TESIS DOCTORAL

GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS DE LAS MINERALIZACIONES POLIMETÁLICAS DEL ÁREA EL TRANQUILO (CERRO LEÓN), SECTOR CENTRAL DEL MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ.

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

TESIS DOCTORAL

GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS DE LAS MINERALIZACIONES POLIMETÁLICAS DEL ÁREA EL TRANQUILO (CERRO LEÓN), SECTOR CENTRAL DEL MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ.

SEBASTIÁN MIGUEL JOVIC

Director: Dr. ISIDORO B. SCHALAMUK

Co-Director: Dr. DIEGO M. GUIDO

2009

Jovic, Sebastián Miguel
Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo, Cerro León, Sector Central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. - 1a ed. - La Plata: Universidad Nacional de La Plata, 2010.
Internet.

ISBN 978-950-34-0691-5

1. Geología. 2. Mineralización. I. Título
CDD 551

Fecha de catalogación: 01/11/2010

TESIS DOCTORAL

GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS DE LAS MINERALIZACIONES POLIMETÁLICAS DEL ÁREA EL TRANQUILO (CERRO LEÓN), SECTOR CENTRAL DEL MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ.

Sebastián Miguel Jovic

Editorial de la Universidad Nacional de La Plata (Edulp)
47 Nº 380 / La Plata B1900AJP / Buenos Aires, Argentina
+54 221 427 3992 / 427 4898
editorial@editorial.unlp.edu.ar
www.editorial.unlp.edu.ar

EDULP integra la Red de Editoriales Universitarias (REUN)

1º edición - 2010
ISBN Nº 978-950-34-0691-5
Queda hecho el depósito que marca la ley 11.723
© 2010 - Edulp
Impreso en Argentina

INDICE

RESUMEN 11
ABSTRACT 14

CAPITULO 1- INTRODUCCION
INTRODUCCION 18
AREA DE ESTUDIO 21
ANTECEDENTES MINEROS 23

CAPITULO 2- METODOLOGIA DE TRABAJO
INTRODUCCION 28
TECNICAS Y ESTUDIOS REALIZADOS 30
- Procesamiento imágenes satelitales y georreferenciación
- Mapeo regional y detallado
- Descripción de testigos corona
- Cartografía digital
- Trabajos de laboratorio y gabinete

ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS 37
- Geoquímica
- Geofísica

CAPITULO 3- GEOLOGIA
MACIZO DEL DESEADO 46
AREA DEL ANTICLINAL ELTRANQUILO 51
- Antecedentes
- Estratigrafía

GRUPO EL TRANQUILO 54
- Antecedentes
- Afloramientos del sector estudiado
- Materia orgánica e hidrocarburos
- Relaciones estratigráficas y espesor
- Edad
- Ambiente de depositación y tectonosedimentario
- Discusión

FORMACION ROCA BLANCA 66
- Antecedentes
- Afloramientos del sector estudiado
- Geoquímica
- Geología isotópica
- Espesor y relaciones estratigráficas
- Edad
- Ambiente de depositación y tectonosedimentario
- Discusión

FORMACION CERRO LEON 81
- Antecedentes
- Afloramientos del sector estudiado
- Geoquímica
- Geología isotópica

Relaciones estratigráficas
Edad - geocronología
Discusión
FORMACION BAJO POBRE 99
Antecedentes
Afloramientos del sector estudiado
Geoquímica
Geología isotópica
Relaciones estratigráficas
Edad - geocronología
Discusión
GRUPO BAHIA LAURA 115
Antecedentes
Afloramientos del sector estudiado
Geoquímica
Geología isotópica
Relaciones estratigráficas
Edad
Discusión
BASALTOS POST-JURASICOS 126
Antecedentes
Afloramientos del sector estudiado
Relaciones estratigráficas y Edad
Discusión
DEPOSITOS CUATERNARIOS 131
Sedimentos de bajos y lagunas
Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados
Depósitos de pedimento

CAPITULO 4-GEOLOGIA ESTRUCTURAL
INTRODUCCION 134
AREA DEL ANTICLINAL ELTRANQUILO 135
Deformación dúctil
Deformación frágil
Discusión

CAPITULO 5-METALOGENESIS
PROVINCIA AUROARGENTIFERA DEL DESEADO 154
AREA DEL ANTICLINAL EL TRANQUILO 157
Antecedentes
CARACTERIZACIÓN DE MINERALIZACIONES 159
VETAS DE SULFUROS 161
Caracterización de vetas en superficie
Caracterización de vetas en profundidad
Mineralogía y química mineral
Secuencia de pulsos mineralizantes
VETAS DE CUARZO 193
Caracterización de vetas en superficie
Caracterización de vetas en profundidad
Mineralogía
Secuencia de pulsos mineralizantes

ALTERACION HIDROTERMAL 219
RELACION ENTRE VETAS DE SULFUROS Y VETAS DE CUARZO 222
CARACTERIZACION DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES 224
Inclusiones fluidas
Isótopos estables
Isótopos inestables
CONTROL ESTRUCTURAL Y LITOLOGICO DE LAS MINERALIZACIONES 238
Control estructural
Control litológico
EDAD DE LAS MINERALIZACIONES 245
Edad relativa
Geocronología

CAPITULO 6- DISCUSION Y CONCLUSIONES
DISCUCIÓN 248
Introducción
Evolución geológica
Metalogénesis
CONCLUSIONES 257
Geología
Metalogénesis

BIBLIOGRAFIA 261

ANEXO 275
MAPA GEOLOGICO 277
MAPA DE MINERALIZACIONES 278

RESUMEN

La presente investigación tiene como eje principal el estudio detallado de las mineralizaciones y la geología de un área del Macizo del Deseado con características geológicas y metalogénicas únicas. La elección del área del El Tranquilo o también conocido como “anticlinal” El Tranquilo, como zona de estudio, se ha basado en el reducido conocimiento y la presencia características atípicas en las mineralizaciones y la escasa representación, en el Macizo del Deseado, de las rocas y unidades geológicas aflorantes.

La investigación ha sido realizada en tres etapas: una primera con recopilación de antecedentes y trabajo de campo, una segunda analítica con trabajos de laboratorio y una tercera etapa interpretativa. Se realizó el procesado de imágenes satelitales (TM, SPOT, IKONOS) y se ejecutaron mapeos geológico-estructurales de detalle y semidetalle (con elaboración de una cartografía digital), descripción de testigos de sondeos (gran parte de los 30.000 metros de las perforaciones ejecutadas en la propiedad minera), se realizaron estudios petrográficos, calcográficos, de rayos X, determinaciones geoquímicas, estudios de inclusiones fluidas, de microscopía electrónica, microsonda electrónica, determinaciones geocronológicas y análisis de isótopos estables e inestables. Además se participó de otros trabajos complementarios realizados durante las distintas etapas de exploración minera, tales como geoquímica de suelos, muestras de trincheras y relevamientos magnetométricos y geoeléctricos terrestres y la interpretación, para la zona de trabajo, de estudios previos de magnetometría aérea y líneas sísmicas.

El área del “anticlinal” El Tranquilo, está caracterizada por la presencia de rocas y unidades geológicas con escasa representación en el Macizo del Deseado, y representa una “ventana geológica” que permite el estudio del intervalo Triásico superior - Jurásico inferior, períodos que se encuentran poco expuestos en esta provincia geológica.

La secuencia estratigráfica de este sector se inicia con las sedimentitas continentales, areniscas a areniscas conglomerádicas con intercalaciones de pelitas, del Grupo El Tranquilo, del Triásico medio a superior (Jalfin y Herbst 1995). Por encima, se presentan las rocas volcaniclásticas de la Formación Roca Blanca (Herbst, 1965), del Jurásico inferior. Esta es la litología más desarrollada en el área y está compuesta por tufitas, areniscas y sabulitas ricas en componentes volcánicos. Intruyendo a las sedimentitas continentales y a las tufitas, se disponen rocas básicas a intermedias del Jurásico inferior, que se presentan como filones capa de diabasa en el sector este del área y como pórfidos andesíticos de formas subcirculares en el sector noroeste, de la Formación Cerro León (Panza, 1995 y de Barrio *et al.*, 1999).

En los sectores norte y noreste del área afloran volcánitas del Jurásico medio a superior, basaltos y andesitas de la Formación Bajo Pobre, y en el sector sudoriental pequeños asomos de ignimbritas riolíticas del Grupo Bahía Laura (Panza, 1995). Estas unidades se encuentran

parcialmente cubiertas por el Basalto Las Mercedes del Cretácico superior y el Basalto Cerro del Doce correspondiente al Eoceno (Panza, 1982) y finalizan esta secuencia sedimentos modernos, aluviales, coluviales y de bajos.

En la presente investigación se determinó la presencia de niveles ignimbríticos ácidos y coladas basálticas intercaladas en las tufitas de la Formación Roca Blanca. A partir de las edades obtenidas, relaciones estratigráficas y composición se desvincula a los intrusivos dioríticos de la Formación Cerro León y se los asocia con el magmátismo de la Formación La Leona (Jurásico inferior). Los basaltos aflorantes en el área presentan características de basaltos continentales que se corresponden a los primeros indicios del magmatismo sinextensional jurásico y representan magmas básicos de origen mantélico que alcanzaron la superficie. Se los desvinculan de la Formación Bajo Pobre por ser ligeramente más antiguos al estar intercalados entre las tufitas de la Formación Roca Blanca (Jurásico inferior) y por presentar diferentes características isotópicas y petrogenéticas. Se define así una nueva unidad formacional para estas rocas denominándolas Formación El Piche.

Los pórfidos andesíticos de la Formación Cerro León y las andesitas de la Formación Bajo Pobre presentan similitudes geoquímicas, isotópicas, petrogenéticas y edades semejantes, por lo que se interpreta un mismo origen para estas rocas, siendo los pórfidos andesíticos partes de los conductos de emisión de las coladas andesíticas.

A diferencia del resto del Macizo del Deseado donde predomina casi por completo deformación con comportamiento netamente frágil, en el área de estudio se reconoció deformación tanto dúctil como frágil en las secuencias triásicas y jurásicas.

Los rasgos estructurales más sobresalientes son: un domamiento regional de entre 15 a 20 km de diámetro, definido por Di Persia (1956) como “anticlinal” El Tranquilo, domamientos y plegamientos con dimensiones menores a 1 km localizados dentro de la antiforma regional, un sistema de fracturas radiales asociado al domamiento y la falla El Tranquilo con un sistema de vetas controladas por fallas.

Se determinó que el “anticlinal” El Tranquilo, se formó por el emplazamiento de un cuerpo intrusivo no aflorante del orden de 8 a 10 Km de diámetro y profundidad mínima hasta su techo de 1400 m, subyaciendo al Grupo El Tranquilo y a la Formación Roca Blanca, y generando por su intrusión, el domamiento regional y los domamientos y plegamientos con dimensiones menores a 1 km localizados corresponde a una deformación producida por lacolitos o stocks no aflorantes.

En el área de estudio se reconocieron gran cantidad de mineralizaciones, las que totalizan ~80 km lineales de vetas, ubicadas principalmente en el sector central del área. Las vetas se concentran hacia el este de la estructura regional, la falla El Tranquilo, son subparalelas a esta

estructura y están emplazadas en las tufitas de la Formación Roca Blanca y pelitas y areniscas del Grupo El Tranquilo.

Se han discriminado dos tipos distintos de vetas según su composición y expresión superficial, vetas formadas por importantes zonas de oxidación que representan la expresión superficial de vetas de sulfuros, y vetas, brechas hidrotermales, vetillas y stockworks formados principalmente por cuarzo. A partir de las distintas características observadas y datos obtenidos (composición, signatura geoquímica, mineralogía, datos de inclusiones fluidas, isótopos, controles estructurales y litológicos y edades) se ha podido diferenciar dos estilos de mineralización.

La mineralización polimetálica que presenta una compleja mineralogía de sulfuros asociada a una signatura geoquímica de In, Cu, Au, As, Sn, W, Bi, Zn, Pb, Ag, Cd y Sb. Las temperaturas y salinidades de los fluidos indican un sistema epitermal para la formación de estas vetas. Su génesis esta vinculada a los cuerpos intrusivos dioríticos reducidos por sedimentos ricos en materia orgánica, concentrando en los fluidos hidrotermales In, Sn, Ag, W, Bi. Se define a esta mineralización como un depósito epitermal vetiforme polimetálico rico en In semejante a los depósitos de Japón y Bolivia. Las características de esta mineralización y la edad Jurásica inferior (193 Ma) confirman la presencia de un nuevo tipo de deposito epitermal que difiere del clásico modelo de baja sulfuración del Macizo del Deseado y que no se encuentra asociado al importante volcanismo bimodal del Jurásico medio a superior (Complejo Bahía Laura), como la mayoría de las mineralizaciones del Macizo del Deseado. Este hecho potencia el hallazgo de otros tipos de depósitos epitermales polimetálicos, asociados a otras rocas y con diferentes asociaciones metalogénicas.

La mineralización argentífera está formada por cuarzo, carbonatos y en menor medida sulfuros y sulfosales con una signatura geoquímica de Ag (Au), Pb, Cu y Zn. Las temperaturas y salinidades de los fluidos indican un sistema epitermal para la formación de estas vetas. Su génesis está vinculada al magmatismo intermedio de las Formaciones Cerro León y Bajo Pobre, atribuyéndole una edad Jurásica media (168 Ma). Según sus características esta mineralización puede ser definida como un depósito epitermal de sulfuración intermedia. Esta mineralización también representa una variación en el modelo de baja sulfuración del Macizo del Deseado, pero está genéticamente asociada al volcanismo bimodal del Complejo Bahía Laura (Fm. Bajo Pobre) por lo que podría incluirse dentro de las mineralizaciones de la Provincia auroargéntifera del Deseado.

Geology and Metallogenesis of Pingüino deposit

EXECUTIVE SUMMARY

This research is focused in the detail study of the mineralization and geology from an area with unique geological and metalogenetic characteristics in the Deseado Massif. The election of El Tranquilo or El Tranquilo anticline area, as study area, was determinate by the atypical mineralization characteristics and the poor representation of the outcropping rocks in the Deseado Massif.

The research was developed in three stages: a bibliography and field work stage, an analytic and laboratory work stage, and an interpretation stage. Satellite images (TM, SPOT, IKONOS) processing, detail geological and structural mappings were done, drill hole logging (30.000m), petrographic, chalcographic, X ray, geochemistry, fluid inclusions determinations, electronic microscopy, electronic microprobe, geochronology, stable and unstable isotopes studies were done during the research. Also, other complementary studies were done during the mining exploration, such as soil geochemistry, trenches geochemistry, magnetometric and geoelectrics surveys and the interpretation of previous works, aeromagnetometric survey and 2D seismic lines.

The “anticlinal” El Tranquilo is characterized by the presence of rocks and geological units poorly exposed in the Deseado Massif, representing a “geological window” that allows studied the Triassic- Lower Jurassic sequence.

The oldest rocks in the study area are Middle to Upper Triassic continental sedimentary rocks of El Tranquilo Group (Jalfin and Herbst 1995); these are fine to coarse sandstones with volcanic components and rhythmic alternation of black shales and lutite with coal levels and organic matter. Lower Jurassic Roca Blanca Formation (Herbst 1965) is the most extensive unit in the area, and together with El Tranquilo Group, forms the host rocks of the mineralization. It is composed of epiclastic and pyroclastic fine sandstones to conglomerate tuffitic rocks and volcanic sandstones. Dioritic bodies, with associated mafic sills and dikes and andesitic porphyries, assigned to the Lower Jurassic Cerro León Formation (Panza 1995), intrude the Triassic and Lower Jurassic rocks and the basalts. Basaltic and andesitic lava flows from Bajo Pobre Formation (Middle to Upper Jurassic) crop-out in the northern and northeast sectors of the area, and in the southeast ignimbrites flows from Bahía Laura Group (Panza, 1995) are out-cropping. These rocks are partially covered by basaltic lava flows from Basalto Las Mercedes (K) and Basalto Cerro del Doce (Tc). Modern sediments (Qt) end the sequence.

In this research the presence of ignimbritics flows and basaltic lavas were determinate, interlayer in the tuffites of Roca Blanca Formation.

The ages, stratigraphic relations and compositions of the dioritics intrusions, allows associating these rocks with La Leona Formation magmatism (Lower Jurassic). The basalts presents characteristics of continental rift basaltic lava flows, probably related with sinextensional Jurassic magmatism and represents mantelic source basic magmas. These rocks are older than the andesites of Bajo Pobre Formation, because are interlayer in the tuffites of Roca Blanca Formation (Lower Jurassic) and presents different isotopic and petrogenetic characteristics. The basalts represent a new geological unit for the area, El Piche Formation. The andesitic porphyries from Cerro León and the andesites of Bajo Pobre Formation presents similar geochemistry, isotopic and petrogenetic characteristics and age, interpreting the same origin for these rocks, where the porphyries were the volcanic conducts of the andesitic lavas.

In the area, ductile and fragile deformations were recognized in the Triassic and Jurassic sequence.

A regional dome (15 a 20 km) defined by Di Persia (1956) as “anticlinal” El Tranquilo, domes and folds (< 1 km), radial faulting, kilometric faults and fracture systems were determinate.

A deep intrusion (8-10 km) with a minimum of 1400m depth, is proposed to be responsible of the regional doming and the radial fracture system and folded structures (domes) <1 km, represents local deformation associated with small, generally not-outcropping, subvolcanic bodies.

80 lineal km of veins were recognized in the center of the area. The veins are located in the east of El Tranquilo fault, and are associated to this fracture system.

Two veins types were determinate, discriminated by composition and surface expression: gossans veins that are representing the oxidation zone of sulfide veins and quartz veins, hydrothermal breccias and stockworks. Composition, geochemical signature, mineralogy, fluid inclusions data, isotopes, structural and lithologic controls and ages allows proposing the presence of two different mineralization styles in the area.

The polymetallic mineralization is characterize by a complex sulfide mineralogy associated with In, Cu, Au, As, Sn, W, Bi, Zn, Pb, Ag, Cd and Sb geochemical signature. Temperatures and salinities of the fluids indicate that the veins were generated by an epithermal system. There are genetically related with dioritic intrusions reduced by the assimilation of organic matter-rich and hydrocarbons sediments with a concentration of In, Sn, Ag, W and Bi in the hydrothermal fluids. This mineralization is defined as an Indium-rich polymetallic vein epithermal type deposit, similar to those of Japan and Bolivia.

The characteristics of this mineralization and the Lower Jurassic age (193 Ma) confirms the presence of a new epithermal deposit type, that is different from the typical low sulfidation type deposit from the Deseado Massif and is not related with the important Middle to Upper Jurassic

bimodal volcanism (Complejo Bahía Laura). This discovery indicates the presence of different epithermal deposits with different geochemical association.

The argentiferous mineralization is composed by quartz, carbonates, and minor sulfides and sulphosalts with a geochemical signature of Ag (Au), Pb, Cu y Zn. Fluids temperatures and salinities indicates an epithermal system related with the formation of these veins, that are genetically related with the intermediate magmatism of Cerro León and Bajo Pobre Formations (168 Ma). This mineralization presents charactericts that allows defining it as an epithermal intermediate sulfidation deposit and also represents a variation in the typical low sulfidation type deposit from the Deseado Massif. It is genetically related with the Middle to Upper Jurassic bimodal volcanism (mainly with the andesitic rocks), and could be associated with the typical mineralization from the Deseado Auroargentiferous province.

Lic. Sebastián M. Jovic

PhD Thesis

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

La provincia geológica Macizo del Deseado (**Feruglio, 1949**) se encuentra ubicada en el sur de la Patagonia Argentina, provincia de Santa Cruz, abarcando un área de 60.000 Km^2, que se extiende entre el río Deseado (límite norte que lo separa de la cuenca del Golfo San Jorge) y el río Chico (que limita al sur con la cuenca Austral) y desde la costa Atlántica en el este hasta Cordillera Patagónica Austral al oeste (Fig. 1-1).

El Macizo del Deseado se caracteriza por la presencia de mineralizaciones de metales preciosos que se encuentran espacial, temporal y genéticamente relacionados a un extenso magmátismo bimodal ocurrido en el Jurásico (**Guido & Schalamuk, 2003**).

La región ha sido estudiada con mayor intensidad desde el descubrimiento del yacimiento de oro y plata *Cerro Vanguardia*, y actualmente es una importante productora de Au-Ag con cuatro minas en producción, (*Cerro Vanguardia, Martha y San José* y *Manantial Espejo*). Además, es objeto de intensa actividad exploratoria con más de 50 proyectos mineros en distintas etapas de prospección.

A partir del estudio y caracterización de las mineralizaciones de la región, **Schalamuk *et al.,*** (**1999**) definieron una nueva entidad metalogénica, la *Provincia Auroargentífera del Deseado*, caracterizada por depósitos epitermales de baja sulfuración. Sin embargo, en los últimos años y gracias a la gran cantidad de áreas exploradas y estudios de detalle realizados, se pudo reconocer la presencia de mineralizaciones con características diferenciales en comparación con las típicas mineralizaciones epitermales de esta provincia.

Esto motivó la realización de la presente investigación, que tiene como eje principal el estudio detallado de las mineralizaciones y la geología de un área del Macizo del Deseado con características geológicas y metalogénicas únicas. La elección del área del anticlinal El Tranquilo como zona de estudio, se ha basado en el reducido conocimiento y la presencia características atípicas en las mineralizaciones y la escasa representación, en el Macizo del Deseado, de las rocas y unidades geológicas aflorantes en el área.

El objetivo principal es generar un entendimiento detallado de la génesis de las mineralizaciones vetiformes del área del anticlinal El Tranquilo. Para esto se realizó una descripción e interpretación de la geología, especialmente del magmátismo Jurásico, y se estudiaron las relaciones temporales, espaciales y genéticas entre los productos de la actividad magmática jurásica, las rocas de caja, el sistema hidrotermal responsable de la

formación de las mineralizaciones y las estructuras por donde han circulado los fluidos mineralizantes.

Se generó un modelo metalogénico que explica la vinculación espacial y genética entre el evento magmático, la interacción con la roca de caja, los controles estructurales y la mineralización.

Figura 1-1 Mapa de la Patagonia Austral, con la ubicación de la provincia geológica Macizo del Deseado y la zona de estudio.

Asimismo, se definió un nuevo tipo de mineralización epitermal que difiere del clásico modelo de baja sulfuración del Macizo, potenciando el hallazgo de otros tipos de depósitos, con diferentes asociaciones metalogénicas, en la provincia auroargentífera Deseado.

La presente investigación se realizó con la colaboración de la empresa *Argentex Mining Corp.* propietaria del cateo minero (proyecto Pingüino) donde se encuentran las mineralizaciones estudiadas y gran parte del área de tesis (Fig. 1-2).

El grupo de trabajo del *Instituto de Recursos Minerales (INREMI)*, del cual el autor forma parte, realiza trabajos de consultoría para la empresa, llevando adelante tareas exploratorias en el proyecto en forma conjunta con la empresa. De esta forma se pudo contar con toda la información del proyecto, y se transfirieron a la empresa los conocimientos generados a partir de esta investigación.

Los resultados de esta investigación han sido organizados en seis capítulos en donde se tratan separadamente los distintos aspectos geológicos y metalogénicos del área.

En el capítulo de Metodología de Trabajo (Capítulo 2) se describen las distintas técnicas y metodologías utilizadas: procesamiento de imágenes satelitales, el trabajo de campo, la cartografía digital, descripción de testigos corona y las diferentes tareas y metodologías de laboratorio y gabinete (estudios petrográficos, calcográficos, de Rayos X, geoquímicos, de inclusiones fluidas, de microscopía electrónica, microsonda electrónica, geocronológicos, de isótopos estables e inestables). Además se describen las metodologías de otros estudios complementarios obtenidos de la actividad exploratoria minera (geoquímica de suelos, trincheras, perforaciones, relevamientos magnetométricos y geoeléctricos terrestres) y de la interacción con instituciones o empresas que han trabajado en la zona (magnetometría aérea y líneas sísmicas).

El capítulo de *Geología* (Capítulo 3) comprende una revisión de los antecedentes de las unidades localizadas en el área de trabajo y expone todos los estudios de campo, de laboratorio y gabinete (petrografía, geoquímica, geocronología e isótopos inestables) realizados. El estudio estructural de la zona se desarrollan en el capitulo de *Geología Estructural* (Capítulo 4). En el capítulo de *Metalogénesis* (Capítulo 5) se estudian detalladamente las mineralizaciones del área. Se describe la mineralogía, se muestran e interpretan los resultados de los estudios microtermométricos, de isótopos estables e inestables, geoquímicos y de geocronología, realizados con la finalidad de definir su génesis. Se definieron las relaciones temporales, espaciales y genéticas entre actividad magmática jurásica, el sistema hidrotermal y su interacción con las rocas de caja y el control estructural de la mineralización. El capítulo de *Discusión y Conclusiones* (Capítulo 6) resumen la información obtenida y procesada, integrándola con la preexistente para la provincia geológica, y generando nuevas interpretaciones sobre la

geología y las mineralizaciones del área, permitiendo elaborar un modelo geológico-metalogénetico evolutivo de la zona del anticlinal El Tranquilo. Todo esto incrementa el conocimiento de la geología regional y de las mineralizaciones epitermales presentes en el Macizo del Deseado, así como también incrementa el potencial exploratorio del área. Por último se presenta en el Anexo, el mapa geológico escala 1:20.000 y el mapa metalogénico escala 1:5.000.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector central de la provincia de Santa Cruz, departamento Deseado. Éste sector se corresponde con el extremo noroeste de la Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros y el sector sudoeste de la Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados, del Servicio Geológico Minero Argentino a escala 1:250.000, realizadas por **Panza (1995) y Panza *et al*., (2001).**

Las coordenadas limitantes en coordenadas Gauss Krüger (Campo Inchauspe faja 2) son: N 4.672.011 a N 4.688.138 y E 2.520.169 a E 2.538.792 y las coordenadas geográficas de los vértices del área estudiada son: Noroeste: 47° 57’ 30” de Latitud Sur, 68° 43’ 47” de Longitud Oeste. Noreste: 47° 57’ 26” de Latitud Sur, 68° 28’ 50” de Longitud Oeste. Sudoeste: 48° 06’ 12” de Latitud Sur, 68° 43’ 45” de Longitud Oeste. Sudeste: 48° 06’ 09” de Latitud Sur, 68° 28’ 45” de Longitud Oeste. El área de estudio abarca una superficie de 296 Km² (Fig. 1-2).

La zona se encuentra al oeste de la Ruta Nacional N° 3 a la altura del paraje Tres Cerros (Km 2.116); y se accede a la misma desde el sudeste a través de un camino vecinal por el cual luego de 45 Km, se arriba a la Ruta Provincial N° 75, que comunica la Ruta Nacional N° 3 con la Ruta Provincial N° 12, continuando por la misma unos 40 Km También se puede ingresar por el noroeste desde Pico Truncado por la Ruta Provincial N° 12 y la Ruta Provincial N° 75. La población más cercana es la localidad de Puerto San Julián, 140 Km al sudeste y Pico Truncado 230 Km al norte.

Existe escasa población en el área, solo se encuentran los dueños o peones de la estancia Cañadón Largo y en la Estancia El Piche se ubica el campamento minero semipermanente de la empresa *Argentex Mining Corp.*, el cual se utilizó como base de los trabajos de campo para este estudio.

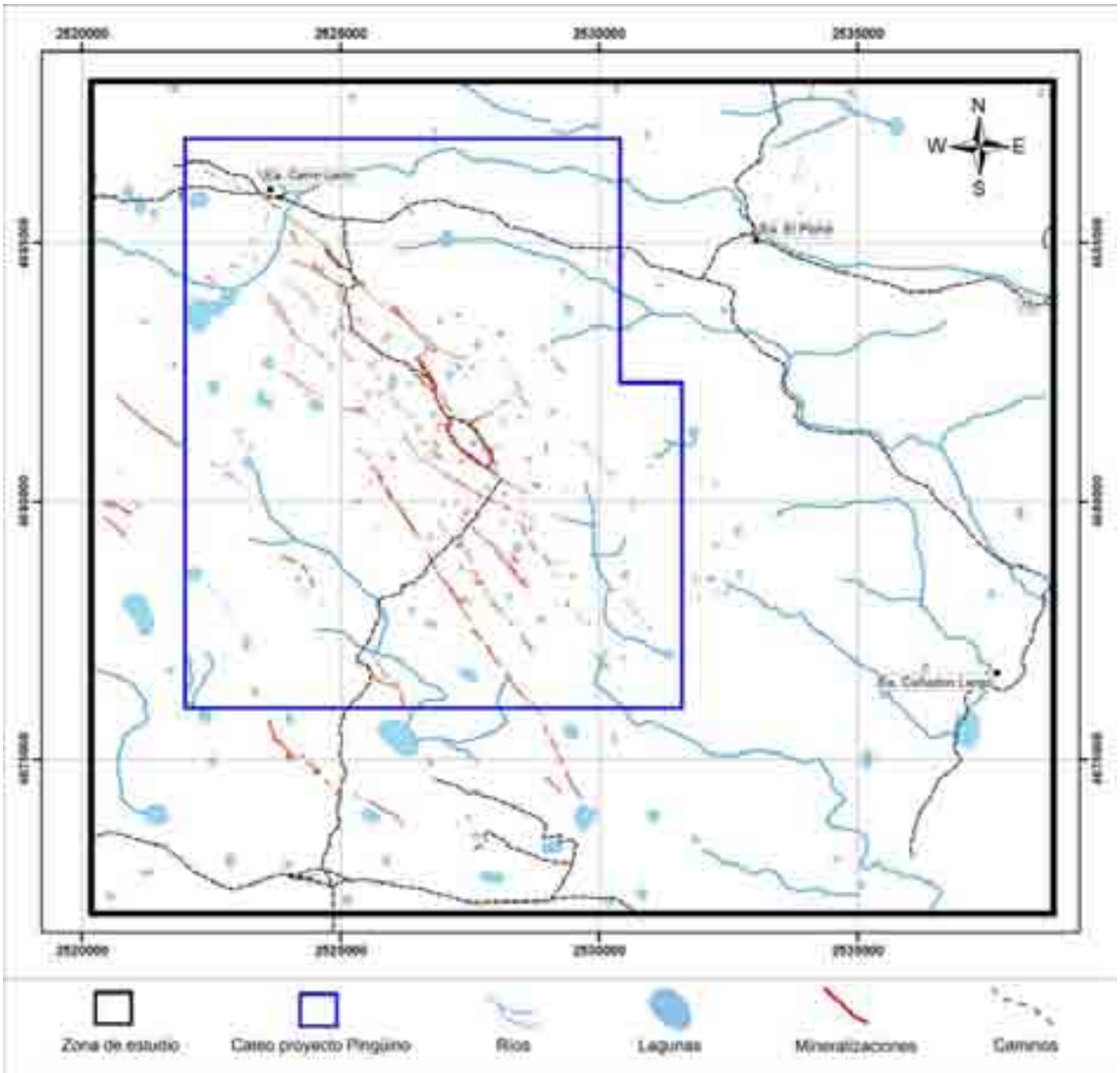


Figura 1-2 Mapa de área del anticlinal El Tranquilo con la ubicación de la zona investigada y del cateo del proyecto Pingüino y mineralizaciones.

El área presenta un paisaje suavemente ondulado, representado por lomadas bajas elongadas de formas redondeadas cubiertas por lajas. En el sector noreste se presentan lomadas negruzcas bajas, chatas y redondeadas con algunas elevaciones más altas y puntiagudas, con alturas que varían entre 300 y 400 metros sobre el nivel del mar. Se encuentran numerosos bajos endorreicos de formas y dimensiones variadas ocupados en su parte central por lagunas temporarias.

El drenaje, en general, es de diseño rectangular, pobremente integrado, con unos pocos colectores principales, que drenan hacia los bajos sin desagüe. Se reconoce un importante control estructural en los cursos por fallas y fracturas y también un control litológico, encauzándose el drenaje en los sectores de estratos más friables.

El clima de la región es desértico a semidesértico, de poca pluviosidad principalmente precipitaciones nivales en época invernal (estación de lluvias) y con fuertes vientos, gran parte del año, aunque con mayor expresión en los meses de primavera y verano, con velocidades promedio de 20 Km/h y ráfagas de hasta 100 Km/h. Las temperaturas promedio en verano son de 15º a 20º C y en invierno de -10º a -15º con una temperatura mínima promedio de –2,8 a 7,8 °C y la máxima promedio de 4,7 a 19,2° C.

La vegetación es de tipo estepa arbustiva de ambiente semidesértico, con especies características como el molle, calafate, mata negra, coirón y musgos y la fauna autóctona esta representada por guanacos, ñandúes, martinetas, aves rapaces, roedores, lagartijas, arañas, armadillos, zorros gris, zorros colorados, maras o liebres patagónicas, y pumas.

ANTECEDENTES MINEROS

A partir del descubrimiento de oro en el inicio de los 80' en las vetas de cuarzo del área del Cerro Vanguardia (**Genini, 1984, 1990**), se desarrolló, en el ámbito del Macizo del Deseado, una intensa actividad prospectiva que ha dado como resultado el descubrimiento de varios distritos vetiformes con presencia de metales preciosos que se encuentran en diferentes estados de desarrollo.

Las mineralizaciones del área del anticlinal El Tranquilo fueron descubiertas por *Mincorp Exploraciones S.A.* (AngloGold-Perez Companc) a partir de una campaña de exploración geológica regional en helicóptero realizada en noviembre de 1993 y que denominaron proyecto **Cerro León.** Fue explorado por esta empresa entre 1993 y 1998, siguiendo el modelo epitermal de Au-Ag de Cerro Vanguardia, realizándose mapeos geológicos y de mineralizaciones, geoquímica regional de suelos, muestreos en superficie, 168 trincheras y 17 pozos diamantados HQ (1032m).

A fines de los años 90' *Mincorp Exploraciones S.A.* abandona la propiedad, la cual es adquirida por *Argentex Mining Corp*. quien inicia la exploración del proyecto en el 2004 siguiendo con el modelo epitermal de Au-Ag y redenominando al proyecto como **Pingüino**.

Durante la Fase I de exploración (2004/2005) *Argentex Mining Corp*. realizó geoquímica de suelos, remuestreo en superficie y en trincheras, 156 trincheras nuevas,

relevamiento magnetométrico terrestre y geoeléctrico (IP) y 45 perforaciones de diamantina HQ (3010m).

A principios del 2005 se empezaron a realizar los trabajos de campo para la presente investigación y a fines del mismo año el grupo de trabajo del Instituto de Recursos Minerales (*INREMI – CICBA y UNLP)* se hace cargo de los trabajos de exploración del proyecto y se inicia una investigación conjunta entre *Argentex Mining Corp*. y el *INREMI*.

En la Fase II (2005/2006), y como inicio de las tareas de investigación conjuntas, se generó una base de datos (SIG), un mapa geológico de semidetalle (1:20.000), un mapa detallado de mineralizaciones (1:5.000 y 1:2.000), el relogueo de perforaciones de la Fase I y un estudio mineralógico de menas (trabajos base de la presente investigación de tesis doctoral). Todo esto condujo al descubrimiento de 58,7 Km de vetas (duplicando lo conocido hasta ese entonces) y al hallazgo de In asociado a Sn, Cu, W, Bi y Cd, definiendo así un ***modelo polimetálico*** de mineralización para el área.

A principios de 2006 se realizaron 25 perforaciones de diamantina HQ (1876,5m) tanto en la vetas del modelo Ag-Au como en las vetas del modelo polimetálico, ***descubriendo mineralización polimetálica con In*** en las vetas Marta Centro e Ivonne.

Para la Fase III (2006) se llevaron a cabo 30 perforaciones de diamantina HQ (3000m) exclusivamente en las vetas polimetálicas, junto con un relevamiento geoeléctrico (IP) complementario.

En la Fase IV (2006/2007), se realizaron 20 nuevas trincheras en los blancos polimetálicos definidos a partir de anomalías de cargabilidad y con presencia de sombreros de hierro o gossans en superficie. Esto posibilitó el descubrimiento de 6 nuevas vetas polimetálicas, que fueron testeadas con éxito a partir de 18 perforaciones diamantadas HQ (1357,8m).

La Fase V (2007/2008) constó en un relevamiento magnetométrico terrestre en el sector de vetas polimetálicas, un relevamiento topográfico de todo el área del proyecto y 151 perforaciones de diamantina HQ (20.782,9m) en blancos de Ag-Au y polimetálicos. Actualmente, y a partir de la información obtenida, se está generando y trabajando con una base de datos en tres dimensiones y se está realizando la cubicación de las vetas Marta Centro (mena polimetálica), Marta Norte y Marta Este (menas Ag-Au).

Además dentro del área de estudio hay otras propiedades mineras de la empresa *Argentex Mining Corp.*, cateo Plata León y de las empresas *Mariana Resources* y *SJM*

S.A. (Fig. 1-3). El cateo Plata León se encuentra en etapa de prospección regional y detallada, donde se realizaron mapeos y muestreos geológicos y de mineralizaciones detallados. La empresa *Mariana Resources* posee los cateos Cañadón Largo y Sierra Blanca que se están explorando por depósitos epitermales de Au-Ag. Realizaron mapeos de detalle, muestreos de superficie y 22 perforaciones diamantadas por un total de 2.995 m.

El cateo Tetris (*SJM S.A)* se encuentra en las primeras etapas de exploración, en donde se realizo un mapeo detallado de la geología y las mineralizaciones y muestreos de superficie y trincheras.

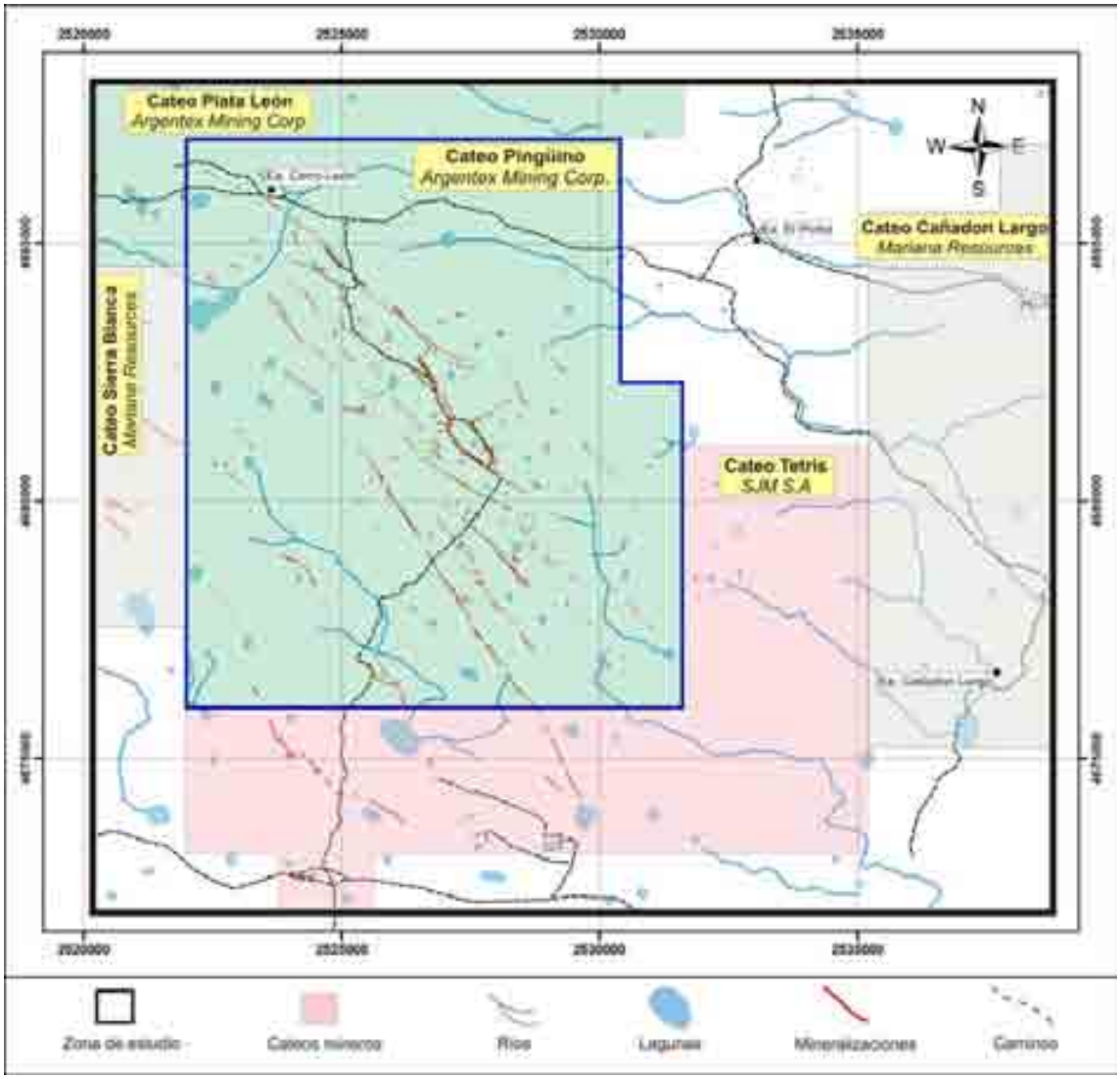


Figura 1-3 Mapa de ubicación de los cateos de las distintas empresas en el área de la zona de estudio.

Capítulo 2

METODOLOGÍA DE TRABAJO

INTRODUCCIÓN

El presente capítulo describe la metodología y las técnicas que se utilizaron para realizar la presente investigación. La investigación ha sido realizada en tres etapas: una primera con recopilación de antecedentes y trabajo de campo, una segunda analítica con trabajos de laboratorio y una tercera etapa interpretativa (Fig. 2-1).

Primera etapa – Recopilación de antecedentes y Trabajo de campo

-Análisis bibliográfico de los antecedentes éditos e inéditos (geológico-mineros) de la región.

-Adquisición de imágenes satelitales, georreferenciación y procesamiento digital.

-Mapeo geológico y estructural a escala 1:20.000, con muestreo de los distintos tipos litológicos.

-Mapeo de detalle (1:5.000 a 1:2.500) de las estructuras mineralizadas, pulsos mineralizantes y alteraciones hidrotermales, con muestreo específico para estudios mineralógicos, geoquímicos, isotópicos, geocronológicos y de caracterización de fluidos.

-Cartografía digital mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG), que permitió integrar toda la información geológica y metalogénica del sector en una base de datos georreferenciada.

-Estudio y análisis (logueo) detallado de los testigos corona de las perforaciones realizadas en el área, tanto las cedidas por la empresa *Mincorp Exploraciones S.A.* (antigua propietaria del área), como los realizados por la empresa *Argentex Mining Corp.* (actual propietaria del área). Muestreo específico para estudios mineralógicos, geoquímicos, isotópicos, geocronológicos y de caracterización de fluidos.

Segunda etapa - Analítica

-Estudios petrográficos y calcográficos en rocas y mineralización.

-Análisis geoquímicos (mayoritarios, trazas y tierras raras) en rocas, y análisis geoquímicos (multielementos) de la mineralización.

-Estudios mineralógicos de rayos X en mineralización y minerales de alteración hidrotermal.

-Estudios mineralógicos de microscopía electrónica .y microsonda electrónica.

-Estudio de inclusiones fluidas, microscopía y microtermometría en cuarzo y microscopía y microtermometría infrarrojo en minerales opacos (esfalerita).

-Estudios de isótopos estables, isótopos inestables y geocronología de rocas y mineralización.

Tercer etapa - Interpretativa

A partir del procesamiento de los datos preexistentes y la información obtenida en las etapas de trabajo de campo y analítica, se realizó la interpretación de aspectos geológicos y metalogénicos del sector:

-Definición del ambiente estructural y tectónico regional.

-Definición de los ambientes y procesos de formación de las rocas, su relación con las mineralizaciones y evolución geológica del área.

-Caracterización de los fluidos mineralizantes.

-Determinación de la génesis y edad de las mineralizaciones.

-Determinación del modelo de las mineralizaciones del área.

-Definición del modelo de exploración y potencial económico de las mineralizaciones del área.

Figura 2-1 Esquema en donde se explica la metodología de trabajo llevada a cabo en esta investigación.

TECNICAS Y ESTUDIOS REALIZADOS

Procesamiento de imágenes satelitales y georeferenciación

Con el objetivo de servir como base para el mapeo regional y de detalle, se han utilizado imágenes satelitales Landsat TM, SPOT e IKONOS, y sus combinaciones entre ellas.

Para el mapeo geológico-estructural a escala 1:20.000 se utilizó la combinación entre las imágenes Landsat TM-5 y SPOT 2 pancromática (Fig. 2 2). El tratamiento de las imágenes se ha realizado con el software de procesamiento digital ERMapper 6.1., obteniéndose una única imagen que integra la información espectral (7 bandas del espectro electromagnético) que proporciona la imagen Landsat, con la resolución espacial (10 m) de las imágenes SPOT. Esta imagen se la procesó digitalmente creando varias combinaciones de bandas que realzan diferentes caracteres litológicos, estructurales y de alteración de las rocas.

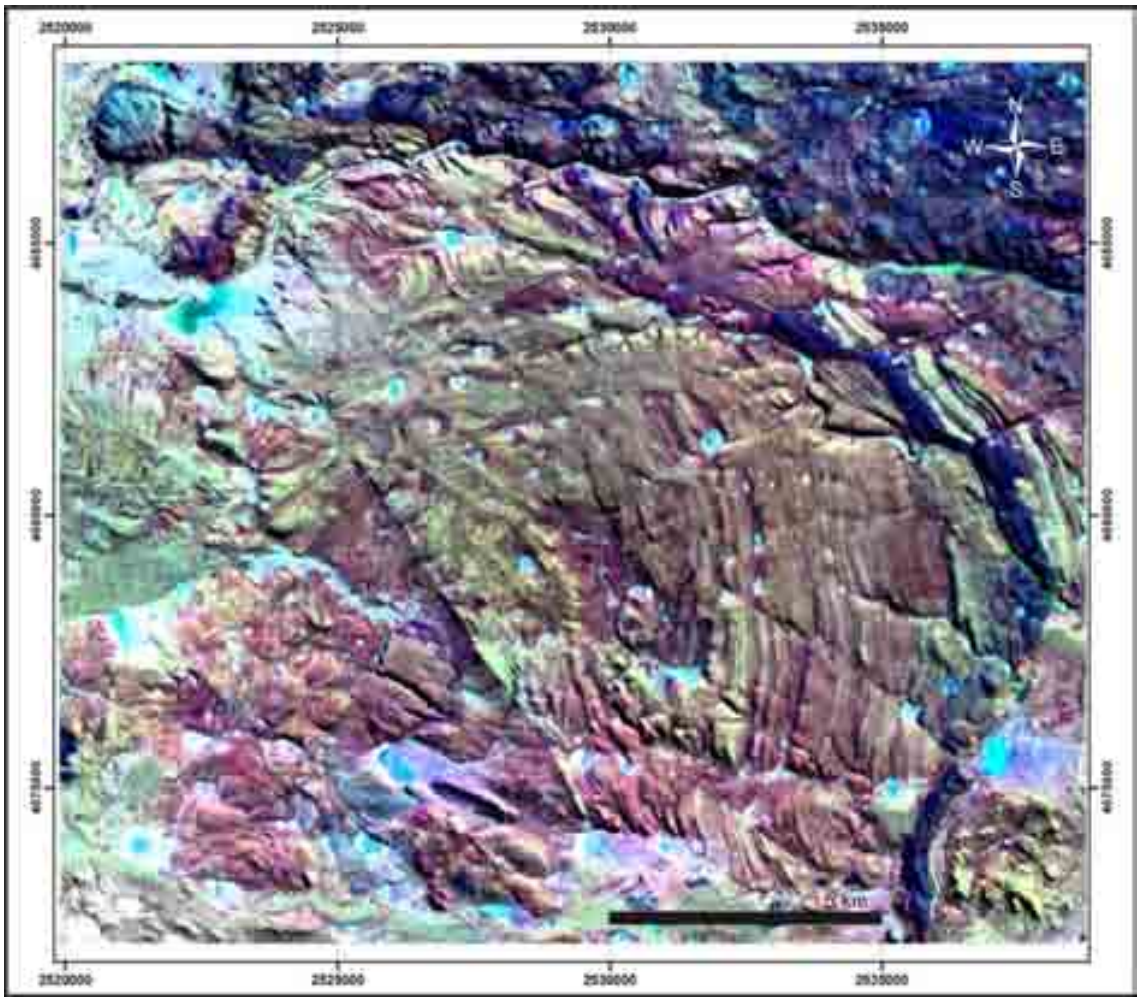


Figura 2-2 Imagen TM fusionada con imagen SPOT.

Para el mapeo detallado (escalas 1:2.000 y 1:5.000) se trabajó con una imagen satelital IKONOS (Fig. 2 3) , adquirida por la empresa *Argentex Mining Corp*, cuya resolución espacial es menor a 1 m (pixel de 0,97 metros).

Las imágenes han sido georeferenciadas con coordenadas métricas Gauss Krugger, con datum Campo Inchauspe y en faja 2, a partir de la imagen IKONOS, la cual ya estaba previamente georreferenciada.

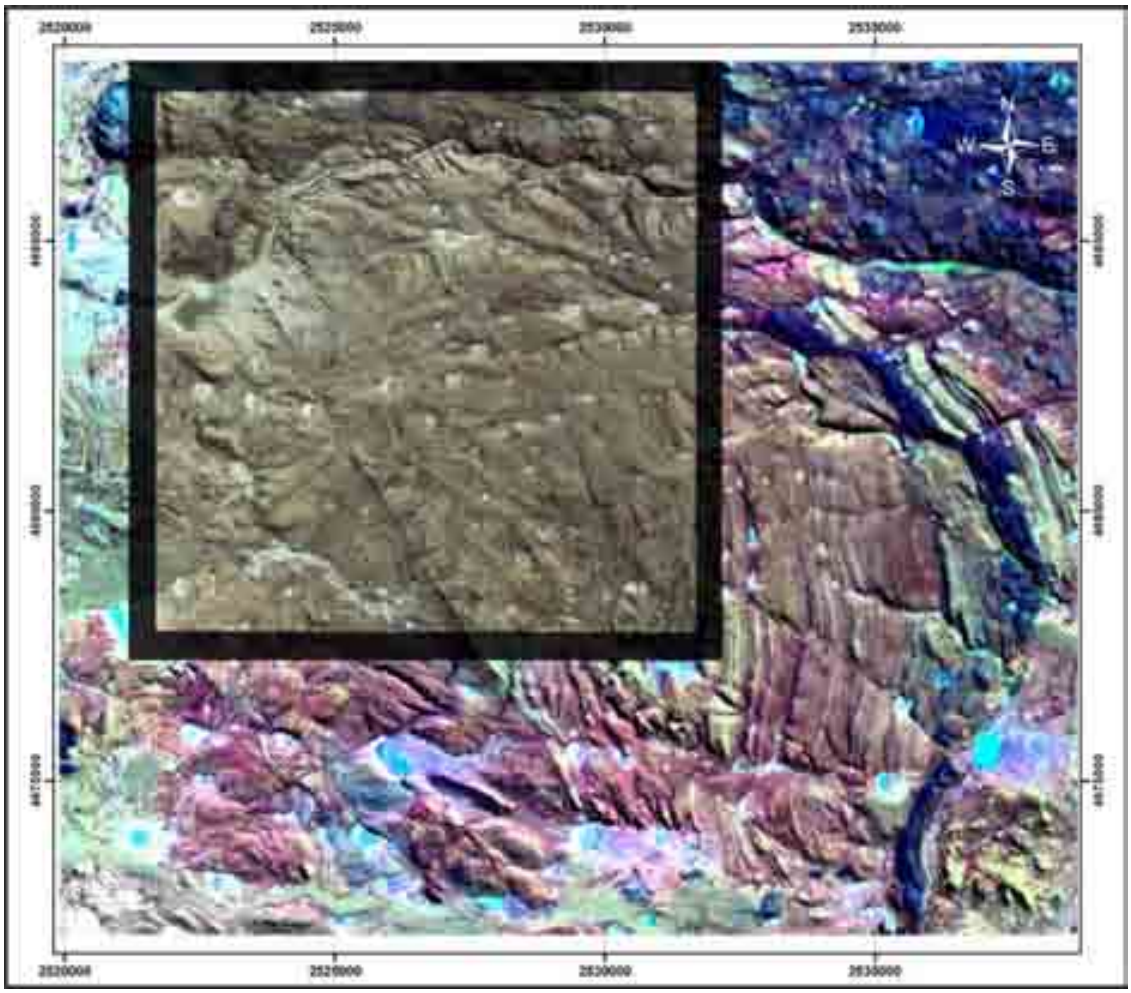


Figura 2-3 Ubicación de imagen IKONOS.

