y Bahía Laura para el sector occidental y oriental del Macizo del Deseado, respectivamente.

En resumen y netamente para los dominios del área de estudio, se reconoce una evolución tectónica cuya expresión comienza con el desmembramiento de Gondwana, provocando una extensión general E-W. Este contexto condujo al intenso vulcanismo relacionado al ascenso magmático con importante anatexis de la corteza inferior, precedido y acompañado de complejos sistemas de fracturación resultantes de los constantes esfuerzos extensionales regionales, los cuales se habrían desarrollado a través de estructuras famatinianas y gondwánicas preexistentes; esta reactivación se ve reflejada en la estructuración en bloques de la Formación La Modesta.

Esta extensión regional jurásica inferior-cretácica inferior resultó en una suave deformación frágil para el Jurásico superior, generando una compleja estructuración de *horst* y *grabens*, representada inicialmente por el sistema Zanjón del Pescado, sobre-imponiéndose posteriormente la fracturación del sistema Bajo Grande. Hacia el este del área de estudio se distinguen fallas de primer orden jurásicas reactivadas en el cretácico por los pulsos compresivos del suroeste. En base a las pocas evidencias en la zona

de estudio, se interpreta que la deformación del ciclo Ándico para la Hoja ha sido mínima ([Moreira, 2005](#)).

A su vez, se destacan en la Hoja lineamientos magnéticos correspondientes a los trabajos de [Moreira \(2005\)](#) y [Giacosa et al. \(2010\)](#), de carácter local y regional, respectivamente, los cuales son producto de anomalías magnéticas generadas por procesos de destrucción y precipitación de magnetita; los primeros corresponden a procesos de hidrólisis y los segundos a volcanismo máfico a través de sistemas de fracturas ([Giacosa et al., 2010](#)).

5. GEOMORFOLOGÍA

Se destaca en la región un clima semidesértico donde la erosión fluvial, predominante en el ámbito de la Hoja, es de baja intensidad, siendo importante en algunos sectores los efectos producidos por procesos de remoción en masa. A su vez, se destaca la actividad volcánica como el factor más sobresaliente en la conformación del paisaje actual.

En líneas generales el área de estudio se compone de un paisaje irregular, con cerros y picos aislados que alternan con zonas más bajas en las que se distinguen lomadas redondeadas de componentes volcánicos. El desarrollo de basaltos dispuestos en mantos cubren la mayor parte del área estudiada, conformando abruptos paredones en sus márgenes. Las mayores elevaciones se encuentran en el sector suroriental de la Hoja, en las cercanías de la estancia La Virginia, constituyendo un conjunto de altas cumbres redondeadas que apenas

sobrepasan los mil metros sobre el nivel del mar. Le continúa -en lo que a la altitud respecta- el cerro Piedra Labrada con una altura aproximada de 832 metros sobre el nivel del mar. Otro rasgo sobresaliente de la región es la gran cantidad de bajos endorreicos, cuyo sector central está ocupado por guadales y lagunas temporarias. Es importante resaltar que todos los cauces son de régimen efímero y llevan agua únicamente en invierno, estación donde predominan las lluvias.

Una de las principales razones sobre la irregularidad en el paisaje refiere a los importantes contrastes de resistencias que exhiben las distintas litologías de la región. De esta manera la erosión fluvial conformará morfologías muy variadas dependiendo las propiedades de las rocas atravesadas. Esta acción fluvial cuenta con su mayor desarrollo en los alrededores de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike, donde se conforman lomadas negruzcas, redondeadas y con algunas elevaciones más pronunciadas y puntiagudas. Los afloramientos se encuentran poco resaltados producto de una constante erosión que le otorga una forma de crestones redondeados. Esta abundante erosión se reconoce en distintas áreas entre elevaciones, las cuales se encuentran cubiertas por abundante material de tránsito. Las ignimbritas de tipo *plateau* de la Formación Chon Aike conforman el paisaje más abrupto y quebrado de la zona de estudio (Panza *et al.*, 2001) debido a sus potentes mantos que conforman, en algunos sectores, paredones de entre 10 a 30 metros de altura, con un marcado diaclasamiento vertical y conformación de columnas prismáticas, mientras que, en

otros sectores, se disponen como lomadas bajas de afloramientos reducidos. En este ámbito volcánico, a una escala más local, se destaca la presencia de numerosas cuevas y cavidades producto de la meteorización de los abundantes fragmentos tobáceos y pumíceos que constituyen estas rocas.