Mapeo regional y detallado

Para las tareas de mapeo se han realizado más de 10 viajes a la zona de estudio, sumando más de 100 días de campaña. En los primeros cuatro viajes (40 días) se han realizado las tareas de reconocimiento del área y los levantamiento geológico-estructural regional y de detalle (Enero 2005 a Febrero 2006). Las restantes campañas se utilizaron completar distintos aspectos de los trabajos de campo y para el estudio y muestreo de testigos coronas de las mineralizaciones en el campamento (Marzo de 2006

a Mayo de 2007). Se realizaron dos tipos de mapeo a diferentes escalas y grado de detalle, un mapeo regional de toda el área a escala 1:20.000 y un mapeo de detalle a escala 1:5.000 y 1:2.000 donde se discrimino a las mineralizaciones por tipo, forma, composición y pulsos mineralizantes.

Para llevar adelante las tareas de mapeo se utilizaron como base las imágenes satelitales con superposición de una grilla de coordenadas, subdividiendo en hojas tamaño A4 y numerando en forma correlativa. Sobre ellas se fueron volcando todos los datos tomados durante el mapeo.

Descripción de testigos corona

La empresa *Argentex Mining Corp.* ha realizado hasta el momento un importante plan de perforaciones dentro del proyecto Pingüino, totalizando 269 perforaciones (30.026 m) divididos en cinco fases. La presente investigación se basó en la descripción y estudio de los testigos corona (logueo) de las 17 perforaciones cedidas por la empresa *Mincorp Exploraciones S.A.*, junto con las correspondientes a las primeras 4 fases de perforación.

A partir de estos testigos se obtuvo información directa de subsuelo, mediante la recolección de datos geológicos, estratigráficos, estructurales, mineralógicos y de alteración, y se tomaron muestras para los distintos estudios analíticos de la mineralización y de las rocas de caja. Además, se realizó y completó el mapeo, discriminación y caracterización de los distintos pulsos mineralizantes.

Cartografía digital

Toda la información preexistente, más la recolectada durante la etapa de campo, fue volcada en los mapas utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG).

Los mapas fueron digitalizados sobre la base de las imágenes georeferenciadas TM-SPOT e IKONOS. En el mapa geológico se han discriminado los afloramientos de rocas en función de su litología, asignándolos primeramente a las unidades geológicas formacionales definidas para el área por **Panza (1995)**. El grado de detalle del mapeo de las mineralizaciones permitió, cartografiar en el SIG y representar en el mapa, la discriminación por tipo (veta, brecha, vetillas y stockwork), forma (crestón, subaflorante, float, rodado) y composición (cuarzo, gossan, óxidos de Mn y sílice Fe y en algunos casos los distintos pulsos mineralizantes.

Trabajos de laboratorio y gabinete

Estudios petrográficos y calcográficos

Los estudios de caracterización petrográfica y calcográfica de rocas y mineralizaciones fueron realizados en el laboratorio del *Instituto de Recursos Minerales (INREMI)*, de la *Universidad Nacional de La Plata*. Se han estudiado 75 cortes petrográficos de las distintas litologías y de los minerales de ganga y de alteración de las mineralizaciones. Los pulidos calcográficos (50) fueron realizados en los minerales de mena con la finalidad de caracterizar la paragénesis mineral de las mineralizaciones.

Estudios de rayos X

Con el fin de caracterizar y determinar algunos minerales de mena, de ganga, la mineralogía de la zona de oxidación y los minerales de alteración, y en forma complementaria del estudio petro-calcográfico, se han realizado 30 análisis por difracción de rayos X en el difractómetro del *Centro de Investigaciones Geológicas (CIG)* y en el difractómetro de la *Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP).*

Análisis geoquímicos

Geoquímica de rocas

Se han realizado 52 estudios litogeoquímicos con el objetivo de caracterizar y clasificar geoquímicamente y petrogenéticamente a las diferentes litologías del área. Los análisis de elementos mayoritarios, trazas y elementos de tierras raras (ETR) han sido realizados en los Laboratorios *ACME Argentina y Canadá*. Todos los datos de elementos mayoritarios han sido recalculados en base anhidra a 100% antes de ser representados en los diferentes diagramas geoquímicos.

Geoquímica de mineralizaciones

Las muestras tomadas en los primeros testigos corona cedidos por *Mincorp Exploraciones S.A.* fueron analizados en el laboratorio *ALS Chemex*.

Los análisis geoquímicos posteriores fueron realizados por la empresa *Argentex Mining Corp*. en los laboratorios *Alex Stewart Argentina S.A.* y *ACME Argentina-Canadá*. (Ver Estudios Complementarios)

Estudios de microscopía electrónica y microsonda

Los análisis de microscopía electrónica y microsonda electrónica se han realizado en el *Departament de Cristalografía, Mineralogía y Dipòsits Minerals, Universitat de Barcelona*, España. Para el estudio de microscopía electrónica (SEM) se utilizó el equipo Cambridge Stereoscan 120 con un analizador de energía de Rayos X Link, que permitió analizar elementos de número atómico superior al Na. La determinación química puntual de granos minerales se realizó con una microsonda CAMECA SX50, equipada con cuatro espectrómetros tipo WDS (wavelenght dispersive spectrometer), un espectrómetro tipo EDS (energy dispersive spectrometer). Las condiciones analíticas para los minerales metalíferos estudiados son las siguientes: S, pirita ($K\alpha$, PET); Fe, pirita ($K\alpha$, LIF); Cu, calcopirita ($K\alpha$, LIF); Zn, esfalerita ($K\alpha$, LIF); As, GaAs ($K\beta$, TAP); Ag Ag_2S ($K\alpha$, PET); Sn, casiterita ($K\alpha$, PET); Sb, InSb ($K\alpha$, PET); Pb, galena ($M\alpha$, PET); Bi, BiSb ($L\alpha$, LIF); Mn, rodonita ($K\alpha$, LIF), Ge ($K\alpha$, LIF); Cd, CdS ($K\alpha$, PET); In, InSb ($K\alpha$, PET); Ta ($K\alpha$, LIF); Ca, wollastonita ($K\alpha$, PET); W ($M\alpha$, TAP).

Determinaciones geocronológicas

Las determinaciones geocronológicas se realizaron en los laboratorios del *Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo*, Brasil, y en el *Rare Gas Geochronology Laboratory de la Universidad de Wisconsin*, Madison, USA.

Se utilizaron distintos procesamientos y metodologías tendientes a la obtención de las edades absolutas, tanto de unidades litológicas con interés estratigráfico como de la mineralización.

Para las dataciones de rocas se utilizaron las metodologías de Rb/Sr en roca total, K/Ar en plagioclasa y Sm/Nd en plagioclasa, piroxeno y roca total, las cuales se realizaron en la Universidad de São Paulo. En la Universidad de Wisconsin se trabajó con el método Ar/Ar en plagioclasa y roca total.

Estudios de isótopos inestables

Análisis isotópicos de Plomo fueron realizados en el *Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo*, Brasil. Se analizaron las distintas litologías del área y minerales de mena y ganga de las mineralizaciones. Las muestras de roca total fueron sometidas a disolución total a través

de un ataque con HF, HNO_3 y HCl en bomba tipo PARR®, en estufa a 150 °C, por 5 días. Las muestras de veta de cuarzo fueron disueltas con HF, HNO_3 y HCl., en un bécquer de teflón Savillex® en chapa calentadora, a 100°C, por 24 hs. Las disoluciones fueron evaporadas, convertidas a HBr 0,7N y sometidas a purificación de Pb a través de la técnica de cambio iónico. Las muestras de sulfuros fueron disueltas con una mezcla de agua regia (HCl + HNO_3), en chapa calentadora a 100°C, por 24 hs. Las soluciones fueron evaporadas, convertidas a HBr 0,7N y sometidas a purificación de Pb a través de la técnica de cambio iónico. Los procedimientos adoptados para la purificación del Pb fueron aquellos descriptos por **Babinski *et al.*, (1999)** detallados como sigue. Fueron adicionados aproximadamente 35 µl de resina aniónica AG1-X8, malla 200-400, pretratada, en una columna de polietileno. La resina fue lavada, sucesivamente, con 1,0 ml de HCl 6N, 300 µl de agua tridestilada y, posteriormente, acondicionada con 300 µl de HBr 0,7N. La solución de la muestra fue adicionada y la resina fue lavada con 300 µl de HBr 0,7N tres veces consecutivas. El Pb fue diluido con 1,0 ml de HCl 6N.

Estudios de inclusiones fluidas

Los estudios de inclusiones fluidas se llevaron a cabo en el *Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Metalogenesis (LIFM) del Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN)*, Belo Horizonte, Brasil. Para la caracterización microscópica y microtermometría de las inclusiones fluidas en cuarzo, se utilizó una platina de calentamiento/enfriamiento USGS adaptado a un microscopio Leica DMR-XP y una platina de calentamiento/enfriamiento ChaixMeca -180/600°C montada sobre un microscopio Leitz, modelo Ortholux. Para los estudios de inclusiones fluidas en esfaleritas opacas se utilizó un sistema alternativo de microscopía infrarroja, desarrollado por el grupo de investigadores del *LIFM-CDTN*, que permite trabajar con el espectro del infrarojo cercano, hasta 10 µm (NIR) y con el infrarrojo de onda corta, hasta 1,4 µm (SWIR), lo que permite visualizar características y propiedades de los minerales opacos como si fueran transparentes. El sistema consta de un emisor infrarrojo adosado a un microscopio Leica DRMX, filtros, objetivos de alta resolución, cámaras infrarrojas y un monitor Sony Trinitron. Para la captura de imágenes se contó con una cámara de alta resolución Sony ExwaveHad blanco y negro con muy alta sensibilidad en infrarojo cercano, con un máximo de 1,2 µm. Para microtermometría en opacos se utilizó la platina de calentamiento/enfriamiento USGS adaptada al

microscopio Leica DMR-XP. En los estudios microtermométricos, las temperaturas de congelamiento (T_f) fueron medidas en primer lugar, luego la temperatura del eutéctico (T_e), la temperatura final del derretimiento del hielo (T_{mice}) y finalmente la temperatura de homogenización (Th). La salinidad fue calculada a partir de los valores de T_{mice} según los valores propuestos por **Bodnar y Vityk (1994)**.

Estudios de isótopos estables

Los análisis de isótopos estables de oxígeno ($^{18}O/^{16}O$) y de azufre ($\delta^{34}S$) han sido realizados en el *Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca*, España. La extracción del oxígeno y carga de la muestra se efectuaron siguiendo los principios de **Clayton y Mayeda (1963)** y **Friedman y Gleason (1973)**. Los resultados que se obtuvieron se dan en la notación delta habitual referidos a SMOW. El valor obtenido para el estándar NBS-28 en el laboratorio citado es $\delta^{18}O$ SMOW=+ 9,6‰. Para la obtención del carbono en carbonatos se utilizó una sonda láser de tipo Nd: YAG (I=1060nm). El patrón utilizado fue el PDB (Belemnite de la Formación Pee Dee). La técnica empleada para el azufre es similar a la descripta por **Robinson y Kusakabe (1975)**. Se utilizaron entre 5 y 10 mg de sulfuro por muestra.

Las relaciones $^{34}S/^{32}S$ fueron determinadas en un espectrómetro de masas Micromass SIRA-II. La precisión obtenida es mejor que ± 0,27‰, basada en análisis repetidos de estándares internos e internacionales (incluyendo la extracción), así como en el análisis por duplicado de algunas de las muestras. Los resultados se dan referidos a CDT. El valor obtenido para el estandar NBS-123 en el laboratorio citado es $\delta^{34}S$ CDT= 17,0‰.

ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS

Aquí se describen las metodologías de estudios complementarios obtenidos de la actividad exploratoria minera (geoquímica de suelos, trincheras, perforaciones, relevamientos magnetométricos y geoeléctricos terrestres) y de la interacción con instituciones o empresas que han trabajado en la zona (magnetometría aérea, líneas sísmicas y pozos de exploración petrolera).

Geoquímica

En el área de estudio la empresa *Argentex Mining Corp.* ha realizado trabajos de exploración geoquímica en suelos, trincheras y perforaciones (Fig. 2 4).

El muestreo de suelos se realizó a una escala regional en gran parte del cateo, con una malla irregular de 100 m por 25 a 50 metros, alargada en sentido NW, coincidiendo con el rumbo de las vetas. Las trincheras están realizadas en las principales vetas del proyecto en sectores donde no presentan buenos afloramientos, donde se reconocieron sombreros de hierro o gossans o en sectores con importantes anomalías de suelos. Aquí el muestreo se realizó por esquirleo (chips) y/o canaleta. Los valores obtenidos se realizó un tratamiento geoestadístico tomando el primer desvió y el segundo desvió estándar como anomalías.

El plan de perforaciones del proyecto Pingüino tiene realizadas hasta el momento 269 perforaciones (30.026 m) el cual fue dividido en distintas fases.

Para la Fase I las muestras han sido analizadas solo por Ag y Au (ensayo a fuego y mediante absorción atómica) en *Acme Analytical Laboratories* de Canadá.

Las muestras de la Fase II han sido analizadas en los laboratorios *Alex Stewart Argentina S.A*. Las rutinas utilizadas fueron: ICP (Induced Coupled Plasma) de 39 elementos con disolución en ácido fluorhídrico, perclórico, nítrico y clorhídrico, y Au por ensayo a fuego y determinación mediante absorción atómica, con un limite de detección de 0,01 ppm. Adicionalmente, se ha analizado In en muestras seleccionadas.

En las Fases III a V los análisis se realizaron en el laboratorio *Acme Analytical Laboratories* (Mendoza-Chile-Canadá). Las rutinas empleadas fueron: análisis de Au por ensayo a fuego y mediante absorción atómica con un límite de detección de 0,01 ppm, e ICP de 32 elementos (0,50 gramos de muestra fue lixiviada con 3ml agua regia,

HCl-HNO_3-H_2O, a 95º C y medido por ICP). Los sobrelímites de Ag-Zn-Pb-Cd-As-Sn fueron procesados mediante digestión en agua regia y analizado por ICP.

A partir de los datos geoquímicos de suelos, trincheras y testigos se realizó la caracterización geoquímica de la mineralización y de los pulsos mineralizantes.

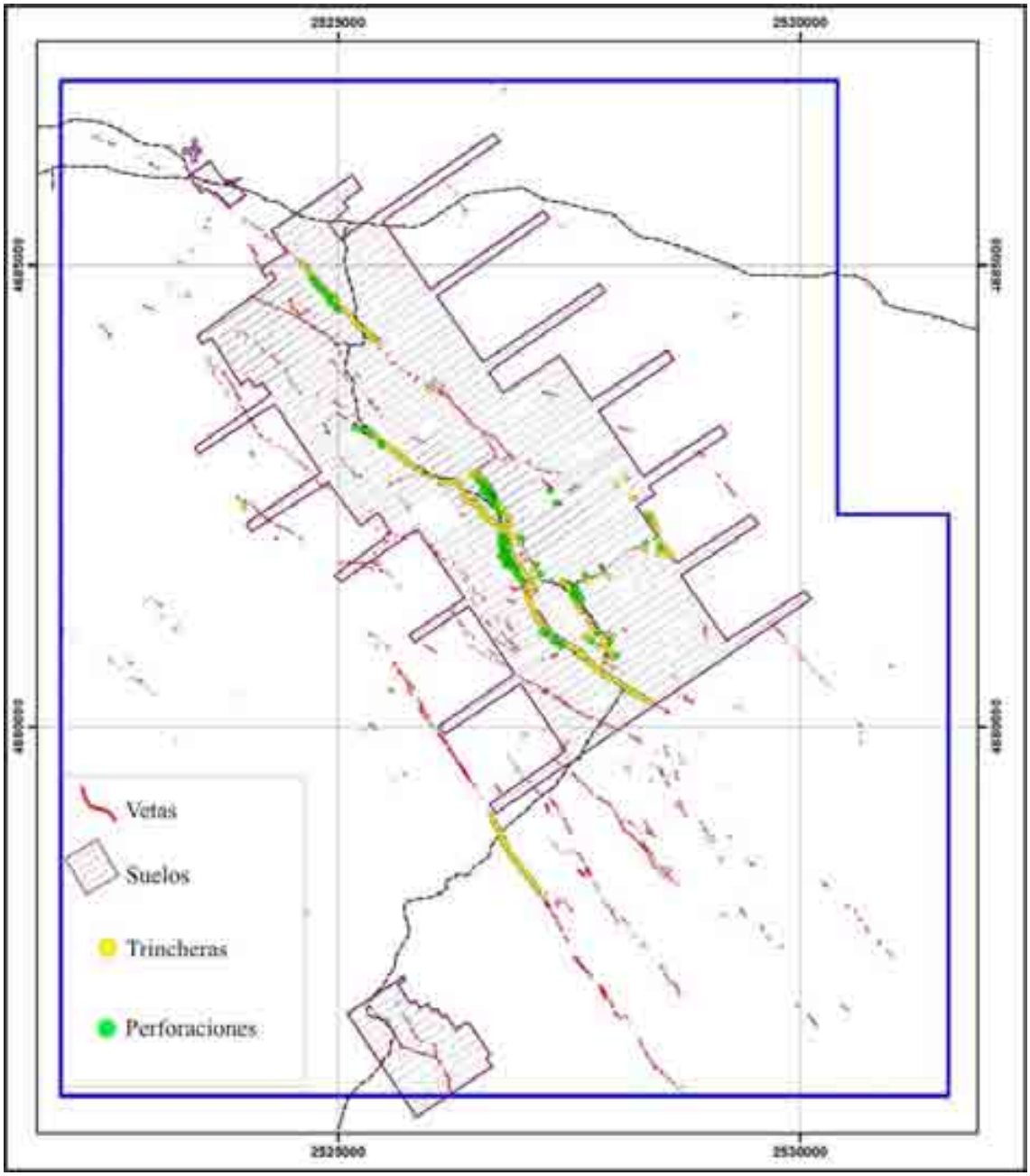


Figura 2-4 Mapa de mineralizaciones con grilla de muestreo geoquímico de suelos, trincheras y perforaciones.

Geofísica

Aeromagnetometría

Los datos aeromagnéticos del área del anticlinal El Tranquilo (**SEGEMAR, 1998**; Fig. 2 5) están constituidos por perfiles norte-sur y espaciamiento de 1 Km, con intervalos de muestreo de 8 m, efectuados a una altura media sobre el terreno de 100 m. Los perfiles magnéticos fueron reducidos a una cuadrícula regular de 250 m de lado utilizando el software Oasis montaje 6.3.1. Se trabajó con mapas de la intensidad del campo magnético total reducida al polo (RTP) y de la primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo. Posteriormente, se realizó una interpretación geológica cualitativa de la información aeromagnética en su conjunto, llegándose a identificar dominios litomagnéticos en un mapa de la geología "sólida". Finalmente se realizó un modelo cuantitativo de un perfil magnético mediante la utilización del software Model Vision Pro 3.0 (**Peñalva *et al.*, 2008**).

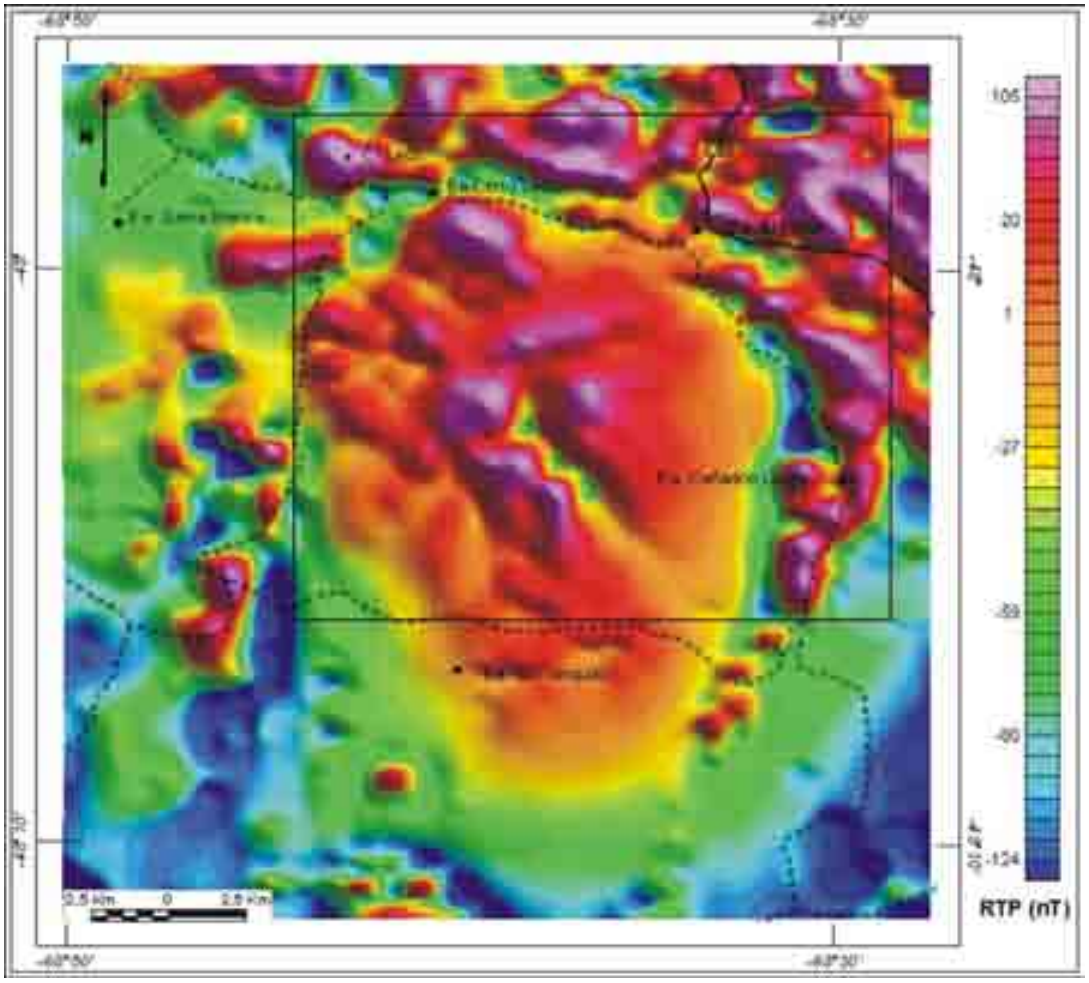


Figura 2-5 Mapa aeromagnetométrico del área del anticlinal El Tranquilo con la ubicación de la zona de estudio en recuadro negro (**SEGEMAR, 1998**).

Magnetometría terrestre

El objetivo de este trabajo fue identificar, en detalle, cuerpos intrusivos no aflorantes definidos por la aeromagnetometría del *SEGEMAR* y poder establecer su ubicación, forma y tamaño con mayor resolución (Fig. 2 6). El trazado de las líneas de perfiles se programó basándose en la orientación de las anomalías previamente determinadas. La separación entre los puntos de medición, o estación, se fijó en 10 m, dado que la magnitud de los cuerpos ígneos buscados superaba esta medida. Para el trabajo de campo se utilizó un magnetómetro protónico ENVI Mag, fabricado por Scintrex, con el cual se midió el campo magnético total en nanoTeslas (nT) en cada estación. La variación diurna del campo magnético terrestre fue corregida, realizando la repetición, en varias oportunidades durante un mismo día, de la medición en una misma estación utilizada como base. El máximo valor registrado de variación diurna fue de 10 nT. Para calcular el valor de la anomalía, a estos datos corregidos, se les restó el valor del campo magnético total, de 28.776 nT, dado por el *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) correspondientes al año 2007 para la latitud en que se realizó el relevamiento. A partir de las anomalías magnéticas en cada punto, se confeccionaron los perfiles de cada una de las líneas relevadas.

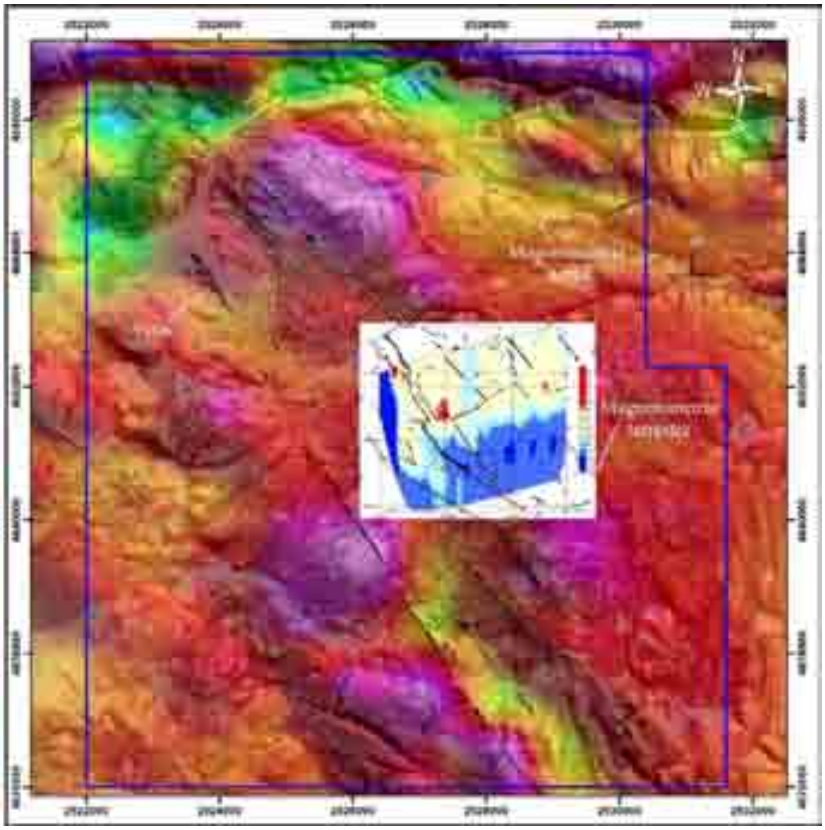


Figura 2-6 Mapa aeromagnetométrico y mapa de magnetometría terrestre.

Geoeléctrica terrestre

Con el objetivo de determinar la presencia de anomalías geoeléctricas asociadas a concentraciones de minerales metalíferos presentes en las vetas y definir nuevos blancos de perforaciones exploratorias, *Argentex Mining Corp.* realizó dos relevamientos de resistividad y potencial inducido (Fig. 2 7). El primer relevamiento fue realizado con *SJ Geophysics* Ltd. y el segundo mediante el equipo de geofísica del *INREMI*.

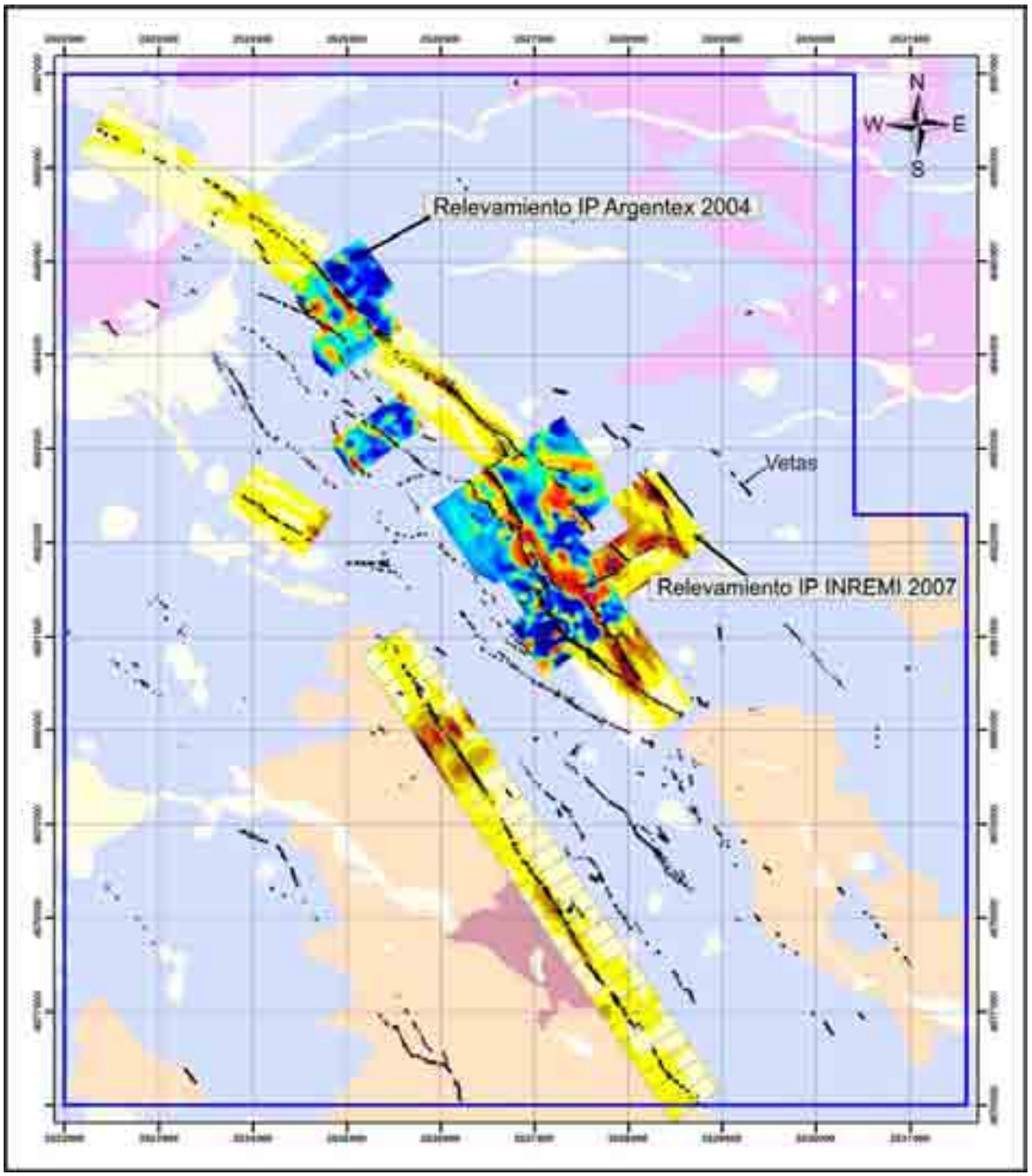


Figura 2-7 Mapa de relevamiento geofísico de resistividad y potencial inducido.

Los relevamientos se realizaron perfiles normales a las vetas y sistemas de vetillas, con un largo de 600 m y una equidistancia de 200 m. Se utilizó un arreglo multielectródico lineal para registrar datos en la modalidad dipolo-dipolo. El espaciado "a" entre electrodos fue de 25 metros, y para cada estación se realizaron medidas para valores de n=1 hasta n=8, siendo n los distintos niveles en profundidad, de asignación de datos. El instrumento utilizado fue un receptor IPR-12 Time Domain IP/Resistivity Receiver y la energización se realizó con una fuente IPC-9/200W, ambos construidos por la empresa Scintrex. Los datos de cargabilidad y resistividad aparentes obtenidos, se procesaron utilizando el software RES3DINV.ver 2,14. La inversión de los datos fue a partir del método convencional Gauss-Newton (**Loke y Dahlin 2002**), dada la gran diferencia entre los valores de resistividades medidos. El resultado final del proceso de inversión fue un modelo de cargabilidad y de resistividad verdadera. El error entre los valores de resistividad y cargabilidad aparente calculados y medidos (error medio cuadrático, RMS), fue en todos los casos, menor a 10%. Los rangos utilizados para la graficación de los resultados variaron en intervalos de 20 mv/v.

Líneas sísmicas y pozos exploratorios petroleros

En los años 90´ *YPF S.A.* llevo a cabo en el área del anticlinal El Tranquilo y alrededores tareas de exploración por petróleo realizando 1.018 Km de líneas sísmicas 2D (Fig. 2 8) y dos pozos exploratorios, generando así importante información de subsuelo, que permitió visualizar características geológicas y estructuras regionales en profundidad, complementando la información de superficie. Los resultados de dichos estudios fueron publicados en **Homovc *et al.*, 1996, Homovc** y **Constantini 2001** y **Cortiñas *et al.*, 2005** (Fig. 2 9)**.**

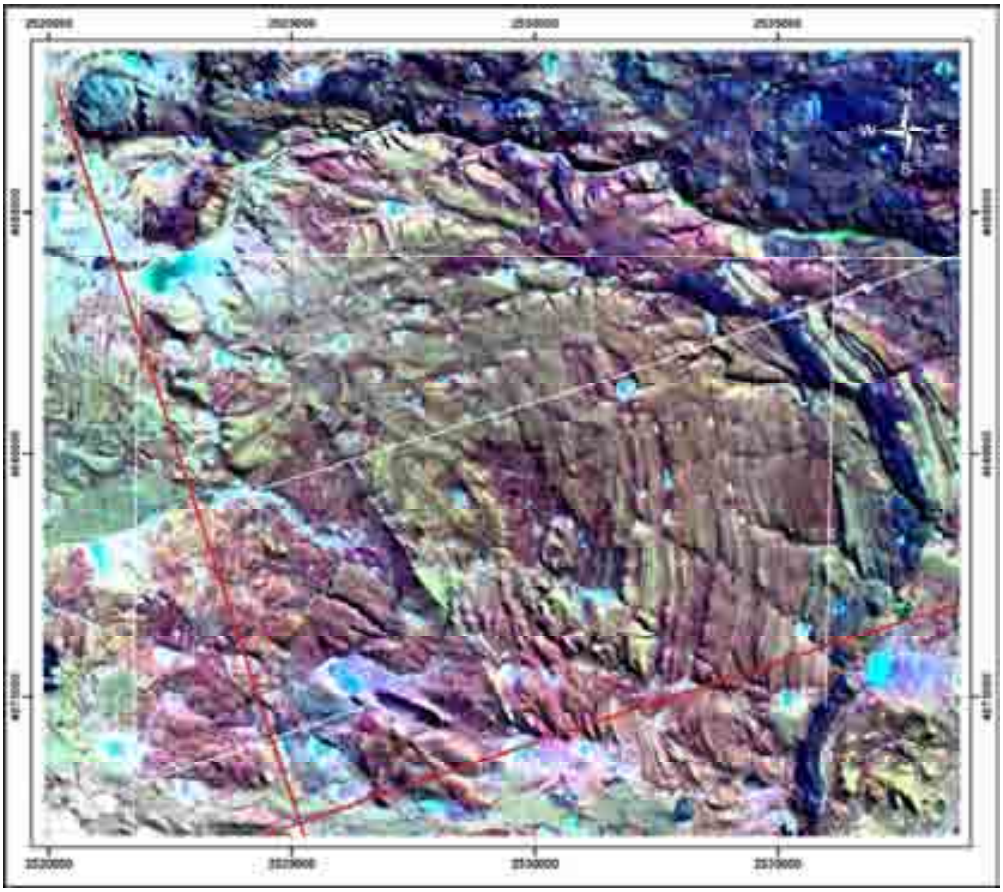


Figura 2-8 Ubicación de las líneas sísmicas realizadas en la zona de estudio. En rojo se encuentran las líneas utilizadas en esta investigación.

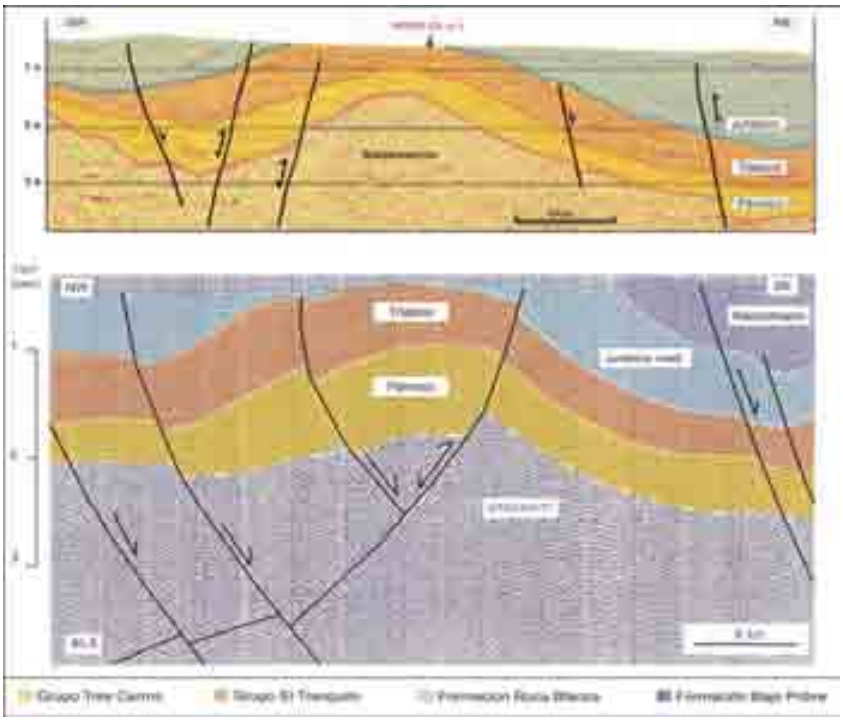


Figura 2-9 Líneas sísmicas del área de estudio interpretadas por **Homovc *et al.* 1996, Homovc** y **Constantini 2001** y **Cortiñas *et al.*, 2005**.

Capítulo 3

GEOLOGÍA

MACIZO DEL DESEADO

La entidad geológica Macizo (**Leanza, 1958**) o Nesocratón (**Harrington, 1962**) del Deseado es una unidad morfoestructural ubicada en la provincia de Santa Cruz, abarcando un área de aproximadamente 60.000 km^2 (**De Giusto *et al.*, 1980**). Esta limitada por los ríos Deseado y Chico, que conforman los extremos norte y sur, respectivamente, y desde la costa Atlántica en el este a la Dorsal del Río Mayo en el oeste. Desde el punto de vista estructural esta unidad se caracteriza por tener comportamiento positivo y rígido, con escasa deformación y depositación, en contraste con una subsidencia marcada al norte y al sudoeste que origina cuencas bien definidas, como la del Golfo de San Jorge y la Austral, respectivamente (**Panza, 1995**).

Por el contrario, algunos autores (**Homovc y Constantini 2001; Cortiñas *et al.*, 2005; Giacosa *et al.*, 2008**) mediante trabajos de exploración petrolera, consideran que a partir del Pérmico la región tuvo una importante subsidencia, resumida en dos grandes ciclos de relleno sedimentario y volcaniclástico, en el marco de las denominadas cuencas de la región del Deseado, y que las características de la provincia se ajustan con mayor precisión, a las de una cuenca paleozoica - cenozoica (Pérmico - Terciario) únicamente emergente durante el Cretácico y proponen la denominación de *región* o *comarca* del Deseado.

El basamento de la región está caracterizado por la presencia de filitas, metacuarcitas, filitas cuarzosas, esquistos anfibólicos, anfibolitas, gneises, migmatitas y granitoides deformados, aflorantes principalmente en el sector oriental del Macizo del Deseado, y que fueron agrupadas por **Giacosa *et al.*, (2002)** dentro del *Complejo Río Deseado* **(Viera y Pezzuchi 1976)** de edad NeoProterozoico a Cámbrico (**Pezzuchi, 1978; Pankhurst *et al.*, 2001).** Estas metamorfitas se encuentran intruidas por granitoides y cuerpos subvolcánicos de edad Ordovícico a Carbonífero inferior (**Chebli y Ferello 1975**; **Loske *et al.*, 1999 y Pankhurst *et al.*, 2001)**. En el sector occidental del Macizo afloran rocas metamórficas de bajo grado (**Panza y Cobos, 1999)** de edad Silúrico - Devónica que fueron definidas como *Formación La Modesta* **(Di Persa, 1962; Pezzi 1970).**

A partir del Pérmico se generó un régimen extensional generalizado seguido de fallamiento y conformación de bloques asimétricos que persistió hasta fines del Triásico (**Homovc y Constantini 2001 y Cortiñas *et al.*, (2005)** formando sistemas de grabens y

hemigrabens de orientación NO-SE (**Uliana y Biddle, 1987**) con la formación de una cuenca de tipo rift, denominada *La Golondrina*. Aquí se depositaron sedimentitas epiclásticas continentales de ambiente fluvial (abanicos aluviales, deltas y lagos) conformando el *Grupo Tres Cerros* (*Formacón La Golondrina*, **Archangelsky, 1967** y *Formación La Juanita*, **Arrondo, 1972**) de edad Pérmica inferior a superior **(Arrondo, 1972; Archangelsky y Cúneo, 1984 y Jalfin, 1987)**. Según **Ramos (1996)**, el relleno de la Formación La Golondrina pertenece a facies de sinrift, mientras que los depósitos de la Formación La Juanita se habrían formado en los estadios finales de la fase de sinrift o en los comienzos de la etapa de hundimiento térmico.

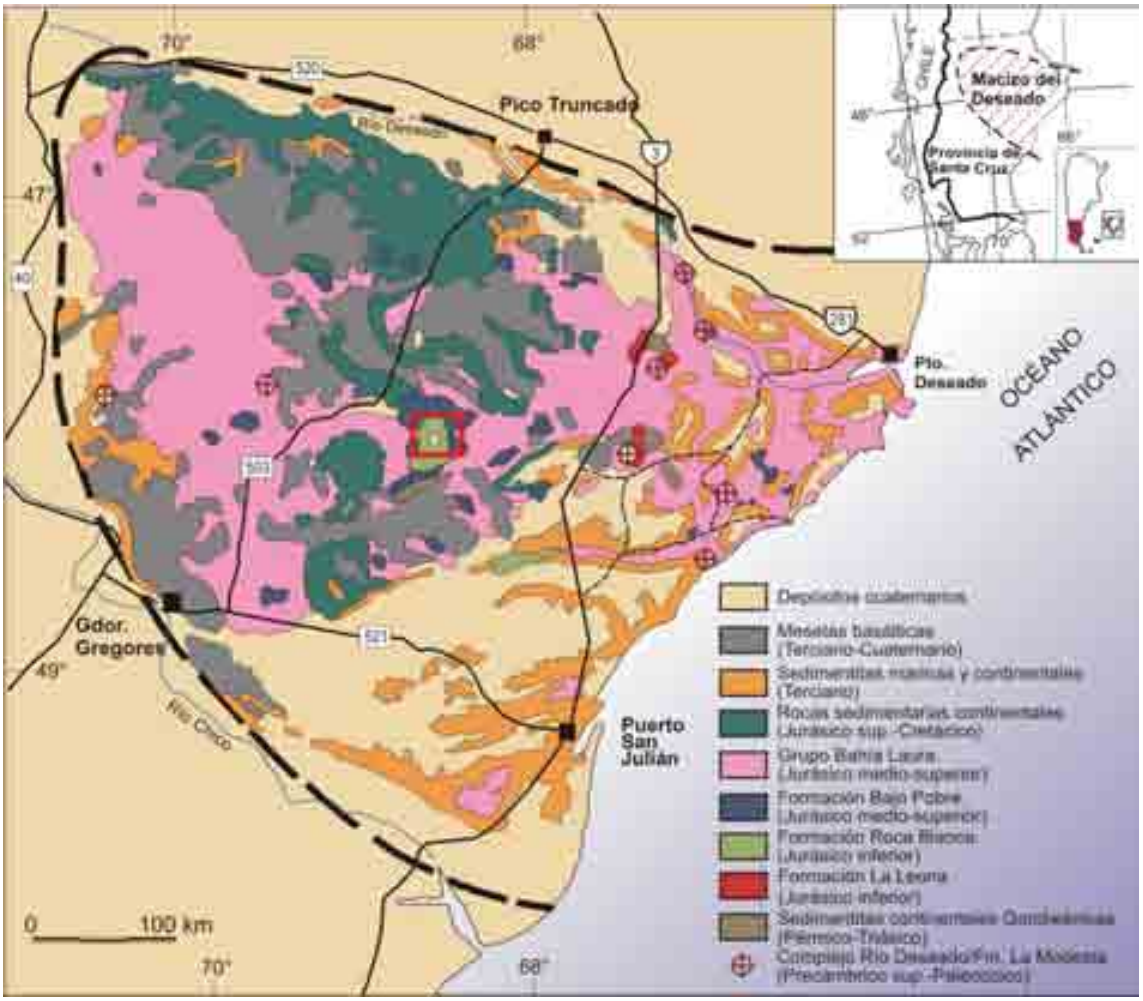


Figura 3-1 A) Mapa geológico del Macizo del Deseado y ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo).

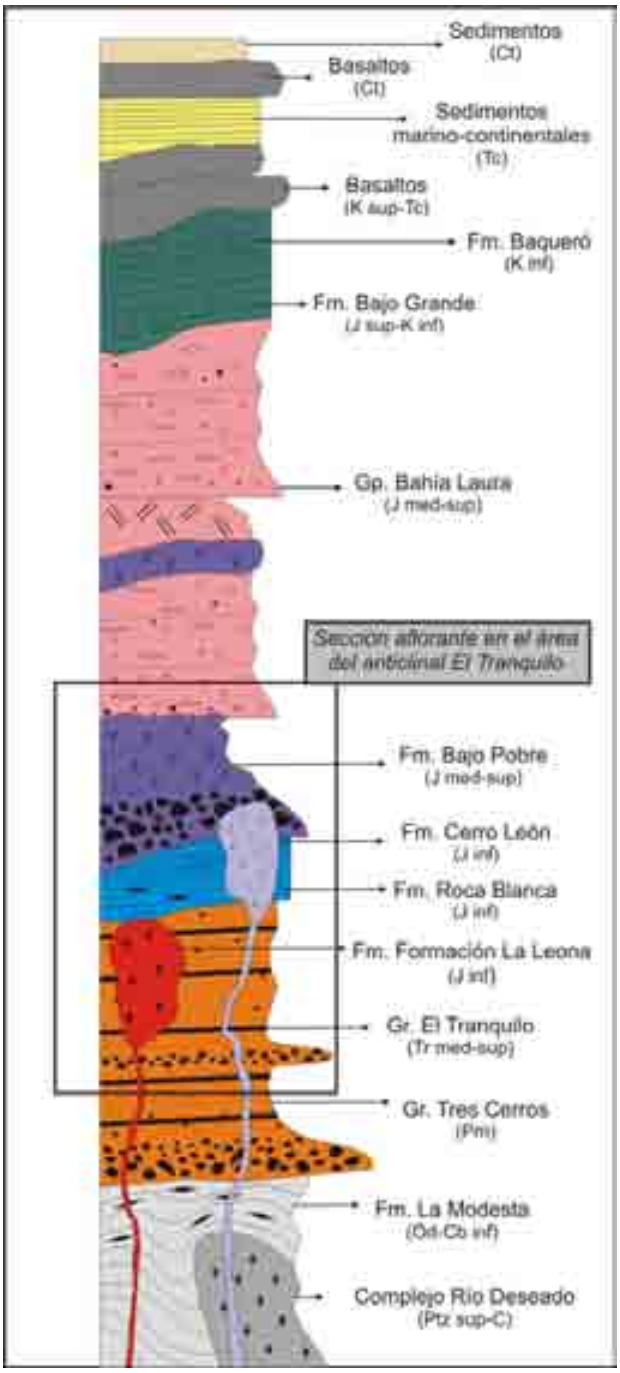


Figura 3-1 B) Columna estratigráfica del Macizo del Deseado y ubicación de la sección aflorante en el área de estudio.

Durante el Triásico se depositó una secuencia psamopelitica de ambiente continental definida como el *Grupo El Tranquilo,* de edad Triásica media a superior **(Jalfin y Herbst 1995)**. Por encima de estas rocas se desarrolló un evento epi-piroclástico asignado a la *Formación Roca Blanca* (**Di Persia, 1956** y **De Giusto, 1956**), atribuida al Liásico medio - Dogger inferior, por **Herbst (1965)**, o al Toarciano a Aaleniano por **Stipanicic y Bonetti (1970)** debido a su contenido paleontológico, mientras que **Homovc y Constantini (2001)** le asignan una edad Triásica superior alta (Retiano).

Homovc y Constantini (2001) y **Cortiñas *et al.*, (2005)** proponen que El Grupo El Tranquilo y la Formación Roca Blanca representan los depósitos de subsidencia térmica o SAG de la cuenca La Golondrina, las cuales traslaparon los bordes de las fosas en respuesta a la lenta subsidencia de la cuenca durante el Triásico superior-Liásico.

A principios del Jurásico se intensifican los fenómenos extensionales localizados representados por un complejo granítico-granodiorítico integrado por facies plutónicas e hipabisales de la *Formación La Leona* **(Godeas, 1985; Pankhurst *et al.*, 1993a)** de edad jurásica inferior **(Varela *el al.*, 1991; Pankhurst *et al.*, 1993a)** correspondientes al Batolito de la Patagonia Central los cuales presentan afinidad a granitos de arco

magmático. Este fenómeno distensivo también está evidenciado por la presencia de diques basálticos a traquiandesíticos calcoalcalinos de la *Formación Cerro León* **(Panza, 1982)** a los que **Guido (2002)** le asigna una edad Jurásica inferior alta y postula que podrían corresponder a material básico que ha ascendido por fracturas en el inicio del rifting Jurásico.

Con posterioridad comienza a desarrollarse un extenso evento volcánico-piroclástico bimodal compuesto por la *Formación Bajo Pobre* (**Lesta y Ferello, 1972**), de composición básica a intermedia y el *Complejo de Bahía Laura* (**Feruglio, 1949**), *Grupo Bahía Laura* (**Lesta y Ferello, 1972)** o *Complejo Chon Aike* (**Pankhurst *et al.*, 1993b**), de composición ácida. Este último había sido subdividido (**Stipanicic y Reig, 1955**) en Chon-Aikense (facies magmáticas y piroclásticas de flujo) y Matildense (piroclástica de caída y retrabajada) coetáneas e interdigitadas y luego **Archangelsky (1967)** fue quien las formalizó. **Lesta y Ferello (1972)** llamaron Grupo Bahía Laura a este conjunto de rocas, sugiriendo la inclusión de la Formación Bajo Pobre en los niveles inferiores. Todo este episodio magmático ha sido asignado al Jurásico medio a superior (**Alric *et al.*, 1996**; **Féraud *et al.*, 1999**; **Tessone *et al.*, 1999**; **Pankhurst *et al.*, 2000**). En los últimos años varios autores (**Pankhurst *et al.*, 1993b**; **Pankhurst y Rapela, 1995**; **Pankhurst et al., 1998**; **Bertrand *et al.*, 1999**; **Féraud *et al.*, 1999**; **Riley *et al.*, 2001** y **Echeveste *et al.*, 2001**) proponen la coetaneidad y cogénesis de las rocas de ambas unidades. **Echeveste *et al.*, (2001)**, han propuesto volver a agrupar las rocas de la Formación Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura

Algunos autores incluyen dentro de este período efusivo del Jurásico a las rocas hipabisales intermedias a básicas de la Formación Cerro León (**Di Persia, 1956; Pezzi, 1970**) por considerarlas correlacionables a la Formación Bajo Pobre. En los trabajos de **Hechem y Homovc (1985, 1988)**, **Guido (2002)**, **Moreira (2005)** y **López (2006)** se realizó una subdivisión en facies de las rocas del complejo volcánico. **Guido (2002)** y **López (2006)** proponen la reutilización de la antigua nomenclatura definida por **Feruglio (1949)** y denominar a estas rocas como *Complejo Bahía Laura.*

Para el Jurásico superior se generan cuencas cerradas a partir de la continuación de la tectónica extensional, en donde se depositaron sedimentos de origen epi-piroclástico correspondientes a las *Formaciones Bajo Grande* (**Di Persia, 1958**) para el Jurásico superior (Kimmeridgiano) - Cretácico inferior (Hauteriviano) y *Baqueró*

(**Archangelsky, 1967; Archangelsky *et al.*, 1984**) del Cretácico inferior (Barremiano alto - Aptiano).

A fines del Cretácico y hasta el Paleógeno, se producen las erupciones basálticas de la *Formación Las Mercedes* (**Panza, 1982**) en el sector central del Macizo, marcando el comienzo de un magmatismo basáltico que continuará durante gran parte del Cenozoico como consecuencia de la persistencia de ambientes distensivos post-orogénicos (**de Barrio *et al.*, 1999**). Hacia el Oligoceno inferior se depositan tobas y bentonitas continentales de la *Formación Sarmiento* (**Feruglio, 1949**). Sobre estos sedimentos se encuentran aflorando depósitos de transgresiones marinas del Oligoceno superior, correspondientes a la *Formación Patagonia o Monte León* (**Zambrano y Urien, 1970**; **Bertels, 1970**) y depósitos continentales del Mioceno inferior adjudicados a la *Formación Santa Cruz* (**Ameghino, 1898**). La columna se completa con los denominados "*Rodados Patagónicos*", formados por un delgado manto de gravas y arenas del Plioceno superior - Pleistoceno inferior que cubre en discordancia a las unidades antes mencionadas, agrupados por las *Formaciones Mata Grande* (**Panza y de Barrio, 1987; 1989**) y *La Avenida* (**Marín, 1982**).

Durante el Terciario y Cuaternario se han generado extensos derrames basálticos (*Basalto Alma Gaucha, Cerro del Doce, Formación San Agustín, Chapalala, Basalto Belgrano, Meseta del Lago Buenos Aires, Basalto Tres Cerros* y equivalentes), producto de la migración de sudoeste a noreste de una ventana astenosférica generada por la subducción del punto triple entre las placas Sudamericana, Antártica y Nazca (**Ramos y Kay, 1992**). Finalmente, depósitos aluviales, coluviales, de bajos y costeros de edad cuaternaria se distribuyen irregularmente en toda la provincia geológica.

AREA DEL ANTICLINAL EL TRANQUILO

Antecedentes

El área de estudio se encuentra comprendida por la Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros y la Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados, del Programa Nacional de las Cartas Geológicas de la República Argentina del Servicio Geológico Minero Argentino a escala 1:250.000, realizadas por **Panza (1995) y Panza *et al.*, (2001).** Los primeros estudios del área corresponden a investigaciones y trabajos de geología de superficie de la empresa petrolera estatal *Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF),* realizados por **Di Persia (1955, 1956); Di Guisto (1956); Casas (1963) y Pezzi (1970).** Los primeros antecedentes sobre las características geológicas y composicionales de las distintas unidades presentes en el área fueron publicados por **Herbst (1961)**; **Di Persia (1965); De Giusto *et al.*, (1980); Pezzi, (1970); Panza, (1982) y Devitt (1984)**. Numerosos autores estudiaron el contenido paleontológico presente en el área **(Bonnetti, 1963; Herbst 1965; Archangelsky, 1965; Di Persia, 1965; Arrondo, 1972; Devitt, 1984; Casamiquela, 1964 y Bonaparte y Vince, 1979)**, correspondiendo los últimos trabajos a **Zavattieri (1992), Herbst y Lutz (1995) y Jalfin y Herbst (1995)**.

A principios de 1990 empezaron a realizarse tareas de exploración petrolera por parte de *YPF S.A. (***Homovc *et al.*, 1996; Homovc y Constantini, 2001; Cortiñas *et al.*, 2005)** y tareas de exploración minera por parte de *Mincorp Exploraciones S.A.,* que actualmente desarrollan *Argentex Mining Corp*., *Mariana Resources* y *SJM S.A.* Estos trabajos de exploración incrementaron notablemente el grado de información tanto de superficie como de subsuelo.

Las investigaciones de **Jalfin y Herbst (1995), Panza (1995), Kokogian *et al.*, (1999), Homovc y Constantini (2001), Haller (2002); Cortiñas *et al.*, (2005) y Giacosa *et al.*, (2008)** mejoraron notablemente el conocimiento litoestratigráfico del área definiendo ambientes de depositación y formación de las unidades, ambiente tectónico-estructural, edad de las rocas y evolución geológica del área.

Además y en el marco del presente trabajo, se han realizado estudios que han llevado a la determinación y hallazgo de cuerpos intrusivos no aflorantes, con importantes incidencias en la interpretación del marco geológico regional del área (**Peñalva *et al.*, 2008**).

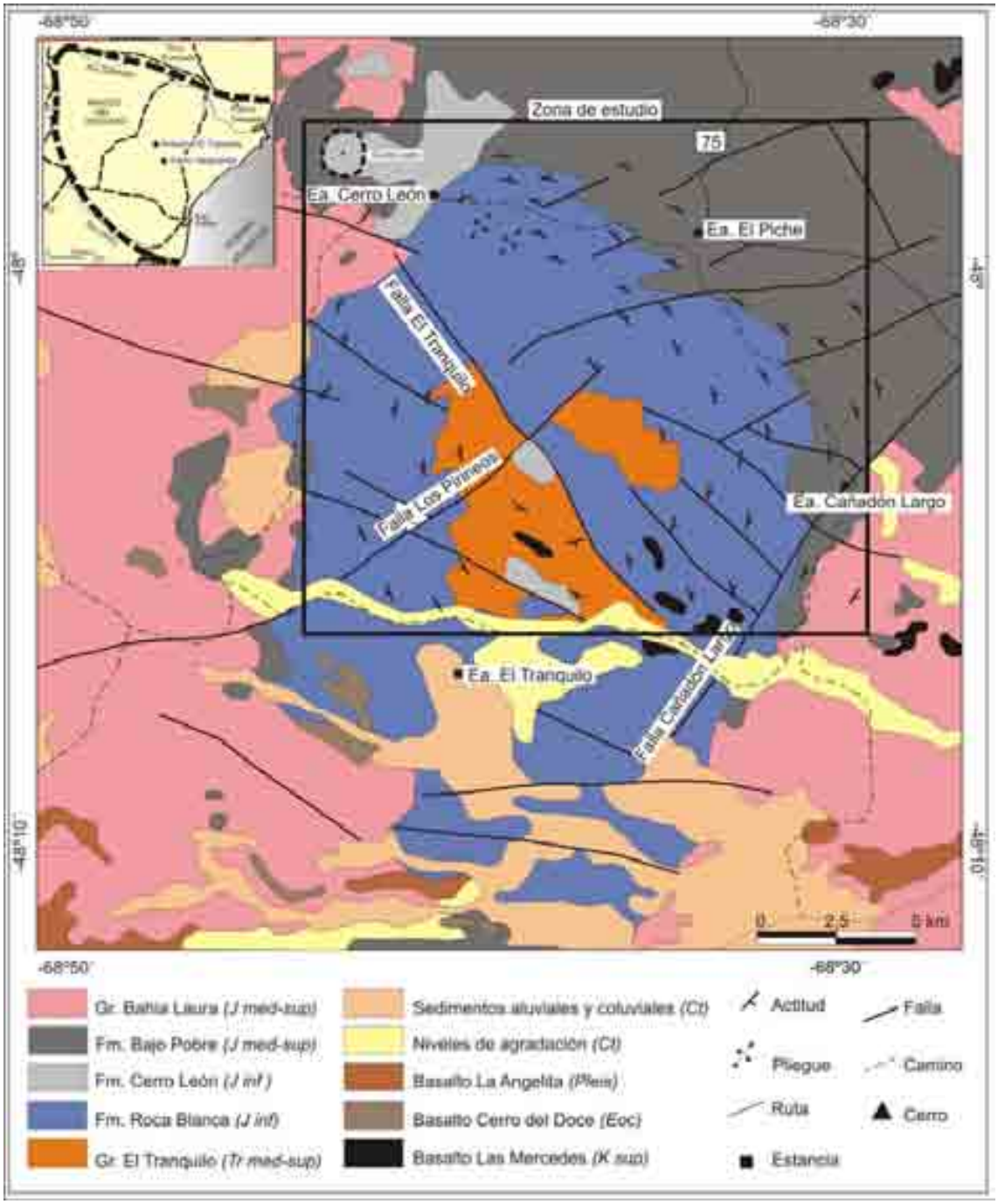


Figura 3-2 A) Mapa regional del área del anticlinal El Tranquilo con la ubicación de la zona de estudio (recuadro negro) y litologías presentes. Modificado de Panza (1995).

Estratigrafía

El área del anticlinal El Tranquilo está caracterizada por la presencia de rocas y unidades geológicas con escasa representación en el Macizo del Deseado, y representa una "ventana geológica" que permite el estudio del intervalo Triásico superior - Jurásico inferior, períodos que se encuentran poco expuestos en esta provincia geológica.

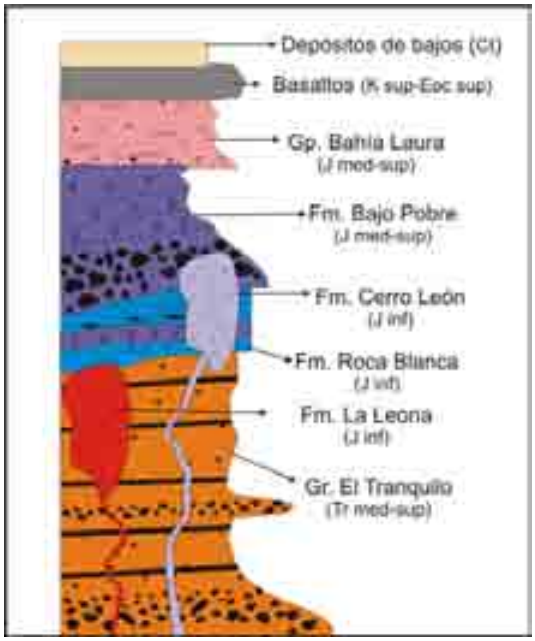


Figura 3-2 B) Columna estratigráfica del área del anticlinal El Tranquilo.

La secuencia estratigráfica de este sector se inicia con las sedimentitas continentales, areniscas a areniscas conglomerádicas con intercalaciones de pelitas, del Grupo El Tranquilo, del Triásico medio a superior (**Jalfin y Herbst 1995)**. Por encima, se presentan las rocas volcaniclásticas de la Formación Roca Blanca (**Herbst, 1965)**, del Jurásico inferior. Esta es la litología más desarrollada en el área y está compuesta por tufitas, areniscas y sabulitas ricas en componentes volcánicos y con algunos niveles ignimbríticos intercalados. Intruyendo a las sedimentitas continentales y a las tufitas, se disponen rocas básicas a intermedias del Jurásico inferior, que se presentan como filones capa de diabasa en el sector este del área y como pórfidos andesíticos de formas subcirculares en el sector noroeste, de la Formación Cerro León (**Panza, 1995 y de Barrio *et al.*, 1999**).

En los sectores norte y noreste del área afloran volcánitas del Jurásico medio a superior, basaltos y andesitas de la Formación Bajo Pobre, y en el sector sudoriental pequeños asomos de ignimbritas riolíticas del Grupo Bahía Laura (**Panza, 1995**).

Estas unidades se encuentran parcialmente cubiertas por el Basalto Las Mercedes del Cretácico superior y el Basalto Cerro del Doce correspondiente al Eoceno (**Panza, 1982**) y finalizan esta secuencia sedimentos modernos, aluviales, coluviales y de bajos.

En este capítulo se describen las unidades litológicas identificadas en el área, sobre la cual se confeccionó un mapa geológico a escala 1:20.000 (Anexo)

El orden de descripción de las unidades litológicas para este capítulo fue elegido siguiendo la estratigrafía utilizada en las Hojas Geológicas del área, aunque la discusión sobre la relación temporal entre las unidades, interpretaciones y evolución geológica será desarrollada dentro del *Capítulo 6 Discusión y Conclusiones.*

Para el mapeo del área se realizó además de la diferenciación de unidades estratigráficas, una diferenciación litológica dentro de las unidades y en algunos casos esta diferenciación pudo ser representada a la escala de mapeo.

Grupo El Tranquilo

Antecedentes

En el área de la estancia El Tranquilo **Di Persia (1955)** reconoce un conjunto pelíticosamítico con abundantes niveles de flora y vertebrados fósiles, que denomina *Serie de El Tranquilo*. Igual denominación para citar estas rocas usaron **De Giusto (1956), Stipanicic (1956)** y **Casas (1963)**. Los primeros antecedentes sobre las características geológicas y composicionales de la unidad fueron publicados por **Herbst (1961)** y **Di Persia (1965)**.

La denominación formacional corresponde a **Herbst (1965)** y **De Giusto (1980)** que propone para esta unidad la separación de dos miembros, reconocibles por sus diferencias cromáticas. El miembro inferior, con una coloración gris y amarilento-verdosa, formada por una sucesión de areniscas, mayormente wackes, con intercalaciones de lutitas y limonitas verdosas portadoras de restos fósiles, de unos 800 m de potencia, mientras que el miembro superior se caracteriza por limolitas y arcilitas principalmente, areniscas y conglomerados finos de colores pardorojizos y morados, con espesores de entre 150 y 200 m.

Posteriormente **Jalfin y Herbst (1995)** proponen para esta unidad la denominación de *Grupo El Tranquilo* conformado por las *Formaciones Cañadón Largo* y *Laguna Colorada*, las cuales se depositaron en una cubeta tafrogénica de orientación NNO-SSE y ambas de origen completamente continental. Se encuentran separadas por una discordancia que corresponde a un período de ascenso tectónico y actividad volcánica durante la parte alta del neotriásico temprano.

Numerosos autores estudiaron el contenido paleoflorístico presentes en esta secuencia **(Bonnetti, 1963; Herbst 1965; Archangelsky, 1965; Di Persia, 1965; Arrondo, 1972; Devitt, 1984)**, correspondiendo los últimos trabajos a **Zavattieri (1992), Herbst y Lutz (1995) y Jalfin y Herbst (1995)**. Por su parte **Casamiquela (1964) y Bonaparte y Vince (1979)** han contribuido al conocimiento de los paleovertebrados.

Investigaciones posteriores de **Jalfin y Herbst (1995), Panza (1995), Kokogian *et al.*, (1999), Homovc y Constantini (2001), Haller (2002) y Cortiñas *et al.*, (2005)** mejoraron notablemente el conocimiento litoestratigráfico de esta unidad definiendo los ambientes de depositación, ambiente tectónico y edad de las rocas.

Afloramientos del sector estudiado

La secuencia sedimentaria del Grupo El Tranquilo aparece principalmente en depresiones topográficas y se encuentra aflorando en cuatro sectores en el área: en el sector de Laguna Chica y Laguna Colorada (al este de la Falla El Tranquilo), en el sector del zanjón de Burgos - Laguna Larga - Laguna Grande y al norte de la Laguna Redonda (al oeste de la Falla El Tranquilo; Fig. 3-3). Los mejores afloramientos se presentan en el sector del zanjón de Burgos, Laguna Larga y Laguna Grande.

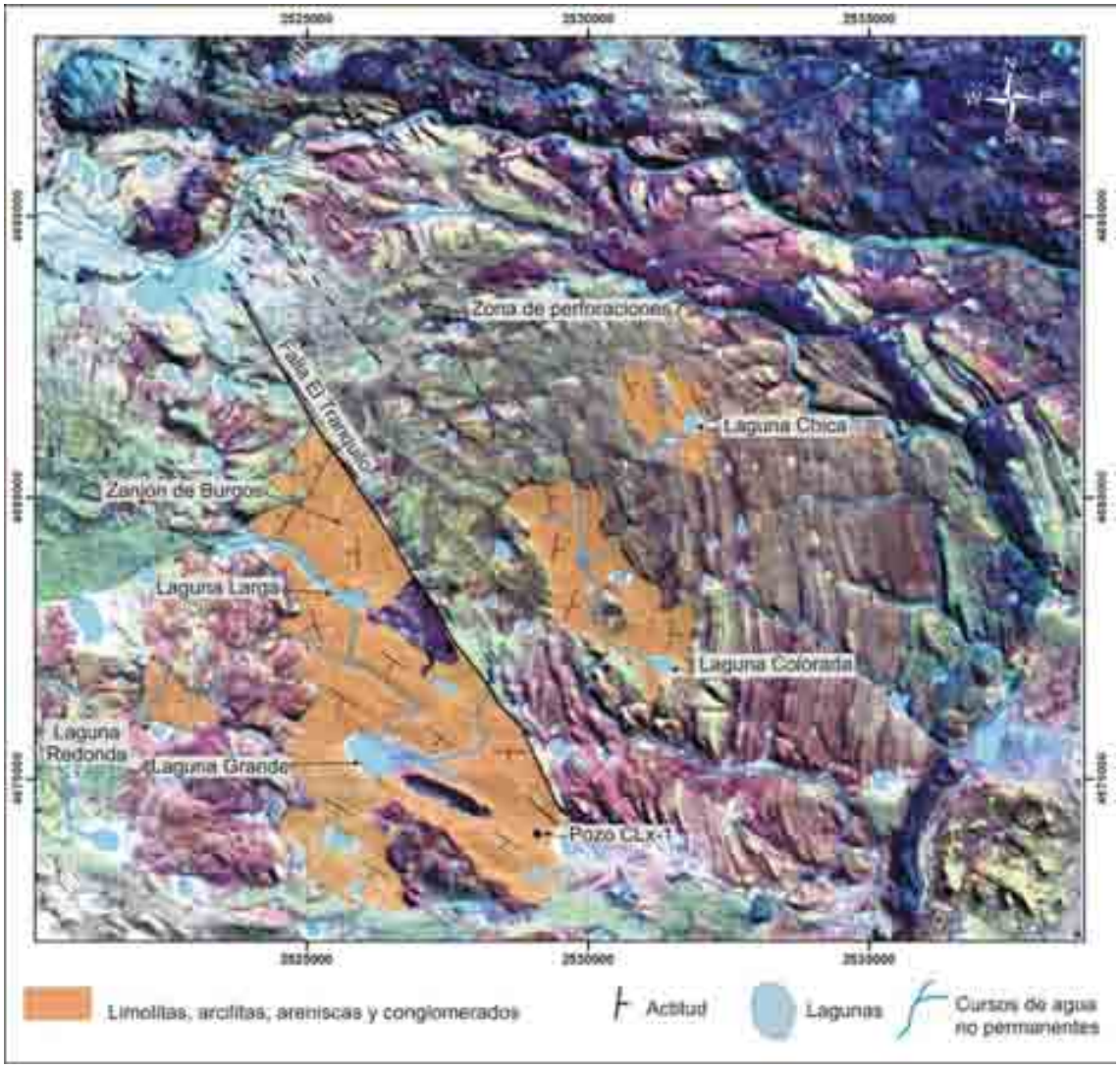


Figura 3-3 Mapa de afloramientos del Grupo El Tranquilo.

En el zanjón de Burgos los afloramientos se presentan a los costados de la quebrada con paredones de hasta 2 m y son principalmente pelitas; en el área de la laguna Larga los afloramientos constituyen los bordes de la laguna con una altura de hasta 3 m y en el

sector de la laguna Grande se reconocieron lomadas de hasta 20 m donde se presenta una alternancia de areniscas y pelitas (Fig. 3-4). En estos afloramientos se reconocen bancos de areniscas de grano medio a fino de color gris a gris-verdoso que alternan en forma rítmica con pelitas oscuras, verdosas y negras en ocasiones carbonosas y conglomerados finos subordinados, con un ligero predominio de los niveles psamíticos.

Figura 3-4 A) Afloramientos de areniscas y pelitas alternantes en el área de Laguna Grande.
B) Afloramientos de areniscas y pelitas en el área de Laguna Larga.

Las areniscas son arcósicas a feldespáticas con participación de componentes volcánicos, en algunos casos presentan muscovita y pueden contener abundante material carbonoso (Fig. 3-5). El tamaño de granos varía de grueso a fino con bancos conglomeradicos delgados (menores a 1 m) y en general están bien consolidadas (Fig. 3-6). Presentan lajosidad, estratificación horizontal, ondulítica y entrecruzada en artesa (Fig. 3-5) pero en general son macizas formando estratos de 1 a 5 m de espesor. Son de coloración gris algo verdosa a gris oscura y negra. En algunas areniscas medianas se destacan la presencia de concreciones discoidales de color castaño oscuro a negruzco que alcanzan hasta 1,20 m por 0,5 m de diámetro, consolidadas por cemento calcáreo.

Figura 3-5 A) Afloramientos de areniscas y pelitas en el área de Laguna Larga. B) Estratificación entrecruzada en artesa en areniscas.

Figura 3-6 A) Afloramiento de niveles de areniscas gruesas y conglomerados. B) Detalle litológico de arenisca gruesa

Al microscopio las areniscas (Fig. 3-7) y conglomerados (Fig. 3-8) presentan una textura clasto soportada, con clastos ángulosos a subángulos de variado tamaño. Los clastos son de cuarzo, plagioclasas y feldespatos alterados, muscovitas, agregados de cuarzo, líticos de vulcanitas básicas, y en menor medida de pelitas, sedimentitas cuarzosas, rocas graníticas, filitas y vulcanitas mesosilíceas.

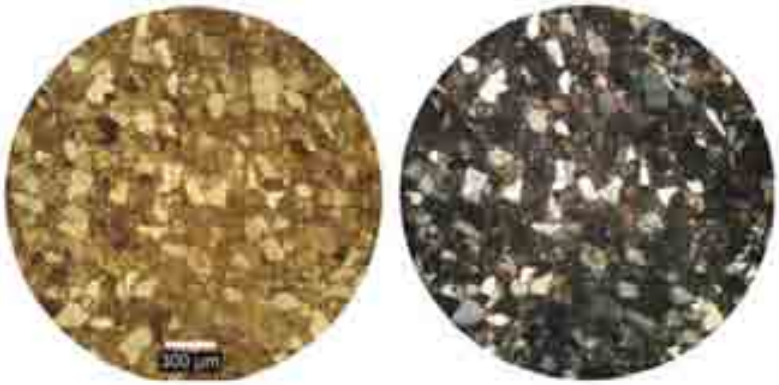
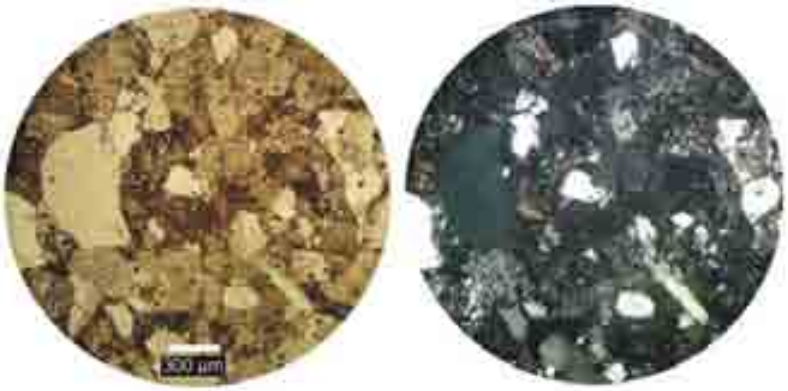


Figura 3-7 Microfotografía de areniscas finas a medias con textura clasto sostén.

Las pelitas son principalmente limolitas y en menor medida arcillitas y arcillitas carbonosas, que presentan coloraciones gris verdosas y gris oscuro a negro. Son muy lajosas con laminación paralela, fisilidad y laminación ondulítica. En general se presentan como estratos tabulares de hasta 2 m. Estos niveles contienen abundante flora fósil y poseen alto contenido de materia orgánica carbonizada y sectores con niveles de carbón (carbones arcillosos color mate y carbón brillante) intercalados en las pelitas, que varían entre 10 y 30 cm de espesor y son muy friables.

Los estratos pelíticos alternan rítmicamente con areniscas finas con laminación ondulítica formando cuerpos de hasta 7 m (Fig.3-9).

Figura 3-8 Microfotografía de areniscas gruesas a conglomerados con textura clasto sostén.



La petrografía de estas rocas muestran una alternancia entre niveles limolíticos con pequeños clastos de cuarzo, feldespatos y argilominerales y niveles arcilliticos principalmente formado por argilominerales y con presencia de niveles carbonosos (Fig. 3-10). Asociado a estos niveles se presentan abundantes cristales de pirita y otros minerales opacos.

Esta secuencia presenta una actitud de sus capas que varían en el rumbo de noreste a noroeste con inclinaciones que no superan los 20º hacia el oeste, mostrando parte de un domamiento regional en la zona (Fig. 3-3). En gran parte de este sector las sedimentitas aparecen fuertemente replegadas formando estructuras anticlinales y sinclinales de reducidas dimensiones y poca expresión en el terreno.

Figura 3-9 A) Afloramiento de estratos de pelitas y areniscas. B) Banco de pelita negra y pelita castaña y por encima areniscas medias.

Estos afloramientos fueron asignados por **Jalfin y Herbst (1995)** a la Formación Cañadón Largo, en donde definieron una sección inferior compuesta por areniscas gruesas a finas con algunos nivel conglomerádicos, areniscas tobaceas y pelitas en

menor medida y una sección superior formada por estratos pelíticos más potentes y abundantes y areniscas de grano medio a fino.

Figura 3-10 Microfotografía de arcillitas (parte inferiror) y limolitas (parte superior).

En el área de Laguna Colorada y Laguna Chica afloran limolitas y limolitas arcillosas, areniscas y bancos de conglomerados finos, en asomos mal expuestos y cubiertos, principalmente en las zonas topográficamente bajas al borde de las lagunas.

Las pelitas están formadas por limolitas y limolitas arcillosas con laminación paralela a macizas de colores rojizos, verdosos y morados, con abundantes restos fósiles. Intercalados con estas pelitas aparecen niveles de paleosuelos con señales de bioturbación y raíces.

Las psamitas son areniscas a waques arcósicos y areniscas con abundantes componentes volcánicos de grano fino a grueso con estratificación entrecruzada y ondulítica a planar y se presentan en estratos resistentes con un espesor promedio de 1,5 m.

Los niveles conglomerádicos presentan morfologías lenticulares de reducido espesor (menor a 3 m) y coloraciones castañas a rojizas. Están compuestos por clastos subángulosos a subredondeados de distintas composiciones (pelitas, sedimentitas cuarzosas, rocas graníticas, filitas y vulcanitas mesosilíceas) en una matriz arenosa a fina y/o limo-arcillosa. Presentan estructuras de imbricación de los clastos y estratificación entrecruzada. En este sector las capas presentan una actitud que varían en el rumbo noroeste al noreste con inclinaciones que no superan los 17º hacia el este (Fig. 3-3). Los afloramientos de esta zona estarían correspondiendo a la Formación Laguna Colorada conformada por alternancia de sucesiones grano decreciente que comienza con conglomerados finos y areniscas con limolitas intercaladas y terminan con limolitas y limoarcillitas **(Jalfin y Herbst 1995).**

A partir de las perforaciones de exploración minera realizadas en del sector central del área (Fig. 3-3) se pudo estudiar la secuencia sedimentaria en subsuelo. En general a una

profundidad de entre 30 y 80 m se encuentra el contacto entre la Formación Roca Blanca y El Grupo El Tranquilo que en la mayoría de los casos es un pasaje transicional y muy difícil de determinar. En los testigos corona se puede observar una alternancia rítmica de areniscas de finas a medias hasta niveles conglomeradicos y pelitas, principalmente limolitas y en menor medida arcilitas de coloraciones grisáceas a verdosas hasta negras con la presencia de niveles de lutitas negras y niveles de carbón (Fig. 3-11).

El sondeo Cañadón Largo CL x-1 realizado para exploración petrolera por *YPF* sobre el eje del anticlinal El Tranquilo **(Cortiñas *et al.*, 2005;** Fig. 3-3), presenta una profundidad final de 1.957,5 m bajo boca de pozo, y atravesó una secuencia monótona de areniscas y pelitas con niveles carbonosos correspondientes al Grupo El Tranquilo, no alcanzándose la base y un cuerpo intrusivo básico intercalado en los sedimentos.

Figura 3-11 Sección del pozo P51-06 de *Argentex Mining Corporation*, entre los 72 y 80 m de profundidad, donde se observan niveles arenosos (gris verdoso, izquierda) y niveles pelíticos (gris oscuro a negro, derecha).

Materia orgánica e hidrocarburos

En la presente investigación se realizaron análisis geoquímicos en las distintas litologías de esta unidad para determinar la cantidad de materia orgánica, azufre y metales presentes, con el fin de entender la vinculación con la génesis de la mineralización.

Se obtuvieron valores máximos de carbono de 9,46 %, relacionados directamente a las pelitas negras y niveles carbonosos (ver Tabla 3-12).

Cortiñas *et al.*, 2005 definen algunos niveles pelíticos aflorantes con regular a muy alto contenido orgánico (máximo 5,45 % de carbono orgánico total, COT), querógeno con

predominio de material leñoso y carbonoso con valores muy bajos de hidrocraburos debido a madurez y/o pobre preservación por condiciones oxidantes del ambiente de depositación y madurez térmica próxima y en la zona de gas (1,2-1,45 % de Ro). Estudios de **Villar (2002)** sobre muestras tomadas del Pozo CLx-1, muestran contenidos orgánicos moderados a altos (mayor a 10 % COT), querógeno con mezclas variables entre material leñoso-carbonoso y amorfo y un alto grado de madurez térmica (1,6-3,39 % de Ro), asumiendo que estos niveles actuaron rocas generadoras de petróleo y principalmente de gas. El modelado térmico de la sección estratigráfica atravesada por el pozo, muestra que estas rocas ingresaron en la ventana del petróleo entre los 220 Ma (base) y 157 Ma (tope), en tanto que el pico de generación habría ocurrido entre los 200 Ma (base) y los 65 Ma (tope), mientras que al presente el tope de la unidad está en la ventana de gases húmedos y condensados.

Muestras	*Litología*	*C %*	*S %*
4210	Areniscas arcosicas	0.13	0.01
4211	Pelitas verdes	0.38	0.01
4407	Pelitas grises	0.39	0.01
5538A	Pelitas negras	0.81	0.02
5538B	Nivel carbonoso	9.46	0.19

Tabla 3-12 Tabla de contenidos de carbono y azufre de las principales litologías presentes en el área.

Relaciones Estratigráficas y Espesor

La base del Grupo El Tranquilo no se encuentra expuesta, **Di Persia (1956)** y **Panza (1995)** proponen el comienzo de la secuencia por encima del contacto con un cuerpo básico de diabasa de la Formación Cerro León, mientras que el techo de la unidad se encuentra separado de la Formación Roca Blanca por una discontinuidad estratigráfica menor **(Cortiñas *et al.*, 2005)**. **Di Persia (1956)** y **De Giusto (1956)** reconocieron un espesor total de 900 m, 650 m para la sección inferior y 250 m para la sección superior, mientras que **Pezzi (1970)** propone que por debajo del cuerpo básico la secuencia se continúa en profundidad. **Panza (1995)** le asigna en forma tentativa un espesor total de 650 m y **Kokogian *et al.* (1999)** asignan para la Formación Cañadón Largo un espesor entre los 500 y 650 m y para la Formación Laguna Colorada un espesor que fluctúa entre 150 y 450 m.

A partir de la información obtenida del sondeo CLx-1, en donde no se alcanzó a cortar la base del Grupo El Tranquilo, se le asigna un espesor mínimo aproximado de 2000 m para la zona del núcleo del anticlinal El Tranquilo (Fig. 3-3 y 3-13).

Figura 3-13 Perfil geológico del pozo CLx-1. Tomado de Cortiñas et al., 2005.

Edad

Di Persia (1956) reconoció un total de 16 niveles fosilíferos con abundantes restos paleoflorísticos, principalmente de la *Flora de Dicroidium,* para la sección inferior de la unidad y niveles con restos de vertebrados en la sección superior, que han sido estudiados por números autores (ver Antecedentes).

Jalfin y Herbst (1995) han realizado una revisión de la totalidad de los trabajos publicados hasta el momento y concluyen que la edad probable para la Formación Cañadón Largo es mesotriásica tardía (Ladiniano) a neotriásica temprana (Carniano), mientras que la Formación Laguna Colorada se desarrolló totalmente en el neotriásico tardío (Noriano).

Homovc y Constantini (2001) asumen una edad Triásica media para El Grupo El Tranquilo, por la presencia de flora neotriásica en las rocas de la Formación Roca Blanca, sugiriendo una transición que representaría una edad Retiana para la parte superior de la Formación Roca Blanca.

De acuerdo a los datos palinológicos extraídos de muestras del sondeo CLx-1 y estudiados por **Gema S.R.L (2001)**, en el intervalo superior (42-436 mbbp.) la presencia constante de *Alisporites australis*, *Chordasporites australiensis* y *Platysaccus queenslandi* y principalmente abundante *Aratrisporites sp*., indican una edad Triásico medio a tardío. Para el intervalo inferior (806-1.958 mbbp.) la presencia de *Alisporites* y *Platysaccus* y el escaso porcentaje de ejemplares monosacados, estriados y esporas, indicarían también, con reservas, una edad Triásico medio a superior **(Cortiñas *et al.*, 2005)**.

Ambiente de depositación y tectosedimentario

Los sedimentos triásicos del Grupo El Tranquilo se depositaron en una cuenca de orientación NNO-SSE, de origen completamente continental **(Rolleri, 1973; Panza 1995; Jalfin y Herbst, 1995; Kokogian *et al.*, 1999)**. La *Formación Cañadón Largo* presenta un arreglo grano decreciente con dominio de facies psamíticas canalizadas en la base y de las facies pelíticas carbonosas hacia el techo. El tramo inferior se habría depositado en un sistema fluvial de cursos entrelazados, mientras que la sección superior correspondería a un ambiente fluvial de cursos de más alta sinuosidad y en las aéreas de intercanal se depositaron los sedimentos finos, en general con alto contenido orgánico y que pudieron acumularse a partir de pequeños cuerpos lagunares (**Jalfin y Herbst 1995)**.

Para la *Formación Laguna Colorada* las facies psamíticas conforman ciclos grano y estrato decrecientes que rematan con niveles limolíticos y arcillosos rojizos y morados con estratificación paralela delgada. Hacia los sectores marginales, la unidad incluye depósitos de granulometría más gruesa, con mayor participación piroclástica y abundantes detritos volcánicos **(Chebli *et al.*, 1976; Jalfin y Herbst, 1995)**. Se interpreta que la *Formación Laguna Colorada* se depositó en un ambiente fluvial, variable desde entrelazado hasta de alta sinuosidad, el cual habría coexistido en los sectores marginales de la cuenca con un ambiente fuertemente controlado por eventos volcánicos de un arco activo para esa época.

En general las condiciones de depositación para la Formación Laguna Colorada habrían sido más oxidantes que durante la depositación de la Formación Cañadón Largo, evidenciado por la presencia de sedimentos rojizos.

Desde el punto de vista secuencial, se postularon dos secuencias deposicionales coincidentes con las Formaciones Cañadón Largo y Laguna Colorada (Fig. 3-14), en donde para cada una de las secuencias, reconocen un cortejo inferior de nivel de base bajo (fluvial entrelazado) y otro superior de nivel de base alto (fluvial meandroso).

Kokogian *et al.*, (1999) proponen que la Formación Cañadón Largo se habría depositado en los depocentros de la cuenca y habría tenido una distribución áreal más restringida que la Formación Laguna Colorada**.**

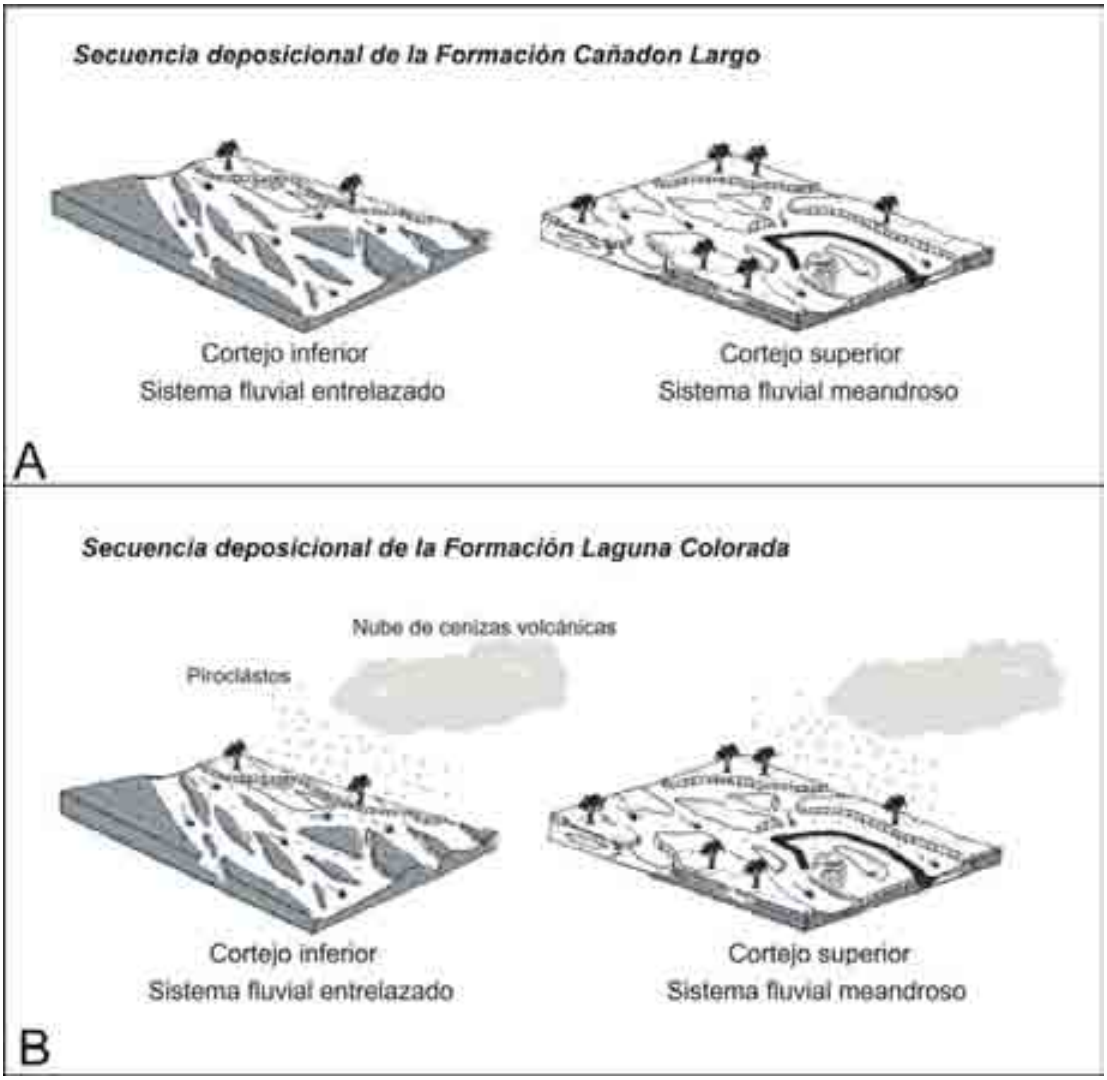


Figura 3-14 Ambiente de sedimentación del Grupo El Tranquilo. A) Secuencia deposicional de la Formación Cañadón Largo. B) Secuencia deposicional de la Formación Laguna Colorada. Modificado de Jalfin y Herbst (1995).

Discusión

En los estudios de **Homovc y Constantini (2001) y Cortiñas *et al.*, (2005)** se propone que las unidades permo-triásicas del rift La Golondrina se depositaron durante una etapa de extensión inicial, seguida de fallamiento y formación de bloques asimétricos con desarrollo de lagos y deltas, generando depósitos de sinrift, representados por el Grupo Tres Cerros, del Pérmico. El Grupo El Tranquilo y la Formación Roca Blanca representan los depósitos de subsidencia térmica o SAG del rift Pérmico, las cuales traslaparon los bordes de las fosas en respuesta a la lenta subsidencia de la cuenca durante el Triásico superior-Liásico.

Por su parte, **Haller (2002)** propone que durante el Ladiniano superior se implantó para la zona un régimen fluvial que discurría hacia el suroeste, en valles desarrollados por actividad tectónica probablemente a favor de antigua líneas estructurales. La asociación de facies indica que la cuenca evolucionó de condiciones de subsidencia lenta a un régimen de mayor tasa de subsidencia. Se desarrollaron amplias llanuras aluviales y las condiciones climáticas favorables permitieron el desarrollo de una abundante flora. En el Carniano se produjo el ascenso de la región y no se habrían depositado sedimentos. Durante el Noriano comenzó la sedimentación de la Formación Laguna Colorada, acompañada de un volcanismo intermitente. Estos fenómenos estuvieron vinculados al régimen extensional que desde el Pérmico afectaba al Macizo del Deseado. La presencia de este volcanismo sugiere que la depositación de las sedimentitas del Grupo El Tranquilo corresponde una facies de subsidencia termal del rift Triásico.

Formación Roca Blanca

Antecedentes

En los alrededores de los afloramientos de las rocas triásicas del Grupo El Tranquilo, en el área del anticlinal El Tranquilo, **Di Persia (1956) y De Giusto (1956)** reconocen un potente conjunto epiclástico-piroclástico que denominan *Serie de Roca Blanca* en el que incluyen niveles basálticos y aglomerádicos que coronan la secuencia.

Debido a las diferentes litologías observadas, **Di Persia (1957)** diferenció la *«Serie de Roca Blanca Sedimentaria»* y la *«Serie de Roca Blanca Superior Aglomerádica»*, mientras que **De Giusto (1958**) se refirió al paquete volcánico como *«Serie de Roca Blanca Efusiva»*.

Herbst (1961) publicó la primera mención sobre esta unidad, llamándola *«Serie Roca Blanca»* y en 1965 le dio rango formacional, haciendo una minuciosa investigación de la secuencia y de la abundante tafoflora que contiene. **Lesta y Ferello (1972)** separaron los aglomerados y basaltos como Formación Bajo Pobre. A partir de entonces se mantiene la denominación de Formación Roca Blanca para las tobas y sedimentitas (tobas, areniscas líticas y arcósicas, tufitas y pelitas) sin incluir a los basaltos y aglomerados.

El contenido paleoflorístico y los restos de vertebrados presentes en esta secuencia fueron estudiados por **Reig, (1961); Herbst (1965); Stipanicic y Bonetti (1970)** y **Casamiquela, (1975).**

Devitt (1984) definió que al menos la mitad de la secuencia descripta corresponde a tobas de caída, indicativo de la existencia de un ciclo piroclástico ácido al cual estaría sobreimpuesto un régimen fluvial en ambiente de llanura de inundación como lo marcan **Panza, 1995)** y **Panza y Haller (2002).**

El principal grupo de afloramientos aparece en el área comprendida por las estancias Cerro León, Los Pirineos, Roca Blanca y Cañadón Largo, en el área del anticlinal El Traquilo. Afloramientos subordinados se encuentra al este de la estancia Las Mercedes, entre las estancias Cóndor y Cerro Vanguardia y en el bajo de la Laguna Blanca **(Panza, 1995)**. La sección tipo de la unidad, definida por **Herbst (1965),** se ubica al norte del cerro Mojón, sin embargo, **Panza (1982)** y **Devitt (1984)** estimaron mucho más representativo el sector entre la estancia Cañadón Largo y la Laguna Colorada.

Afloramientos del sector estudiado

Esta es la unidad más desarrollada del área y aparece principalmente en el sector central y oeste abarcando un 65 % de la superficie de la zona de estudio (Fig. 3-15). Los afloramientos, en general, están mal expuestos o cubiertos y no fue posible graficar a escala de mapeo las distintas litologías de la unidad debido a la falta de continuidad de los afloramientos. Se reconocieron distintas litologías: tufitas, areniscas tobáceas finas a gruesas, escasos bancos lenticulares de conglomerados finos, tobas y en menor proporción ignimbritas. Estas litologías presentan coloraciones grisaceas, blanquecinas y rosadas, hasta gris oscuro y negro en los niveles peliticos.

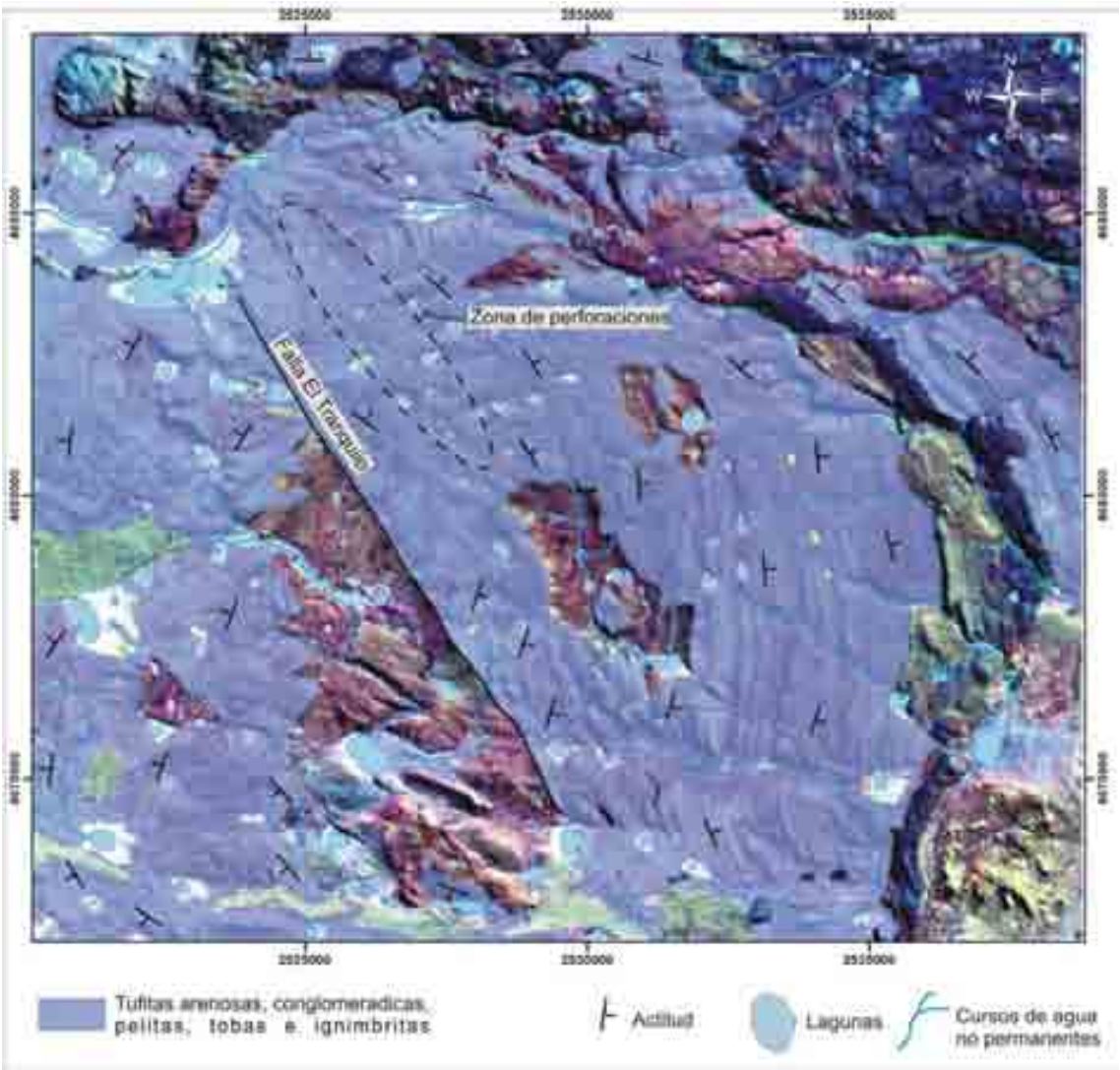


Figura 3-15 Mapa de afloramientos de la Formación Roca Blanca.

Figura 3-16 A) Afloramiento de tufita arenosa con estratificación. B) Detalle litológico de tufita arenosa.

Las tufitas y areniscas tobaceas son las litologías más abundantes y forman bancos resistentes que sobresalen en el relieve casi sin formar desniveles. Se encuentran generalmente en cañadones y en algunos casos son las únicas rocas aflorantes debido a su mayor resistencia y diaclasamiento (Fig. 3-16). Presentan coloraciones que van del gris verdoso hasta gris blanquecino, amarillento y tonos rosados, castaño claro y verde. El tamaño de grano es fino a mediano, aunque abundan las areniscas gruesas que en algunos casos llegan hasta conglomerados finos.

Figura 3-17 A) Afloramiento de estrato de tufita conglomerádica de coloración verdosa y nivel de tufita arenosa por encima de coloración castaño clara. B) Detalle litológico de tufita conglomerádica.

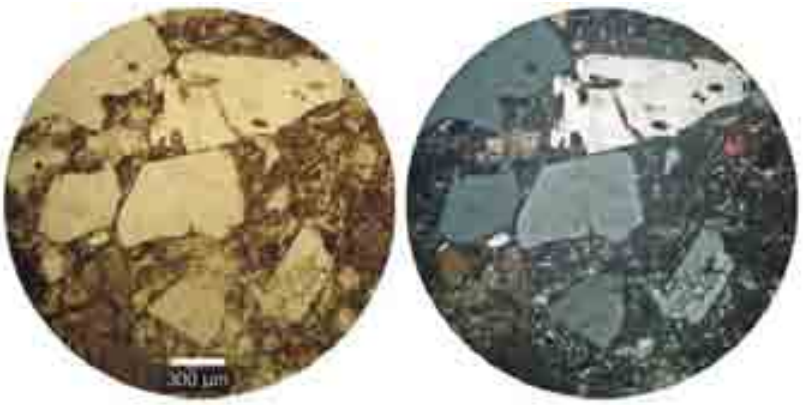
Composicionalmente son tufitas o areniscas tobáceas ya que presentan gran cantidad de material piroclástico retrabajado y mezclado con sedimentos epiclásticos. Presentan clastos subángulosos a subredondeados de cuarzo, feldespatos, pequeños cristales de micas, pómez, trizas vítreas alteradas y litoclastos de tobas y vulcanitas afaníticas oscuras, y en algunos casos presentan matriz tobácea. En general son macizas o con estratificación planar, pero algunos niveles presentan estratificación entrecruzada en

artesa. En los niveles conglomerádicos predominan los componentes líticos (pelitas y areniscas, tobas, vulcanitas y rocas graníticas) y piroclásticos (pómez) en algunos casos ligados por matriz tobácea fina y en menor medida con cemento ferruginoso o carbonático. Forman bancos macizos con morfologías lenticulares de 0,30 a 2 m de potencia (Fig. 3-17).