Al igual que las lomadas de las unidades jurásicas, se destaca al relieve mesetiforme como un rasgo distintivo del paisaje, conformado por abruptas escarpas de erosión de las piroclastitas eocretácicas y por los distintos basaltos olivínicos, cuyos márgenes representan abruptas pendientes (Panza *et al.*, 2001). La composición básica de estas lavas le permitieron recorrer amplias superficies generando planicies estructurales, representadas por los Basaltos La Mercedes, Cerro del Doce, Alma Gaucha y La Angelita, este último cubriendo la mayor parte de la Hoja.

En estas unidades volcánicas post-jurásicas se distinguen importantes procesos de inversión del relieve. Estas variaciones del paisaje corresponden a una meteorización profunda con acción eólica, fluvial y procesos de remoción en masa asociados.

Los cambios en el relieve generados por el levantamiento andino, el cual incluye transporte de materiales mediante agentes fluviales y eólicos, conformaron zonas relativamente bajas por donde fluyeron las coladas del Basalto Cerro del Doce; durante el Neógeno la tectónica dominante regional favoreció el desarrollo de procesos erosivos, principalmente eólicos, con procesos de remoción en masa y acción fluvial asociada (Moreira *et al.*,

2011). De esta manera el basalto, al ser más resistente que las rocas que lo rodean, permaneció relativamente poco afectado mientras que, el material que lo rodeaba se meteoriza y moviliza (Fig. 13).

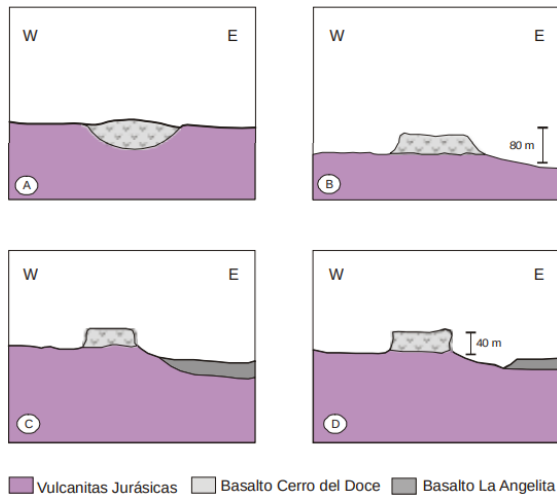


Figura 13. Esquema de inversión de relieve post-jurásica para el área La Josefina (Moreira, 2005).

Finalmente, respecto a los caracteres geomorfológicos principales en el área de estudio, se destaca la abundante presencia de depresiones endorreicas. Estos bajos sin salida son un rasgo típico de la Patagonia y es objeto de múltiples estudios e interpretaciones. Panza *et al.* (2001) subdivide a estos bajos como: bajos elaborados en ignimbritas, tobas y sedimentitas y los bajos elaborados en mesetas basálticas. Los primeros reflejan controles estructurales y litológicos, representados tanto por fracturamientos y plegamientos como por contrastes en la competencia de las capas, respectivamente. En cuanto a las depresiones ubicadas en mesetas basálticas, su origen puede atribuirse a una erosión diferencial entre el basalto y los materiales que conformaban ventanas lávicas convexas (Panza 1982, 1998).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Se reconoce como basamento a las metasedimentitas de bajo grado de la Formación La Modesta, las cuales provienen de un protolito marino cuya edad de sedimentación máxima es de 446 ± 6 Ma (Moreira *et al.*, 2013).

Le continúa el evento más sobresaliente de la región que corresponde al vulcanismo Jurásico, conformado por la *Silicic Large Igneous Province of Chon Aike* (Pankhurst *et al.*, 2000). El contexto extensional producto de la ruptura y separación de Gondwana, acompañado por la subducción de una placa oceánica en el extremo suroccidental, propicia el emplazamiento y ascenso de material magmático proveniente de plumas mantélicas; estas se encuentran relacionadas con la deshidratación de la losa oceánica y consecuente fusión parcial del manto. Este material en ascenso derivó a procesos de anatexis de la corteza y para la Provincia Ígnea de Chon Aike el vulcanismo se desarrollaría en tres pulsos magmáticos-temporales principales, siendo V1, V2 y V3. De acuerdo a Riley *et al.* (2001) los pulsos que originaron a las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike corresponden a los pulsos V2 y V3.