Figura 3-18 Microfotografía de tufita arenosa con clastos de pómez rotos, fragmentos de trizas vítreas, cuarzo y líticos de pelitas.

Al microscopio las tufitas arenosas (Fig. 3-18 y 3-19), y conglomerádicas, en general, presentan una textura clasto soportada, con clastos ángulosos a subángulos de cuarzos engolfados, plagioclasas y feldespatos alterados, muscovita, biotita, líticos de pelitas y areniscas probablemente del Grupo El Tranquilo, y en menor medida de rocas graníticas y vulcanitas básicas. Son abundantes los componentes volcánicos como pómez rotos o parcialmente aplastados o deformados por atricción entre las partículas y fragmentos de trizas vítreas. En algunos casos presentan una textura matriz soportada con material tobáceo formando la matriz.

Figura 3-19 Microfotografía de tufita arenosa gruesa con clastos subángulos de cuarzo, sanidina y plagioclasa, trizas vítreas y líticos de pelitas.



Los niveles tobáceos son menos abundantes y se encuentran intercalados con las tufitas. Son de grano fino y raramente hasta lapillíticos; son tobas cristalinas a líticas y en sus componentes se reconocieron pómez, cristales de sanidina, cuarzo, biotita, muscovita y líticos. Se disponen en capas de poco espesor de entre 0,10 a 1 m, son laminadas y casi

siempre consolidadas por silicificación (Fig. 3-20). La coloración es gris blanquecino hasta gris verdosa y rosado. Son muy comunes los restos de improntas vegetales o bien las manchas de material carbonoso. Muchas tobas son de segundo ciclo o retrabajadas, debido a la mezcla de detrito piroclástico con otro procedente de la destrucción de tobas preexistentes.

Figura 3-20 A) Afloramiento finamente estratificado de tobas. B) Detalle litológico de toba.

Petrográficamente estas rocas se caracterizan por presentar abundantes cristales de cuarzo de origen volcánico (evidenciado por engolfamientos y cristales piramidales), cristales de sanidina y plagioclasa. Presenta abundantes pómez y en menor medida líticos de vulcanitas básicas (Fig. 3-x).

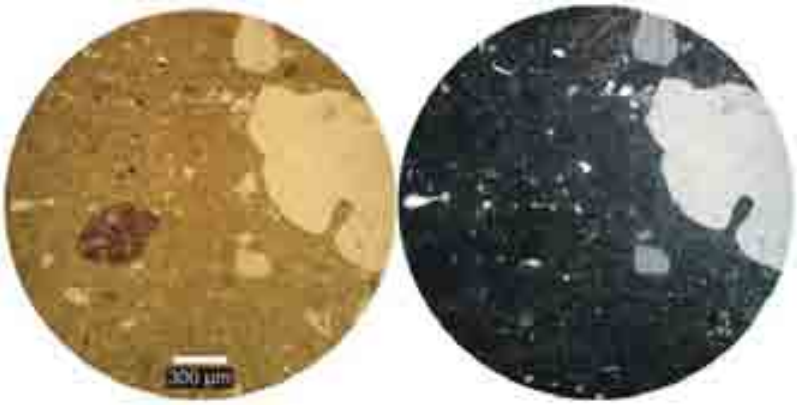


Figura 3-21 Microfotografía de toba cristaloclástica formada por una matriz algo desvitrificada, con cristaloclástos de cuarzo y feldespatos y líticos de vulcanitas básicas.

Durante el mapeo realizado en esta investigación se reconocieron escasos niveles ignimbríticos, de los cuales no hay mención en la bibliografía de la unidad. En el sector del Cerro León se reconocieron ignimbritas de coloraciones blanquecinas con la presencia de cristales de sanidina, cuarzo, mafitos alterados, pómez y fiammes. En el sector centro-norte del área se reconocieron afloramientos de morfologías redondeadas a lobuladas formados por ignimbritas pumíceas poco soldadas a algo soldadas con pómez y fiammes alterados a cloritas, dándole una coloración gris-verdosa a la roca (Fig. 3-22).

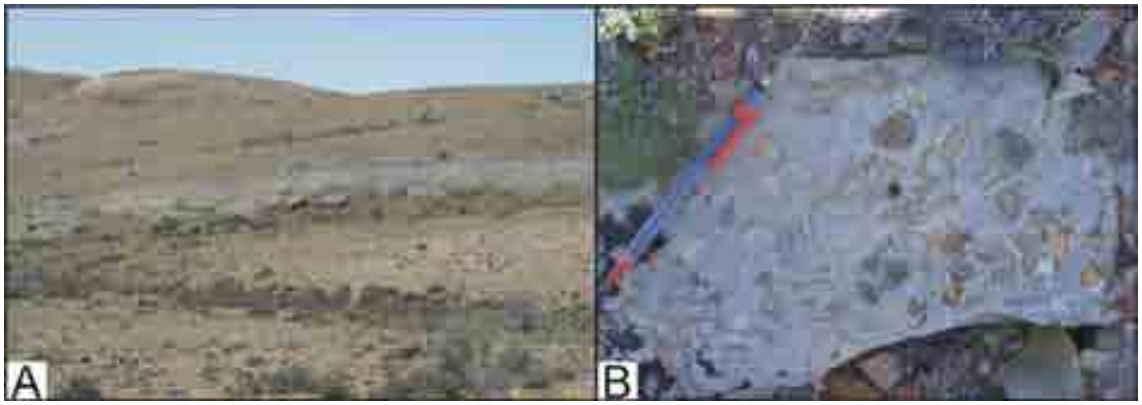


Figura 3-22 A) Afloramiento lobulado a redondeado de ignimbritas. B) Detalle litológico de ignimbrita poco soldada donde se observan gran cantidad de pómez.

La petrografía de estas rocas muestra la presencia de gran cantidad de trizas vítreas bien formadas y pómez en su mayoría aplastados y colapsados formando fiammes. Se observa una marcada fluidalidad evidenciada por los fiammes aplastados y la alineación y rotación de los fragmentos con respecto a la matriz. Presenta cristales de cuarzo, plagioclasas y sanidina, líticos de areniscas y pelitas, rocas graníticas y vulcanitas básicas (Fig. 3-23).

Figura 3-23 Microfotografía de ignimbrita donde se observan fiammes, trizas vítreas, líticos volcánicos y cristaloclástos de cuarzo.

A partir de las perforaciones de exploración minera realizadas en de sector central del área (Fig. 3-15) se pudo estudiar parte de esta unidad en subsuelo. En general, en el sector perforado, a una profundidad entre 30 y 80 m se encuentra el contacto casi siempre transicional con El Grupo El Tranquilo. En los testigos corona se puede observar las mismas litologías descriptas anteriormente (Fig. 3-24). Las rocas presentan un importante grado de oxidación y alteración ya que es la zona donde se localizan las principales estructuras mineralizadas, siendo estas rocas las más afectadas por el paso de fluidos hidrotermales y por el fracturamiento.

Figura 3-24 Sección del pozo P68-06 de *Argentex Mining Corporation*, entre los 3 y 10 m de profundidad, donde se observa niveles tufiticos finos pasando a arenosos y conglomeradicos.

La actitud de las capas en el sector al este de la falla El Tranquilo varían en el rumbo de noreste, norte a noroeste con inclinaciones de entre 7º y 20º siempre hacia el oeste, mientras en el sector al oeste de la falla El Tranquilo las capas presentan una actitud que varían en el rumbo noroeste al noreste con inclinaciones que no superan los 15º hacia el este. Esta variación en la inclinación de los estratos a un lado y otro de la falla sumado a la variación en el rumbo de las capas esta evidenciando la presencia de un domamiento regional de aproximadamente 15 km de diámetro (Fig. 3-25), también representado en las rocas del Grupo El Tranquilo anteriormente descripto.

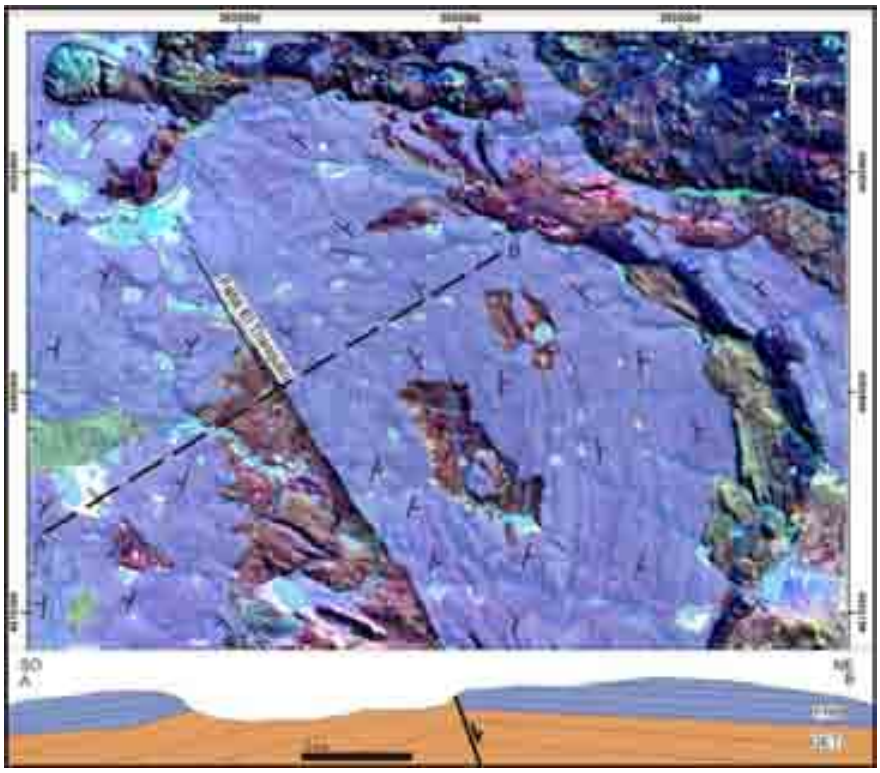


Figura 3-25 Mapa de afloramiento de la Formación Roca Blanca, donde se observa la variación en la actitud de las capas y el domamiento regional. Referencias: GET, Grupo El Tranquilo; FRB, Formación Roca Blanca.

Geoquímica

Se han realizado cinco análisis geoquímicos por elementos mayoritarios, traza y tierras raras en las tobas e ignimbritas halladas en el área de estudio. Los resultados obtenidos se resumen en las Tabla 3-26, Tabla 3-27 y Tabla 3-28.

Tabla 3-26 Resultados de elementos mayoritarios de la Formación Roca Blanca. Valores en %. Referencias: I, Ignimbrita; T, Toba.

	Roca	SiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	LOI
4402	I	79.80	9.77	1.85	0.15	1.34	1.10	5.59	0.31	0.04	0.03	2
4201	I	77.09	13.63	0.85	0.47	2.04	0.93	4.80	0.14	0.03	0.01	6.5
4219	T	76.31	14.13	0.71	0.51	1.67	0.81	5.78	0.11	0.02	0.01	7
5602	T	76.97	13.47	0.59	0.44	1.45	1.31	5.66	0.07	0.03	0.01	6
5765	T	77.97	15.53	0.92	0.59	0.23	0.05	4.12	0.58	0.02	0.01	5.2

Tabla 3-27 Resultados de elementos traza de la Formación Roca Blanca. Valores en ppm.

	Sr	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	Zr	Hf	Sm	Y	Yb
4402	0.76	67.50	51.20	14.80	1.00	4.90	10.01	3.70	5.35	3.25	1.29	1.22
4201	17.66	41.25	52.30	24.20	0.60	2.63	10.36	1.48	2.30	3.05	1.66	1.59
4219	10.73	50.85	31.55	28.90	0.90	3.37	7.79	1.32	2.40	2.95	1.22	1.46
5602	16.58	50.25	41.40	30.50	0.80	3.80	6.50	1.09	2.30	2.45	1.86	1.93
5765	0.25	73.20	9.65	12.90	0.70	2.57	4.13	1.51	2.40	1.05	0.61	0.62

Tabla 3-28 Resultados de tierras raras de ignimbritas (celeste) y tobas (azul). Valores en ppm.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
4402	45.8	100.1	12.84	49.5	9.74	1.47	7.06	1.32	7.15	1.52	3.73	0.63	3.67	0.61
4201	63.7	103.6	14.49	53	9.14	1.05	6.58	1.23	7.2	1.6	4.39	0.77	4.78	0.79
4219	51.8	77.9	12.87	47.2	8.86	0.79	6.08	1.16	6.45	1.39	3.77	0.73	4.39	0.72
5602	31.7	65	8.36	30.7	7.35	0.39	6.64	1.36	8.68	1.98	5.39	0.97	5.8	0.96
5765	21.7	41.3	4.87	19	3.14	0.62	2.47	0.51	2.77	0.62	1.61	0.29	1.87	0.31

Los resultados analíticos muestran que las ignimbritas y tobas de la Formación Roca Blanca son rocas ácidas (SiO_2 > 63%). En el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 3-29A) de **Le Maitre (1989)**, estas rocas se ubican en el campo de las riolitas. Debido a los altos valores de pérdida por ignición (LOI) registrados en algunas de estas muestras, también se ha utilizado al diagrama (Fig. 3-29B) de **Winchester y Floyd (1977)** para su clasificación por elementos inmóviles y para poder comparar con el TAS. En este grafico dos tobas y una ignimbrita se ubican en el campo de las riolitas, mientras que una ignimbrita se posiciona en el campo de las riodacitas y una toba en el campo de las andesitas.

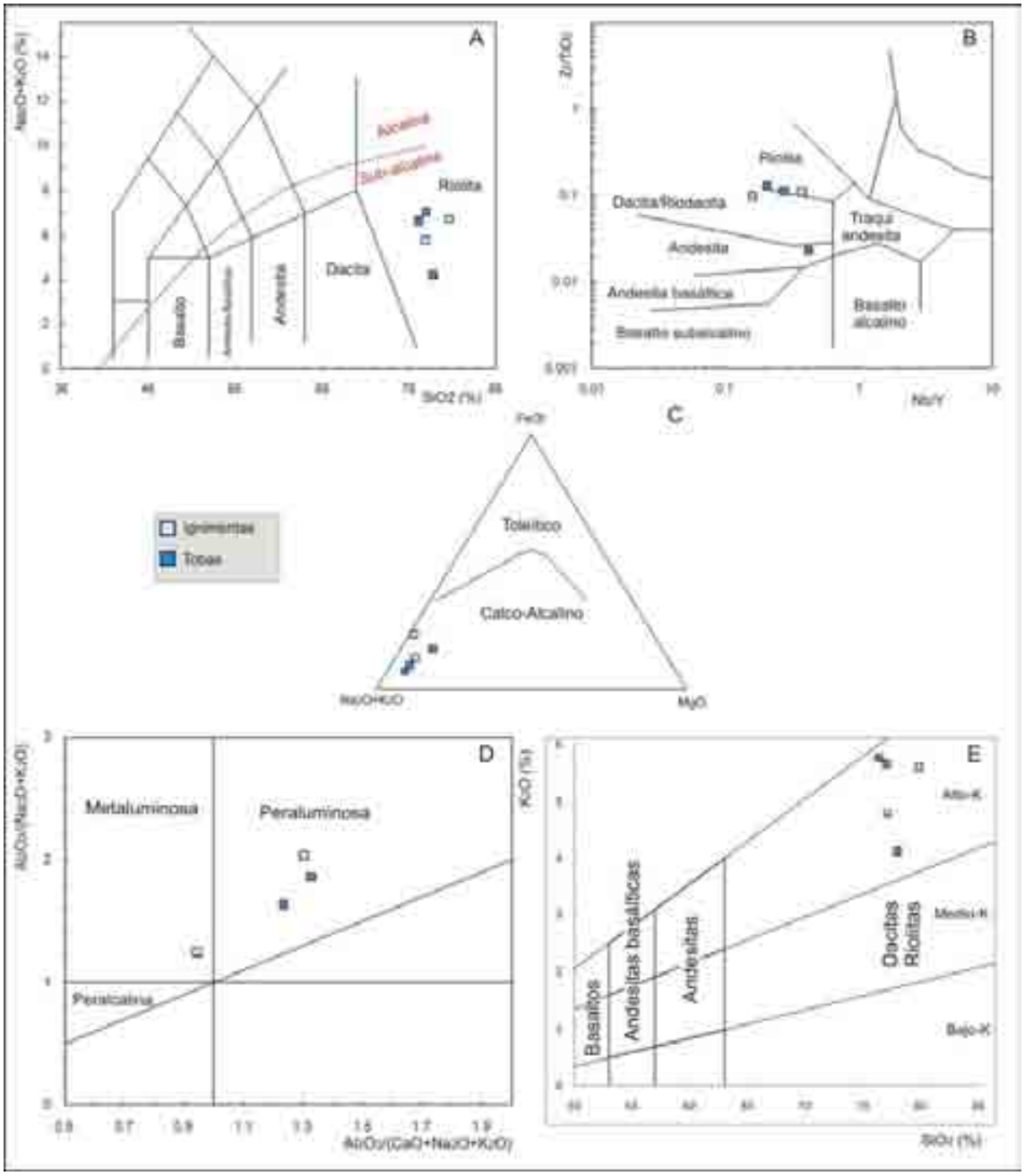


Figura 3-29 Diagramas de clasificación y caracterización geoquímica de las rocas de la Formación Roca Blanca. A) Le Maitre (1989) e Irvine y Baragar (1977). B) Winchester y Floyd (1977). C) Irvine y Baragar (1977). D) Maniar y Piccoli (1989). E) Le Maitre (1989).

Tanto las tobas como las ignimbritas son rocas subalcalinas, pertenecientes a la serie calcoalcalina según los diagramas (Fig. 3-29A y C) de **Irvine y Baragar (1971).** Son peraluminosas, salvo una toba que es metaluminosa (Fig. 3-29 D) determinado mediante el índice Shand, de **Maniar y Piccoli (1989)** y presentan un alto contenido de alto potasio (Fig. 3-29E), según la clasificación de **Le Maitre (1989)**.

Es importante señalar que estas rocas se encuentran generalmente muy alteradas. La lixiviación por aguas meteóricas produce la movilización de Na, K y Si especialmente en el vidrio volcánico (**Scott, 1971**). Por otro lado, los procesos de alteración por la fase vapor y el extenso sistema geotermal que actuó en la región con posterioridad al volcanismo pudieron haber producido grandes modificaciones en la geoquímica de las rocas. **Riley *et al.*, (2000)** mencionan un enriquecimiento en K, Rb, Ba, Si y S y una disminución en Na, Ca y Sr para las rocas silíceas afectadas por hidrotermalismo. Además, **Lofgren (1970)** menciona que los contenidos de SiO_2, H_2O, Na_2O, K_2O y Al_2O_3 son alterados por la desvitrificación del vidrio volcánico, lo mismo que el de algunos elementos traza y tierras raras (**Weaver *et al.*, 1990**). Este enriquecimiento puede ser comprobado en una de las rocas analizadas, donde hay un enriquecimiento en SiO_2 (muestra 4402 con valor mayor a 78%, el máximo para el vidrio volcánico).

Los valores de elementos trazas y de tierras raras se representan en diagramas expandidos tipo spider, normalizado a MORB, según **Pearce (1981),** para los elementos trazas y normalizado según **Sun & McDonough (1989)** para las tierras raras (Fig. 3-30 A y B).

Los elementos trazas presentan un distribución relativamente uniforme de los valores promedios de las tobas e ignimbritas, con una fuerte anomalía en elementos litofilos como Rb, Ba y Th, mientras que los elementos como Ta, Zr, Ti y en parte Sr diminuyen formando una anomalía negativa.

Las tierras raras presentan una importante uniformidad y coherencia de los valores promedios de las rocas observándose, en general, valores más bajos para las tobas.

La distribución tanto de los elementos trazas como de las tierras raras permite confirmar que estas rocas son producto de un mismo evento magmático.

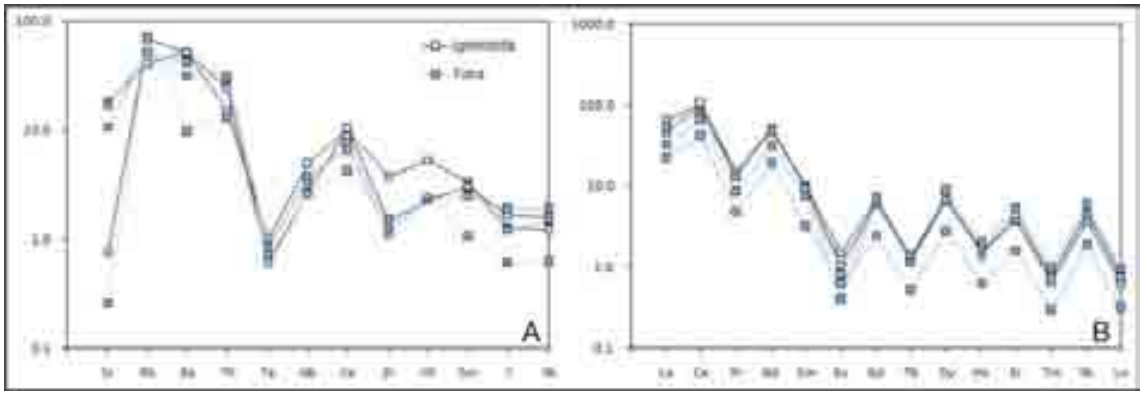


Figura 3-30 Diagramas de tipo spider. A) Elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1981). B) Tierras raras normalizado según Sun & McDonough, (1989).

En cuanto a la petrogénesis de estas rocas se evidencia, mediante los diagramas de **Norry y Pearce (1979)** y **Pearce et al. (1984)**, que las rocas estudiadas se ubican en el campo de los granitoides de arco volcánico y granitoides sin-colisionales, siendo los tenores de todas las muestras menores a 12 ppm de Nb, lo que es típico de riolitas de márgenes continentales (**Macdonald *et al.*, 1992**) pero con una leve tendencia hacia el campo de los granitoides de intraplaca (Fig. 3-31 A y B).

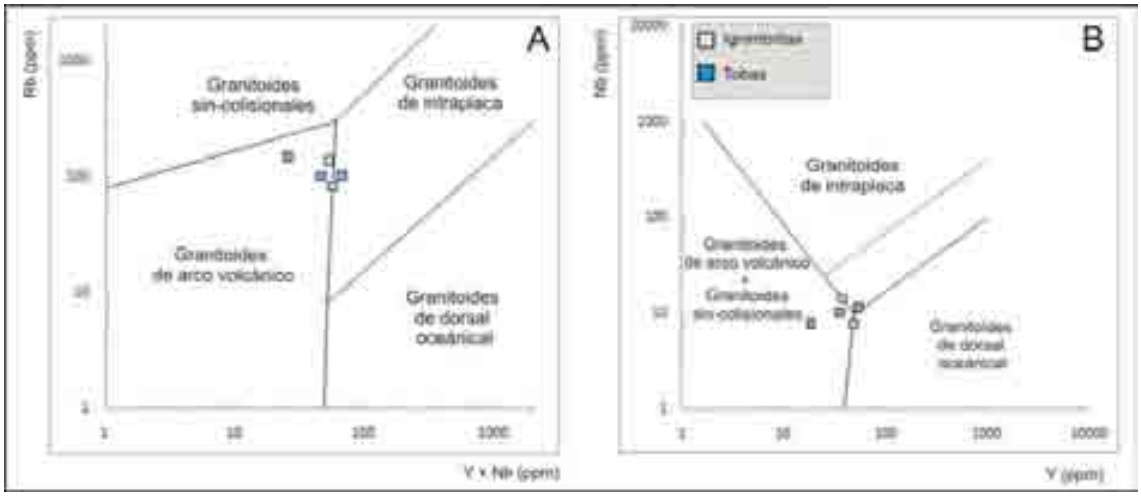


Figura 3-31 Diagramas de caracterización petrogenética. A) Pearce, et al. (1984). B) Pearce y Norry (1979).

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, este volcanismo se habría generado por magmas de composición ácida, principalmente riolitica, peraluminosos y con tendencia calcoalcalina. Estos magmas poseen moderados a altos tenores de potasio (4,12 a 5,59%) mientras que son pobres en TiO_2 (no superiores a 0,58%), CaO (0,23 y 1,34%), FeO_t (0,59 y 1,85%) y MgO (0,15 y 0,59%).

Del análisis petrogenético y petrotectónico se puede concluir que este conjunto de rocas posee características de arco volcánico con una leve tendencia a un ambiente de intraplaca, lo que podría estar indicando un ambiente de retroarco volcánico.

Geología isotópica

Sobre muestras de ignimbritas se realizaron estudios de isotopos de Pb, Sr y Nd con el fin de caracterizar petrogenéticamente a los niveles volcaniclásticos de la unidad. Los isótopos de Pb/Pb (Tabla 3-32), la relación Sr^{87}/Sr^{86} (Tabla 3-33) y los valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Tabla 3-34) indican un origen en la corteza superior para el magma que produjó este volcanismo.

Tabla 3-32 Resultados de isótopos de Pb.

Roca	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)
Ignimbrita	18,670	0,006	15,624	0,006	38,693	0,006

Tabla 3-33 Resultados de isótopos de Sr.

Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Error	Sr^{87}/Sr^{86}	Error	Sr^{87}/Sr^{86} Calculado
Ignimbrita	182,3	121,5	4,347	0,057	0,717747	0,000033	***0,70693***

Tabla 3-34 Resultados de isótopos de Nd.

Material	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Error	$\varepsilon_{(0)}$
Ignimbrita	0,512373	0,000010	***-5,17***

Espesor y Relaciones Estratigráficas

Herbst (1961, 1965) y **Di Persia (1956)** realizaron perfiles con rumbo aproximado este–oeste, donde el primer autor midió un espesor de 990 m y el segundo estimó 1.240 metros. **Turic (1969)** para el mismo sector midió 1.210 m. **De Giusto (1956)** levantó un perfil norte–sur, con un espesor total calculado de 1.220 m. **Panza (1995)** considera que la presencia de varias fallas, y cambios en el rumbo e inclinación de los estratos y la ausencia de niveles guía, hacen suponer que los espesores máximos citados son excesivos y le asigna a la unidad un espesor de 805 m a partir del perfil levantado por **Devitt (1984)** en la sección tipo entre la estancia Cañado Largo y la Laguna Colorada. Los datos de perforaciones mineras someras (menor a -400 m) indican un espesor de entre 30 y 80 m para el sector central del área (Fig. 3-15), que coincide con la zona topográfica más alta del área y la parte central del domamiento regional, la que pudo haber sufrido mayor erosión, por lo que el espesor podría incrementarse hacia los flancos de la antiforma. Este aumento de espesor se observa claramente en las líneas sísmicas de *YPF (***Homovc y Constantini 2001 y Cortiñas *et al.,* 2005)** quienes le asigna un total de 1000 a 1200 m.

La Formación Roca Blanca se apoya en discordancia angular sobre las rocas triásicas del Grupo El Tranquilo (**Panza, 1995)** mientras que **Cortiñas *et al.*, (2005)** indican que estas unidades se encuentran separadas por una discontinuidad estratigráfica menor. En la mayoría de los casos no se observa contacto directo, ya que casi siempre ambas unidades están separadas por un pequeño espesor cubierto y en menor medida por contacto tectónico.

Di Persia (1956) y **De Giusto (1956)** proponen que esta unidad se encuentra cubierta concordantemente por basaltos y aglomerados volcánicos de la Formación Bajo Pobre, mientras que **Turic (1969) y Panza (1982)** indican que el contacto es por una discordancia erosiva y angular.

En el presente trabajo de investigación se reconoció, en el sector norte y noreste del área (Fig. 3-15), la presencia de niveles tufíticos, tobas e ignimbritas ácidas, que fueron asignados en este trabajo a la Formación Roca Blanca, los cuales se encuentran apoyados sobre coladas basálticas asignadas por **Pezzi (1970)** a la Formación Bajo Pobre. Se reconoció una secuencia de al menos cuatro repeticiones conformada por coladas de basaltos amigdaloides con espesores de hasta 4m, inclinando entre 10º y15º hacia el NE y por encima concordantemente tufitas arenosas a conglomerádicas, tobas e ignimbritas, conformando intercalaciones de basaltos dentro de la secuencia de la Formación Roca Blanca (Fig. 3-15 y Fig. 3-35). En la mayoría de los casos las tufitas están apoyadas concordantemente sobre los basaltos, pero también se observan zonas muy craqueladas y fracturadas en donde el contacto posiblemente sea por falla.

Finalmente, **Panza (1995)** indica que está unidad esta separada del Grupo Bahía Laura por una marcada discordancia angular, aunque en la mayoría de los casos el contacto es por falla. Durante las tareas de mapeo en el área de estudio, no se pudo determinar fehacientemente el contacto entre estas unidades ya que se encontraba muy cubierta la zona.

Figura 3-35 Contacto de las tufitas de la Formación Roca Blanca (coloración clara, parte superior de la foto) sobre los basaltos atribuidos a la Formación Bajo Pobre (coloración oscura, parte inferiro de la foto).

Edad

Herbst (1965) a partir del estudio de la tafoflora, ubicó a la Formación Roca Blanca en el Liásico medio a superior, pudiendo llegar al Dogger inferior (Aaleniano). **Stipanicic y Bonetti (1970)** y **Panza (1982, 1995)** refirieron la unidad al Toarciano–Aaleniano.

Homovc y Constantini (2001) asumen una edad Retiana para la parte superior de La Formación Roca Blanca, por la presencia de flora neotriásica en las rocas.

Echeveste (2005) propone que las tobas en los niveles altos de la Formación Roca Blanca **(Panza, 1995)** podrían interpretarse como facies distales del volcanismo explosivo que da origen a la Formación Chon Aike ya que las edades absolutas obtenidas para esta última por **Feraud *et al.*, (1999)** de 178 Ma para afloramientos ubicados en la costa atlántica, indican un traslapamiento temporal de ambas en la base del Jurásico medio.

La presencia de intercalaciones basálticas atribuidas a la Formación Bajo Pobre (Jurásico medio a superior) podrían estar indicando una edad mayor para el tope de la secuencia de la Formación Roca Blanca o una edad menor (Jurasico inferior) para las coladas basálticas.

Ambiente de depositación y tectonosedimentario

Se trata de una secuencia continental de ambiente de llanura de inundación, con un régimen fluvial de competencia variable al cual se habría sobreimpuesto un ciclo piroclástico ácido de gran extensión y duración, donde el producto de lluvias de cenizas sería transportado por los vientos hacia la cuenca de depositación. Las corrientes fluviales, representadas principalmente por los estratos psamítico–psefíticos, han actuado sobre elementos piroclásticos previamente depositados, dando lugar a rocas de mezcla o tufitas. Los niveles de tobas muy finas o de pelitas, se habrían depositado en lagunas o bañados dispersos en la llanura de inundación. **(Panza, 1995; Panza y Haller, 2002)**. La presencia de niveles de tufitas, tobas e ignimbritas ácidas confirman la presencia de un volcanismo acido activo para esta época y la posible cercanía de los centros emisores de este evento. La intercalación de las coladas basálticas de la Formación Bajo Pobre en la secuencia, evidencian un volcanismo básico coetáneo con el evento piroclástico ácido.

Para **Homovc y Constantini (2001)** y **Cortiñas *et al.*, (2005)** la Formación Roca Blanca conjuntamente con el Grupo El Tranquilo representan los depósitos de subsidencia térmica o SAG del rift permo-triásico de La Golondrina.

Discusión

Las rocas de la Formación Roca Blanca están compuestas por tufitas finas a conglomerádicas formadas en un ambiente fluvial de competencia variable al cual se sobreimpuso un ciclo piroclástico ácido **(Panza, 1995; Panza y Haller, 2002).**

El reconocimiento, durante esta investigación, de ignimbritas dentro de esta unidad confirma la presencia de un evento volcánico ácido y sugiere una relativa proximidad de los centros de emisión. La identificación de coladas de basaltos intercaladas en la parte superior de la secuencia epiclástica-piroclástica indican la presencia de un volcanismo básico coetáneo con el volcanismo ácido y la sedimenttación.

En el área de estudio **Pezzi (1970**) asignó estos basaltos a la Formación Bajo Pobre y subdividió a la unidad en tres miembros en base a sus características litológicas en: *Miembro Inferior Basáltico*, constituido por mantos de basaltos afaníticos; *Miembro Cañadón Largo*, formado por areniscas medias a conglomerados, tobas finas y conglomerados finos a medianos, y el *Miembro Superior Aglomerádico La Paloma*, compuesto por aglomerados volcánicos andesíticos a basandesíticos y basaltos subordinados. Mientras que **Panza (1995**) definió a las rocas del *Miembro Cañadón Largo* como una intercalación piro-sedimentaria básica dentro de la Formación Bajo Pobre, solo reconocida en este sector del Macizo del Deseado.

En la presente investigación se reconocieron en las rocas correspondientes al *Miembro Cañadón Largo* iguales características litológicas a las de la Formación Roca Blanca, encontrando incluso ignimbritas y tobas acidas, lo que llevo a reubicar a estas rocas dentro de la Formación Roca Blanca.

Formación Cerro León

Antecedentes

Son escasas las menciones de esta unidad en el Macizo del Deseado. Las primeras citas fueron hechas por **Di Persia (1956)**, quien identificó estas rocas como *diabasas* en los alrededores del anticlinal El Tranquilo. **Pezzi (1970)** realizó un análisis más detallado de las mismas, proponiendo el nombre de *Diabasa Cerro León*. La primera mención publicada corresponde a **De Giusto *et al.*, (1980)**. Posteriormente **Panza (1982, 1995a)** utilizó el nombre de *Formación Cerro León* por estar integrada la unidad por otros tipos litológicos aparte de diabasas, en particular en su localidad tipo, al cerro León.

Las rocas que componen la Formación Cerro León son rocas hipabisales básicas a intermedias que intruyen a unidades triásicas y jurásicas en el sector del anticlinal El Tranquilo, y son vinculadas genética y temporalmente al episodio volcánico de la Formación Bajo Pobre **(Pezzi, 1970; Panza, 1982)**.

Guido (2002) definió para la zona de Bahía Laura y el Bajo Leonardo, diques de diabasas basálticos a traquiandesíticos calcoalcalinos de edad toarciana que correlaciona con las rocas de la Formación Cerro León. Descarta su correlación con las rocas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre y postula que podrían corresponder a material básico que ha ascendido por fracturas (sin llegar a superficie) en el inicio del rifting Jurásico, que continuaría posteriormente con las importantes efusiones de la Formación Bajo Pobre y del Grupo Bahía Laura.

Afloramientos del sector estudiado

En el área de estudio se reconoció la presencia de cuerpos intrusivos subvolcánicos y plutónicos epizonales que fueron asignados a esta unidad. Se reconocieron dos litologías principales, dioritas y pórfidos andesíticos.

En el sector central del área aflora, sobre el borde oeste de la Falla El Tranquilo y al sudeste de la Laguna Larga (Fig. 3-36), un cuerpo diorítico denominado *Néstor* y en el sector centro-sur del área, al sur de la Laguna Grande (Fig. 3-36), aflora otro cuerpo diorítico denominado *Mercedes.* Presentan una morfología subcircular a elongada con una orientación NO (Fig. 3-37), y están asociado a fallas con esta misma orientación, las que posiblemente hayan controlado su intrusión. Las rocas sedimentarias que rodean a estos cuerpos presentan plegamientos (domamientos) subcirculares producto de la deformación por la intrusión.

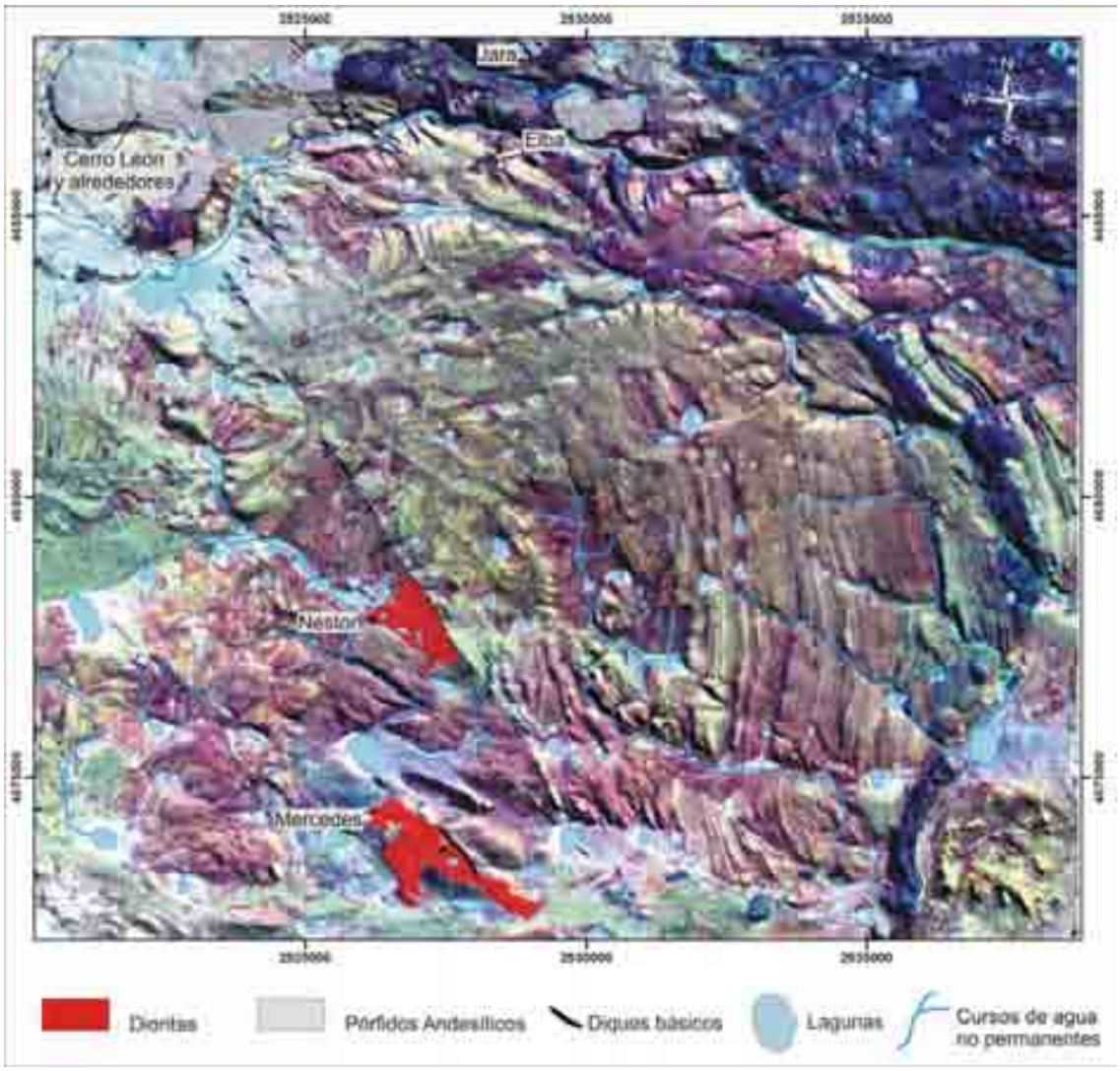


Figura 3-36 Mapa de afloramientos de la Formación Cerro León.

Son cuerpos heterogéneos en cuanto a su yacencia, ya que en los bordes se presentan filones capas con afloramientos de morfologías tabulares y en concordancia con la estratificación de las sedimentias. En otros sectores se presentan discordantes con morfología de lacolito. Son de grano fino y están formados principalmente por plagioclasas y piroxeno. Hacia los sectores centrales de los cuerpos los afloramientos presentan morfologías redondeadas, en algunos casos con diyunción catafilar, en donde la roca presenta mayormente textura porfiroide (Fig. 3-38).

Figura 3-37 Imagen satelital IKONOS del cuerpo diorítico *Néstor* donde se observa su morfología subcircular a elipsoidal elongada en dirección NO-SE.

Se trata de una diorita holocristalina de grano grueso formada por plagioclasas y piroxeno. Estos cuerpos presentan zonas afectadas por inyecciones que forman bolsones con megacristales de hasta 5 cm de largo de plagioclasas y piroxeno, y diques de aplitas asociados, los que estarían representando facies pneumatolíticas (Fig. 3-39).

Figura 3-38 A) Cuerpo diorítico *Néstor* intruyendo a las sedimentitas del Grupo El Tranquilo. B) Afloramientos redondeados con diyunción columnar. C) Detalle litológico de la diorita con textura porfiroide con fenocristales de plagioclasas y piroxeno.

Figura 3-39 Facies pneumatolíticas en cuerpos dioríticos. A) Facies de diorita de grano grueso. B) Diques aplíticos.

En corte delgado los fenocristales más abundantes son plagioclasas de composición labradorita a andesina, la cual se presenta en dos generaciones distintas: cristales mayores (hasta 180 µm) euhedrales a subhedrales, dispuestos en una base de cristales menores subhedrales a anhedrales con un tamaño de hasta 60 µm. El clinopiroxeno (diópsido) se presenta en secciones basales y longitudinales subhedrales a anhedrales rellenando los intersticios de las plagioclasas formando una textura intrafasicular (Fig. 3-40 A). También hay cristales de piroxeno mayores (hasta 200 µm) redondeados que engloban parcial o totalmente a cristales de plagioclasas generando texturas ofíticas a subofíticas (Fig. 3-40 B). Hay gran cantidad de minerales opacos principalmente ilmenita.

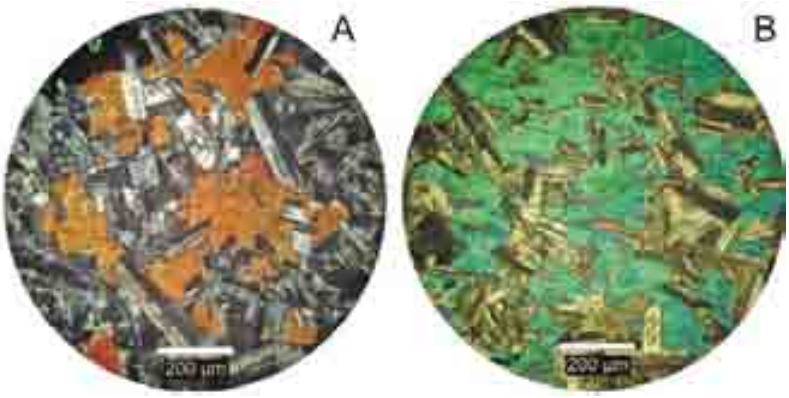


Figura 3-40 Microfotografías de dioritas con nicoles cruzados. A) Cristales de piroxeno y plagioclasas con textura intrafasicular. B) Cristal de piroxeno englobando cristales de plagiocalsa formando textura ofítica.

Los pórfidos andesíticos se encuentran intruyendo principalmente a las tufitas de la Formación Roca Blanca y a los basaltos de la Formación Bajo Pobre, en el sector noroeste y centro-norte del área (Fig. 3-36). Además del cuerpo del *Cerro León* y sus alrededores, donde se definió la unidad, se reconocieron nuevos cuerpos en las inmediaciones del área como el cuerpo *Jara* y *Elba* (Fig. 3-36). Presentan una

morfología claramente subcircular (Fig. 3-41 y 3-42 A), discordantes y acompañado por la formación de un domamiento en las rocas intruidas. Son muy homogéneos en sus afloramientos (Fig. 3-42 B) y litología y presentan un borde externo en contacto con las rocas intruidas, de grano fino, posiblemente un borde sobrenfriado. Litológicamente, a muestra de mano, son pórfidos andesíticos de textura porfírica con pasta microgranuda y fenocristales de plagioclasa y piroxenos (Fig. 3-42 C).

Figura 3-41 Imagen satelital IKONOS del cuerpo andesítico *Cerro León* donde se observa su morfología subcircular.

Petrográficamente estas rocas presentan una textura porfírica caracterizada por una pasta con textura seriada formada principalmente por tablillas subhedrales y cristales anhedrales de plagioclasas sin orientación y secciones longitudinales y basales subhedrales y anhedrales de piroxeno, y en menor medida cuarzo anhedral y anfíboles subhedral (Fig. 3-43). Los fenocristales están representados por plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Las plagioclasas son el principal fenocristal con tablillas subhedrales a euhedrales decusadas de hasta 150 µm de tamaño, su composición es labradorita (los cristales mayores) y andesina (los menores).

Los fenocristales máficos están en menor proporción que la plagioclasa y se presentan como secciones longitudinales subhedrales y en menor medida secciones basales de ortoanfibol de tamaño variable (hasta 230 µm) y en menor proporción cristales anhedrales. El piroxeno es menos abundante que el anfíbol, son cristales euhedrales a subhedrales, tanto en secciones longitudinales como basales de ortopiroxeno (hipersteno) y clinopiroxeno (diópsido) con un tamaño menor a los 100 µm. En general los mafitos se disponen agrupados formando una textura glomeroporfírica (Fig. 3-43).

Geofísica

Se realizó un trabajo de interpretación geológico – geofísica del área, en conjunto con el grupo de geofísicos del SEGEMAR, cuyos resultados fueron publicados en **Peñalva *et al.,* (2008**).

Figura 3-42 A) Pórfido andesítico *Cerro León* intruyendo a las rocas de la Formación Roca Blanca B) Detalle de afloramiento. C) Detalle litológico del pórfido andesítico con textura porfírica con fenocristales de plagioclasas y piroxeno y pasta microgranuda.

A partir de datos aeromagnéticos se reconoce una importante anomalía subcircular definida como *dominio I* (Fig. 3-44) que coincide con los afloramientos del Grupo El Tranquilo y la Formación Roca Blanca y que es interpretado como un intrusivo no aflorante que subyace al Grupo El Tranquilo y a la Formación Roca Blanca, generando por su intrusión el domamiento regional (anticlinal El Tranquilo) y el fracturamiento radial asociado. Este cuerpo intrusivo, modelizado como un elipsoide, tendría un diámetro aproximado de 8 a 10 Km en planta y una profundidad máxima hasta su centro de 5,6 Km; siendo la profundidad mínima, hasta su techo, de 1400 metros.

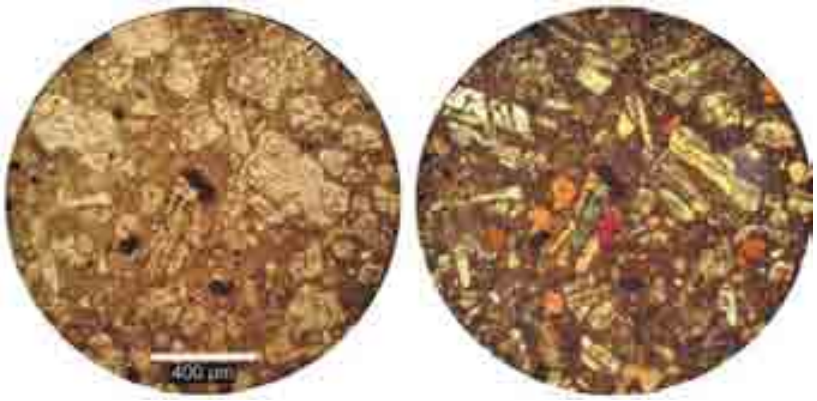


Figura 3-43 Microfotografía de pórfido andesítico formado por plagioclasas, anfíbol y piroxeno con textura porfírica y glomeroporfírica.

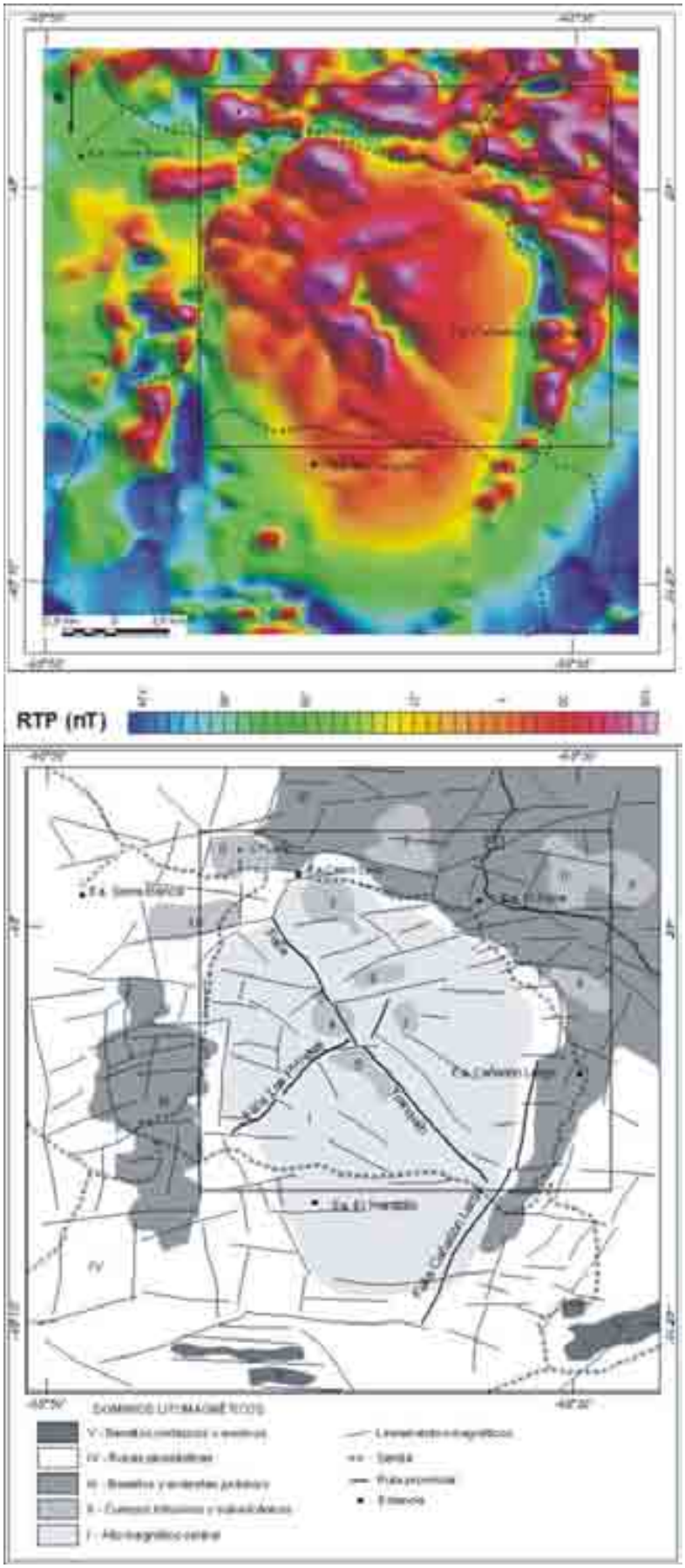


Figura 3-44 A) Mapa de la intensidad del campo magnético total reducida al polo (RTP) del área del anticlinal El Tranquilo. B) Mapa de interpretación geológica (geología "sólida") del levantamiento aeromagnético regional. En recuadro negro esta representada el área de estudio. Modificado de Peñalva et al. (2008).

El *dominio II* (Fig. 3-40) se interpreta como stocks o apófisis alimentadas por el cuerpo intrusivo mayor. Corroboran esta hipótesis el hecho de que las anomalías II-1, II-2 y II-5 coincidan en superficie con afloramientos de pórfidos andesíticos y dioritas. Existen importantes anomalías magneticas incluidas en este dominio que si bien no se corresponden con afloramientos de intrusivos y cuerpos subvolcánicos, se interpretan como cuerpos someros no aflorantes,

semejantes a los que se presentan en el área (Formación Cerro León) y que son los que estarían causando deformación localizada debido a su intrusión, como por ejemplo la deformación localizada de los sedimentos sobre la anomalía II-3 (Fig. 3-44 y 3-45). La presencia de un cuerpo subvolcánico no aflorante como causante de la anomalía II-3, queda confirmada por la perforación P65-06 de *Argentex Mining Corporation*, que intersecta a una roca porfírica de composición diorítica a 80 m de profundidad (Fig. 3-41). La presencia de estos intrusivos subsuperficiales también ha sido corroborada por la perforación CL.x-1, que atravesó un cuerpo de roca ígnea básica, microgranular con cristales de mafitos y plagioclas, asignado a la Formación Cerro León, de 160 m de potencia a una profundidad de 580 m (**Cortiñas *et al.*, 2005;** Fig. 3-13).

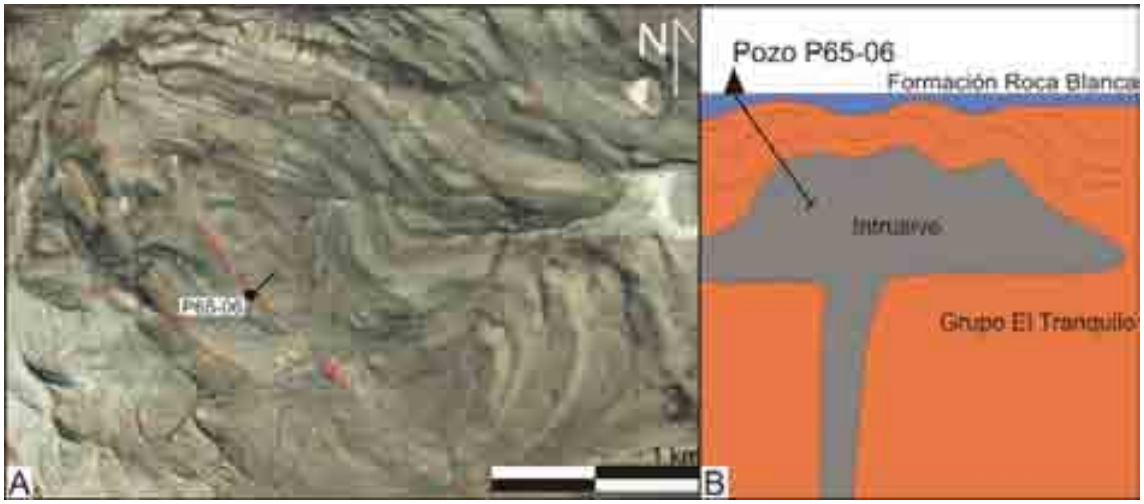


Figura 3-45 A) Imagen IKONOS donde se observa la deformación localizada de las sedimentitas producido por la intrusión de un lacolito diorítico no aflorante y ubicación de la perforación P65-06 que corta al cuerpo en profundidad. B) Modelo interpretativo del sector.

Cabe destacar que el sector central del área presenta un agrupamiento de cuerpos someros (dominio II - anomalías II-4, II-5, II-6, II-7 y II-11; Fig. 3-44) que se ubican en los alrededores de la intersección de la falla El Tranquilo con la falla Los Pirineos. El modelo cuantitativo de las anomalías magnéticas II-4, II-6 y II-11(Fig. 3-44) indica que son cuerpos subcirculares ubicados entre 242 y 800 m en profundidad. La anomalía II-6, de morfología elongada y rumbo ENE, se ubica entre dos lineamientos magnéticos, uno de los cuales coincide en superficie con una falla del sistema radial.

Estudios de resistividad y magnetometría terrestre, realizados para exploración minera por *Argentex Mining Corp*., evidencian también la presencia de estos mismos cuerpos asociados a las anomalías regionales detectadas por la aeromagnetometría.

Geoquímica

Se ha realizado un estudio geoquímico detallado de estas rocas con un total de 26 análisis por elementos mayoritarios, trazas y tierras raras en las cuerpos dioríticos y pórfidos andesíticos y sus litologías asociadas (bordes enfriados, diques y facies pneumatolíticas). Las muestras presentan en algunos casos una importante alteración, lo cual se ve reflejado en el elevado LOI (pérdida por calcinación) de los análisis. Los resultados obtenidos se resumen en las tablas 3-46, 3-47 y 3-48.

Tabla 3-46 Resultados de elementos mayoritarios de la Formación Cerro León. Valores en %.

	SiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	LOI
4412	53.16	17.23	9.51	4.50	8.95	3.25	1.63	1.24	0.41	0.14	2.5
5739A	53.49	17.26	8.59	4.37	9.12	3.38	1.96	1.20	0.42	0.13	2.1
5739B	56.36	15.17	9.70	3.29	6.45	3.59	3.06	1.55	0.64	0.16	1.9
5740	52.85	16.70	10.07	4.76	9.25	2.63	1.54	1.47	0.50	0.17	4.9
4111	52.78	17.50	9.03	4.73	9.20	3.22	1.77	1.20	0.42	0.13	2.6
4409	53.49	16.72	9.67	5.16	8.01	3.17	1.83	1.35	0.48	0.14	3.9
5746	69.28	15.07	3.18	0.39	1.26	4.25	6.06	0.45	0.08	0.04	3.8
5745	53.92	17.88	9.09	7.58	3.66	4.13	2.18	1.00	0.40	0.11	7.9
5774	53.37	18.17	8.70	4.67	8.55	2.87	2.07	1.03	0.42	0.14	6.3
5618	52.42	18.01	9.23	5.04	8.78	3.01	1.82	1.05	0.47	0.15	7
5620	62.09	15.40	6.43	1.10	4.62	3.78	4.76	1.29	0.38	0.11	4
5779	52.08	18.29	8.64	4.68	10.29	2.63	1.84	1.03	0.41	0.13	7.1
6101	53.20	17.98	8.58	4.16	9.96	2.59	1.91	1.03	0.40	0.18	6.5
7751	52.74	15.40	9.61	6.62	9.66	2.07	2.04	1.18	0.41	0.19	4
4403	59.59	16.70	7.27	2.78	8.53	2.34	1.91	0.61	0.14	0.11	4.7
4404	59.00	17.21	7.75	3.71	6.69	2.93	1.87	0.60	0.14	0.12	2.6
5760	58.88	17.22	7.49	3.15	7.58	2.90	1.91	0.59	0.14	0.12	4.4
5790	59.54	17.05	7.66	3.77	5.96	3.22	1.97	0.61	0.14	0.11	3.2
5791	58.14	16.76	7.86	2.84	8.67	2.57	2.31	0.62	0.14	0.07	5.7
5589	59.21	17.07	7.70	3.82	6.04	3.24	2.02	0.59	0.15	0.12	2.9
5797	59.82	17.27	7.28	3.22	7.17	2.76	1.69	0.59	0.13	0.12	5.3
5755	58.74	17.01	7.64	4.58	6.27	3.10	1.76	0.58	0.14	0.12	3.1
5758	60.14	17.46	7.05	3.57	5.81	2.80	2.25	0.58	0.14	0.13	3.9
6035	58.92	17.78	7.47	3.84	5.73	3.02	2.30	0.60	0.16	0.13	3.5
5598	59.24	17.33	7.43	3.76	6.92	2.63	1.83	0.60	0.15	0.13	4.9
5770	57.77	15.77	8.05	5.50	7.54	3.04	1.49	0.53	0.12	0.12	11.5

Para su clasificación se utilizaron los diagramas TAS de **Le Maitre (1989),** dando una composición cuarzo diorítica para las muestras de los cuerpos Néstor y Mercedes, mientras que las facies pneumatolíticas de grano grueso tienen una composición monzodiorítica a sienita y las aplitas composición sienogranítica. Los pórfidos andesíticos muestran una composición andesítica para todos estos cuerpos (Fig. 3-49 A). También se utilizó el diagrama de **Winchester y Floyd (1977)** por elementos

inmóviles debido a los altos valores de LOI registrados en algunas de las muestras. Aquí se observa una separación de las dioritas en dos grupos, las rocas del cuerpo Néstor se ubican en el campo de las andesitas mientras que las rocas del cuerpo Mercedes lo hacen en el campo de los basaltos alcalinos y basaltos subalcalinos, con una diferenciación hacia las traquiandesitas. Los pórfidos andesíticos se ubican en el límite entre andesitas basálticas y basaltos subalcalinos (Fig. 3-49 B).

El gráfico de **Irvine y Baragar (1971)** indica una tendencia calcoalcalino de todas las rocas (Fig. 3-49 C). Por otro lado, nuevamente se diferencia dos grupos de rocas, las dioritas que se ubican el campo de basaltos con alto potasio, mientras los pórfidos andesíticos se ubican en el campo de las andesitas de medio a alto potasio, según la grafica de **Le Maitre (1989;** Fig. 3-49 D**)**.

Tabla 3-47 Resultados de elementos traza de la Formación Cerro León. Valores en ppm.

	Sr	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	Zr	Hf	Sm	Y	Yb
4412	580.6	41	593	3.2	0.5	10.7	66.1	202	6.2	6.64	32.3	2.93
5739A	643.2	49.4	667	3.1	0.6	11.1	66.8	213	6.7	6.75	31	2.91
5739B	529.2	83.4	1086	4.9	0.9	17.1	102	329	9.6	10	45.8	4.39
5740	577.6	36.1	568	3.8	0.6	12	75.4	226	6.2	7.56	35.3	3.42
4111	620.5	43.7	666	3.4	0.4	10	67.8	204	5.9	6.83	31.9	2.97
4409	618	43.9	745	3.4	0.5	11.6	72	226	6.8	7.44	33.5	3.15
5746	319.8	212	1119	19.4	1.7	23.7	75.4	358	9.4	5.6	28.3	3
5745	291.9	68.3	948	4.7	0.6	11.1	47.6	108	3.3	4.22	17.7	1.72
5774	573	64.5	535	6.2	0.7	12.1	45.5	110	3.5	4.35	18.1	1.66
5618	495.8	52.8	430	5.7	0.6	10.5	45.1	108	3.4	4.55	18.5	1.65
5620	336.8	139.5	1006	12.9	1.5	23.8	75.5	236	7.3	6.36	27.6	2.72
5779	567.8	54.2	462	6.9	0.9	12.5	49	113	3.4	4.62	18.2	1.73
6101	611.9	56.1	520	6.1	0.8	13.1	47.5	118	3.2	4.37	18.1	1.76
7751	411.1	57.5	610	3.4	0.5	9.6	56.7	182	5	6.11	29.3	2.66
4403	442.3	65.9	467	6.2	0.8	6.9	31.8	86.2	2.9	3.06	13.5	1.26
4404	448.6	65.7	433	6.1	0.7	5.6	31.9	82.4	2.6	3.18	14	1.34
5760	475.5	68.5	486	5.2	0.6	5.4	32.2	87.2	3	3.16	13.4	1.31
5790	1421	78	480	6.3	0.4	5	32.3	93.6	3.3	3.45	14.5	1.58
5791	428.8	68.6	442	6.1	0.5	4.4	29.5	82.5	3	2.98	13.3	1.31
5589	1395	77.4	446	5.6	0.6	4.5	32	85	2.9	3.15	13.8	1.36
5797	421.7	60.5	403	5.7	0.3	4.5	30.4	85.5	2.9	2.94	13.4	1.21
5755	436.3	60.4	369	4.7	0.5	5	26.9	69.1	2.1	2.8	12	1.21
5758	475.2	72.1	400	5.2	0.4	5.3	31	81.5	2.4	2.77	13.5	1.26
6035	419.1	63	636	5.6	0.4	4.6	27.9	69.9	2.3	2.65	12	1.22
5598	475.8	62.3	434	5.8	0.4	4.9	32.9	88.7	3.1	3.12	13.5	1.38
5770	439.3	33.1	595	5.9	0.3	3	21.4	58.1	2.1	2.11	11.2	1.21

Los valores de elementos trazas y de tierras raras se representan en diagramas expandidos tipo spider, normalizado a MORB, según **Pearce (1981),** para los elementos

trazas y normalizado según **Sun & McDonough (1989),** para las tierras raras (Fig. 3-50 A y B).

Tabla 3-48 Resultados de tierras raras de la Formación Cerro León. Valores en ppm.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
4412	29.30	66.10	8.30	37.10	6.64	1.76	6.14	0.92	5.40	1.05	3.24	0.53	2.93	0.45
5739A	30.10	66.80	8.32	38.30	6.75	1.75	6.02	0.92	5.34	1.07	3.14	0.49	2.91	0.47
5739B	46.20	101.90	13.11	56.20	10.00	2.37	8.83	1.32	7.83	1.59	4.54	0.73	4.39	0.64
5740	32.80	75.40	9.64	42.10	7.56	1.83	6.84	1.03	6.12	1.26	3.63	0.58	3.42	0.48
4111	30.20	67.80	8.68	38.20	6.83	1.75	5.97	0.90	5.73	1.13	3.18	0.49	2.97	0.43
4409	32.80	72.00	9.19	40.40	7.44	1.80	6.72	1.00	5.79	1.19	3.43	0.56	3.15	0.49
5746	38.40	75.40	8.59	33.50	5.60	0.96	4.67	0.74	4.39	0.92	3.02	0.51	3.00	0.45
5745	22.50	47.60	5.72	24.90	4.22	1.31	3.81	0.56	2.99	0.61	1.74	0.25	1.72	0.24
5774	21.60	45.50	5.50	24.30	4.35	1.31	3.84	0.57	3.07	0.64	1.93	0.28	1.66	0.25
5618	22.40	45.10	5.78	24.20	4.55	1.40	3.97	0.56	2.96	0.65	1.84	0.30	1.65	0.25
5620	36.70	75.50	9.16	37.80	6.36	1.69	5.31	0.79	4.66	0.93	2.70	0.45	2.72	0.40
5779	24.10	49.00	6.11	25.30	4.62	1.39	4.00	0.57	3.14	0.62	1.70	0.26	1.73	0.25
6101	23.00	47.50	5.90	23.40	4.37	1.36	3.94	0.55	3.34	0.66	1.84	0.28	1.76	0.25
7751	26.00	56.70	7.79	31.80	6.11	1.68	5.61	0.88	5.26	1.03	2.81	0.45	2.66	0.38
4403	14.50	31.80	4.11	16.50	3.06	0.82	2.50	0.45	2.58	0.46	1.33	0.23	1.26	0.23
4404	14.80	31.90	4.03	18.00	3.18	0.80	2.44	0.42	2.44	0.48	1.32	0.21	1.34	0.24
5760	14.90	32.20	4.08	17.70	3.16	0.79	2.44	0.42	2.18	0.49	1.30	0.21	1.31	0.20
5790	15.40	32.30	4.22	15.50	3.45	0.81	2.91	0.39	2.15	0.48	1.50	0.21	1.58	0.21
5791	13.70	29.50	3.80	15.70	2.98	0.79	2.54	0.41	2.21	0.47	1.33	0.20	1.31	0.19
5589	15.20	32.00	4.10	16.80	3.15	0.79	2.48	0.45	2.27	0.45	1.37	0.22	1.36	0.24
5797	14.20	30.40	3.95	16.60	2.94	0.77	2.45	0.43	2.50	0.44	1.34	0.19	1.21	0.21
5755	12.60	26.90	3.51	13.20	2.80	0.75	2.27	0.41	2.04	0.43	1.25	0.21	1.21	0.20
5758	14.70	31.00	3.94	16.00	2.77	0.80	2.33	0.41	2.22	0.43	1.33	0.24	1.26	0.22
6035	13.10	27.90	3.53	14.70	2.65	0.75	2.26	0.38	2.07	0.38	1.22	0.19	1.22	0.21
5598	15.80	32.90	4.14	15.80	3.12	0.90	2.59	0.41	2.35	0.47	1.37	0.20	1.38	0.23
5770	10.80	21.40	2.65	10.90	2.11	0.60	1.88	0.36	1.69	0.38	1.15	0.17	1.21	0.19

Los elementos trazas presentan un distribución uniforme de los valores promedios de las rocas, con una fuerte anomalía en elementos litófilos como Rb, Ba y Th, mientras que los elementos como Ta, Zr, y Sr disminuyen formando una anomalía negativa.

Las tierras raras presentan una coherencia de los valores de las rocas analizadas. La distribución tanto de los elementos trazas como de las tierras raras permite inferir que estas rocas posiblemente sean producto de un mismo evento magmático.

Mediante la utilización de diagramas petrogenéticos y de discriminación tectónica se observa claramente en el diagrama de **Pearce (1976)** la afinidad de estas litologías con rocas de tipo orogénico (Fig. 3-51 A). El diagrama de **Pearce y Cann (1973)**, muestra que las dioritas del cuerpo Néstor presentan afinidades con basaltos calcoalcalinos mientras que las dioritas del cuerpo Mercedes se ubican, en general, en el campo de los

en el limite entre basaltos calcoalcalinos y los basaltos de arco de islas y los pórfidos andesíticos presentan afinidad con los basaltos calcoalcalinos (Fig. 3-51 B). Las dioritas presentan afinidad con basaltos alcalinos de islas oceánicas y los pórfidos andesíticos se ubican en el límite entre basaltos calcoalcalinos y basaltos de arco de isla (**Mullen, 1963;** Fig. 3-51 C) mientras que según el diagrama de **Meschede (1986)** todas las rocas se ubican en el límite del campo de toleítas de intraplaca-basaltos calcoalcalinos con el campo de basaltos alcalinos-toleítas de intraplaca con una afinidad más marcada de las dioritas del cuerpo Mercedes hacia los basaltos alcalinos (Fig. 3-51 D).

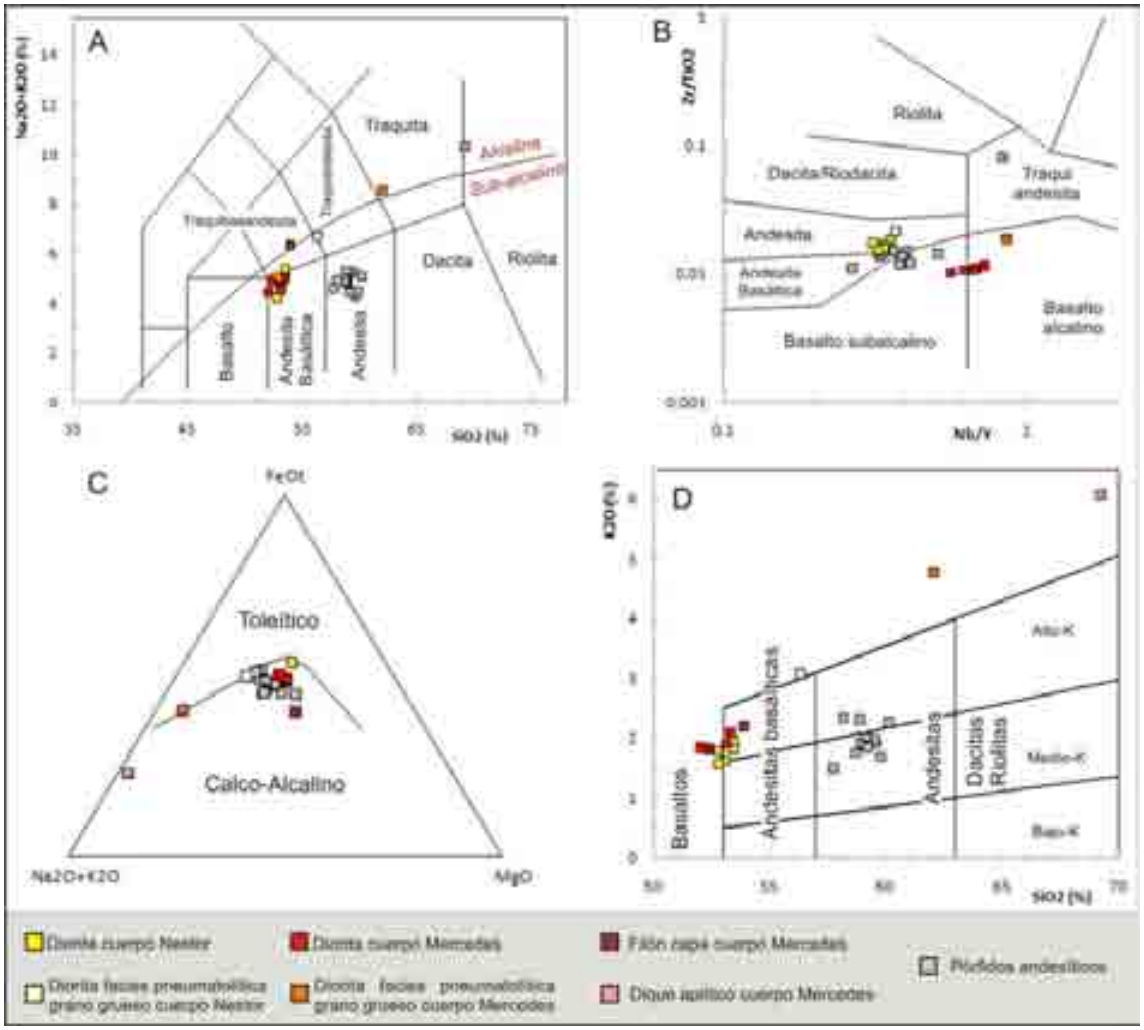


Figura 3-49 Diagramas de clasificación y caracterización geoquímica de rocas de la Formación Cerro León A) Le Maitre (1989) e Irvine y Baragar (1977). B) Winchester y Floyd (1977). C) Irvine y Baragar (1977). D) Le Maitre (1989).

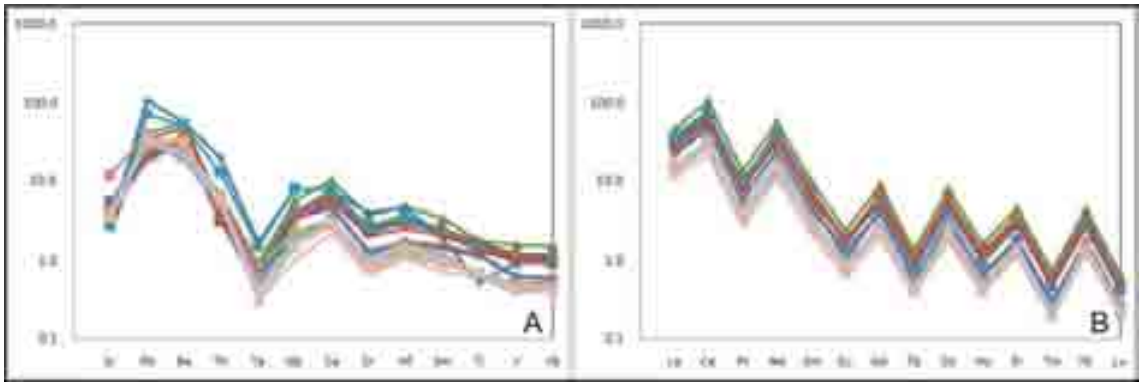


Figura 3-50 Diagramas de tipo spider. A) Elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1981). B) Tierras raras normalizado según Sun & McDonough, (1989).

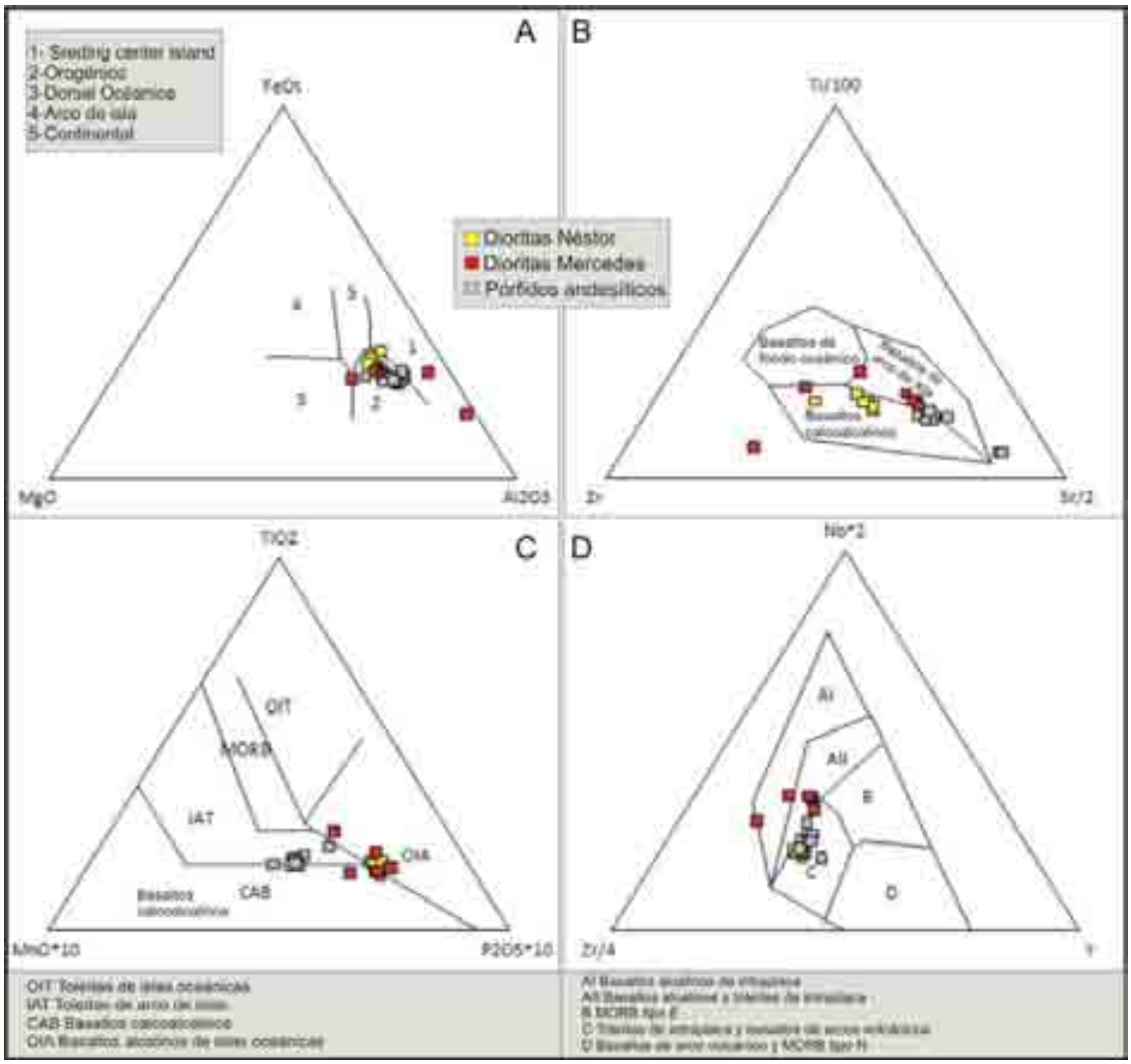


Figura 3-51 Diagramas de caracterización petrogenética y petrotectónica. A) Pearce (1976). B) Pearce y Cann (1973). C) Mullen, (1963). D) Meschede (1986).

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, estas intrusiones se habrían generado por magmas de composición básica a intermedia (basáltica a andesítica) con tendencia

general calcoalcalina, pero quedan bien definidos dos grupos de rocas con distintos contenidos de sílice (Fig. 3-49A) y con una clara afinidad hacia los basaltos alcalinos de algunas de las dioritas.

Del análisis petrogenético y petrotectónico se puede concluir que este conjunto de rocas poseen características de basaltos calcoalcalinos de origen orogénico con una tendencia a basaltos alcalinos posiblemente de intraplaca, lo que podría estar indicando no solo un ambiente de arco volcánico sino también el pasaje a un ambiente de intraplaca y/o contaminación cortical.

Geología isotópica

Se realizaron estudios de isótopos de Pb, Sr y Nd, en los laboratorios del Centro de Pesquisas Geocronologícas del Instituto de Geología de la Universidad Sao Paulo, Brasil, con el fin de caracterizar petrogenéticamente a las distintas litologías de esta unidad. Los isótopos de Pb/Pb (Tabla 3-52), indican un origen en la corteza superior para magmatismo que género estas rocas. El valor de Sr^{87}/Sr^{86} (Tabla 3-53) para las dioritas y los valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $\varepsilon_{(Nd)}$ (Tabla 3-54) también indica un origen cortical del magmatismo pero con una posible contaminación cortical para las dioritas por un alto valor de $\varepsilon_{(Nd)}$ (Tabla 3-54).

Tabla 3-52 Resultados de isótopos de Pb.

Roca	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1s)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1s)	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1s)
Diorita	18,623	0,004	15,621	0,004	38,516	0,004
Diorita	18,628	0,009	15,640	0,009	38,543	0,007
Pórfido andesítico	18,568	0,005	15,608	0,005	38,585	0,005
Pórfido andesítico	18,606	0,004	15,614	0,005	38,541	0,004

Tabla 3-53 Resultados de isótopos de Sr.

Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Error	Sr^{87}/Sr^{86}	Error	Sr^{87}/Sr^{86} Calculado
Diorita	71,5	719,3	0,288	0,002	0,706271	0,000037	***0,70548***

Tabla 3-54 Resultados de isótopos de Nd.

Material	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Error	$\varepsilon_{(0)}$
Diorita	0,512487	0,000008	***-2,95***
Diorita	0,512314	0,000022	***-6,32***
Pórfido andesítico	0,512409	0,000008	***-4,47***
Pórfido andesítico	0,512420	0,000014	***-4,25***

Relaciones Estratigráficas

Los cuerpos dioríticos se encuentran intruyendo principalmente a las sedimentitas del Grupo El Tranquilo y la base de la Formación Roca Blanca, en el sector centro y sur del área mientras que los pórfidos andesíticos se encuentran intruyendo principalmente a la sección superior de la Formación Roca Blanca y a los basaltos asignados a la Formación Bajo Pobre, en el sector noroeste y norte del área (Fig. 3-36).

Edad - Geocronología

Pezzi, 1970 y Panza, 1982 consideran que estas rocas están vinculadas al episodio magmático básico que originó la Formación Bajo Pobre y en consecuencia, asociadas temporalmente, ubicándolas en el Jurásico medio a superior. Por su parte, **Guido, (2002)** y **Guido *et al*., (2004)** ubican a esta unidad en la parte alta del Jurasico inferior (Toarciano) a partir de una datación Ar/Ar en un dique básico que arrojo una edad de 180,1 ± 1,5 Ma.

En la presente investigación se realizaron estudios geocrónologicos de Sm/Nd y K/Ar en los laboratorios del Centro de Pesquisas Geocronologícas del Instituto de Geología de la Universidad Sao Paulo, Brasil y de Ar/Ar en el Rare Gas Geochronology Laboratory de la Universidad de Wisconsin, Madison, USA. Se realizó un análisis de Ar/Ar en plagioclasa del pórfido andesítico del Cerro León y tres análisis por Sm/Nd, K/Ar y Ar/Ar sobre plagioclasa de una misma muestra del cuerpo intrusivo diorítico Néstor. El análisis de Sm/Nd en la diorita arrojó una edad de 194 ± 21 Ma (Fig. 3-55 y tabla 3-56) mientras que el análisis de K/Ar dio una edad de 175,9± 7,7 Ma (Tabla 3-57) y una edad de 164,31 ± 4,75 para la datación por Ar/Ar (Fig. 3-58). La datación Ar/Ar del pórfido andesítico arrojó una edad de 168,27 ± 10,78 Ma (Fig. 3-59).

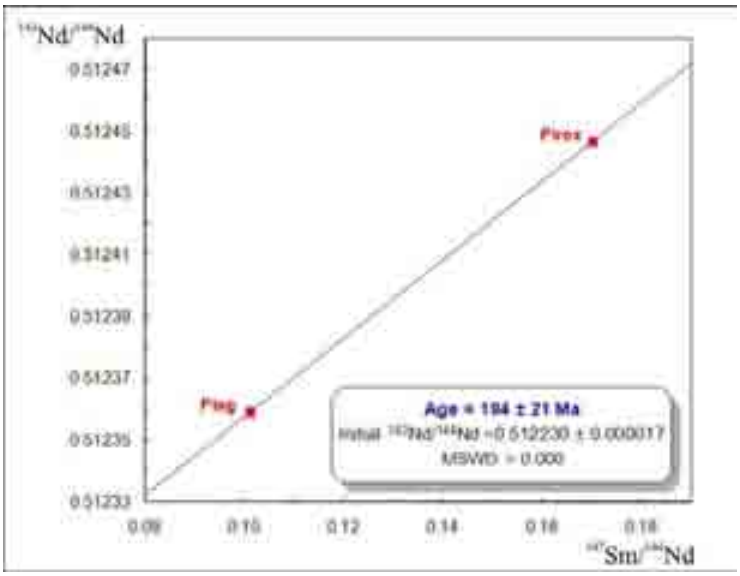


Figura 3-55 Gráfico de $^{143}Nd/^{144}Nd$-$^{147}Sm/^{144}Nd$ utilizado en la obtención de la edad Sm/Nd en piroxeno y plagioclasa de diorita.

Tabla 3-56 Resultados de datación por Sm/Nd en plagioclasa y piroxeno de diorita.

Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	Error	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Error	$f_{Sm/Nd}$	$e_{(0)}$
Piroxeno/Diorita	8,911	31,666	0,1702	0,0010	0,512447	0,000008	-0,13	-3,73
Plagioclasa/Diorita	2,561	15,299	0,1012	0,0006	0,512359	0,000005	-0,49	-5,44

Tabla 3-57 Resultados de datación por K/Ar en plagioclasa de diorita.

Material Analizado	Roca	% de K	error de K (%)	$Ar^{40}Rad$ ccSTP/g (*10^{-6})	$Ar^{40}Atm$ (%)	Tmax (Ma)	Edad (Ma)	Error Max (Ma)
Plagioclasa	Diorita	1,6927	1,8997	12,14	25,88	183,6	***175,9***	7,7

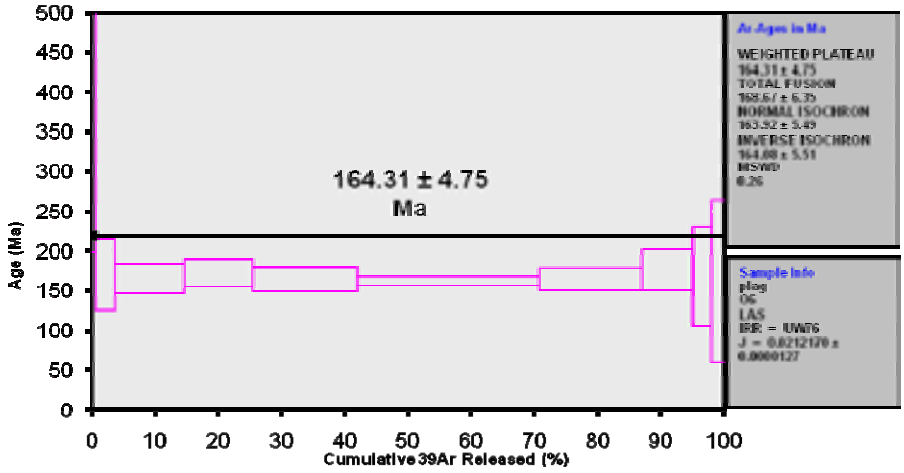


Figura 3-58 Edad Ar/Ar en plagioclasa de diorita.

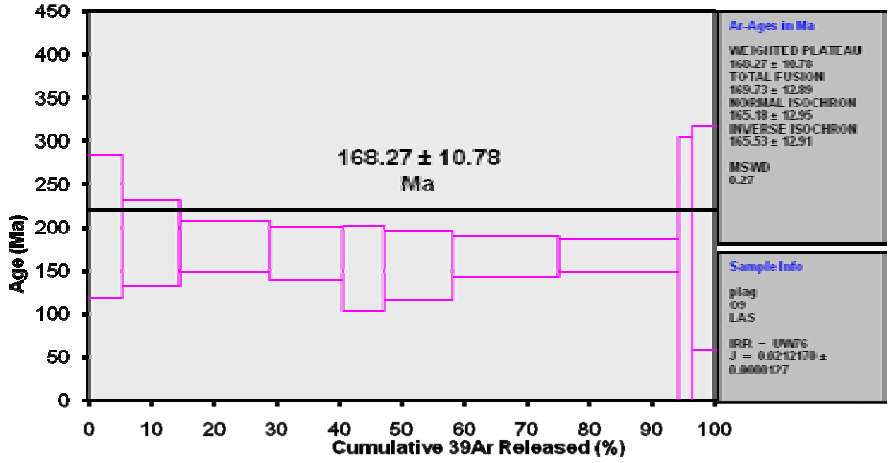


Figura 3-59 Edad Ar/Ar en plagioclasa de pórfido andesítico.

Estos edades indican una edad Jurásica inferior (Hettangiano) de 194 Ma para las dioritas con un posible reseteo y apertura del sistema del Ar de las plagioclasas para el Jurásico medio (176-164 Ma), producto un calentamiento regional (>400º), mientras que los pórfidos andesíticos presentan una edad jurásica media (Bajociano) de 168 Ma.

Discusión

La Formación Cerro León, en el área del anticlinal El Tranquilo, se presenta como cuerpos subvolcánicos formando un campo filones capas y lacolitos básicos a intermedios intruidos en una secuencia sedimentaria-piroclástica. La composición de los magmas y la litología hospedante permitieron la formación de este tipo de morfologías para las rocas. La unidad se compone de dioritas con facies traquiandesíticas y aplíticas y pórfidos andesíticos de composición basáltica y andesítica calcoalcalina de origen cortical. **Pezzi, 1970 y Panza, 1982** consideran que estas rocas están vinculadas al episodio magmático básico que originó la Formación Bajo Pobre mientras que **Guido, (2002)** y **Guido *et al.*, (2004)** consideran que las rocas se formaron a partir de material básico que ha ascendido por fracturas (sin llegar a superficie) en el inicio del proceso de rifting jurásico, que continuaría posteriormente con las importantes efusiones de la Formación Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura.

A partir de los datos obtenidos en la presente investigación se propone que los cuerpos dioríticos y los pórfidos andesíticos estarían representando un origen diferente, producto de magmátismos composicional y temporalmente distintos. Las dioritas forman cuerpos plutónicos epizonales, intruyendo los niveles inferiores de la secuencia epi-piroclástica (Grupo El Tranquilo y base de la Formación Roca Blanca), mientras que los pórfidos andesíticos forman cuerpos subvolcánicos someros cortando la sección superior de la Formación Roca Blanca y a los basaltos asignados a la Formación Bajo Pobre. Geoquímicamente, ambos provienen de magmas calcoalcalinos de origen cortical e isotópicamente son homogéneos, pero las dioritas son producto de magmas básicos posiblemente con una leve contaminación cortical y los pórfidos andesíticos provienen de un magma intermedio.

Las edades de 194 Ma para las dioritas y de 168 Ma para los pórfidos andesíticos marcan claramente la diferencia temporal entre ambos, y se interpreta que el reseteo y apertura del sistema del Ar de las plagioclasas de las dioritas para el Jurásico medio (176-164 Ma), haya sido producto del magmatismo intermedio que formó los pórfidos andesíticos.

Las *dioritas* presentan similitudes litológicas, geoquímicas, de yacencia y edad con la Formación La Leona, pudiendo formar parte de un mismo evento magmático para el Jurasico inferior, por lo que se asigna, a los cuerpos intrusivos dioríticos aflorantes en el área del anticlinal El Tranquilo, dentro de la *Formación La Leona*.

Los *pórfidos andesíticos* presentan la misma composición, relaciones estratigráficas y edad que las andesitas de la Formación Bajo Pobre, pudiendo ser parte de los conductos emisores de este magmátismo, por lo que se considera que las rocas de la *Formación Cerro León* están vinculadas al episodio magmático intermedio que originó la *Formación Bajo Pobre*.

Formación Bajo Pobre

Antecedentes

En el área central del Macizo del Deseado **Di Persia (1956)** y **De Giusto (1956)** reconocieron una secuencia volcaniclástica-piroclástica formada por andesitas, basandesitas, basaltos, aglomerados volcánicos básicos y escasas sedimentitas y tobas, a las que incluyeron dentro de la "Serie de Roca Blanca", considerándola como el episodio cuspidal de la sedimentación liásica. **Turic (1969)** y **Pezzi (1970)** por primera vez utilizaron la denominación de Formación Bajo Pobre, pero fueron **Lesta y Ferello (1972)** quienes excluyen a estas rocas del ciclo liásico y dan el nombre de Formación Bajo Pobre al considerar que hay una diferencia en la naturaleza del magma de origen entre las piroclastitas de la Formación Roca Blanca y los productos efusivos de la misma. Por otro lado estos autores incluyen a estas rocas dentro del Grupo Bahía Laura, considerándolas parte del gran ciclo efusivo. Sin embargo, **De Giusto *et al.*, (1980)** excluye esta Formación del Grupo Bahía Laura por encontrarla intercalada con rocas tobáceas de la Formación Roca Blanca y considerarla en concordancia con ésta y estima para el área del anticlinal El Tranquilo, espesores variables desde 200 a 600 m, mientras que **Homovc *et al.*, 1996**.proponen espesores de hasta 1.200 m que fueron estimados por sísmica y perforaciones. Sin embargo **Panza (1982, 1984, 1986, 1995 y 1998)**, la reconoce como unidad independiente, desvinculándola tanto de la Formación Roca Blanca como del Grupo Bahía Laura. **De Giusto *et al.*, (1980)** y **Panza, (1995)** ubican a la Formación Bajo Pobre en el Dogger inferior (Aaleniano-Bayociano), ya que las unidades limitantes, la Formación Roca Blanca y el Grupo Bahía Laura, están temporalmente bien ubicadas.

En investigaciones más recientes y detalladas de mapeo, geoquímica, geocronología e isotopía (**Pankhurst *et al.*, 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998; Bertrand *et al.*, 1999; Féraud *et al.*, 1999; Riley *et al.*, 2001, Echeveste *et al.*, 2001, Guido, 2002; Echeveste 2005; Guido, *et al.*, 2006 y Lopez, 2006)** se discuten la coetaneidad y cogénesis de este evento volcánico con el que generó al Grupo Bahía Laura y proponen un extenso evento volcánico bimodal para el Jurásico medio-superior.

Esta unidad en general se presenta como afloramientos aislados y de poca extensión en todo el ámbito del Macizo del Deseado, y si bien fue definida en inmediaciones de la Estancia Bajo Pobre, en la zona del anticlinal de El Tranquilo es donde aflora con

mayor desarrollo vertical y se reconocen los mejores y mayores asomos (al norte y al este del anticlinal de El Tranquilo, entre las estancias Cerro León, El Piche y Cañadón Largo) y se considera como la localidad tipo para la Formación Bajo Pobre **(Panza, 1982, 1995a)**

En esta zona, **Pezzi (1970**) subdividió a la Formación Bajo Pobre en tres Miembros en base a sus características litológicas en *Miembro Inferior Basáltico*, constituido por mantos de basaltos afaníticos y, de acuerdo con **Turic (1969)** tendría 200 m de espesor. El *Miembro Cañadón Largo*, sedimentario formado por areniscas medias a conglomerados, tobas finas y conglomerados finos a medianos con 250 m de espesor y el *Miembro Superior Aglomerádico La Paloma*, compuesto por aglomerados volcánicos andesíticos a basandesíticos y basaltos subordinados.

En contraposición y a partir del análisis realizado en todo el ámbito del Macizo del Deseado, **Panza (1995)** interpreta que el *Miembro Cañadón Largo* tiene desarrollo únicamente en el sector comprendido entre las estancias Cerro León, El Piche y Cañadón Largo; que el *Miembro Superior* está compuesto dominantemente por vulcanitas basálticas, con aglomerados subordinados presentando similitudes con el *Miembro Inferior* de **Pezzi (1970)**, integrado también por basaltos y en menor proporción por aglomerados. La no representación de la intercalación piro–sedimentaria en la mayor parte de los afloramientos, así como el carácter discontinuo de éstos, impide reconocer si se está en presencia del Miembro Inferior o del Superior. Por tal motivo, no es utilizada la subdivisión en tres miembros propuesta por **Pezzi (1970).**

Afloramientos del sector estudiado

Los principales afloramientos de esta unidad se ubican en el sector norte, noreste y este del área de estudio (Fig. 3-60). Se reconocieron tres litologías principales asignables a esta unidad, basaltos, aglomerados volcánicos básicos y andesitas/basandesitas.

Los basaltos afloran continuamente desde el sector sudeste hacia el noreste, curvándose hacia el oeste en el sector norte del área (Fig. 3-60). Forman lomadas redondeadas y bajas de coloración oscura con afloramientos de pequeños crestones que apenas sobresalen en el terreno. Son coladas de basaltos afaníticos muy alterados, de coloración gris oscura a gris verdosa en roca fresca y de coloraciones rojizas cuando están meteorizados. En algunos casos pueden presentarse con textura porfírica con microfenocristales de plagioclasa y olivinas.

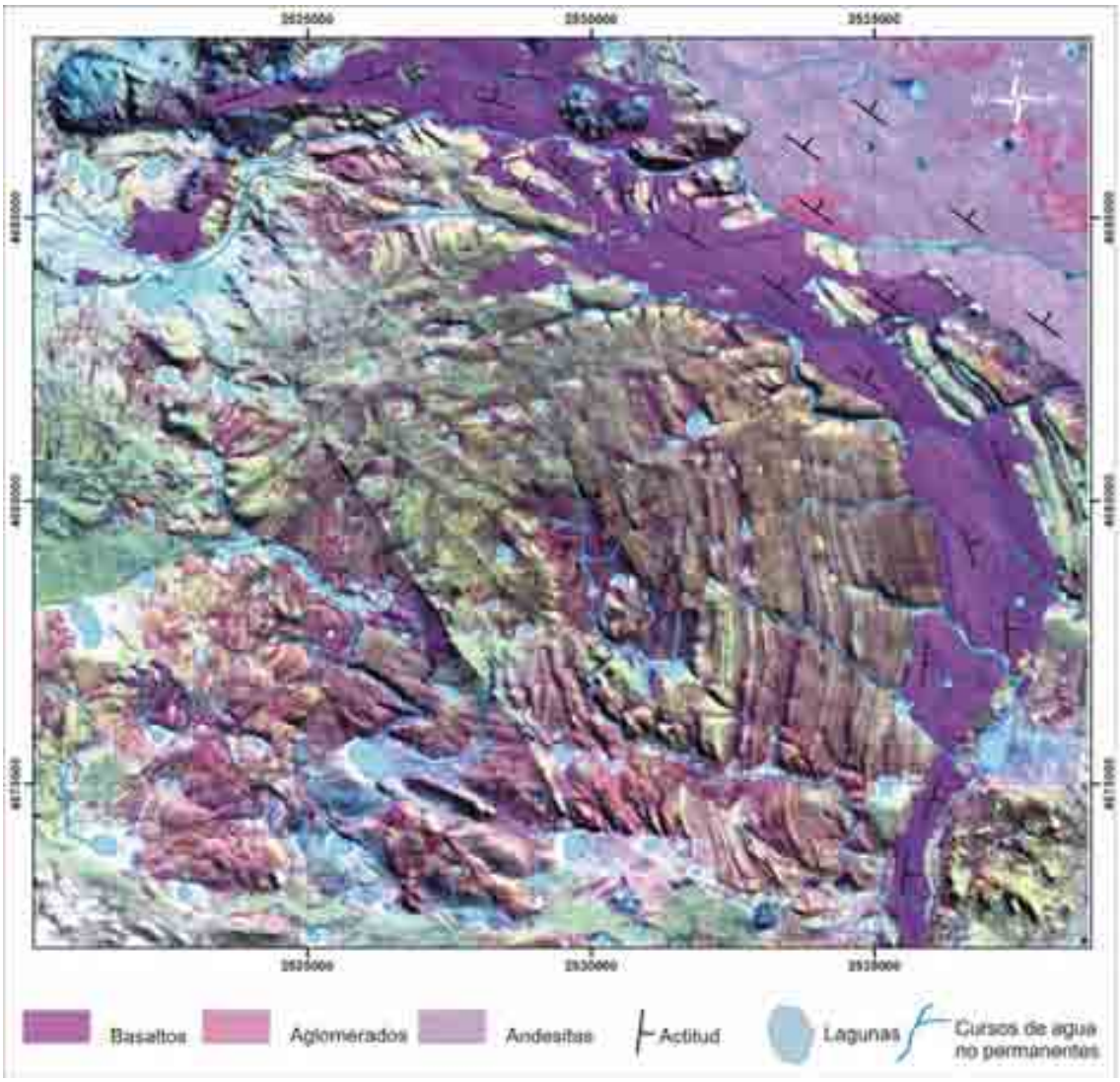


Figura 3-60 Mapa de afloramientos de la Formación Bajo Pobre.

Las coladas de basaltos en general están constituidas por dos secciones, una sección inferior maciza con una marcada disyunción columnar grosera. A medida que se asciende en la sección empiezan a aparecer abundantes vesículas que en algunos casos están rellenas por cuarzo y calcita principalmente, formando amígdalas y geodas de hasta 5 cm. Esta sección presenta un espesor máximo de 6 m. La sección superior se caracteriza por un aumento de la cantidad de vesículas, las que se concentran en las parte superior de las coladas, en donde se reconoció un abundante craquelamiento de las rocas formando textura de enfriamiento tipo corteza de pan, lo que evidencia una depositación subaérea de los flujos lávicos. Estas coladas se repiten al menos cinco veces representando distintas unidades de flujo y la repetición cíclica de las emisiones volcánicas (Fig. 3-61 y 3-62).

Se reconoció una secuencia conformada por coladas de basaltos amigdaloides con espesores de hasta 4m, inclinando entre 10º y15º hacia el noreste y por encima concordantemente tufitas arenosa a conglomeradicas, tobas e ignimbritas de la Formación Roca Blanca, conformando intercalaciones de basaltos dentro de la secuencia de la Formación Roca Blanca.

Figura 3-61 A) Afloramiento de coladas basálticas en el Cañadón Largo. B) Detalle de afloramientos. C) Detalle de colada.

Presentan una inclinación no mayor a 20º y su orientación de la inclinación varía según su ubicación en el área; en los afloramientos del sector este la inclinación es al este, en el sector noreste la inclinación es hacia el noreste y en el sector norte la inclinación es

hacia el norte (Fig. 3-60). Esta variación de la inclinación, que también esta presente en las rocas de la Formación Roca Blanca y el Grupo El Tranquilo, se corresponde con el domamiento regional del "anticlinal" El Tranquilo.