El vulcanismo para los dominios del área de estudio alcanza su clímax en el Oxfordiano durante un período de tiempo aproximado de 4 Ma (Fernández *et al.*, 1999). Se destaca una ciclicidad eruptiva la cual se inicia con fases volcánicas explosivas y finaliza en fases lávicas.

En los períodos iniciales se produce un abovedamiento del basamento metamórfico debido al ascenso magmático (Moreira, 2005) sucedido por erupciones explosivas -iniciadas hace aproximadamente 153 Ma (Calloviano-Oxfordiano)- con los mantos de ignimbritas de la unidad Piedra Labrada. Le continúan erupciones lávicas riolíticas constituyentes de los domos de la unidad litológica La Josefina, así como el emplazamiento del Pórfido del Este, correspondiente a la Formación Bajo Pobre.

Una nueva reactivación explosiva resultó en, inicialmente, los depósitos de la unidad Mogote Hormigas como relleno de los bajos de la zona, y posteriormente los depósitos ignimbríticos de la unidad litológica Cerro Jorge Paz.

La baja energía de la actividad magmática en sus estadios finales resultó en la formación de los complejos de domos lávicos de La Josefina y en las lavas andesíticas de la Formación Bajo Pobre, las cuales se consideran cotáneas y cogenéticas en base de sus relaciones estratigráficas, rasgos geoquímicas y composiciones isotópicas.

Posteriormente continuaron los depósitos lávicos de unidades de la Formación Bajo Pobre, lo cual finaliza con los sucesivos eventos explosivos que representan las unidades litológicas María Esther y las ignimbritas Ventana y Valenciana.

Estas marcadas variaciones de los regímenes eruptivos (desde explosivos a lávicos) responde al fracturamiento

generado en los estadios de erupciones explosivas, los cuales permiten una despresurización del sistema volcánico mediante el escape de gases, lo que cambia el vulcanismo de explosivo a efusivo (Moreira, 2005).

De esta manera le continúan los depósitos continentales -con importante aporte volcánico- de la Formación La Matilde. Durante el Cretácico se destacan los depósitos continentales de la Formación Bajo Grande, la cual corresponde a un ambiente del tipo de “bolsones” intermontanos, limitados en el techo por una importante discordancia angular resultante de los esfuerzos compresivos de la Fase Cretácica (Giacosa *et al.*, 2010). Continuando en un carácter netamente continental, le prosiguen las sedimentitas fluviales y lacustres de la Formación Baqueró.

Desde el Cretácico superior hasta el Neógeno se desarrolló un importante vulcanismo basáltico de composición olivínica característico en toda la Patagonia. Los exponentes en la Hoja se conformaron rellenando los bajos del relieve y corresponden a los Basaltos Las Mercedes, Cerro del Doce, Alma Gaucha y La Angelita.

Se reconocen depósitos Cuaternarios producto de procesos eólicos y fluviales que resultan en formas de niveles de pedimentos, depósitos de planicies aluviales, materiales de derrumbes y deslizamientos y como depósitos de bajos y lagunas.

7. RECURSOS MINERALES

MINERALES METALÍFEROS

Los depósitos minerales de la Hoja corresponden a contenidos anómalos de oro y plata alojados en vetas epitermales silíceas. Entre estos, se reconocen las mineralizaciones del depósito La Josefina, ubicado en los alrededores de la estancia homónima, y un proyecto minero denominado Gateado, al norte de la estancia Los Ventisqueros.

El *depósito La Josefina* se ubica en las cercanías de la estancia La Josefina y conforma un arco cóncavo de 12 km de longitud en sentido norte-sur, con unos 1,2 km de ancho en sentido este-oeste. Se extiende desde algunos kilómetros al norte de la estancia Piedra Labrada hasta las estribaciones meridionales del cerro Jorge Paz y sus mineralizaciones las componen vetas auro-argentíferas subverticales, venillas y brechas.

Este depósito exhibe una mineralización bien preservada desde sus niveles más profundos, representados con sistemas de vetas, hasta los niveles más someros, donde se reconoce un ambiente de tipo *hot spring* y zonas de alteración argílica avanzada (Moreira y Fernández 2015). El origen de estos depósitos refiere a un sistema hidrotermal constituido por fluidos neutros clorurados de ebullición, cuya liberación y erupción se ve propiciado por la tectónica extensional de la época (Moreira *et al.*, 2017).

Las manifestaciones de *hot spring* se ubican en el centro de la Hoja, en el sector

noroeste del depósito La Josefina y están representados por cuatro facies principales (1: sinter y rocas someras silicificadas, 2: travertinos, 3: brechas de erupción hidrotermal, 4: mantos de calcedonia con alteración argílica asociada), las cuales exhiben una cercanía a la paleosuperficie y al paleonivel freático Jurásico (Moreira y Fernández 2015, Moreira *et al.*, 2017). Estos depósitos de *hot-spring* son típicos de aguas termales neutras. De acuerdo a los trabajos de Hedenquist y Henley (1985) y Rowland y Simmons (2012), los valores anómalos de As, Sb, Hg y Tl presentes en estos niveles coinciden con la firma geoquímica de un *hot spring*.

El sistema de vetas del Depósito La Josefina corresponde a los sectores “Central” y “Veta Norte”, los cuales se emplazan mayoritariamente en las vulcanitas jurásicas, desarrollados en zonas de cizalla sinestrales.

El sector Central integra ocho vetas subparalelas de orientación NW-SE; estas son las vetas Upi, Frida, Lola, Aílin, María Belén, Las Latitas, Simona y Adularia. Conforman cuerpos discontinuos de unos 150 a 400 metros de longitud, con espesores mayores a 1,5 metros. Su composición es predominantemente cuarzo, calcedonia y ópalo, con adularia y baritina subordinada.

El sector de Veta Norte se ubica al noreste del sector Central y agrupa un sistema de vetas y vetillas expresadas en un área de 3 km por 1,5 km, aproximadamente. Las mayores concentraciones de oro y plata de este sistema corresponden a las vetas Amanda y Cecilia, las cuales poseen una

composición general de cuarzo y una orientación principal N 330°-340°, con longitudes de hasta 215 metros. A su vez, mediante numerosas perforaciones, se reconoce para las mismas una extensión de por lo menos 200 metros en profundidad, donde integrarían un cuerpo único (Reymondez, 2019).

Los estudios de Moreira y Fernández (2015) reconocen cuatro pulsos de mineralización principales para el depósito La Josefina; el primero se desarrolla en las vetas Ailín y María Belén del sector Central y se caracteriza por presentar un relleno de cuarzo (con texturas masivas, en peine y cocarda) con sulfuros asociados (electrum, pirita, galena, esfalerita y calcopirita) y abundante hematita, presentando grandes concentraciones de Au y Ag; el segundo pulso refiere a rellenos silíceos con concentraciones importantes de metales preciosos (electrum y sulfosales de plata acompañados de pirita, galena, esfalerita, calcopirita y en menor cantidad, arsenopirita, marcasita, tetraedrita y bornita), siendo el de mayor extensión y ocupando todas las estructuras mineralizadas; el tercer pulso presenta un relleno de cuarzo masivo o en peine, con abundantes sulfuros (galena, pirita y esfalerita, calcopirita) en vetas y vetillas; el cuarto pulso se compone de abundante cuarzo de textura masiva y en peine asociado a brechas de baritina, donde no se reconocen altas concentraciones de sulfuros. Estos dos últimos pulsos se reconocen tanto en el sector Central como en Veta Norte. Finalmente, también se identifica un estadio supergénico dominado por óxidos, principalmente de hierro, jarosita, yeso, caolinita, calcosina,

covelina, cerusita, malaquita y azurita, con Au nativo y acantita como minerales de mena, interpretados como un producto de la removilización de Au y Ag.

En base a su composición, el depósito La Josefina se considera epitermal de baja sulfuración (Hedenquist *et al.*, 2000 y Sillitoe y Hedenquist *et al.*, 2003), con una edad de mineralización de $152,7 \pm 2,3$ Ma según estudios isotópicos U-Pb SHRIMP en circones, sugiriendo un solapamiento temporal entre el vulcanismo jurásico y las mineralizaciones epitermales (Moreira *et al.*, 2009).