Figura 3-62 Detalle litológico de los basaltos. A) Basalto con gran cantidad de amígdalas. B) Basalto macizo algo vesiculado, medianamente alterado. C) Basalto macizo fresco.

El estudio petrográfico de estas rocas muestra una textura intergranular y amigdaloide principalmente y pilotáxica y traquítica en menor medida. Los fenocristales son poco abundantes y de pequeño tamaño, representados principalmente por plagioclasa euhedrales a subhedrales tabulares con una longitud promedio de 45 µm, y en menor medida clino y ortopiroxenos y clino y ortoanfiboles con un tamaño menor a los 20 µm. La pasta está formada por microlitos de plagioclasas subhedrales a euhedrales con forma de tablillas o aciculares en general sin orientación pero en algunos casos orientadas formando un textura traquítica. Son muy poco abundantes los piroxenos, anfíboles y opacos, y en muy pocos casos se observo la presencia de olivina (Fig. 3-63).

Figura 3-63 Microfotografía de basalto con textura intergranular a pilotáxica con fenocristales de plagioclasas y piroxenos.

Las amígdalas presentan morfologías subredondeadas a esféricas que al microscopio tienen tamaños hasta 200 µm y que estan rellenas por cuarzo, calcita, ceolitas y en algunos casos jarosita.

Estas rocas presentan un grado medio a alto de alteración propilítica (clorita, epidoto y calcita) tanto en plagioclasas, maficos, como en la pasta. Se presentan en forma de parches y rellenando fracturas. Se ha observado sericita reemplazando a las plagioclasas y en la pasta donde también se reconoció jarosita.

En el sector noreste del área se reconoció la presencia aglomerados volcánicos y andesitas (Fig. 3-60). Los aglomerados se presentan como suaves lomadas redondeadas de coloraciones claras grisáceas a verdosas (Fig. 3-64 A) y los afloramientos no están muy desarrollados, que se pueden reconocer bancos de hasta 6 m de espesor (Fig. 3-64 B). Presentan una matriz tobácea (Fig. 3-64 C y D) con abundantes clastos redondeados de hasta 50 cm de diámetro de andesitas y otras vulcanitas de grano fino y que a veces son de difícil reconocimiento ya que casi no contrastan con la matriz (Fig. 3-64 C y D). Estas rocas se encuentran en general en la base de coladas andesíticas y esta secuencia se repite varias veces.

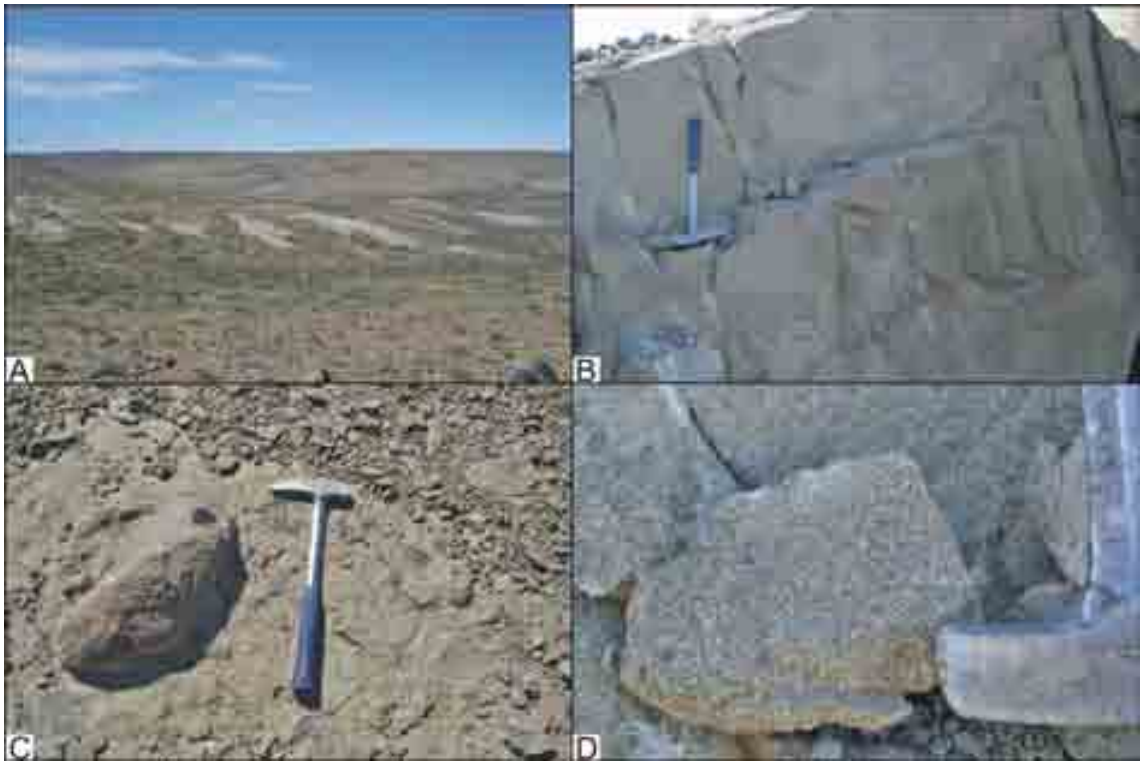


Figura 3-64 A) Afloramiento de aglomerados volcánicos. B) Detalle de afloramiento. C) y D) Detalle litológico de los aglomerados.

Las andesitas se presentan como lomadas redondeadas y bajas de coloraciones oscuras (Fig. 3-65 A). Los afloramientos presentan morfologías de coladas y en algunos casos se reconocieron centros de emisión, representados por cuellos volcánicos o necks (Fig.

3-65 B). Texturalmente son rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y anfíboles en una pasta de coloración gris azulada, pero en algunos sectores se reconocen en las rocas microfenocristales de plagioclasa y mafitos con una textura porfirica incipiente formando basandesitas. En los afloramientos más nororientales se encontraron andesitas piroxénicas, clasificadas así por la gran concentración de piroxenos de hasta 1cm de largo (Fig. 3-65 C).

Figura 3-65 A) Afloramiento de andesitas. B) Detalle de afloramiento de cuello o neck volcánico. C) Detalle litológico de andesita piroxénica.

En corte delgado, estas rocas presentan una textura porfírica, porfírica seriada a glomeroporfírica con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y anfíboles en una pasta fina con textura intersertal, que en partes pasa a una textura traquítica formada principalmente por tablillas subhedrales y cristales aciculares de plagioclasas orientadas y minerales opacos (Fig. 3-66).

La plagioclasa es el principal fenocristal con tablillas subhedrales a euhedrales decusadas de hasta 150 μm de tamaño presentando una textura seriada, los bordes cribados y su composición es andesina a labradorita. Los fenocristales maficos están en menor proporción que la plagioclasa y se presentan como secciones longitudinales subhedrales y en menor medida secciones basales de ortoanfíboles de tamaño variable

(hasta 150 μm) y en menor proporción cristales anhedrales. Los piroxenos son menos abundantes que los anfíboles, son cristales euhedrales a subhedrales, tanto en secciones longitudinales como basales de clinopiroxeno (diópsido) con un tamaño menor a los 70 μm. En general los mafitos se disponen agrupados formando una textura glomeroporfírica. Estas rocas presentan un grado de alteración baja a media representado principalmente por alteración propilítica (clorita, epidoto y calcita) en los minerales máficos y plagioclasas, y sericita en las plagioclasas y la pasta.

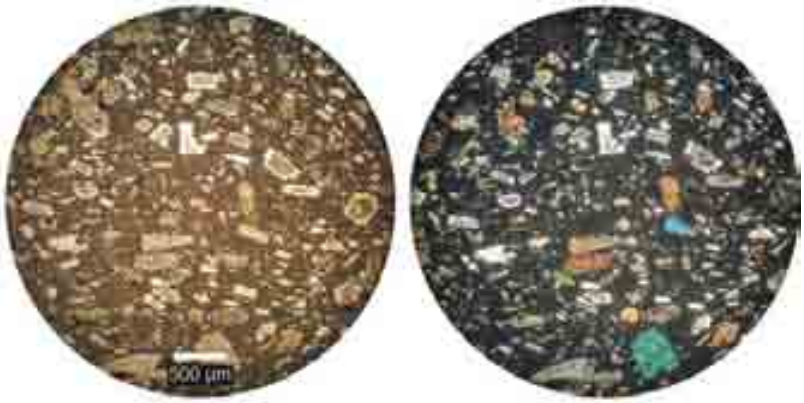


Figura 3-66 Microfotografía de andesita con textura porfírica seriada y traquítica formado por fenocristales de plagioclasa, anfíboles y piroxenos.

Geoquímica

Se realizó un estudio geoquímico detallado por elementos mayoritarios, traza y tierras raras en las rocas de esta unidad. Se analizaron las andesitas y basaltos realizándose un total de 16 análisis geoquímicos. Las muestras presentan en casi todos los casos una importante alteración, lo cual se ve reflejado en el elevado LOI (pérdida por calcinación) de los análisis. Los resultados obtenidos se resumen en las tablas 3-67, 3-68 y 3-69. Debido al importante grado de alteración de las rocas, para su clasificación se utilizó el diagrama de **Winchester y Floyd (1977)** que muestra una composición de andesitas basálticas para las andesitas y una composición de andesitas basálticas hasta andesítica para los basaltos (Fig. 3-70 A). El gráfico de **Irvine y Baragar (1971)** indica una tendencia general calcoalcalina pero con algunas muestras con afinidad toleítica (Fig. 3-70 B). Los valores de elementos trazas y de tierras raras se representan en diagramas expandidos tipo spider, normalizado a MORB, según **Pearce (1981),** para los elementos trazas y normalizado según **Sun & McDonough (1989),** para las tierras raras (Fig. 3-71 A y B).

Tabla 3-67 Resultados de elementos mayoritarios de la Formación Bajo Pobre. Valores en %.

	SiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	LOI
4401	50.17	14.79	13.11	4.44	8.74	3.38	2.24	2.11	0.73	0.23	7.5
4203	52.32	14.31	12.84	4.26	7.66	2.90	2.77	2.05	0.72	0.14	2.4
5588	60.30	16.91	7.30	3.30	5.96	3.41	1.96	0.57	0.16	0.12	3
4205	58.70	16.07	8.02	4.94	7.42	3.02	0.94	0.58	0.16	0.12	2
4216	55.45	15.80	9.60	6.15	9.71	1.55	0.74	0.66	0.11	0.16	3.3
4218	57.09	15.44	9.23	5.35	9.45	1.65	0.77	0.70	0.13	0.15	2.9
5764	54.76	13.93	12.95	3.23	5.27	3.59	3.29	1.90	0.93	0.15	5.2
5794	51.71	16.17	9.80	8.17	9.88	2.63	0.82	0.53	0.08	0.18	2.8
5594	57.37	17.45	8.29	5.03	5.48	3.41	2.02	0.66	0.15	0.14	3.7
5595	57.23	17.53	8.33	4.08	7.06	2.57	2.20	0.65	0.14	0.17	5.8
5601	53.53	16.27	9.59	6.98	6.57	4.90	1.19	0.63	0.11	0.17	3.5
5604	58.12	18.51	7.68	3.55	8.07	2.72	0.44	0.63	0.16	0.14	2.1
5605	57.72	18.24	8.02	3.56	7.53	3.13	0.86	0.63	0.17	0.14	1.5
5609	55.54	20.02	7.65	3.31	9.66	2.59	0.29	0.66	0.17	0.13	2.2
5614	54.41	18.47	9.38	4.75	8.94	2.72	0.35	0.68	0.15	0.16	1.7
5615	56.53	18.09	8.08	4.69	7.70	2.91	1.14	0.59	0.14	0.15	1.8

Tabla 3-68 Resultados de elementos traza de la Formación Bajo Pobre. Valores en ppm.

	Sr	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	Zr	Hf	Sm	Y	Yb
4401	460	52	777	4.9	0.8	14.4	80.4	238.5	6.6	9.04	42.1	3.93
4203	417.6	61.1	870	3.6	0.8	14.1	80	237.9	6.4	9.18	42.6	3.84
5588	560.2	65	424	6.4	0.3	3.8	32.2	87.1	2.7	2.91	12.9	1.28
4205	506.9	40.9	366	5.2	0.2	3	24.7	71.2	2.4	2.39	11.1	1.13
4216	462.9	31	216	7.1	0.4	4.9	37.1	121.8	4	3.46	24.7	2.58
4218	206.9	33.9	242	8.1	0.5	5.6	41.5	134.6	3.6	4.09	27.1	2.8
5764	427.2	68.2	930	6	0.7	10.8	81.9	213.7	6.1	8.9	34.6	3.2
5794	214.6	23.8	137	4.5	0.2	3	21.2	71.4	2.2	2.36	17.8	1.93
5594	425.5	59	393	5.4	0.3	4	30.8	72.8	2.5	3.05	13.7	1.32
5595	410.7	70.5	507	5.3	0.3	4.1	29.2	67.5	2.2	2.69	12.6	1.27
5601	79.4	49.5	178	6.9	0.4	4.7	31.7	107.4	3.5	3.34	22.5	2.39
5604	633.5	22	303	4.9	0.3	4.3	29	71.6	2	2.79	12.3	1.34
5605	557.8	55.5	357	4.8	0.3	4.4	27.7	70.4	2.1	2.72	11.8	1.27
5609	648.6	34.9	213	3.1	0.2	2.7	21.3	48.7	1.6	2.32	11.2	1.08
5614	550.1	3.5	213	2.2	0.2	2.4	22.2	50.4	1.7	2.54	11.5	1.19
5615	537.2	34	316	3	0.2	2.5	20.1	49.5	1.4	2.05	9.9	1

Los elementos trazas presentan un distribución uniforme de los valores promedios de las rocas, con una fuerte anomalía en elementos litófilos como Rb, Ba y Th, mientras que los elementos como Ta, Zr, y Sr disminuyen formando una anomalía negativa.

Las tierras raras presentan una importante uniformada y coherencia de los valores promedios de las rocas. La distribución tanto de los elementos trazas como de las tierras

raras permite inferir que estas rocas posiblemente sean cogenéticas, pero muestran en comparación valores mas bajos para las andesitas.

Tabla 3-69 Resultados de tierras raras de la Formación Bajo Pobre. Valores en ppm.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
4401	35.90	80.40	10.87	50.30	9.04	2.20	8.17	1.31	7.54	1.47	4.20	0.61	3.93	0.59
4203	35.20	80.00	10.94	47.80	9.18	2.21	8.31	1.26	7.41	1.49	4.07	0.67	3.84	0.58
5588	16.20	32.20	4.12	15.10	2.91	0.76	2.16	0.44	2.19	0.51	1.27	0.23	1.28	0.24
4205	12.40	24.70	3.15	12.90	2.39	0.66	2.03	0.36	1.88	0.45	1.14	0.20	1.13	0.20
4216	17.80	37.10	4.65	18.40	3.46	0.88	3.32	0.69	4.34	0.94	2.48	0.42	2.58	0.42
4218	19.80	41.50	5.17	18.80	4.09	0.96	3.66	0.75	4.65	1.03	2.78	0.46	2.80	0.48
5764	37.80	81.90	11.09	47.70	8.90	2.10	6.93	1.21	6.35	1.35	3.61	0.61	3.20	0.55
5794	10.40	21.20	2.76	10.60	2.36	0.79	2.42	0.49	3.27	0.70	1.95	0.31	1.93	0.36
5594	15.60	30.80	4.11	16.30	3.05	0.86	2.35	0.43	2.61	0.53	1.30	0.22	1.32	0.24
5595	14.40	29.20	3.78	13.70	2.69	0.73	2.18	0.42	2.32	0.47	1.28	0.22	1.27	0.20
5601	15.00	31.70	4.13	15.70	3.34	0.83	3.09	0.63	3.88	0.87	2.36	0.39	2.39	0.40
5604	14.20	29.00	3.82	15.80	2.79	0.77	2.03	0.40	2.36	0.46	1.26	0.20	1.34	0.22
5605	13.90	27.70	3.59	14.30	2.72	0.77	2.09	0.39	2.08	0.47	1.23	0.20	1.27	0.21
5609	9.70	21.30	2.87	11.70	2.32	0.71	1.87	0.32	1.92	0.45	1.16	0.20	1.08	0.19
5614	10.60	22.20	2.89	11.00	2.54	0.73	1.98	0.37	2.13	0.47	1.13	0.17	1.19	0.20
5615	9.30	20.10	2.64	10.90	2.05	0.67	1.58	0.29	1.74	0.37	0.94	0.16	1.00	0.15

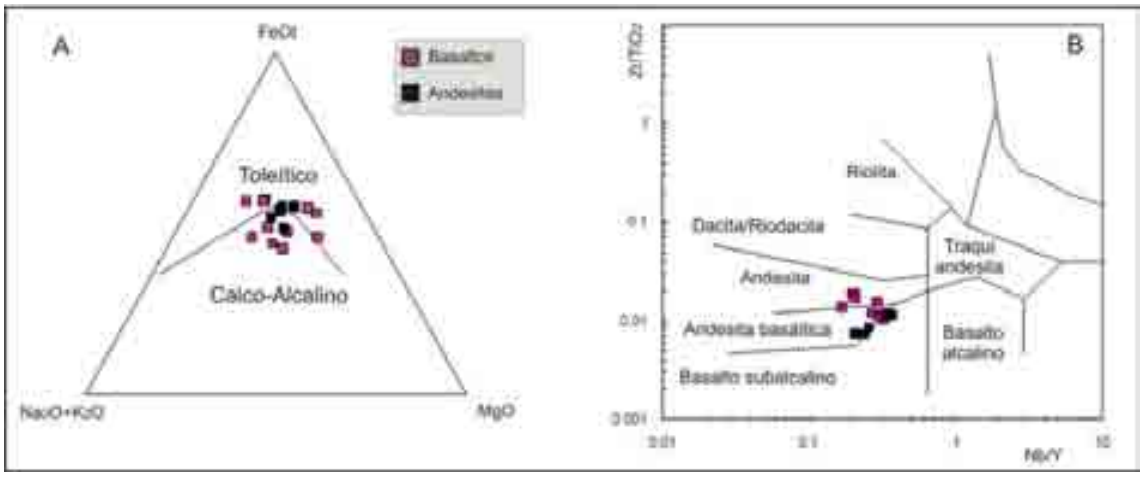


Figura 3-70 Diagramas de clasificación y caracterización geoquímica de rocas de la Formación Bajo Pobre A) Winchester y Floyd (1977). B) Irvine y Baragar (1977).

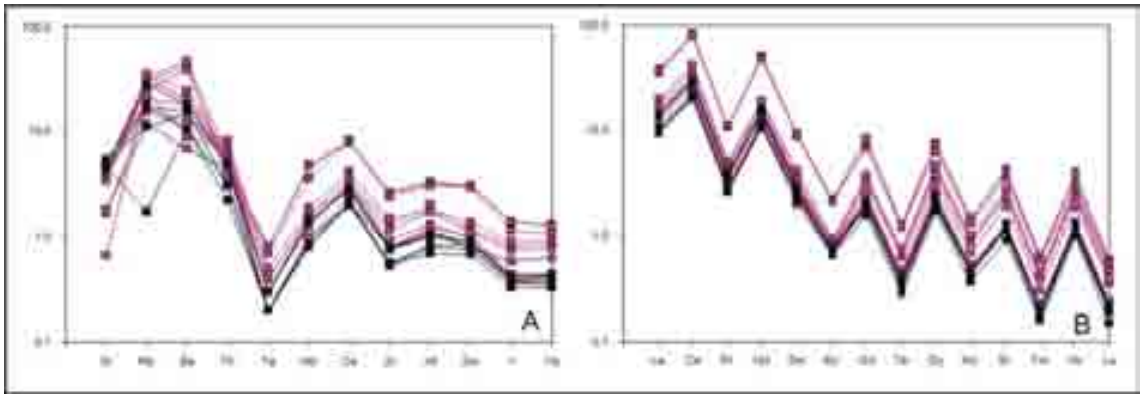


Figura 3-71 Diagramas de tipo spider. A) Elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1981). B) Tierras raras normalizado según Sun & McDonough, 1989).

A partir de diagramas petrogenéticos y de discriminación tectónica se observa, en el diagrama de **Pearce (1976),** una afinidad de estas litologías con rocas de tipo orogénico, principalmente las andesitas, mientras que algunos basaltos muestran cierta afinidad con basaltos de ambiente continental (Fig. 3-72 A).

En el diagrama de **Pearce y Cann (1973)**, la distribución de las muestras es muy heterogénea, ubicando a las andesitas en el campo de los basaltos de arco de isla y a los basaltos en el límite entre los basaltos de arco de isla y los basaltos calcoalcalinos con algunas muestras en el campo de basaltos de fondo oceánico (Fig. 3-72 B).

Según el diagrama de **Mullen, (1963)** tanto las andesitas como basaltos se localizan en el limite del campo de basaltos calcoalcalinos y toleítas de arco de isla con una leve afinidad de los basaltos con toleítas de islas oceánicas (Fig. 3-72 C), mientras que según el diagrama de **Meschede (1986)** todas las rocas se ubican en el campo de toleítas de intraplaca-basaltos calcoalcalinos (Fig. 3-72 D).

A partir de los datos obtenidos, los basaltos y andesitas se habrían generado por magmas de composición basandesítica a andesítica con una tendencia general calcoalcalina, pero con una cierta afinidad toleítica.

Del análisis petrogenético y petrotectónico se puede inferir que este conjunto de rocas poseen características de basaltos calcoalcalinos de arco volcánico de origen orogénico, con una tendencia a toleítas de intraplaca.

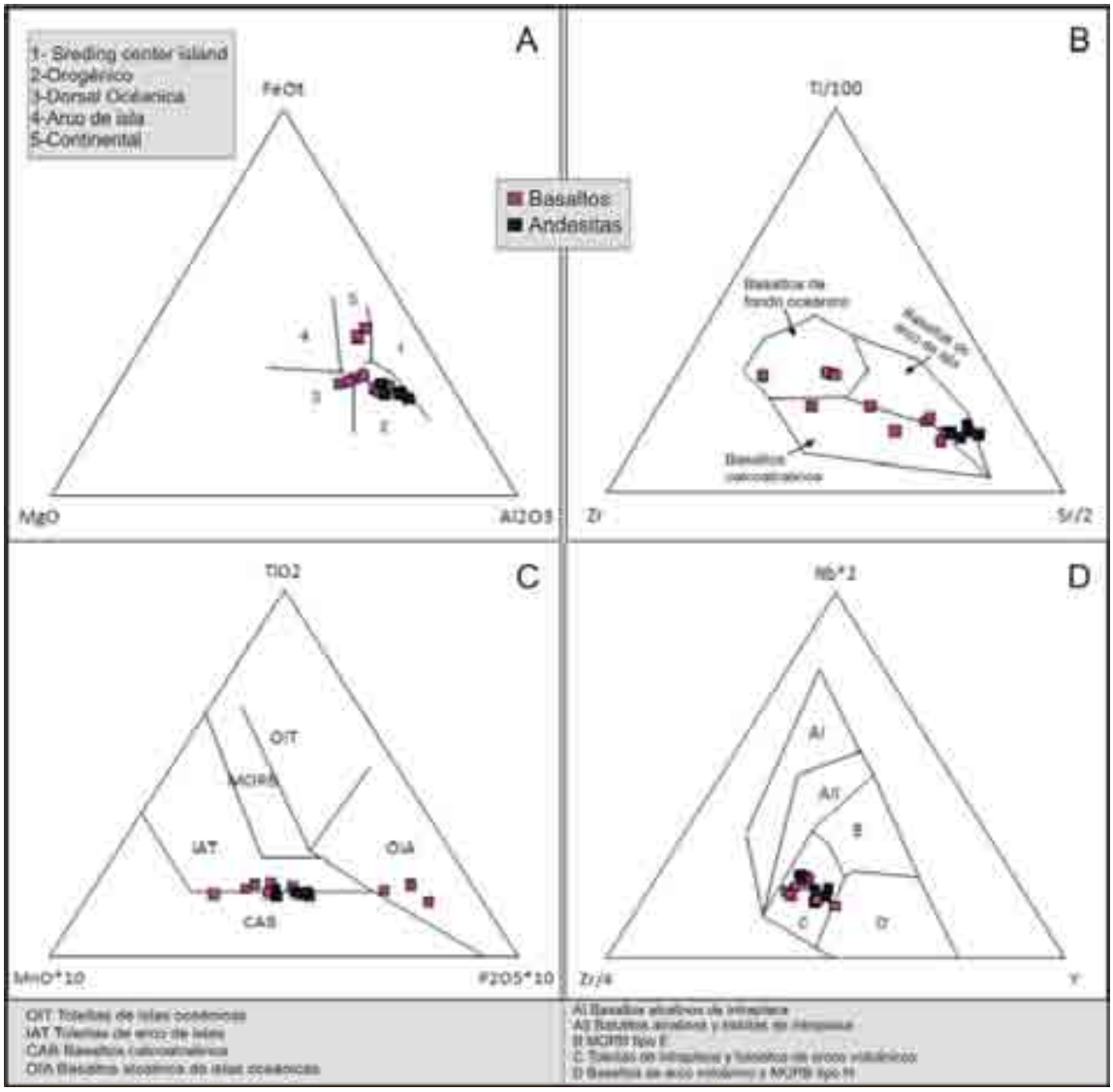


Figura 3-72 Diagramas de caracterización petrogenética y petrotectónica. A) Pearce (1976). B) Pearce y Cann (1973). C) Mullen, (1963). D) Meschede (1986).

Geología isotópica

Se realizaron estudios de isótopos de Pb, Sr y Nd, en los laboratorios del Centro de Pesquisas Geocronologícas del Instituto de Geología de la Universidad Sao Paulo, Brasil, con el fin de caracterizar petrogenéticamente a las distintas litologías de esta unidad. Los isótopos de Pb/Pb, Sr^{87}/Sr^{86} y $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $\varepsilon_{(Nd)}$ (Tablas 3-73, 3-74 y 3-75), indican un origen en la corteza superior para magmátismo que género las coladas andesíticas, mientras que para los basaltos los altos valores de estos isótopos (Tablas 3-73, 3-74 y 3-75), indican la presencia de características isotópicas típica de basaltos de rift continental y que se generaron a partir de un magma mantélico con contaminación cortical principalmente rocas sedimentarias.

Tabla 3-73 Resultados de isótopos de Pb.

Roca	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)
Basalto	18,684	0,005	15,652	0,004	38,617	0,004
Basalto	19,081	0,004	15,682	0,005	38,917	0,005
Andesita	18,534	0,005	15,617	0,005	38,475	0,005
Andesita	18,496	0,006	15,603	0,006	38,394	0,006

Tabla 3-74 Resultados de isótopos de Sr.

Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Error	Sr^{87}/Sr^{86}	Error	Sr^{87}/Sr^{86} Calculado
Basalto	36,3	243,3	0,432	0,042	0,711611	0,000036	***0,71044***
Andesita	47,1	627,5	0,217	0,007	0,705749	0,000051	***0,70516***

Tabla 3-75 Resultados de isótopos de Nd.

Material	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Error	$\varepsilon_{(0)}$
Basalto	0,512231	0,000010	***-7,94***
Basalto	0,512356	0,000007	***-5,50***
Andesita	0,512436	0,000008	***-3,94***
Andesita	0,512404	0,000016	***-4,57***

Relaciones Estratigráficas

De Giusto (1956), Di Persia (1956, 1957) y De Giusto *et al.*, (1980) indicaron una relación concordante con la Formación Roca Blanca mientras que **Turic (1969)** destacó que la marcada variación litológica entre ambas unidades hace pensar en una desvinculación temporal de corta duración, con acción de procesos erosivos. **Panza (1995)** indica una relación de discordancia erosiva, y quizás angular de muy bajo ángulo, y por encima esta cubierta por el Grupo Bahía Laura también en relación de discordancia erosiva.

En este estudio se determinó un contacto concordante y en algunos casos una discordancia angular de muy bajo ángulo, entre los basaltos de la Formación Bajo Pobre apoyados sobre las tufitas de la Formación Roca Blanca. También se reconoció para el sector centro-este del área, la presencia de niveles tufiticos, tobas e ignimbritas ácidas de la Formación Roca Blanca apoyados sobre coladas basálticas conformando intercalaciones de basaltos dentro de la secuencia de la Formación Roca Blanca, anteriormente desarrollado (Fig. 3-76).

Por sobre los basaltos y andesitas, en el sector sudeste del área (Fig. 3-60), se encuentra, en contacto tectónico, las ignimbritas del grupo Bahía Laura (Fig. 3-76).

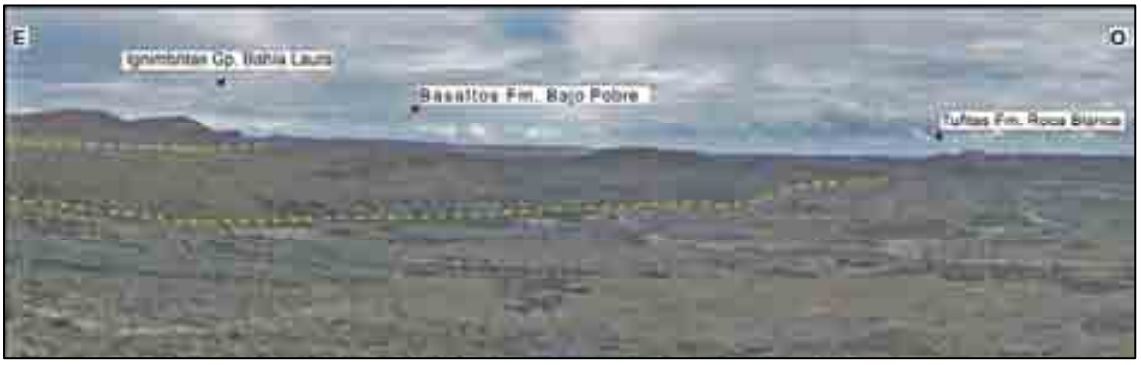


Figura 3-76 Relaciones estratigráficas entre el Grupo Bahía Laura en contacto por falla con los basaltos de la Formación Bajo Pobre los cuales se apoyan sobre las tufitas de la Formación Roca Blanca.

Edad - Geocronología

Las dataciones radimétricas realizadas en los últimos años ubican a la Formación Bajo Pobre dentro del intervalo 173 ± 8 a 150,6 ± 2,0 Ma (**Tessone *et al.*, 1999** y **Pankhurst *et al.*, 2000**), correspondiente al Jurásico medio a superior (Aaleniano a Oxfordiano), confirmando la posición estratigráfica variable respecto al Grupo Bahía Laura (también de edad jurásica media a superior).

En el marco de la presente investigación se han realizado estudios geocrónologicos de Ar/Ar en el Rare Gas Geochronology Laboratory de la Universidad de Wisconsin, Madison, USA. Se realizaron dos análisis de Ar/Ar en roca total, uno sobre los basaltos y otro sobre las andesitas. La datación Ar/Ar de la andesita arrojó una edad de 168,64 ± 4,34 Ma (Fig. 3-77), mientras que para los basaltos se obtuvo una edad de 167,22 ± 1,94 Ma (Fig. 3-78), pero con el espectro de edad disturbado, lo que podría estar indicando un reseteo del sistema Ar.

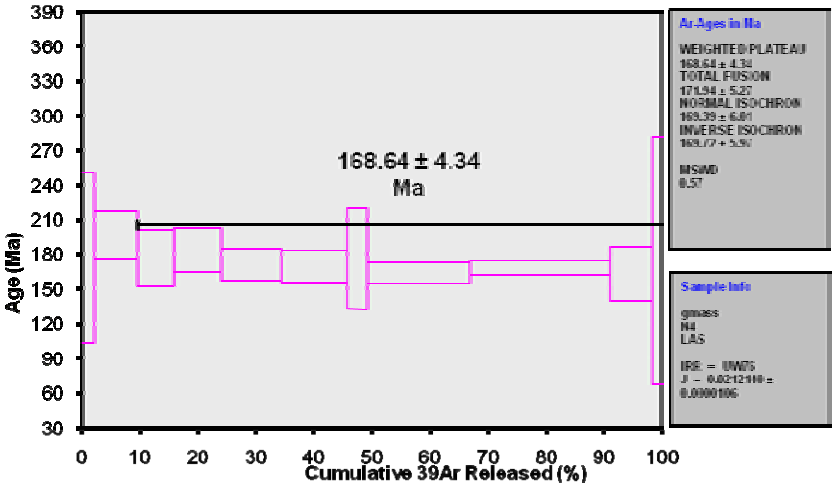


Figura 3-77 Edad Ar/Ar en plagioclasa de diorita.

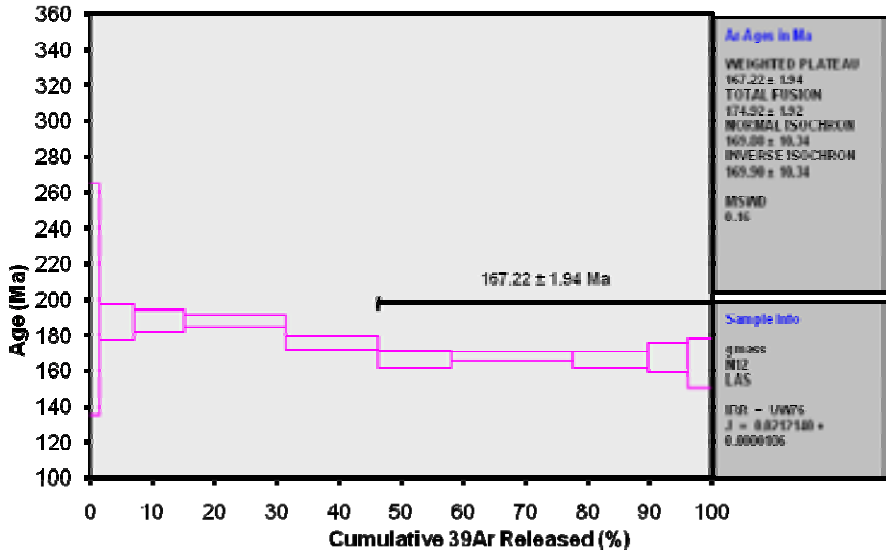


Figura 3-78 Edad Ar/Ar en roca total en basalto.

Estas edades indican una edad jurásica media (Bajociano-Bathoniano) de 169 Ma para las andesitas, mientras que en los basaltos (teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas) se interpreta que la edad obtenida corresponde al reseteo del sistema Ar (167 Ma) por calentamiento regional, también evidenciado, con similar edad, en las dioritas de la Formación La Leona.

Discusión

A partir de los datos obtenidos en la presente investigación se propone que los basaltos y andesitas no estarían relacionados temporal ni genéticamente. Las relaciones estratigráficas muestran que los basaltos se encuentren intercalados en la Formación Roca Blanca, mientras que los aglomerados y andesitas se encuentran por apoyados sobre las tufitas de esta unidad. La geoquímica e isótopos muestran composiciones basandesíticas calcoalcalinas, de origen cortical para las andesitas mientras los basaltos presentan características de basaltos de rift continental y se generaron a partir de un magma mantélico con contaminación cortical principalmente rocas sedimentarias.

Las *andesitas* presentan una edad de 168 Ma y sumado a sus características geoquímicas e isotópicas, muestran semejanzas con los pórfidos andesíticos de la Formación Cerro León, por lo que se considera que tanto las andesitas de la *Formación Bajo Pobre* como los pórfidos andesíticos se formaron por el mismo episodio magmático del Jurásico medio.

Los *basaltos* se originaron a partir de material básico de origen mantélico que ascendió por fracturas llegando a superficie en el inicio del proceso de rifting jurásico, lo que lo

desvincula del magmátismo que originó las andesitas de la Formación Bajo Pobre y pórfidos andesíticos de la Formación Cerro León; tampoco es posible asociarlo al magmátismo básico de origen cortical que formó las dioritas de la Formación La Leona. Según sus relaciones estratigráficas y edad de reseteo del sistema Ar por calentamiento para el Jurásico medio (167 Ma), producto del magmatismo intermedio que formó los pórfidos andesíticos y andesitas, se le asigna tentativamente una edad jurásica inferior (~190-180Ma). Al no poder asociarse con otras unidades magmaticas dentro del Macizo del Deseado, se define una nueva unidad formacional para estas rocas denominándolas ***Formación El Piche.***

Estos basaltos podrían compararse a los diques basálticos a traquiandesíticos aflorantes en el sector oriental del Macizo del Deseado asignados a la Formación Cerro León pero con una edad de 180 Ma **(Guido *et al.*, 2004)** y que se los considera, al igual que los basaltos, como material básico que ha ascendido por fracturas (sin llegar a superficie) en el inicio del proceso de rifting jurásico, que continuaría posteriormente con las importantes efusiones de la Formación Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura **(Guido, 2002)**.

Grupo Bahía Laura

Antecedentes

La primera cita de estas rocas ácidas corresponden a **Darwin (1839)**, quien las describió como pórfidos rojos en los alrededores de Puerto Deseado, mientras que **Ameghino (1906)** publica los primeros croquis respecto a su distribución asignándoles una edad pre-cretácica, quizás jurásica. A partir del estudio de restos de Estheria recuperadas de una perforación realizada en las cercanías de San Julián, **Delhaes (1913)** le asigna al complejo volcánico una edad Triásico superior. Esta opinión es compartida por **Wichmann (1922), Windhausen (1931)** y **Keidel (1920)** quien se refiere a estas rocas como "serie porfírica". Sin embargo **Gothan (1925)**, al estudiar los estróbilos de Araucária recogidos por Windhausen de tobas ubicadas al sur del Río Deseado, duda de la edad Rética asignada por este, considerándolos mas jóvenes. **Piátnitzky (1936**) ubica los estratos con estherias del valle del Río Genua por encima del Liásico, esta observación sumada a estudios propios de las plantas fósiles de la región situada al sur del Río Deseado, llevan a **Feruglio (1949)** a considerar al "complejo porfírico de la Patagonia extra-andina" como perteneciente al Jurásico y posiblemente al Jurásico superior y propone denominarlo Complejo Bahía Laura.

A partir de la década del 50 comienzan a realizarse mapeos y estudios de detalle del Macizo del Deseado por parte de geólogos de la empresa YPF, (compilados en **De Giusto *et al.,* 1980**) quienes sientan las bases del conocimiento geológico sistemático de la región. Sobre la base de estos trabajos, **Stipanicic y Reig (1955 y 1956)** dividen al complejo porfírico en tres unidades: Chonaikense, Matildense y Baqueroense. Más tarde **Lesta y Ferello (1972)** definen el Grupo Bahía Laura donde incluyen a las formaciones Chon Aike y La Matilde a las que consideran contemporáneas.

Rapela y Kay (1988); **Kay *et al.,* (1989)** y **Pankhurst y Rapela (1995)** introducen los términos Grupo Chon Aike, provincia Chon Aike y provincia volcánica jurásica respectivamente, para el conjunto de los asomos de volcanitas jurásicas de toda la Patagonia extrandina y **Pankhurst *et al.,* (1993a)** utiliza el término Complejo Chon Aike exclusivamente para las volcanitas del Macizo del Deseado. Por otro lado **Pankhurst *et al.,* (1998)** propone que las volcanitas jurásicas de Patagonia junto con las del oeste de Antártida conforman una de las mayores provincias ígneas silícicas (LIP) del mundo. Para el Macizo del Deseado estima una extensión de 100.000 km^2 y para

todo el conjunto 235.000 km^2, con espesores mínimos de 500 m y máximos de 2.200 m (**Féraud *et al.*, 1999**). Finalmente, **de Barrio *et al.*, (1999)** denomina a este conjunto como un complejo ignimbrítico-lávico sedimentario y emplea el término Grupo Bahía Laura, con sus dos formaciones. La Formación Chon Aike formada por espesos mantos ignimbríticos riolíticos a riodacíticos, aglomerados y brechas volcánicas subordinadas y escasas tobas vítreas y cristalinas y además menciona la presencia de facies magmáticas. Lateral y verticalmente interdigitados se encuentran los depósitos de la Formación La Matilde (tobas y tufitas, con delgados mantos ignimbríticos intercalados). En muchas regiones del Macizo, la alternancia, en ocasiones muy frecuente, entre ignimbritas y tobas de caída dificulta la asignación formal al conjunto de afloramientos.

En los trabajos de **Hechem y Homovc (1985, 1988)** y **Guido (2002, 2004)**, **Moreira (2005)** y **Lopez (2006)** se utilizo una diferenciación facial en el mapeo de las unidades jurásicas donde se ha realizado una subdivisión en facies de las rocas del complejo volcánico. **Guido (2002, 2004)** y **Lopez (2006)** proponen la reutilización de la antigua nomenclatura definida por **Feruglio (1949)** y denominar a estas rocas como *Complejo Bahía Laura*

En cuanto al espesor de este grupo, **Turic (1969)** menciona una potencia de 895 m para la Formación Chon Aike, **De Giusto (1956)** poco más de mil metros y **Panza (1982)** y **de Barrio *et al.*, (1999)** consideran una potencia oscilante entre 200 y 600 m, con marcadas variaciones locales. En el caso de la Formación La Matilde se mencionan espesores de 175 m para su perfil típico en la Estancia La Matilde (**Criado Roque, 1953; Stipanicic y Reig, 1957**) y 320 m para el sector del Bajo Grande (**Di Persia, 1958**). **Panza (1995)**, proponen un espesor máximo de 150 m para la Formación, aunque sus asomos expuestos casi nunca superan los 50 m.

En el área de estudio el principal antecedente es la Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros en donde **Panza 1995** reconoció en las cercanías del la estancia Cañadón Largo, mantos ignimbríticos formando paredones y crestas de hasta 30 m de espesor.

Afloramientos del sector estudiado

Esta unidad está escasamente representada en el área de estudio, aflorando solo en el sector sudoriental y abarcando menos del 15% de la superficie de la zona de estudio (Fig. 3-79). Se reconocieron dos facies de flujo piroclástico asignables a esta unidad, ignimbritas pumíceas e ignimbritas cristaloclásticas.

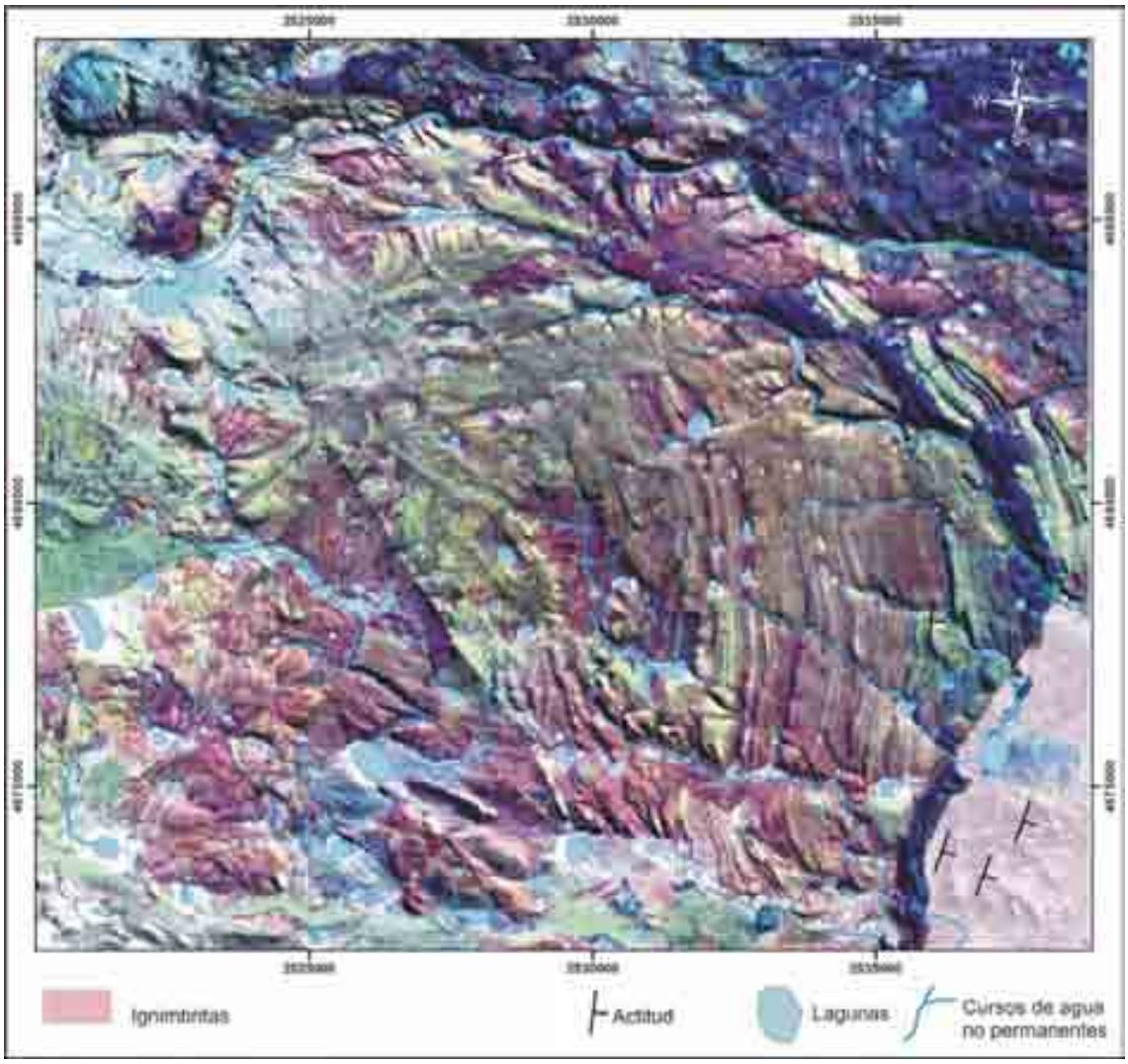


Figura 3-79 Mapa de afloramientos del Grupo Bahía Laura.

Las ignimbritas pumíceas presentan afloramientos redondeados a lobulados de coloraciones claras a castañas anaranjadas formando importantes lomadas en el terreno de hasta 30 m de altura con grandes bancos inclinando entre 10º y 14º hacia el sudeste (Fig. 3-79). Presentan una matriz tobácea blanquecina con abundantes fiammes y pómez blanquecinos con vesículas y canalículos bien desarrollados, en general alterados,

cristaloclástos de cuarzo transparente y ahumado de hasta 5 mm y cristales de sanidina, ortosa, biotita y litoclástos de rocas tobáceas, porfiricas y riolitas foliadas (Fig. 3-80).

Figura 3-80 A) Afloramientos redondeados a lobulados de ignimbrita pumicea. B) Detalle de aflormiento. C) Detalle litológico de ignimbrita pumícea.

La petrografía de estas rocas muestran la presencia de gran cantidad de trizas vítreas bien formadas y pómez en su mayoría aplastados y colapsados formando fiammes de hasta 3,5 mm. Se observa una marcada fluidalidad evidenciada por los fiammes aplastados y presenta cristales de cuarzo, plagioclasa y sanidina. Tanto la matriz como los fiammes y pómez se encuentran parcialmente recristalizados (Fig. 3-81).

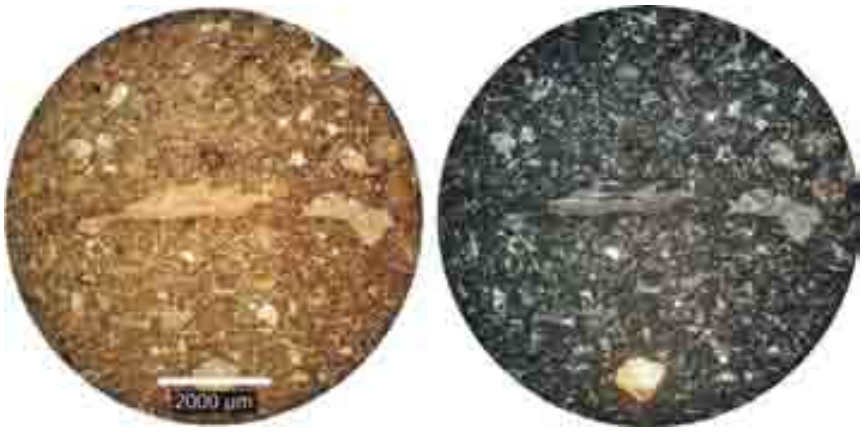


Figura 3-81 Microfotografía de ignimbrita pumícea donde se observan fiammes, trizas vítreas y cristaloclástos de cuarzo.

Las ignimbritas cristaloclásticas son menos abundantes que las pumíceas y se presentan como lomadas abruptas en el terreno (Fig. 3-82). Estas rocas presentan una matriz vítrea de coloración castaña oscura con un contenido mayor al 40% de cristaloclástos de cuarzo y sanidina con poca cantidad de pómez alterados de coloración verdosa.

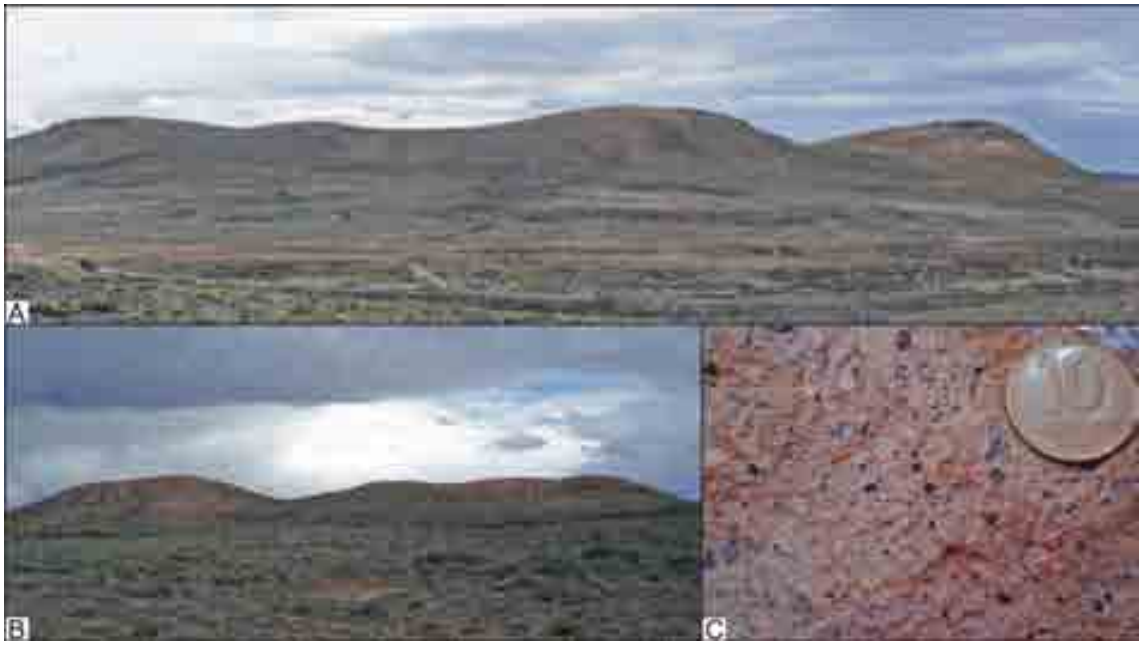


Figura 3-82 A) Afloramientos de lomadas abruptas de ignimbrita cristaloclástica. B) Detalle de aflormiento en donde se muestra su morfología. C) Detalle litológico de ignimbrita cristaloclástica.