Los mejores registros analíticos en esta zona registran para Au 77,6 g/t y para Ag 134,5 g/t. Los valores promedios ponderados por el ancho de muestreo oscilan entre 1 y 3 g/t y 5,8 a 20,8 g/t para el Au y Ag, respectivamente. La empresa FOMICRUZ S.E estima -mediante estudios superficiales realizados- recursos hipotéticos de 200.000 oz/Au para esta región (Panza *et al.*, 2001).

Por su parte, el *proyecto Gateado* se reconoce en el sector centro-oriental de la Hoja y consta de depósitos epitermales de Au y Ag de baja sulfuración. Estos conforman un sistema de vetas con potencias aproximadas de un metro, largo variable y mineralizaciones en forma de vetas, *stockwork* y brechas ricas en cuarzo, con menores cantidades de calcita.

8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Estancia La Josefina

Esta locación es de gran interés científico debido a sus afloramientos de la Formación La Modesta y de las vulcanitas básicas jurásicas de la Formación Bajo Pobre. De igual manera se distingue la presencia de la secuencia jurásica del Grupo Bahía Laura, con todos sus representantes en la Hoja.

Finalmente, se destaca la reserva minera del depósito La Josefina, la cual se caracteriza por vetas de cuarzo de Au y Ag, así como por zonas intensamente silicificadas y caolinizadas ([Panza et al., 2001](#)).

Cañadón de la estancia La Virginia

Este sitio es de gran interés estratigráfico ya que posee los mejores afloramientos de las sedimentitas y piroclastitas de la Formación Bajo Grande, encontrándose bien expuesta su relación de discordancia angular con la unidad subyacente y suprayacente (Formación Chon Aike y Formación Baqueró, respectivamente) ([Panza et al., 2001](#)).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- 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. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1963a. Notas sobre la flora fósil de la zona de Ticó, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 3(2): 57-63. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. Revista Museo La Plata (Nueva Serie), Paleontología, 5: 3-171. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., BALDONI, A., GAMERRO, J. y SELLER, J., 1984. Palinología Estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. III: Distribución de las especies y conclusiones. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 21 (1): 15-33. Buenos Aires.
- ARRIBAS JR, A., SCHALAMUK, I., de BARRIO, R., FERNANDEZ, R. e ITAYA, T., 1996. Edades Radimétricas de Mineralizaciones Epitermales Auríferas del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. IGCP Project 342: Age and isotopes of South American Ores. XXXIX Congresso Brasileiro de Geología. Pág: 254-257
- BAKER, P.E; W.J REA; J. SKARMETA; R. CAMINOS and D.C REX, 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46° S. Philosophical Transactions Royal Society London, A 303: 105- 149.
- CALDER, M.G., 1953. A coniferous petrified forest in Patagonia. Bulletin British Museum (Natural 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 de Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis Licenciatura Universidad Nacional de Buenos Aires, 64 p., (inédito). Buenos Aires.
- CASAMIQUELA, R., 1961a. Nuevos materiales de *Notobatrachus degiustoi* Reig. La significación del anuro jurásico patagónico. Revista Museo La Plata (Nueva Serie), Paleontología, 4(21): 35-69. La Plata.
- CASAS, J.H., 1963. Informe sobre las Tobas Amarillas y el Baqueroense al sur del río Deseado. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 10p., (inédito).
- CORTIÑAS, J., HOMOVC, J., LUCERO, M., GOBBO, E., LAFFITTE, G. y VIERA, A., 2005. Las cuencas de la región del Deseado. In: Chebli, G., et al. (Eds.), Frontera exploratoria de la Argentina, 14. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Buenos Aires, pp. 289-306.
- de BARRIO, R.E., O.G. ARRONDO, A.E. ARTABE y B. PETRIELLA, 1982. Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la estancia Bajo Pellegrini, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 37 (3): 285-299. Buenos Aires.
- de BARRIO, R., 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura) en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral N° 528 (inédito). Fac. Cs. Nat. y Museo. La Plata.
- de BARRIO, R., 1993. El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, actas III: 289-298.
- DE GIUSTO, J.M., 1956. Informe geológico zona Roca Blanca-Baqueró. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 38 p., (inédito).

- DE GIUSTO, J.M.; A. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. Nesocratón del Deseado. En: 2o Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1389- 1430. Academia Nacional Ciencias Córdoba. Córdoba.
- DEL BLANCO, M., L. ECHAVARRÍA, H. ECHEVESTE, R. ETCHEVERRY, M. TESSONE y R. MONDELO, 1994. Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Actas Encuentro Internacional de Minería, 1: 93-99. Buenos Aires.
- DELHAES, G., 1913. Sobre la presencia del Rético en la costa patagónica. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 1 Serie B (Geología): 5-10. Buenos Aires.
- DESSANTI, R. N., 1973. Sobre el control estructural de algunos rasgos geomorfológicos del noroeste de la Patagonia. Asociación Geológica Argentina. Revista XXVIII:95-96.
- DI PERSIA, A., 1956. 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. 3o campaña Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 56 p., (inédito).
- DI PERSIA, A., 1957. *Ibidem* 4º campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 28 p., (inédito).
- DI PERSIA, A., 1958. *Ibidem* 5º campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 27 p., (inédito).
- DI PERSIA, A., 1959. *Ibidem* 6º campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 12 p., (inédito).
- DI PERSIA, C.A., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz). Anales 1º Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 65-68.
- ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R. LLAMBIAS, 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.
- ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R. BELLINI, G., TESSONE, M., LLAMBIAS, E., SCHALAMUK, I., PICCIRILLO, E. y DE MIN, A., 2001. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56, (4): 548-558.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Volumen 1. 1-334. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ, R., H. ECHEVESTE, L. ECHAVARRÍA e I. SCHALAMUK, 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Actas 13º Congreso Geológico Argentino, 3:41-54.
- FERNANDEZ, 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, actas: 462-465. Villa Carlos Paz, Córdoba.
- FERNÁNDEZ, R., BLESÁ, A., MOREIRA, P., ECHEVESTE, H., MYKIETIUK, K., Andrada de Palomera, P., Tessone, M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. Revista Asociación

- Geológica Argentina 63 (4), 665-681 (Buenos Aires)
- FRANCHI, M., PANZA J.L. y de BARRIO, R. 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, 6: 347 – 378. Tucumán.
- GIACOSA, R., ZUBIA, M., SÁNCHEZ, M., ALLARD, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *J. S. Am. Earth Sci.* 30, 134–150.
- GORRING, M.L., S.M. KAY, P.K. ZEITLER, V.A. RAMOS, J.L. PANZA, D. RUBIOLO y M.I. FERNÁNDEZ, 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16(1): 1-17.
- GUIDO, D. M., 2002. Geología y Metalogénesis del Sector Oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral MLP. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP. Inédita.
- HECHEM, J. y J. HOMOVC, 1986. La relación entre las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios en el Nesocratón del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 244-254. Buenos Aires.
- HEDENQUIST, J.W. y HENLEY, R.W. 1985. Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand; their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Econ. Geol.* 80, 1640-1668.
- LESTA, P., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. *Anales 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 187-194.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En A. Leanza (Ed.): *Geológica Regional Argentina*, Academia Nacional Ciencias Córdoba, 601-653. Córdoba.
- MARCHIONNI, D. M., de BARRIO, R. E. y TESSONE, M., 1997. Aportes de la información de ERS-1 en el reconocimiento de rasgos estructurales del sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina, su implicancia metalogénica. *Seminario Internacional: Uso y aplicaciones de ERS en América Latina*. Actas: 133-141. Chile.
- MARSHALL, L. G., R. PASCUAL, G. CURTIS y R. DRAKE, 1977. South American Geochronology: Radiometric time-scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing Horizons in Patagonia. *Science*, 195: 1325- 1328.
- MOREIRA, P., 2005. Geología y metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral MLP. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP. Inédita.
- MOREIRA, P., GONZÁLEZ, P., FERNÁNDEZ, R., ECHEVESTE, H., SCHALAMUK, I. y ETCHEVERRY, R. 2005. El basamento de bajo grado de las estancias La Modesta y La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 49-63.
- MOREIRA, P., FERNÁNDEZ, R., HERVÉ, F., FANNING, C.M. 2007. U-Pb SHRIMP ages from detrital zircons of the La Modesta Formation, Deseado Massif, Argentina. In: *Geosur 2007. an International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere*, p. 104. Abstract.
- MOREIRA, P., FERNÁNDEZ R., CABANA C. y SCHALAMUK I. 2008. Análisis estructural de volcánitas y mineralizaciones jurásicas del Prospecto