La petrografía de estas rocas muestran la presencia de gran cantidad de cristaloclástos de cuarzo volcánico fracturado de hasta 4 mm, feldespatos y plagioclasa medianamente alteradas a sericita y biotitas desferrizadas; presenta litoclástos, trizas vítreas bien formadas y fiammes poco abundantes mostrando una marcada fluidalidad. (Fig. 3-83).

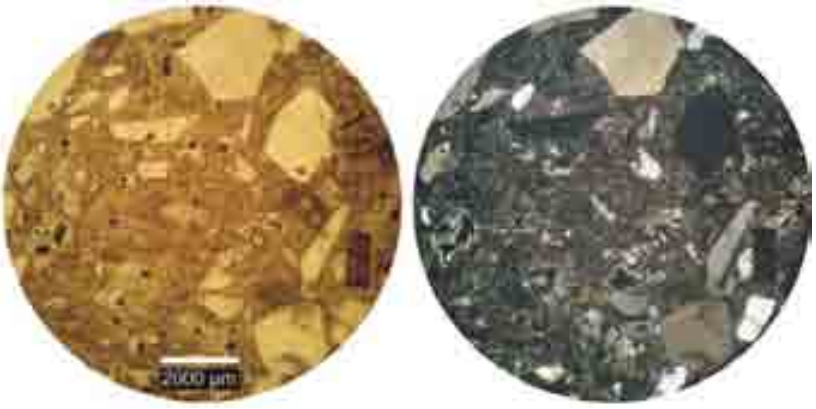


Figura 3-83 Microfotografía de ignimbrita cristaloclástica donde se observan cristaloclástos de cuarzo, feldespato, biotita y trizas vítreas con una marcada fluidalidad.

Geoquímica

Se han realizado tres análisis geoquímicos por elementos mayoritarios, traza y tierras raras en las ignimbritas del Grupo Bahía Laura presentes en el área de estudio. Los resultados obtenidos se resumen en las tabla 3-84, 3-85 y 3-86.

Tabla 3-84 Resultados de elementos mayoritarios del Grupo Bahía Laura. Valores en %.

	SiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	LOI
5731	83.10	8.46	1.32	0.06	0.11	0.06	6.76	0.10	0.02	0.01	0.9
5732	81.12	10.69	1.28	0.09	0.10	0.11	6.36	0.21	0.05	0.01	2.4
4204	75.56	12.26	2.06	0.16	0.23	1.27	8.26	0.15	0.04	0.01	0.6

Tabla 3-85 Resultados de elementos traza del Grupo Bahía Laura. Valores en ppm.

	Sr	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	Zr	Hf	Sm	Y	Yb
5731	19.4	236.7	379	13	0.50	4.8	35.4	89.5	3.1	2.31	12.8	1.59
5732	104	203.1	575	9.5	0.40	4.3	76.1	89	2.8	6.14	14.8	1.76
4204	40.9	215.8	1251	12	0.60	6.4	61.9	98.9	3.7	4.24	16.8	1.86

Tabla 3-86 Resultados de tierras raras del Grupo Bahía Laura. Valores en ppm.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
5731	18.90	35.40	3.91	12.50	2.31	0.48	1.77	0.36	2.12	0.50	1.35	0.25	1.59	0.27
5732	45.90	76.10	8.89	33.90	6.14	1.25	4.10	0.62	2.90	0.57	1.49	0.26	1.76	0.29
4204	31.90	61.90	7.38	25.10	4.24	0.61	2.79	0.57	3.11	0.63	1.78	0.31	1.86	0.32

Los resultados analíticos muestran que las ignimbritas son rocas ácidas (SiO_2 > 63%), las cuales están por encima del 75% de SiO_2. En el diagrama clasificatorio TAS de **Le Maitre (1989;** Fig. 3-87 A**)**, estas rocas se ubican en el campo de las riolitas. Debido a los altos valores de pérdida por ignición (LOI) registrados en una de estas muestras, también se ha utilizado al diagrama de **Winchester y Floyd (1977;** Fig. 3-87 B**)** para su clasificación por elementos inmóviles. En este grafico las ignimbritas se ubican en el campo de las dacitas/riodacitas. Son rocas subalcalinas, pertenecientes a la serie calco-alcalina según los diagramas de **Irvine y Baragar (1971;** Fig. 3-87 A y C**),** peraluminosas, determinado mediante el índice Shand, de **Maniar y Piccoli (1989;** Fig. 3-87 D**)** y presentan un alto contenido de potasio, según la clasificación de **Le Maitre (1989;** Fig. 3-87 E**)**.

Los valores de elementos trazas y de tierras raras se representan en diagramas expandidos tipo spider, normalizado a MORB, según **Pearce (1981),** para los elementos trazas y normalizado según **Sun & McDonough (1989),** para las tierras raras (Fig. 3-88 A y B).

Los elementos trazas presentan un distribución relativamente uniforme de los valores promedios, con una fuerte anomalía en elementos litofilos como Rb, Ba y Th, mientras que los elementos como Ta, Zr, Ti y Sr disminuyen formando una anomalía negativa. Las tierras raras presentan una importante coherencia de los valores. La distribución tanto de los elementos trazas como de las tierras raras permite inferir que estas rocas posiblemente sean producto de un mismo evento magmático.

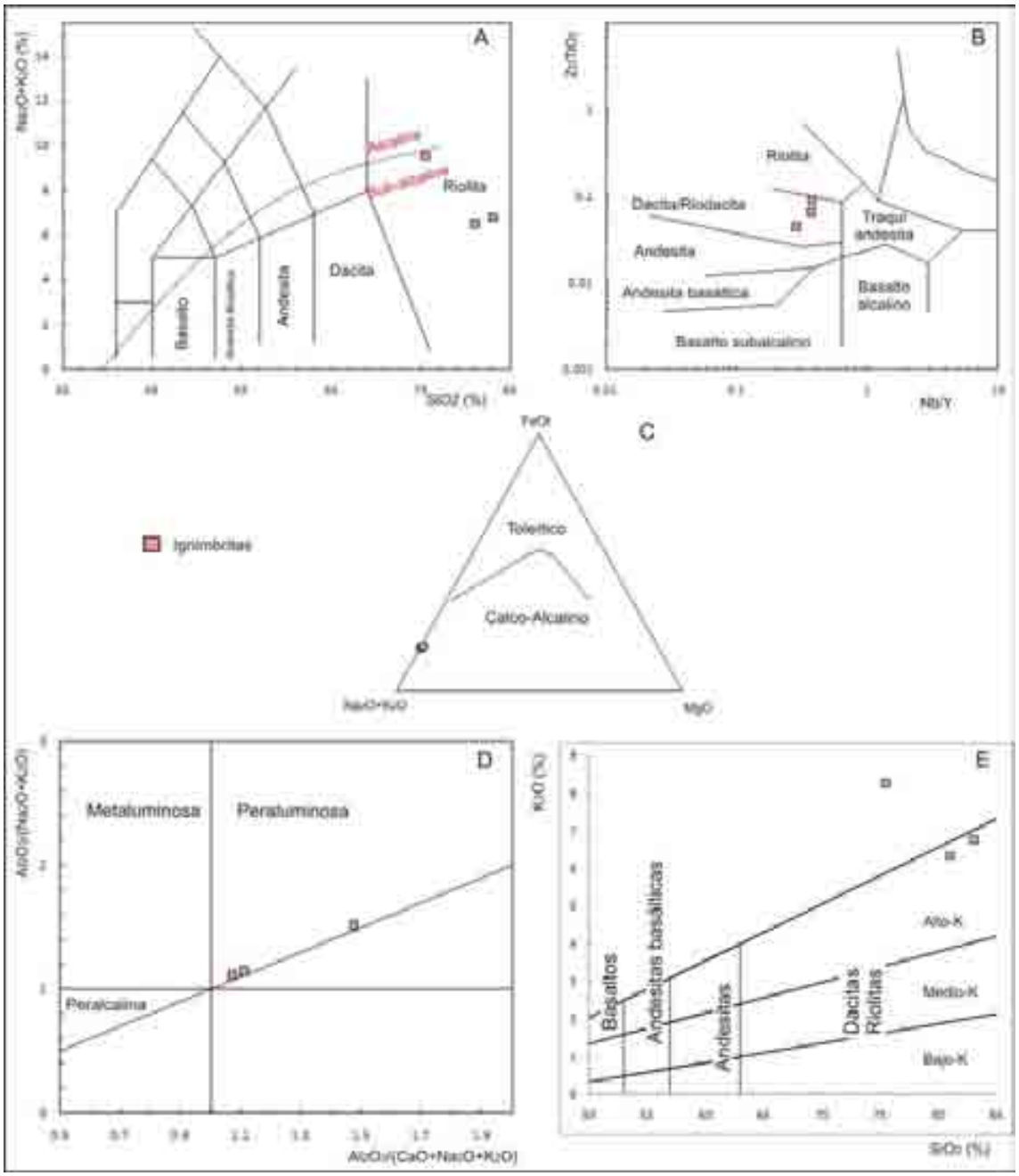


Figura 3-87 Diagramas de clasificación y caracterización geoquímica de rocas del Grupo Bahía Laura. A) Le Maitre (1989) e Irvine y Baragar (1977). B) Winchester y Floyd (1977). C) Irvine y Baragar (1977). D) Maniar y Piccoli (1989). E) Le Maitre (1989).

Es importante señalar que estas rocas se encuentran generalmente alteradas. La lixiviación por aguas meteóricas produce la movilización de Na, K y Si especialmente en el vidrio volcánico (**Scott, 1971**). Por otro lado, los procesos de alteración por la fase vapor y el extenso sistema geotermal que actuó en la región con posterioridad al volcanismo pudieron haber producido grandes modificaciones en la geoquímica de las rocas. ***Riley et al.,* (2000)** mencionan un enriquecimiento en K, Rb, Ba, Si y S y una disminución en Na, Ca y Sr para las rocas silíceas afectadas por hidrotermalismo. Además, **Lofgren (1970)** menciona que los contenidos de SiO_2, H_2O, Na_2O, K_2O y Al_2O_3 son alterados por la desvitrificación del vidrio volcánico, lo mismo que el de algunos elementos traza y tierras raras (**Weaver et al., 1990**). Este enriquecimiento puede ser comprobado en dos de las rocas analizadas, donde hay un enriquecimiento en SiO_2 (muestras 5731 y 5732 con valor mayor a 78%, el máximo para el vidrio volcánico).

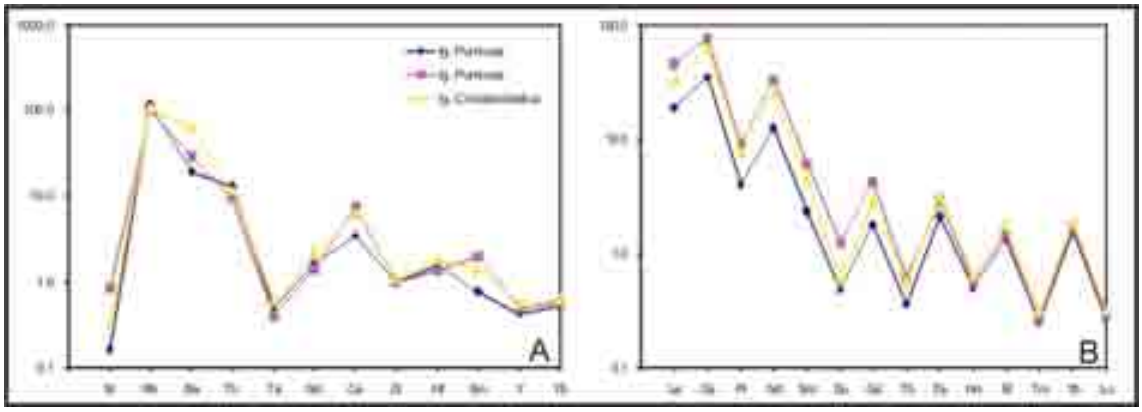


Figura 3-88 Diagramas de tipo spider. A) Elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1981). B) Tierras raras normalizado según Sun & McDonough, (1989).

En cuanto a la petrogénesis de estas rocas se evidencia mediante los diagramas de **Norry y Pearce (1979) y Pearce *et al.*, (1984),** que las rocas estudiadas se ubican en el campo de los granitoides de arco volcánico y granitoides sin-colisionales (Fig. 3-89 A y B), siendo los tenores de todas las muestras menores a 12 ppm de Nb, lo que es típico de riolitas de márgenes continentales (**Macdonald *et al.*, 1992**)

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, este volcanismo se habría generado por magmas de composición ácida riodacítica a riolítica, peraluminosos con tendencia calcoalcalina. Estos magmas poseen altos tenores de potasio (6,36 a 8,26%) mientras que son pobres en TiO_2 (no superiores a 0,21%), CaO (0,10 y 0,23%), FeO_t (1,28 y 2,06%) y MgO (0,06 y 0,16%). Del análisis petrogenético y petrotectónico se puede

concluir que este conjunto de rocas posee características de un ambiente de arco volcánico.

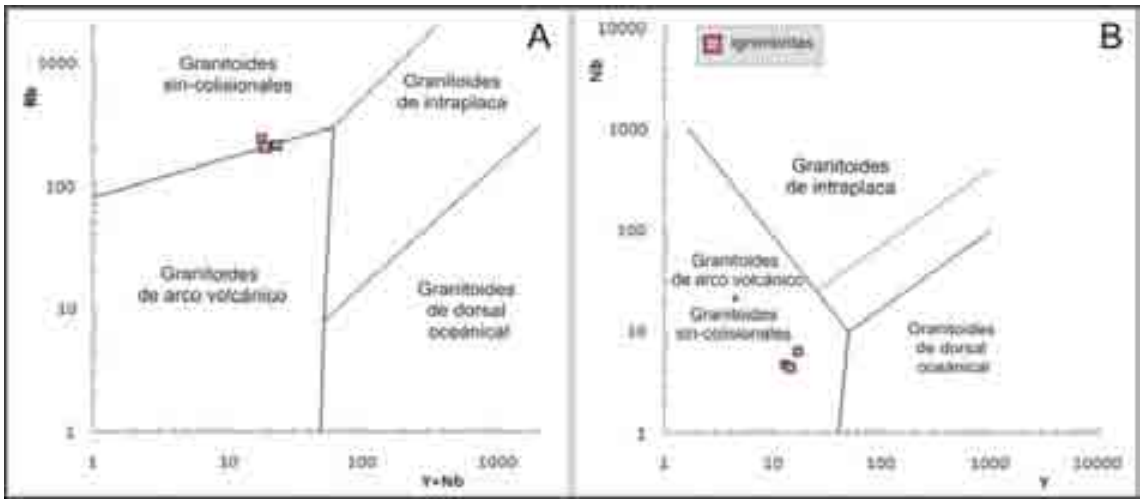


Figura 3-89 Diagramas de caracterización petrogenética. A) Pearce, et al. (1984). B) Pearce y Norry (1979)

Geología isotópica

Se realizaron estudios de isótopos de Pb, Sr y Nd, en los laboratorios del Centro de Pesquisas Geocronologícas del Instituto de Geología de la Universidad Sao Paulo, Brasil, con el fin de caracterizar petrogenéticamente a las distintas litologías de esta unidad. Los isótopos de Pb/Pb, $^{143Nd}/^{144}Nd$ y $\varepsilon_{(Nd)}$ (Tablas 3-90 y 3-91), indican un origen en la corteza superior para magmatismo ácido que género los flujos ignimbríticos.

Tabla 3-90 Resultados de isótopos de Pb.

Roca	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1s)
Ignimbrita	18,749	0,006	15,645	0,007	38,855	0,007

Tabla 3-91 Resultados de isótopos de Nd.

Material	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Error	$\varepsilon_{(0)}$
Ignimbrita	0,512348	0,000008	-5,66

Relaciones Estratigráficas

En el área de estudio las ignimbritas del Grupo Bahía Laura se encuentran en contacto tectónico con basaltos de la Formación El Piche y con las tufitas de la Formación Roca Blanca (Fig. 3-61 y Fig. 3-62).

Edad

Dataciones radimétricas previamente realizadas limitan a las rocas del Grupo Bahía Laura al intervalo 177,8 ± 1,8 (**Pankhurst, *et al.*, 2000**) – 148 ± 2 Ma. (**Tessone *et al.*, 1999**), que comprende desde el Jurásico inferior alto (Toarciano) al Jurásico superior bajo (Oxfordiano), abarcando un intervalo temporal de aproximadamente unos 30 Ma., similar a lo registrado en otros plateaux ignimbríticos del mundo (**Arribas *et al.*, 1996**). Cabe destacar que según **Pankhurst *et al.*, (2000)** el volcanismo ácido del Macizo del Deseado se habría desarrollado entre los 172 y 153 Ma., según dos episodios volcánicos uno entre los 172 y 162 Ma y otro entre los 157 y 153 Ma.

Discusión

Las rocas del Grupo Bahía Laura aflorantes en el área de estudio, están compuestas por ignimbritas pumíceas e ignimbritas cristaloclásticas generadas a partir de magmas de composición riodacitica a riolitica, peraluminosos con tendencia calcoalcalina y con características de un ambiente de arco volcánico.

Regionalmente, el ambiente tectónico en el momento de la formación de este volcanismo era extensional, íntimamente relacionado con el inicio del desmembramiento de Gondwana y a procesos de subducción a lo largo del margen occidental del continente con desarrollo de hemigrabens NNO-SSE. Este proceso extensional culmina con la apertura del océano Atlántico Sur y el inicio de la subducción normal (**Bruhn *et al.*, 1979; Uliana *et al.*, 1985; Gust *et al.*, 1985; Uliana y Biddle, 1987; Ramos, 1988; Kay *et al.*, 1989; Storey y Alabaster, 1991; de Barrio, 1993; Pankhurst y Rapela, 1995; Alric *et al.*, 1996 y Pankhurst *et al.*, 1998**).

Para el origen de este importante volcanismo se propone que estas son rocas originadas por fusión parcial (anatexis) debido al efecto térmico producido por el emplazamiento de magmas máficos del manto en la corteza inferior. Este fundido originado forma una barrera de densidad que impide el ascenso de los magmas máficos, explicando así la menor proporción de estas rocas en el ámbito del Macizo del Deseado (**Gust *et al.*, 1985; Kay *et al.*, 1989; de Barrio, 1993**; **Pankhurst *et al.*, 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998; Riley *et al.*, 2000**). **Riley *et al.*, (2000**) señalan que la gran uniformidad isotópica de las rocas volcánicas jurásicas (con valores de relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ cercanos a 0,707 y de ϵ_{Ndi} cercano a -3) estaría reflejando un efecto denominado MASH, fenómeno propuesto por **Hildreth y**

Moorbath (1988) por el cual hay mezcla, asimilación y homogeneización de los fundidos de la corteza inferior con los magmas básicos fraccionados. Este magma isotópicamente homogéneo sería de composición andesítica a dacítica, siendo las riolitas el resultado de procesos de cristalización fraccionada en cámaras magmáticas ubicadas en la corteza superior. A su vez, el hecho de que el magma intermedio a ácido no haya permitido el ascenso de los magmas máficos ha sido importante en la generación de grandes volúmenes de materiales fundidos y por lo tanto explica la gran extensión áreal y temporal del magmatismo jurásico. Estos autores señalan también que la corteza inferior sería de edad Greenvilliana y estaría hidratada, lo cual le confiere características de arco a las volcanitas jurásicas de Patagonia.

En investigaciones detalladas de mapeo, geoquímica, geocronología e isotopía (**Pankhurst *et al.*, 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998; Bertrand *et al.*, 1999; Féraud *et al.*, 1999; Riley *et al.*, 2001, Echeveste *et al.*, 2001, Guido, 2002; Echeveste 2005; Guido, *et al.*, 2006 y Lopez, 2006)** proponen la coetaneidad y cogénesis de este evento volcánico con el que generó a la Formación Bajo Pobre, formando extenso evento volcánico bimodal para el Jurásico medio-superior en el Macizo del Deseado.

Basaltos Post-Jurásicos

Antecedentes

En el área de estudio se reconocen en forma dispersa y aislada un conjunto de vulcanitas básicas que afloran con morfologías alargadas, en general encauzadas en pequeños valles y profundamente recortadas por la erosión.

Al igual que el resto de los basaltos de la comarca, fueron tratados por autores anteriores simplemente como «Rocas basálticas» **(Roll, 1938**) o como «Rocas ígneas» **(Di Persia, 1957, 1958)**, y asignadas al Terciario más alto y sobre todo al Cuaternario pero **(Panza, 1982, 1995)** los definió como *Basalto Las Mercedes* y *Basalto Cerro del Doce* asignándolos al Cretácico Superior con dudas y al Eoceno respectivamente.

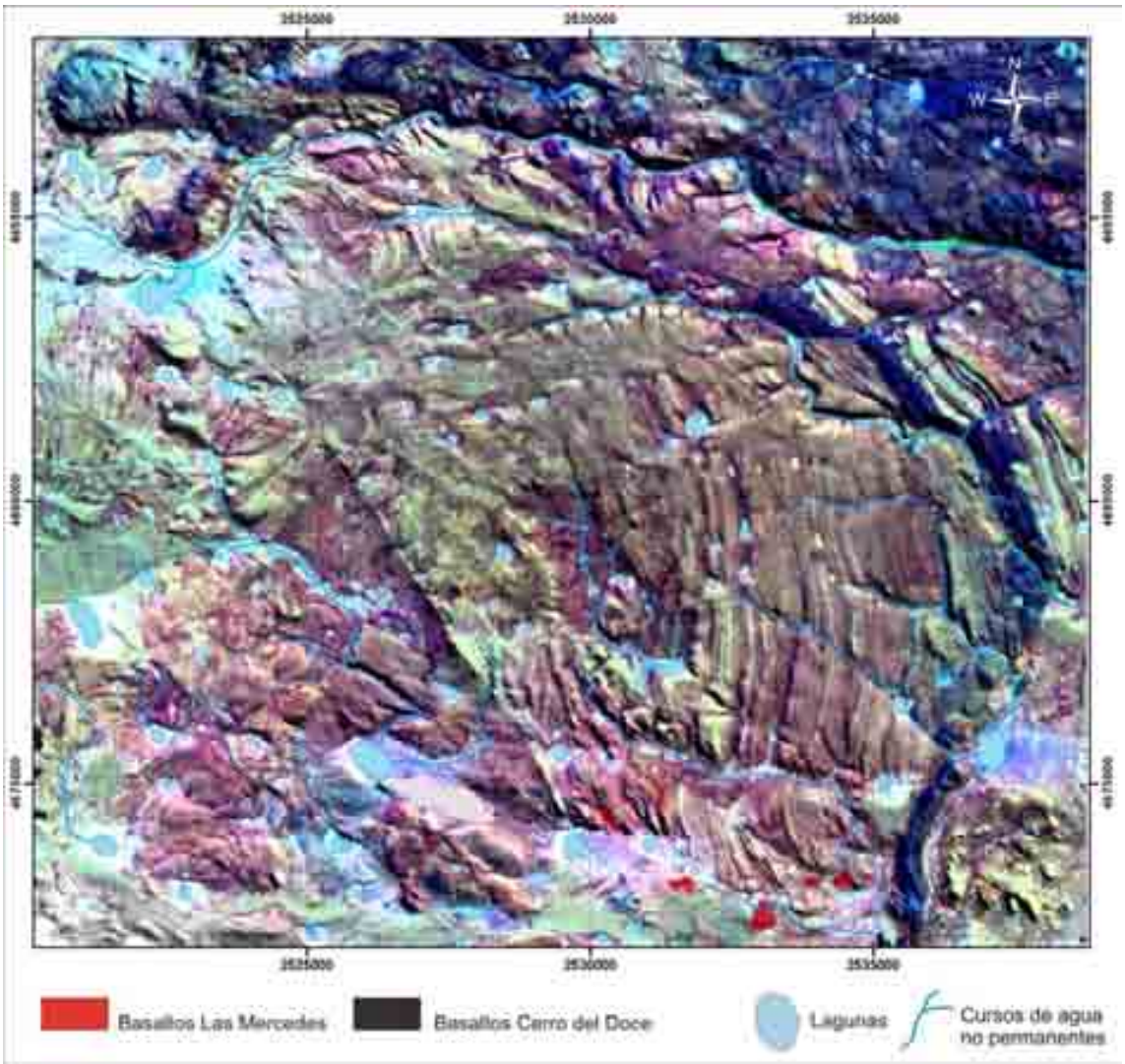


Figura 3-91 Mapa de afloramientos de los Basaltos Las Mercedes y los Basaltos Cerro del Doce.

Afloramientos del sector estudiado

En el sector centro-sur y hacia el este (Fig. 3-91) se reconocieron pequeños afloramientos de coladas basálticas, asignables a la unidad *Basalto Las Mercedes,* que en general se presentan con morfologías alargadas encauzadas en pequeños valles longitudinales. Están depositadas subhorizontalmente y presentan un espesor menor a 1,5 m. Son basaltos afaníticos macizos a microvesiculares de coloración gris oscura a negra y presentan pequeños puntos de color castaño rojizo correspondientes a mafitos alterados (Fig. 3-92).

Figura 3-92 A) Afloramientos de colada basáltica del Basalto Las Mercedes. B) Detalle de afloramiento en donde se observa al basalto apoyado concordantemente sobre areniscas del Grupo El Tranquilo (parte inferior izquierda). C) Detalle litológico del basalto.

En el límite sudoeste del área se identificaron tres pequeños asomos (Fig. 3-91) con forma de lomadas mesetiformes que en su parte superior están coronados por coladas de vulcanitas básicas en posición subhorizontal (Fig. 3-93 A). En las coladas se puede reconocer una sección inferior, de aproximadamente 5 a 6 m de espesor, caracterizada por basaltos de coloración gris oscura, afaníticos a algo porfíricos con pequeños cristales de olivina medianamente alterados. Presenta niveles muy vesiculados y hacia la parte superior texturas de enfriamiento típica de lavas cordadas (Fig. 3-93). La sección

superior presentan un espesor no mayor a los 2 m y esta formado por basaltos con un importante grado de oxidación lo que le otorga una coloración castaño rojiza a las rocas. La presencia de una marcada diyunción columnar da como resultado la formación de prismas con aristas redondeadas y formación de bloques subredondeados (Fig. 3-93). Estas rocas son asignadas por **Panza (1982)** a la unidad *Basalto Cerro del Doce.*

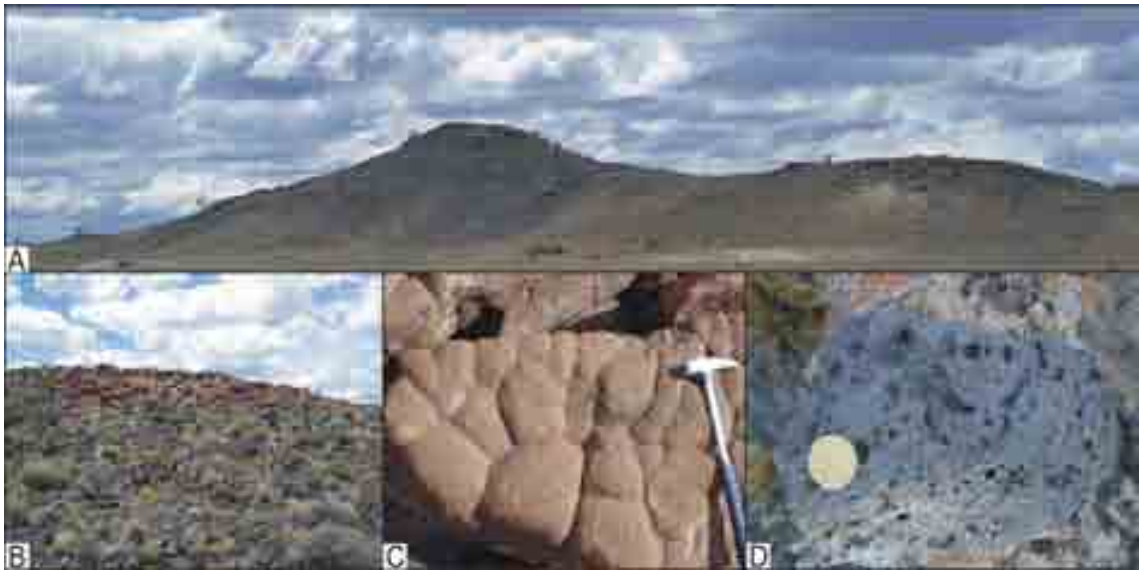


Figura 3-93 A) Afloramientos de colada basáltica subhorizontal del Basalto Cerro del Doce. B) Detalle de afloramiento en donde la sección inferior de coloración oscura y la sección superior de coloración rojiza oxidada. C) Detalle litológico del basalto de la sección superior oxidada y con diyunción columnar. D) Detalle litológico del basalto de la sección inferior mostrando la roca fresca con textura vesicular.

La estudio petrográfico del Basalto Las Mercedes muestra una textura intergranular y amigdaloide principalmente y pilotaxica en menor medida. Los fenocristales de plagioclasa son poco abundantes con una longitud promedio de 500 µm y se presentan agrupados formando glomérulos. La pasta esta formada por pequeñas tablillas de plagioclasa de hasta 200 µm y en menor medida piroxenos, olivinas y vidrio (Fig. 3-94).

Figura 3-94 Microfotografía de basalto con textura intergranular a pilotáxica en la pasta con cristales de plagioclas, piroxeno y olivina y fenocristales de plagioclasas con textura glomeroporfírica.

Los Basaltos Cerro del Doce presentan pequeñas tablillas subhedrales tabulares de plagioclasa de hasta 500 µm dispuestas sin orientación con cristales intersticiales de piroxeno, olivina y vidrio. Presentan vesículas que varían en tamaño desde 100 µm hasta 3 cm (Fig. 3-95).

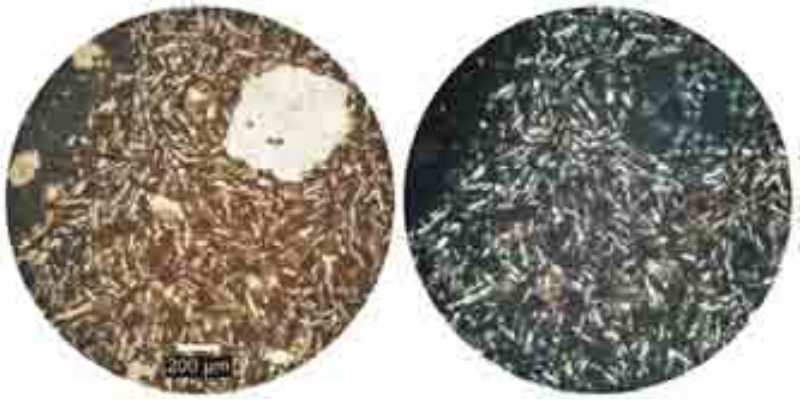


Figura 3-95 Microfotografía de basalto con textura intergranular a pilotáxica y vesicular con cristales de plagioclasas, piroxenos, olivina y vidrio.

Relaciones Estratigráficas y Edad

En el área de estudio las rocas asignables a ambas unidades se ubican por sobre las rocas del Grupo El Tranquilo y la Formación Roca Blanca y no presentan ninguna otra litología por encima o intruyendolas.

En el Bajo Grande los basaltos de la unidad ***Basalto Las Mercedes*** cubren en discordancia angular a la Formación Baqueró del Cretácico inferior e intruye también a aglomerados jurásicos (**Panza, 1982**). En el techo son cubiertos discordantemente por el Basalto Alma Gaucha, del Oligoceno inferior a medio y por la Formación Monte León del Mioceno (**Panza, 1982)**. Estratigráficamente se estableció un lapso de emisión de estas lavas comprendido entre el Aptiano superior y probablemente el Daniano, ubicándo tentativamente a esta unidad en el Cretácico superior (a Paleoceno?), pudiendo quizás incluirse en la Fase Efusiva Cretácica **(Ferello, 1969).**

El ***Basalto Cerro del Doce*** cubre en discordancia e intruye desde las Formaciones Bajo Pobre del Jurasico medio a superior hasta la Formación Río Chico del Paleoceno. Su techo es cubierto por la Formación Sarmiento del Oligoceno inferior.

En base a su posición estratigráfica, **Panza (1982)** les asignó edad Eocena, confirmada por dataciónes K/Ar que arrojaron una edad de 39 ± 5 Ma, Eoceno superior y 45 ± 3 Ma, Eoceno medio **(Panza, 1995).**

Discusión

Las rocas del ***Basalto Las Mercedes*** corresponden a un ciclo volcánico asignado al Cretácico superior hasta el Paleoceno inferior, el cual presenta una escasa representación y desarrollado principalmente en el sector central del Macizo del Deseado. Esto coincide con la mayoría de las regiones patagónicas extrandinas, en las que prácticamente la actividad volcánica basáltica durante el fin del Mesozoico y el comienzo del Cenozoico fue muy escasa **(Haller, 2002)**.

El volcanismo generador de la rocas del ***Basalto Cerro del Doce***, es producto de erupciones de tipo central producidas por fisuración cortical profunda en periodos de distensión luego de un período compresivo regional. Este episodio basáltico es sincrónico con el que produjo las efusiones del Basalto Posadas **(Riggi, 1957)** en la región del lago Cardiel y Cordillera Patagónica Austral, al suroeste de la provincia. El mismo, de acuerdo con **Ramos (1982)** y **Ramos *et al.*, (1982)** tuvo un máximo de actividad volcánica entre los 45 y 48 Ma (Eoceno medio), si bien se han obtenido edades tan tempranas como el Paleoceno superior o el Eoceno inferior, que llevan a que el registro de actividad lávica oscile entre los 60 y los 40 Ma. Se correspondería también con los basaltos eocenos del sector de la Meseta del Lago Buenos Aires (Argentina y Chile) cuya edad fue definida por **Charrier *et al.*, (1978, 1979)** y por **Ramos *et al.*, (1982),** y con las basanitas del este del lago San Martín (Bahía de la Lancha) datadas por **Riccardi (1971)** con valores de 40 ± 6 y 46 ± 5 Ma.

Depósitos Cuaternarios

Sedimentos de bajos y lagunas

Se encuentran en la zona gran cantidad de bajos y lagunas temporarias, en donde se depositan sedimentos muy finos (limos, limos arcillosos y arcillas) de colores castaños claros a grises. Hacia las márgenes de las lagunas se desarrolla una zona en la que hay dispersos abundantes rodados y bloques, los cuales a veces son llevados hacia la zona central por efecto de los fuertes vientos. En la margen oriental de muchos bajos este material se mezcla con otro de origen eólico aportado por los vientos dominantes del oeste (Fig. 3-96 y 3-97 A).

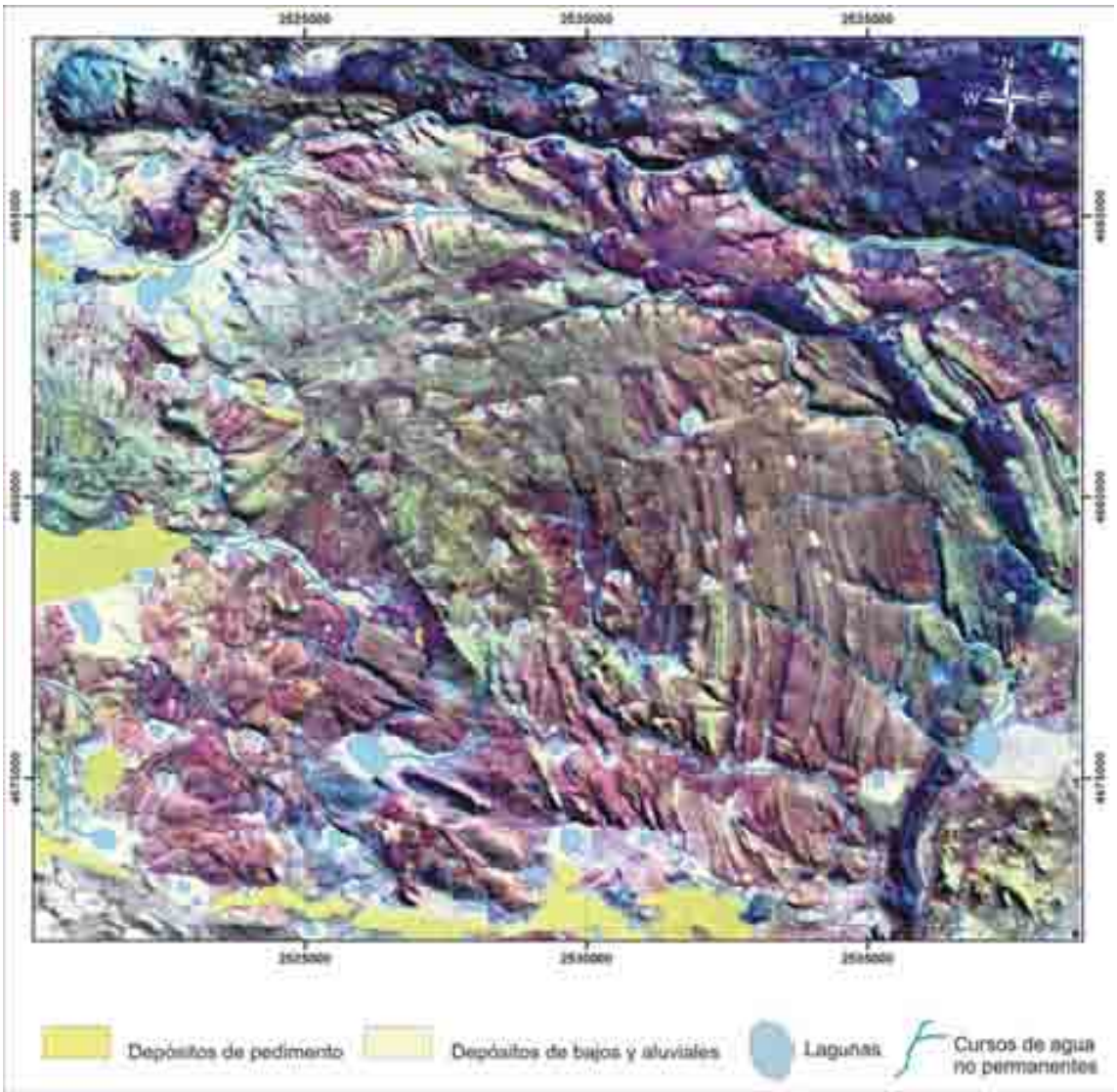


Figura 3-96 Mapa regional del area del anticlinal El Tranquilo con la ubicación de la la zona de estudio. Modificado de Panza (1995).

Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados

Cubren pequeños sectores y se trata de depósitos inconsolidados de color gris a castaño claro, de tamaño de grano por lo general arena fina a mediana, mezclada con variables proporciones de limos y arcillas y también con rodados dispersos, angulosos a subredondeados. Estos depósitos se hallan en casi todos los taludes o quiebres de pendiente, tratándose de una capa delgada, formada por materiales procedentes de la destrucción de las distintas unidades geológicas, así como por otros de origen eólico (Fig. 3-96 y 3-97 B).

Figura 3-97 A) Depósitos de bajo. B) Depósito aluvial.

Depósitos de pedimento

Se ubican en el sector sur a occidental del área y son depósitos generados por un ciclo de pedimento de flanco posterior al Pleistoceno medio. Es una cubierta detrítica psefítico-psamítica poco consolidada que forma pequeñas pampas y con un típico diseño digitado. Son acumulaciones de 1 a 2 metros de rodados subangulosos a subredondeados de hasta 15 cm de diámetro ligados por una matriz arenosa a limosa y algo de cemento calcáreo **(Panza, 1995**)

CAPÍTULO 4

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

INTRODUCCIÓN

En el área de estudio, a partir del Pérmico se desarrolló la cuenca permo-triásica del rift de La Golondrina generada por una etapa de extensión inicial, seguida de fallamiento y conformación de bloques asimétricos de orientación NNO-SSE a N-S, posiblemente orientaciones heredadas de estructuras del basamento (ej. bloque La Modesta). Las unidades superiores de este rift (Grupo El Tranquilo y Formación Roca Blanca) traslaparon los bordes de la cuenca en respuesta a la lenta subsidencia de la cuenca durante el Triásico superior-Liásico. El Jurásico se caracteriza por la rápida propagación del rifting hacia las partes continentales en todo el ámbito de la región patagónica **(Ramos 1996).** El área del Deseado quedó bajo un nuevo régimen cinemático en respuesta al desarrollo de un límite de placa transformante en la región (Falla de Agulhas-Malvinas y su prolongación continental), asociado al comienzo de la fragmentación (rifting) del continente de Gondwana y acompañada por el extenso volcanismo de la Patagonia. Este régimen extensional está caracterizado por una extensión oblícua de orientación NE-SO y se encuentra integrado por una fase extensional pre-rift, una fase de rift asociada a la depositación de la Formación Bajo Pobre y una fase post-rift relacionada con el Grupo Bahía Laura, siendo las principales estructuras generadas, fallas normales dextrales de 1er orden de rumbo ONO y NNE y fallas normales de 2do orden de orientación NO **(Giacosa *et al.*, 2008)**.

Con posterioridad al Neocomiano y antes del comienzo del Aptiano se instaló un régimen compresivo SO-NE que afectó a las fallas normales ONO desarrollando en estas un régimen de transpresión sinistral y las fallas normales de rumbo NO que se invirtieron como fallas inversas y también provoco la inversión y cambio de polaridad de los bloques.

Para el Cretácico superior al Terciario fue un tiempo de tranquilidad tectónica pero en el Mioceno se produjo el principal levantamiento de los Andes a estas latitudes y que, en áreas extra-Andinas patagónicas, produjo la inversión tectónica de fallas mesozoicas principalmente de rumbo N-S **(Homovc y Constantini, 2001; Cortiñas *et al.*, 2005; Giacosa *et al.*, 2008)**.

AREA DEL ANTICLINAL EL TRANQUILO

A diferencia del resto del Macizo del Deseado donde predomina casi por completo deformación con comportamiento netamente frágil, en el área de estudio se reconoció deformación tanto dúctil como frágil en las secuencias triásicas y jurásicas.

Los rasgos estructurales más sobresalientes son: un domamiento regional de entre 15 a 20 km de diámetro, definido por **Di Persia (1956)** como "anticlinal" El Tranquilo, domamientos y plegamientos con dimensiones menores a 1 km localizados dentro de la antiforma regional, un sistema de fracturas radiales asociado al domamiento y la falla El Tranquilo con un sistema de vetas controladas por fallas (Fig. 4-1).

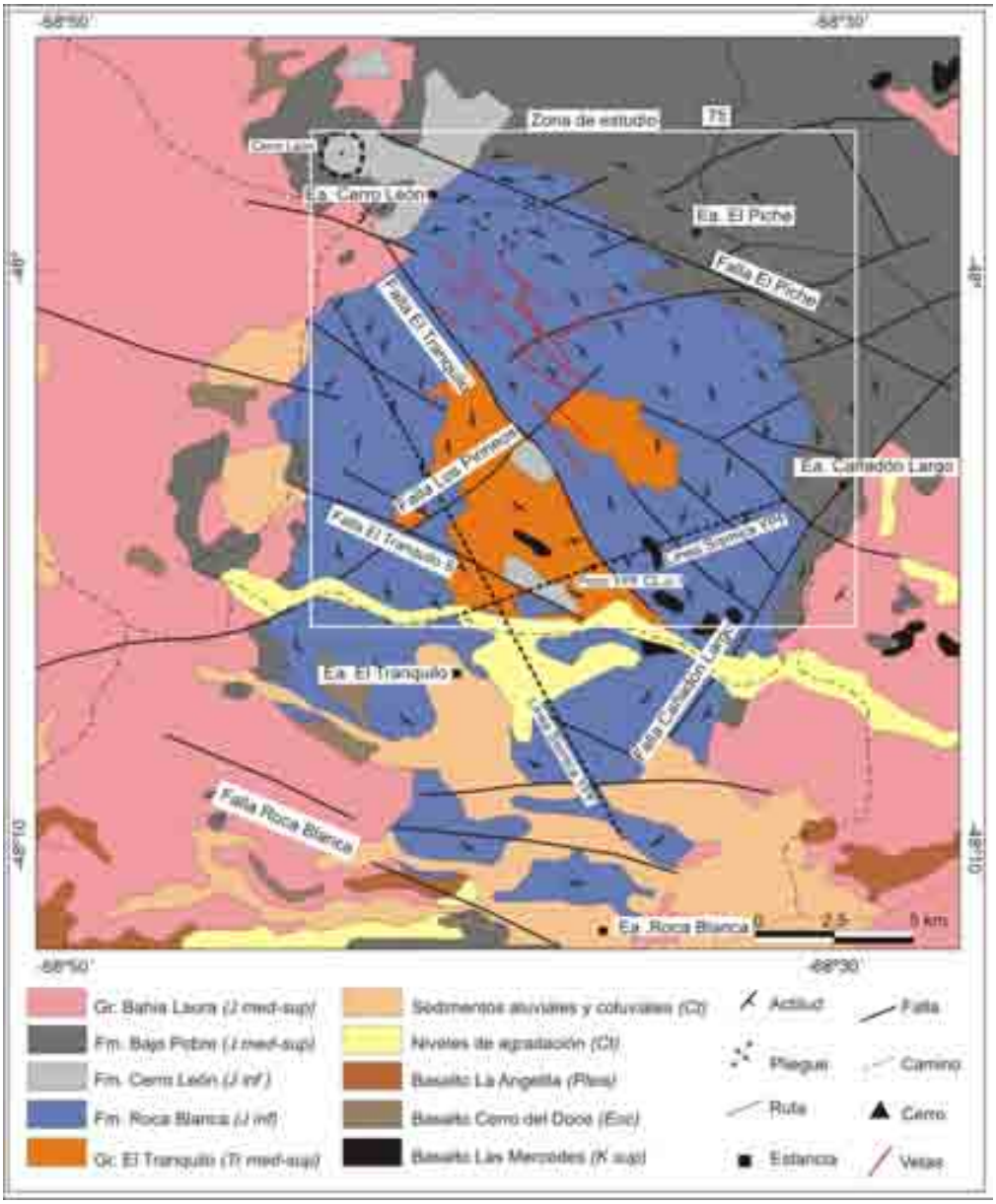


Figura 4-1 Mapa regional del área del anticlinal El Tranquilo. Modificado de Panza (1995).

Deformación dúctil

El “anticlinal” El Tranquilo fue reconocido por **Di Persia (1956)**, como un anticlinal con núcleo abierto en el Grupo El Tranquilo y cierre completo de la estructura en niveles de las Formaciones Roca Blanca y Bajo Pobre. Esta estructura fue definida por **Turic (1969)** como un braquianticlinal de arrumbamiento N-S y desarrollo longitudinal mayor de 40 Km, con cierre sur muy manifiesto y alas con valores de inclinación decrecientes entre los 15º hasta 6º a 7º en la periferia. **Pezzi (1970)** considera que se trata de un domo, “por cuanto en el cierre del contacto Roca Blanca – Bajo Pobre la relación extensión longitudinal – transversal (largo – ancho) no alcanza a ser 2:1”, mientras que **Panza (1982)** propone que no es una verdadera estructura de plegamiento sino que se trata de un abovedamiento de la cobertura sedimentario-volcánica, producido por ajustes diferenciales de bloques basculados ante los esfuerzos tangenciales de cizalla, pero que en conjunto dan la impresión de una estructura anticlinal. **Homovc y Constantini (2001) y *Cortiñas et al.*, (2005)** lo interpretan como un depocentro invertido y la reactivación de una hemifosa permotriásica a lo largo de fallas meridionales, debido a un evento de deformación transcurrente con una marcada componente compresional durante el Valanginiano-Aptiano.

Para **Giacosa *et al.*, 2008,** el anticlinal constituye una antiforma que conforma una "estructura en flor positiva", formada por compresión NE-SO para el Cretácico inferior con inversión de estructuras previas, representando una zona groseramente circular caracterizada por la "extrusión" de las sedimentitas del rift permo-triásico.

En la presente investigación se reconoció un domamiento regional, el cual excede la zona de estudio hacia el sur, pero que se incluyó en el estudio estructural para definir estructuración del área.

Este domamiento presenta una morfología elipsoidal, con su eje mayor de orientación NNO-SSE de una longitud aproximada de 20 km y su eje menor en sentido ENE-OSO con una longitud de 15 km. Esta estructura esta cortada en el sector central por la falla El Tranquilo de orientación NO que divide en dos sectores al domamiento. El domamiento está representado por la variación de la actitud de la estratificación de la cubierta sedimentaria y las coladas volcánicas con una inclinación que varía entre 5º y 20º hacia el oeste en el bloque al oeste de la falla El Tranquilo e inclinaciones hacia el este en el bloque al este de la falla El Tranquilo (Fig. 4-1 y 4-2).

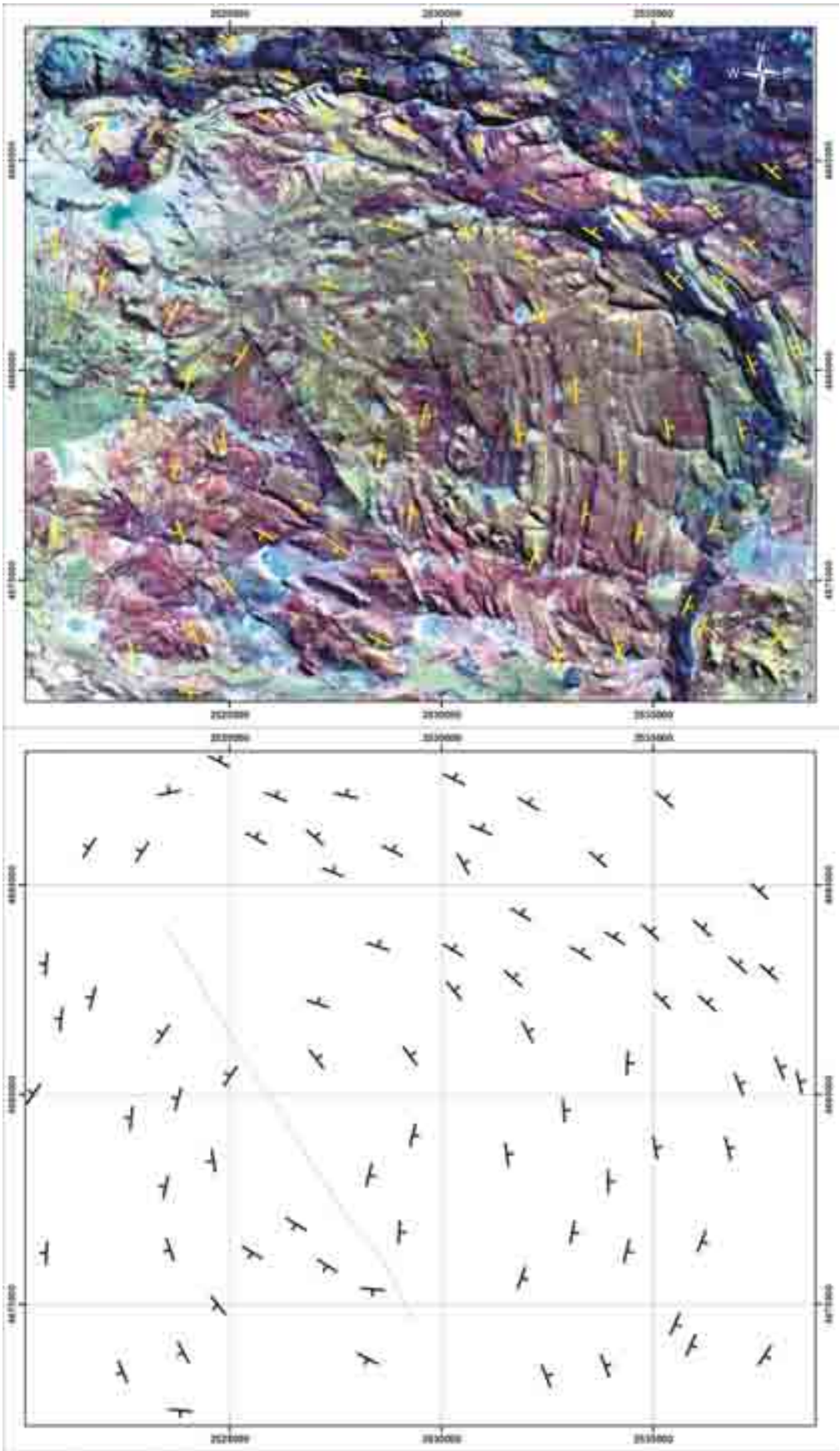


Figura 4-2 Mapa de actitud de las rocas mostrando el domamiento regional.