- epitermal La Josefina (Au-Ag), Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 84-93.
- MOREIRA, P., ECHEVESTE, H., FERNÁNDEZ, R., HARTMANN, L.A., SANTOS, J.O. y SCHALAMUK, I. 2009. Depositional age of Jurassic epithermal gold-silver ore in the Deseado Massif, Argentine Patagonia: based on Manantial Espejo and La Josefina Prospects. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 253 (1): 25-40. ISSN 0077-7749.
- MOREIRA, P., AGUILERA, E.Y., FERNÁNDEZ, R., SCHALAMUK, A. y ECHEVESTE, H. 2011. La inversión del relieve post-jurásica en los alrededores de las estancias La Josefina y Piedra Labrada, sector central del Macizo del Deseado, Santa Cruz. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén.
- MOREIRA, P., LOUSTALOT, I., FERNÁNDEZ, R., ECHEVESTE, H., GONZÁLEZ, P.D., SCHALAMUK, I., 2012. Estructura y metamorfismo de la Formación La Modesta en la estancia El Tranquilo (Santa Cruz), Patagonia. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 69, 19–27.
- MOREIRA, P., FERNÁNDEZ, R., HERVÉ, F., FANNING, M. y SCHALAMUK, I. 2013. Detrital zircons U–Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. *Journal of South America Earth Science* 47: 32-46.
- MOREIRA P. y FERNÁNDEZ R. 2015. La Josefina AuAg deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. *Ore Geology Reviews* 67: 297- 313.
- MOREIRA, P, PERMUY, C. y FERNÁNDEZ, R. 2017. Brecha de erupción hidrotermal en el depósito epitermal de Au-Ag La Josefina, Macizo del Deseado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (3): 383-393.
- PANKHURST, R.J. y RAPELA, C.R. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 23–36.
- PANKHURST, R., LEAT, P., SRUOGA, P., RAPELA, C., MARQUEZ, M., STOREY, B y RILEY, T., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.
- PANKHURST, R., RILEY, T., FANNING, C. y KELLEY, S., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, Volume 41, Nº5: 605-625.
- PANZA, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e «Gobernador Moyano» y 54e «Cerro Vanguardia». Servicio Geológico Nacional, 197 p., (inédito). Buenos Aires.
- 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, 197 p., (inédito). Buenos Aires.
- PANZA, J.L., 1986. Descripción geológica de la Hoja 54d «La Manchuria», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 141 p. (inédito). Buenos Aires.
- PANZA, J.L., COBOS, J. y RAGONA, D. 1994. Mapa geológico de la provincia de Santa Cruz, escala 1:750.000. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- PANZA, J.L., 1995a. Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Boletín 213, 103 p. Buenos Aires.
- PANZA, J.L., 1995b. Hoja Geológica 4966-I/II Bahía Laura, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Boletín 214, 84 p. Buenos Aires.

- PANZA, J.L., 1998. Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, 162 p., (inédito). Buenos Aires.
- PANZA, J. Y COBOS, J. 1999. Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR, Boletín 296, 115p
- PANZA, J., COBOS, J. C. y ZUBIA, M., 2001. Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 296: 81 pp
- PERMUY, C., ZALAZAR, M., GUIDO, D.M. y BROWN, G. 2013. The Mariana–San Marcos vein system: shallow features of epithermal Au–Ag deposits, Cerro Negro District, Deseado Massif, Argentina. Mineral Deposit Research for a High-tech World, 12th SGA Biennial Meeting, Uppsala, Sweden, pp. 1303–1306.
- PEZZI, E. 1970. Informe geológico zonas cerro Huemul y estancia la Josefina, Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe 157, 21 p. (Inédito).
- PEZZI, E.E., 1970a. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49 p., (inédito).
- PEZZI, E.E., 1970b. Informe geológico zonas Cerro Huemul y Estancia La Josefina, Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 21 p., (inédito).
- RAMOS, V.A., 1982a. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 37 (1): 23-49. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ, 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. Earth-Science Reviews, 18: 411-443.
- REIMER, W., MILLER, H. y MEHL, H., 1996. Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress field of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data. En: Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up (B.C. Storey, E.C. King & R.A. Livermore Eds.), Geol. Soc. Sp. Publ. 108: 73-85; London.
- REYMONDEZ, J. L. 2019. Estudio de las mineralizaciones del sector Veta Norte, distrito La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- RILEY, T.R., LEAT, P.T., PANKHURST, R.J. y HARRIS, C. 2001. Origins of large-volume rhyolite volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. J. Petrol. 42, 1043–1065.
- ROLL, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras, reimpresión Tomo 15 (163): 17-83.
- ROWLAND, J. y SIMMONS, S. 2012. Hydrologic, Magmatic, and Tectonic Controls on Hydrothermal Flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Implications for the Formation of Epithermal Vein Deposits. Econ. Geol. 107, 427-457.
- GONZÁLEZ, V., PUIGDOMENECH, C.G., RENDA, E., BOLTSCHAUER, B., SOMOZA, R., VIZÁN, H., ZAFFARANA, C.B., TAYLOR, G.K., HALLER, M. y FERNÁNDEZ, R. 2019. New paleomagnetic pole for the Upper Jurassic Chon Aike Formation of southern Argentina (South America): Testing the tectonic stability of Patagonia with respect to South America, and implications to Middle Jurassic-Early Cretaceous true polar wander. Tectonophysics, 750: 45-55.
- SILLITOE, R.H. y HEDENQUIST, J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic

- settings, orefluid compositions and epithermal precious metal deposits. Society of Economic Geology, Special Publication 10: 315-343.
- SOMOZA, R., VIZÁN, H., TAYLOR, GRAEME, K. 2008. Tectonic rotations in the Deseado massif, southern Patagonia, during the breakup of Western Gondwana. *Tectonophysics* 460, 178-185.
- SPALLETTI, L., A. IÑÍGUEZ RODRÍGUEZ y M. MAZZONI, 1982. Edades radimétricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 37 (4): 483- 485. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. y REIG, A., 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado "Complejo Porfirico de la Patagonia Extraandina", con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 10 (4): 215-233.
- STIPANICIC, P. y REIG, A., 1956. El "Complejo Porfirico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros. *Acta Geológica Lilloana* 1: 185-297.
- STIPANICIC, P. y REIG, A., 1957. El "Complejo Porfirico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros. *Acta Geológica Lilloana* 1: 185-297.
- STIPANICIC, P., RODRIGO, F. BAULIES, O y MARTÍNEZ, C. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2): 67-98.
- STIPANICIC, P. y M. BONETTI, 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. Buenos Aires.
- STOCKEY, R.A., 1975. Seeds and embryos of *Araucaria mirabilis*. *American Journal of Botany*, 62(8): 856-868.
- STOCKEY, R.A., 1977. Reproductive biology of the Cerro Cuadrado (Jurassic) fossil conifers: *Pararaucaria patagonica*. *American Journal of Botany*, 64(6): 733-744.
- STOCKEY, R.A., 1978. Reproductive biology of Cerro Cuadrado fossil conifers: ontogeny and reproductive strategies in *Araucaria mirabilis* (Spegazzini) Windhausen. *Palaeontographica Abt. B*, 166: 1-15.
- STOCKEY, R.A. y TAYLOR, T.N. 1978. On the structure and evolutionary relationships of the Cerro Cuadrado fossil conifer seedlings. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 76(2): 161-176.
- 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).
- UGARTE, F.R.E., 1966. La cuenca compuesta carbonífero- jurásica de la Patagonia meridional. *Anales Universidad de la Patagonia «San Juan Bosco»*, 2, Ciencias Geológicas 1 (1):37- 68. Comodoro Rivadavia.
- VIERA, R. y M. MÁRQUEZ, 1975. Informe geológico preliminar Mosaico 4769-III-D5, Proyecto 19 NF-La Josefina. Servicio Minero Nacional, 18 p., (inédito). Comodoro Rivadavia.