En el sector oeste las unidades afectadas son el Grupo El Tranquilo y la Formación Roca Blanca y posiblemente también el Grupo Bahía Laura, mientras que en el sector este, donde mejor representada se encuentra la deformación, están afectadas por el domamiento las rocas del Grupo El Tranquilo, la Formación Roca Blanca, la Formación Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura

En el sector NNO del área, en cercanías de la estancia Cerro León (Fig. 4-1), se reconoció una deformación de menores dimensiones respecto al domamiento regional, expresada por una estructura de plegamiento de forma dómica de < 1km, que no se encuentran asociadas al domamiento regional (Fig. 4-1 y 4-3). Este deformación está representada por un plegamiento de morfología elongada con una orientación NO-SE, en donde se reconocen dos antiformas, la del sector SE con una morfología equidimensional y la antiforma del sector NO, con una morfología elongada en sentido NO-SE (Fig. 4-3).

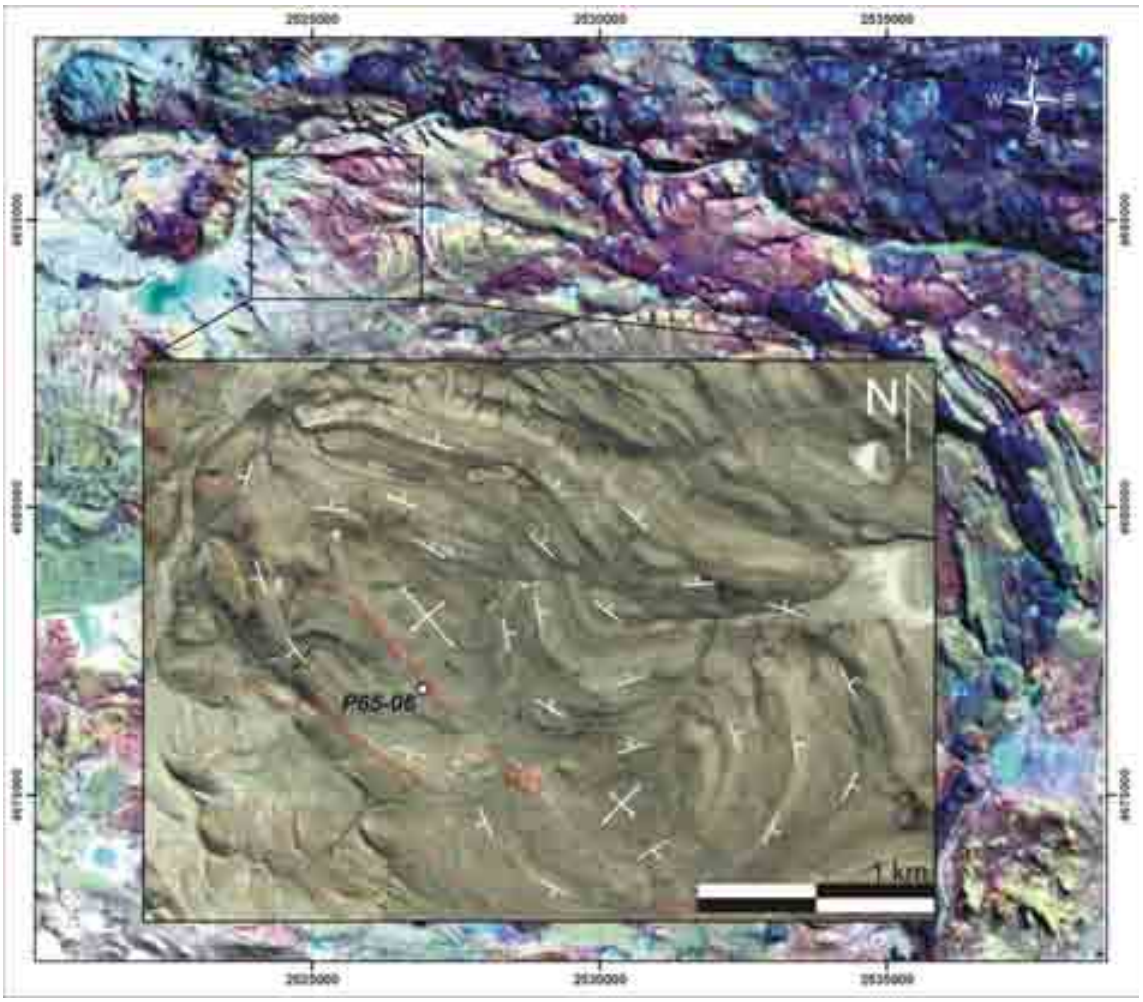


Figura 4-3 Plegamiento de forma dómica no asociado al domamiento regional.

En el sector inmediatamente al oeste de la falla El Tranquilo en las cercanías del zanjón de Burgos, se observa, principalmente en las rocas del Grupo El Tranquilo, un intenso plegamiento de las capas con la formación de pliegues apretados y en algunos casos plegamientos tipo kink (Fig. 4-4).

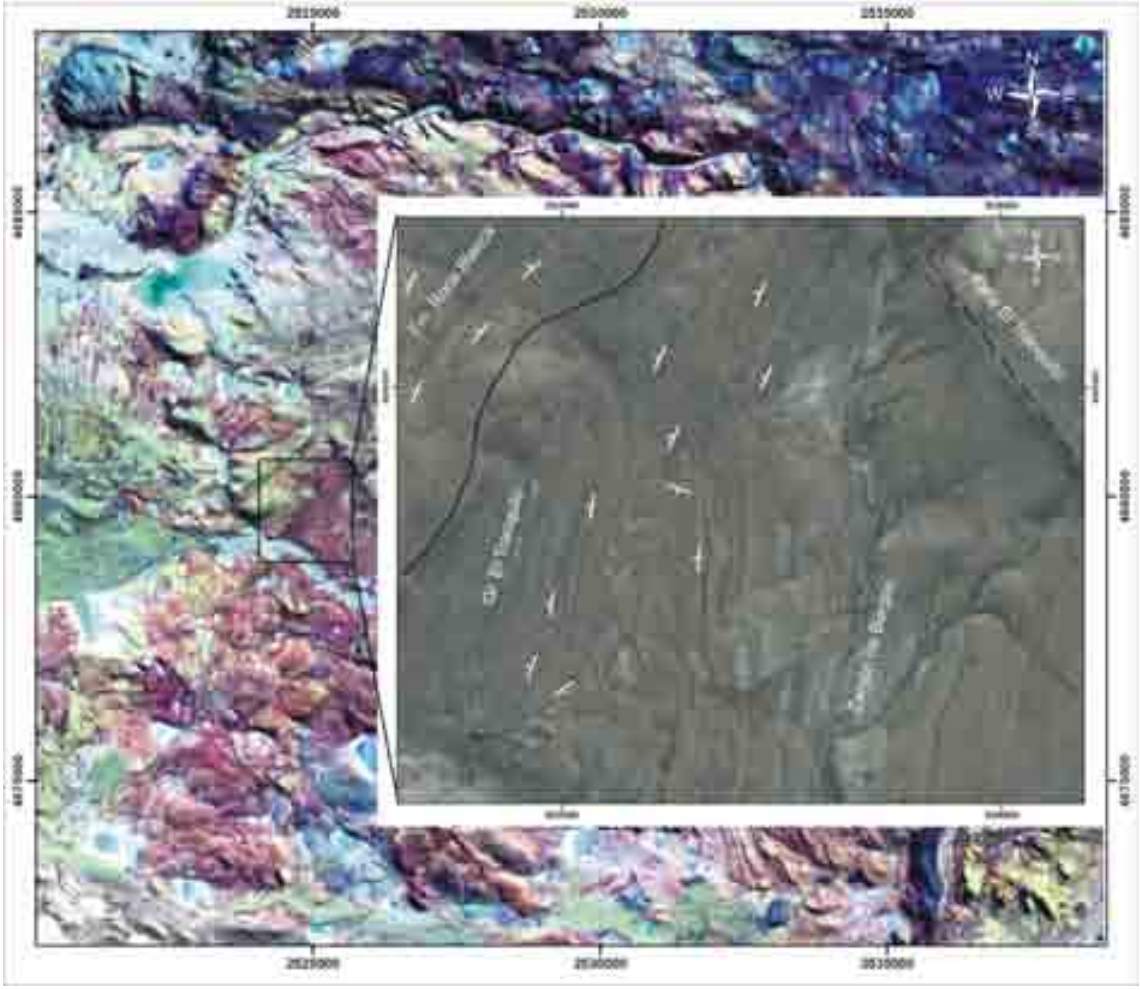


Figura 4-4 Plegamiento intenso de las capas con la formación de pliegues apretados y tipo kink.

Deformación frágil

La falla El Tranquilo es otro de los rasgos estructurales más sobresalientes de la zona, tanto en imágenes satelitales y fotos aéreas como en afloramientos (Fig. 4-5 A y B). Es una falla mineralizada con un rumbo N325º e inclinación general NE con alto ángulo (80º a 70º), que en superficie tiene una potencia superior a los 20 m. Está representada por un crestón de 11 km de largo con una morfología lineal y el desarrollo de lentes que se abren y se cierran a lo largo de su traza (Fig. 4-5 A y 4-6). Su composición es de una

brecha de con matriz rica en óxidos de Mn y Fe y clastos de roca de caja muy silicificados y se reconocen algunos sectores con mineralización de cuarzo y algunos sulfuros y óxidos de Fe y Cu. Esta falla pone en contacto al Grupo El Tranquilo, hacia el oeste y la Formación Roca Blanca, hacia el este y es aproximadamente subparalela al eje del domamiento del anticlinal El Tranquilo. En algunos sectores sobre el plano NE de la falla se identificaron indicadores cinemáticos, estríados y escalones (Fig. 4-6 A). En general el estriado presenta una actitud Rbz 38º/45º, indicando un sentido del movimiento SE-NO (Fig. 4-6 B) y una importante componente de rumbo. El escalonamiento, producido por el desgarre y arranque de fragmentos de rocas debido al movimiento y subparalelo al estriado, muestra que el sentido del movimiento es hacia el SE (Fig. 4-6 C). Estos indicadores están evidenciando que en algún momento esta estructura actuó como una falla normal con una importante componente de rumbo con una cinemática transtensiva dextral.

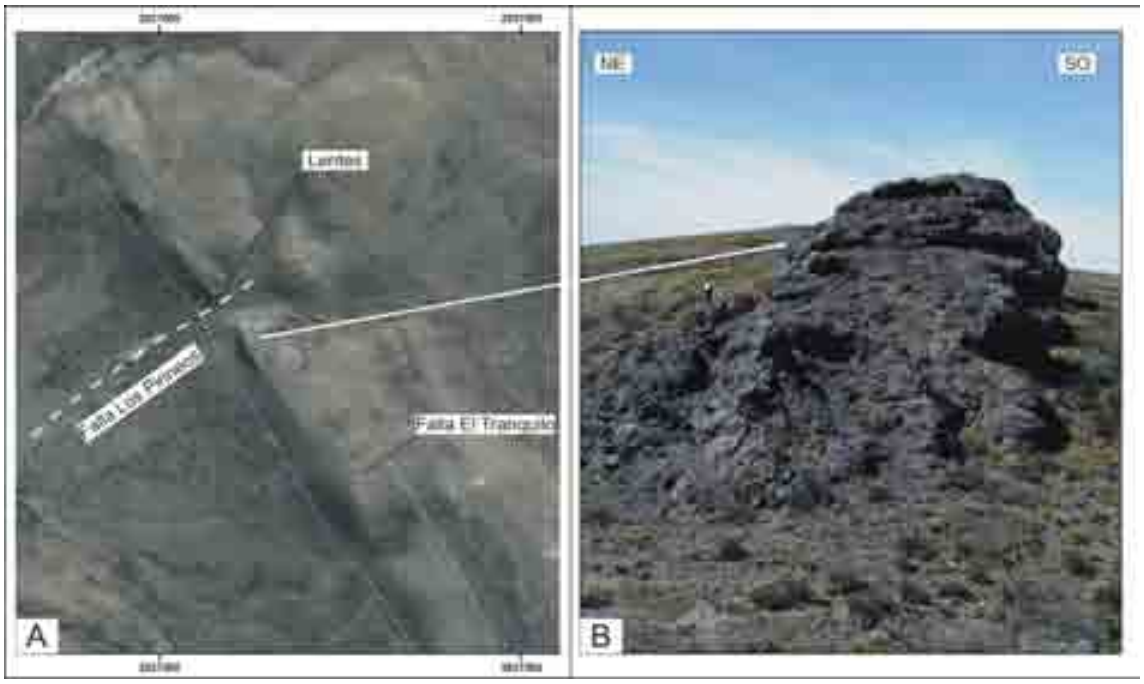


Figura 4-5 A) Imagen Ikonos donde se observa la falla El Tranquilo y el desarrollo de tramos con morfología lenticular. B) Afloramiento de la falla El Tranquilo en el sector con el cruce con la falla Los Pirineos.

Otras estructuras importantes son: la zona de falla El Piche, la falla El Tranquilo sur y la zona de falla Roca Blanca de orientación ONO-ESE (Fig. 4-1). La primera se ubica en el sector norte del domamiento y está formada por varias fallas paralelas. Algunos

cuerpos subvolcánicos de la Formación Cerro León y lavas de la Formación Bajo Pobre se encuentran alineadas en esta dirección. La falla El Tranquilo Sur, en el centro del domamiento, pone en contacto rocas triásicas con el intrusivo diorítico Mercedes de la Formación Cerro León. En el área al norte de la Estancia Roca Blanca se reconocen al menos tres fallas paralelas que forman la zona de falla Roca Blanca y que están representadas por la orientación del drenaje y cañadones. La falla Los Pirineos de orientación NE-SO, en el sector central del domamiento, corta a la falla El Tranquilo, controlando la intrusión del cuerpo dioritico Néstor. En el sector este del domamiento se ubica la falla Cañadón Largo de orientación NNE-SSO, que pone en contacto las ignimbritas del Grupo Bahía Laura y los basaltos de la Formación Bajo Pobre. Las periferias del área del domamiento están afectadas por grupos de fallas y fracturas de distinta orientación que en algunos casos llegan hasta el núcleo de la antiforma (Fig. 4-1). En el sector noreste del domamiento se reconoció un grupo de fallas subparalelas de rumbo OSO-ENE donde se evidencia claramente una cinemática sinistral. Hacia el sudeste, el fallamiento presenta una actitud NO-SE también con una cinemática sinistral. Para el sector sudoeste se presentan fallas de rumbo NE-SO mientras que en el sector noroeste hay fallas de rumbo SE-NO (Fig. 4-1).

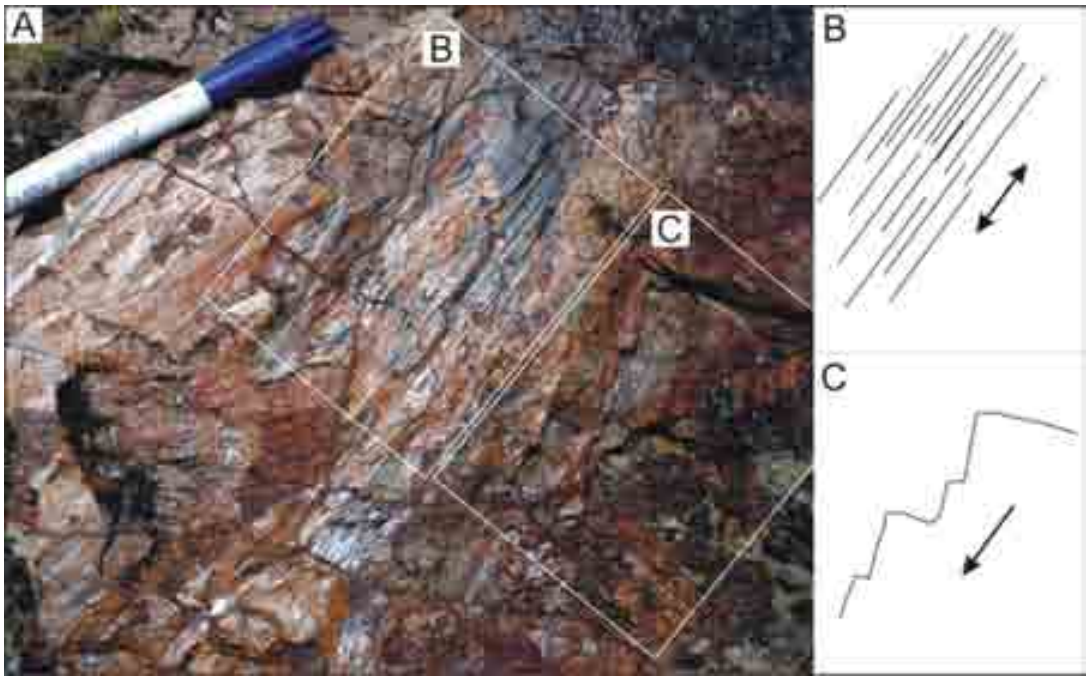


Figura 4-6 A) Plano NE de la falla El Tranquilo donde se reconocen indicadores cinemáticos, estrias (B) y escalones (C). B) Detalle del estriado con la dirección del movimiento. C) Detalle del escalonamiento indicando el sentido del movimiento.

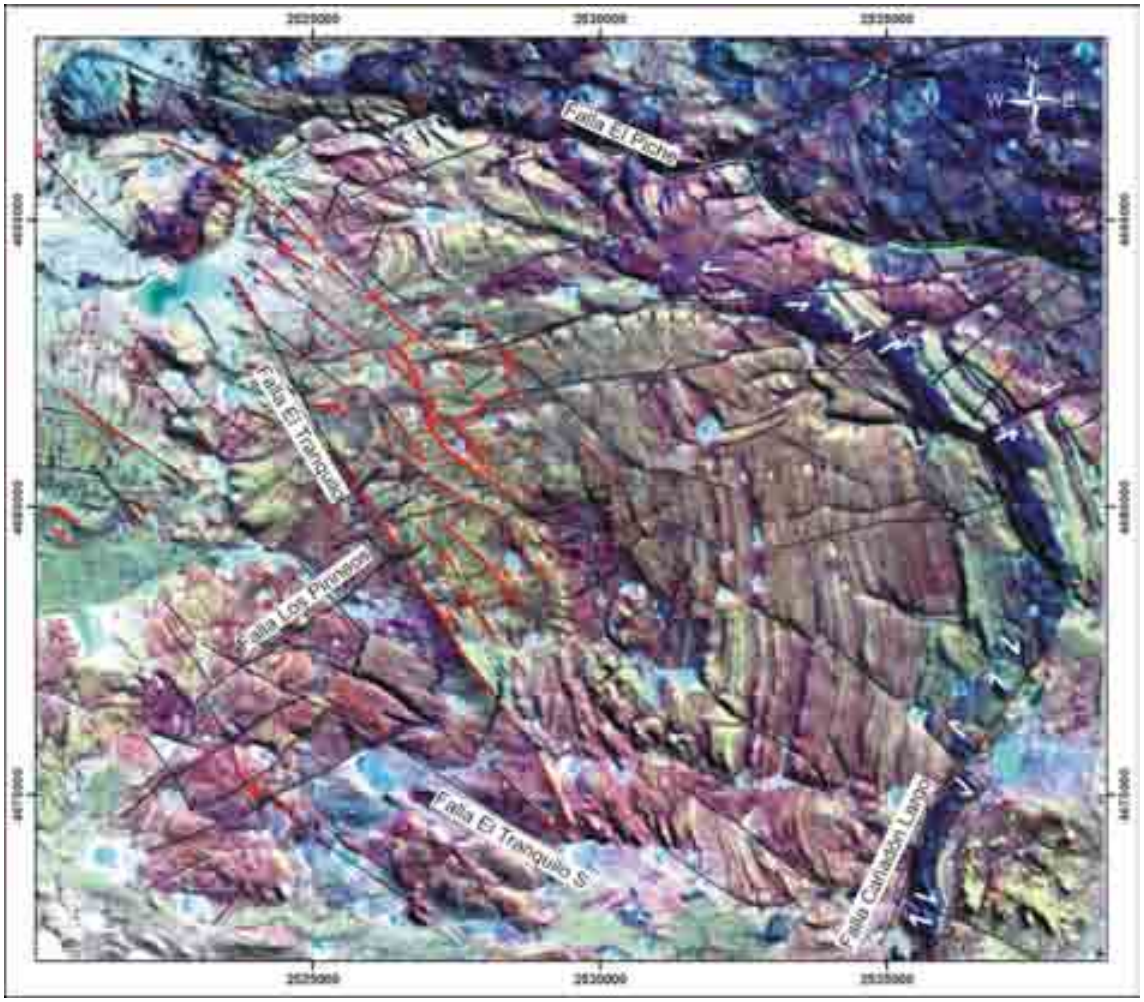


Figura 4-7 Mapa de lineamientos con la ubicación de las principales fallas y sistemas vetiformes en rojo.

Discusión

La formación del “anticlinal” El Tranquilo es discutida por distintos autores como **Panza (1982)** que propone que se formó por ajustes diferenciales de bloques basculados ante los esfuerzos tangenciales de cizalla, mientras **Homovc y Constantini (2001) y Cortiñas *et al.*, (2005)** lo interpretan como un depocentro invertido y la reactivación de una hemifosa permotriásica a lo largo de fallas meridionales, debido a un evento de deformación transcurrente con una marcada componente compresional durante el Valanginiano-Aptiano y **Giacosa *et al.*, (2008),** lo define como una "estructura en flor positiva", formada por compresión NE-SO para el Cretácico inferior.

Sin embargo, a partir de datos aeromagnéticos del SEGEMAR, se reconoce una importante anomalía magnética subcircular (*dominio I*; Fig. 4-8) que coincide espacialmente y en su morfología con los afloramientos del Grupo El Tranquilo y la Formación Roca Blanca y que es interpretado como un intrusivo no aflorante que

subyace al Grupo El Tranquilo y a la Formación Roca Blanca, generando por su intrusión, el domamiento regional (anticlinal El Tranquilo). Este cuerpo intrusivo, modelizado como un elipsoide, tendría un diámetro aproximado de 8 a 10 Km en planta y una profundidad máxima hasta su centro de 5,6 Km, siendo la profundidad mínima hasta su techo de 1400 m **(Peñalva *et al.*, 2008)**.

En las líneas sísmicas realizadas en el área (Fig. 4-8 y Fig. 4-9) por *YPF S.A.* y publicadas en **Homovc y Constantini**

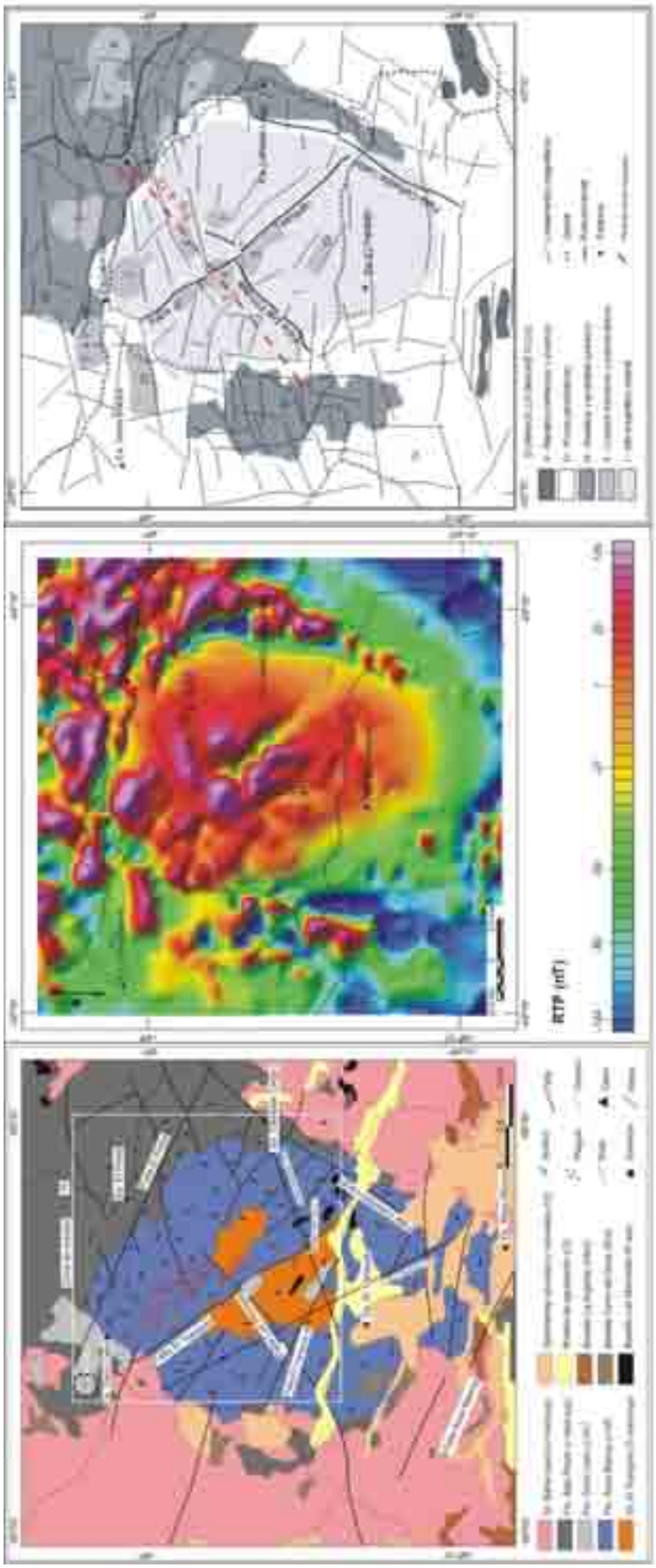


Figura 4-8 A) Mapa regional del área del anticlinal El Tranquilo. En recuadro blanco esta representada el área de estudio Modificado de Panza (1995). B) Mapa de la intensidad del campo magnético total reducida al polo (RTP) del área del anticlinal El Tranquilo. C) Mapa de interpretación geológica (geología "sólida") del levantamiento aeromagnético regional. Modificado de Peñalva et al. (2008).

(2001) y Cortiñas *et al.*, (2005), se reconoce claramente el desarrollo del domamiento en subsuelo y muestra que presenta dimensiones similares tanto en sentido NE-SO como en sentido NO-SE, siendo esta morfología de domo difícil de explicar su formación con una compresión NE-SO, ya que un compresión de este estilo produciría un plegamiento anticlinal y no un plegamiento dómico.

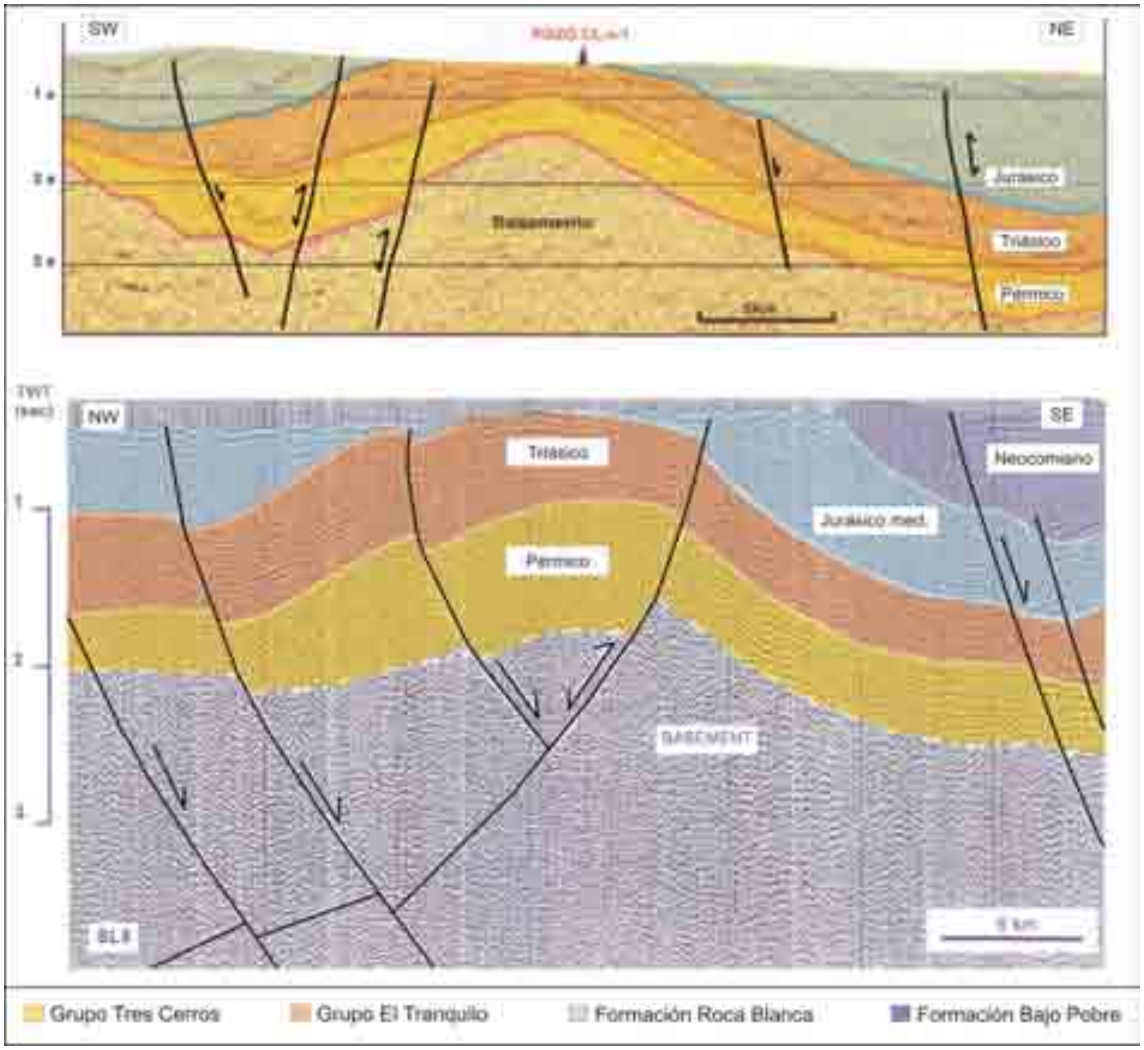
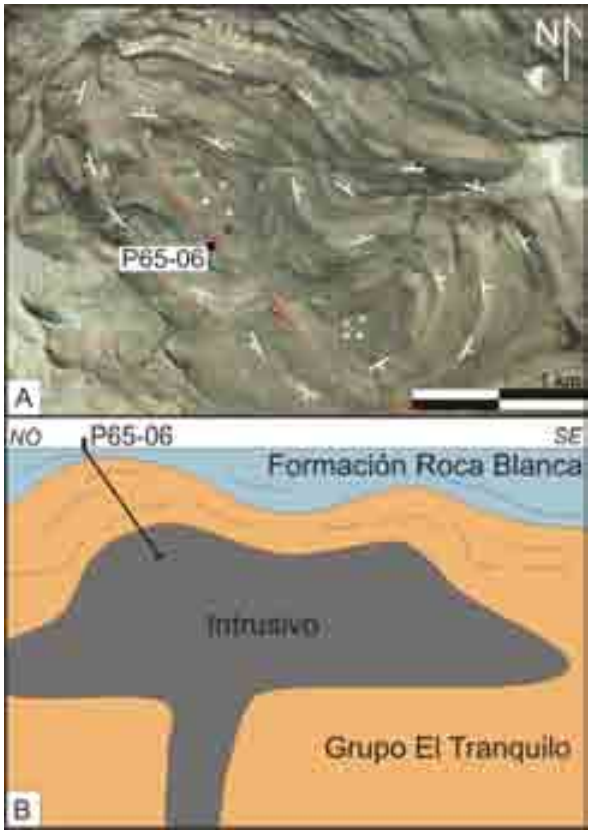


Figura 4-9 Líneas sísmicas donde se observa el domamiento regional. Ubicación líneas ver Fig. 4-1. Modificado de **Homovc y Constantini (2001)** y **Cortiñas *et al.*, (2005).**

Figura 4-10 A) Plegamiento de forma dómica en el sector NNO del área. B) Modelo de deformación por intrusión de lacolito.



La presencia de anomalías aeromagnetométricas de mayor intensidad y de menor tamaño (*dominio II*, anomalías II-1, II-2, II-5 y II-13; Fig. 4-8), se corresponden con cuerpos de pórfidos andesíticos y dioritas aflorantes en el área (Cerro León, Jara-Elba, Néstor y Mercedes respectivamente), mientras que otras anomalías de iguales características (*dominio II*, anomalías II-3, II-4, II-6, II-7, II-8, II-9, II-10 y II-12; Fig. 4-8) no se corresponden con afloramientos de cuerpos subvolcánicos y se interpretan como intrusivos someros no aflorantes (**Peñalva *et al.*, 2008**). Uno de estos cuerpos (anomalía II-3; Fig. 4-8) es el causante del plegamiento de forma dómica de < 1km presente en el sector NNO del área (Fig. 4-1 y 4-3). La presencia de este intrusivo queda confirmada por la perforación P65-06 de *Argentex Mining Corporation*, que intercepta a una roca porfírica de composición diorítica a 80 m de profundidad (Fig. 4-10 B). La presencia de estos intrusivos subsuperficiales también ha sido corroborada por la perforación CL.x-1, que atravesó un cuerpo de roca ígnea básica, asignada a la Formación Cerro León, de 160 m de potencia a una profundidad de 580 m **(Cortiñas *et al.*, 2005)**. También a partir de estudios de geoeléctrica realizados por *Argentex Mining Corporation*, se detectaron estos cuerpos intrusivos representados por importantes anomalías de resistividad (Fig. 4-11).

Cabe destacar que el sector central del área presenta un agrupamiento de cuerpos no aflorantes (*dominio II* - anomalías II-4, II-5, II-6, II-7 y II-11; Fig. 4-8) los que se ubican en los alrededores de la intersección de la falla El Tranquilo con la falla Los Pirineos (Fig. 4-8). El modelo cuantitativo de las anomalías II-4, II-6 y II-11, indica que son cuerpos subcirculares ubicados entre 242 y 800 m en profundidad (Fig. 4-12).

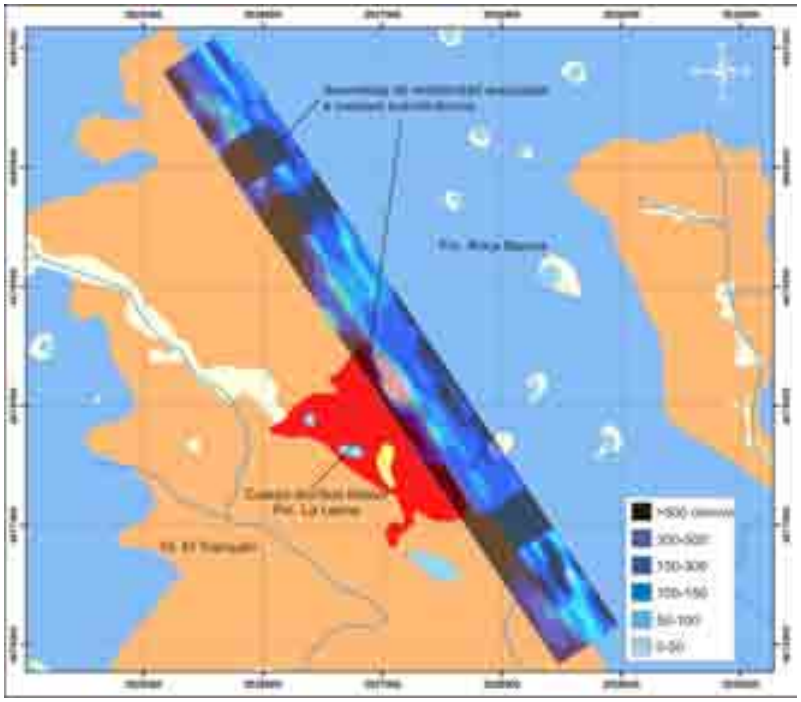


Figura 4-11 Mapa geológico y de resistividad a nivel -74 m mostrando anomalías asociadas a cuerpos subvolcánicos aflorantes y no aflorantes.

La anomalía II-6, de morfología elongada y rumbo ENE, se ubica entre dos lineamientos magnéticos de igual orientación, uno de los cuales coincide en superficie con una falla. En esta anomalía se realizó un estudio magnetométrico terrestre detallado donde se definió una morfología elongada de orientación ENE-OSO a E-O con inclinación hacia el N o NO y con una profundidad mínima al techo de 100 m en el sector SO del área relevada (Fig. 4-8 y 4-13).

Para el sector de la zona de falla El Piche se reconoce la presencia de algunas de estas anomalías y cuerpos intrusivos aflorantes alineados en la traza de la falla y con morfologías elongadas de rumbo ONO-ESE (*dominio II* - anomalías II-8, II-12, II-2 y II-1), hasta el cruce con la falla El Tranquilo donde se ubica el cerro León.

A partir de todos estos datos se interpreta que un cuerpo intrusivo de morfología elipsoidal de orientación NNO, con su eje mayor de 10 km y su eje menor de 8 km emplazado a un profundidad mínima de 1400 m, ha sido el que genero la deformación dúctil que afecta a las unidades aflorantes en el área con el desarrollo de una antiforma de morfología elipsoidal, con su eje mayor de orientación NNO-SSE de una longitud aproximada de 20 km y su eje menor en sentido ENE-OSO con una longitud de 15 km. Este intrusivo alimentó pequeños stocks y cuerpos subvolcánicos (<5 km), formando un campo de lacolitos, los cuales generan deformación dúctil localizada por su intrusión.

El emplazamiento del cuerpo intrusivo mayor estuvó controlado por el régimen extensional del Jurásico, caracterizado por una extensión oblicua de orientación NE-SO,

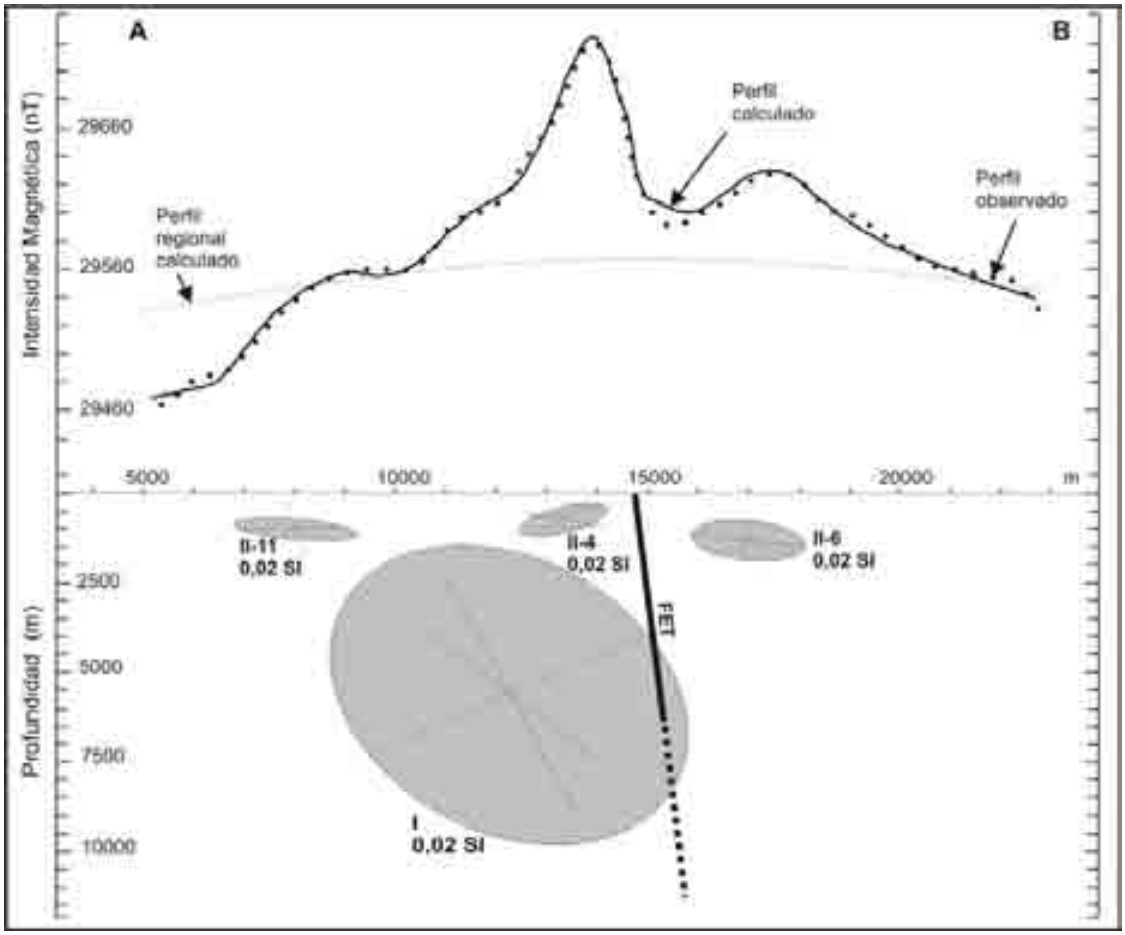


Figura 4-12 Modelo cuantitativo magnético con la determinación de profundidades de intrusivos **(Peñalva, 2007)**. Ubicación perfil ver Fig. 4-8.

siendo las principales estructuras generadas, fallas normales dextrales de 1er orden con rumbo ONO y NNE, y fallas normales de 2do orden de orientación NO-SE, siendo esta orientación la de mayor extensión para este sistema (Fig. 4-14). En la zona de estudio las fallas normales dextrales ONO son, la zona de falla El Piche, en el sector norte, con inclinación y bloque bajo al SO y la zona de falla Roca Blanca al sur, con inclinación y bloque bajo hacia el NE (Fig. 4-15). Este cuerpo se emplazó en la zona de mayor distensión del sistema, limitado por la zona de falla El Piche y la zona de falla Roca Blanca. Este control estructural en el emplazamiento del intrusivo definió también su morfología, generando un cuerpo elipsoidal elongado en dirección NNE (Fig. 4-15). La alineación y morfología de los cuerpos subvolcánicos aflorantes y no aflorantes en la zona de falla El Piche y los extensos afloramientos de basaltos y andesitas inmediatamente a NE de la falla, están indicando que esta estructura controló el emplazamiento de estos cuerpos así como el volcanismo y depositación de los basaltos

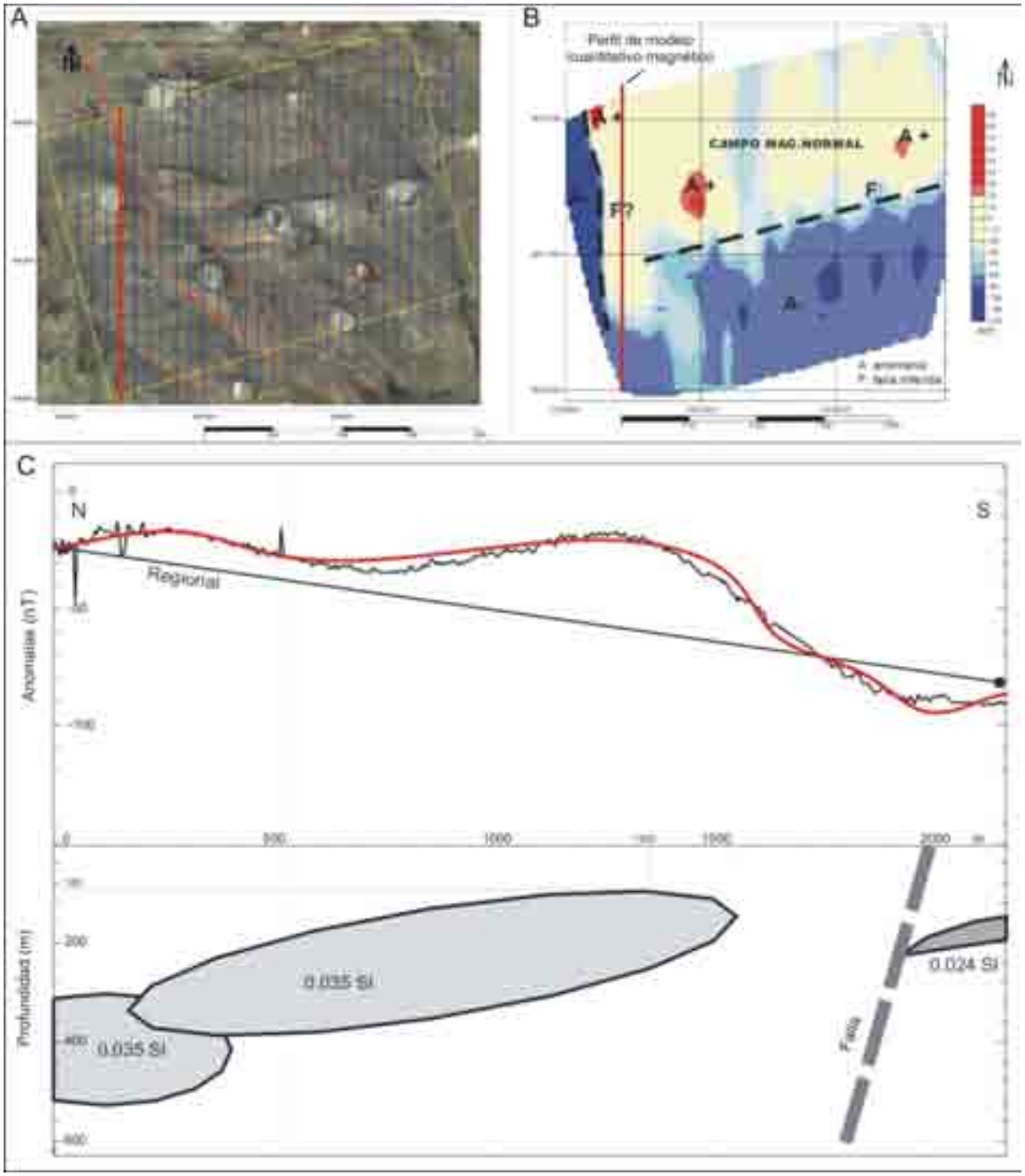


Figura 4-13 A) Ubicación del área relevada y perfiles magnetométricos. B) Mapa de magnetometría terrestre. C) Modelo cuantitativo magnético con la determinación de profundidades de intrusivos **(Peñalva, 2007)**. Ubicación del área relevada ver Fig. 4-8.

y andesitas actuando como conducto de salida y límite SO de la depositación (Fig. 4-15 y Fig. 4-17). Los cuerpos ubicados sobre la falla El Tranquilo presentan distintas morfologías, el cuerpo Néstor y el cuerpo Mercedes tienen una forma elongada en dirección ONO, mientras que el cuerpo que se ubica en el cruce de la falla El Tranquilo y la falla Los Pirineos, y el cuerpo Cerro León, ubicado en el cruce de la falla El Tranquilo y la falla El Piche, presentan un forma claramente subcircular, evidenciando

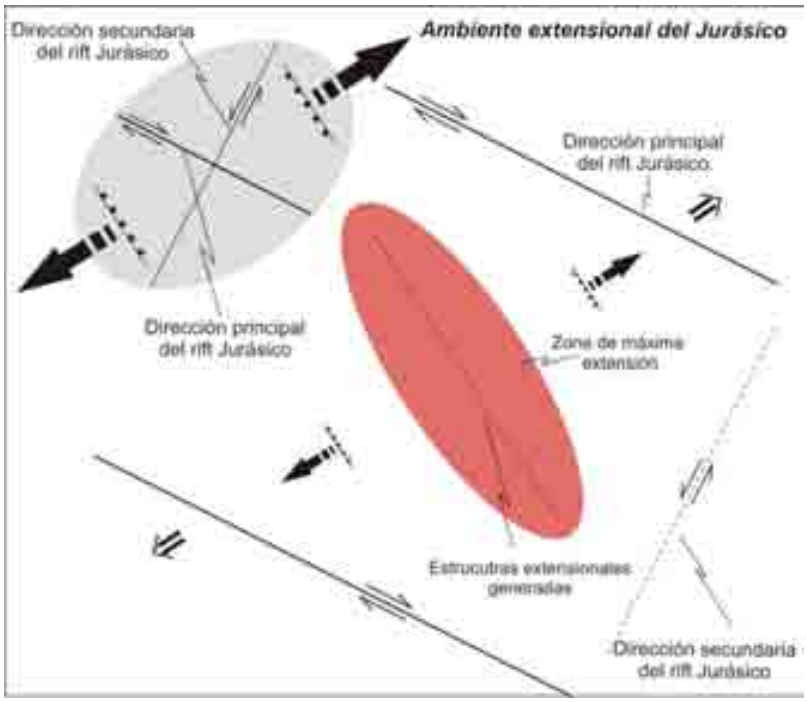


Figura 4-14 Modelo estructural del ambiente extensional Jurásico.

que en la intersección de estas estructuras se genera una mayor extensión y no hay esfuerzo preferencial en alguna dirección (Fig. 4-15).

Además de las principales fallas normales dextrales del rift Jurásico de rumbo ONO (falla El Piche y falla Roca Blanca), las fallas normales sinistrales NNE (falla Cañadón Largo y falla Los Pirineos) y la falla El Tranquilo (generada en la zona de máxima extensión) con orientación NO-SE, se generaron en las periferias del área del domamiento grupos de fallas y fracturas de distinta orientación que en algunos casos llegan hasta el núcleo de la antiforma (Fig. 4-1 y 4-7). Se reconocen para el sector noreste fallas subparalelas de rumbo OSO-ENE sinistrales, en el sudeste fallamiento NO-SE sinistral, en sudoeste fallas NE-SO mientras que en el sector noroeste fallas de rumbo SE-NO (Fig. 4-1 y 4-7). Estas estructuras pueden estar respondiendo a un fracturamiento de tipo radial producto del emplazamiento del cuerpo intrusivo y al domamiento regional, siendo el resultado de ajustes estructurales de la deformación dúctil. Asociado a la falla El Tranquilo se desarrolla un importante sistema de fallas y fracturas subparalelas en donde se ubican las principales mineralizaciones del área (Fig. 4-7). Este sistema y el control estructural de las mineralizaciones será desarrollado en el capítulo de Mineralizaciones.

Hacia fines del Jurásico y principios del Cretácico se produjo un cambio en la cinemática regional pasando a un régimen compresivo SO-NE que afectó a las fallas

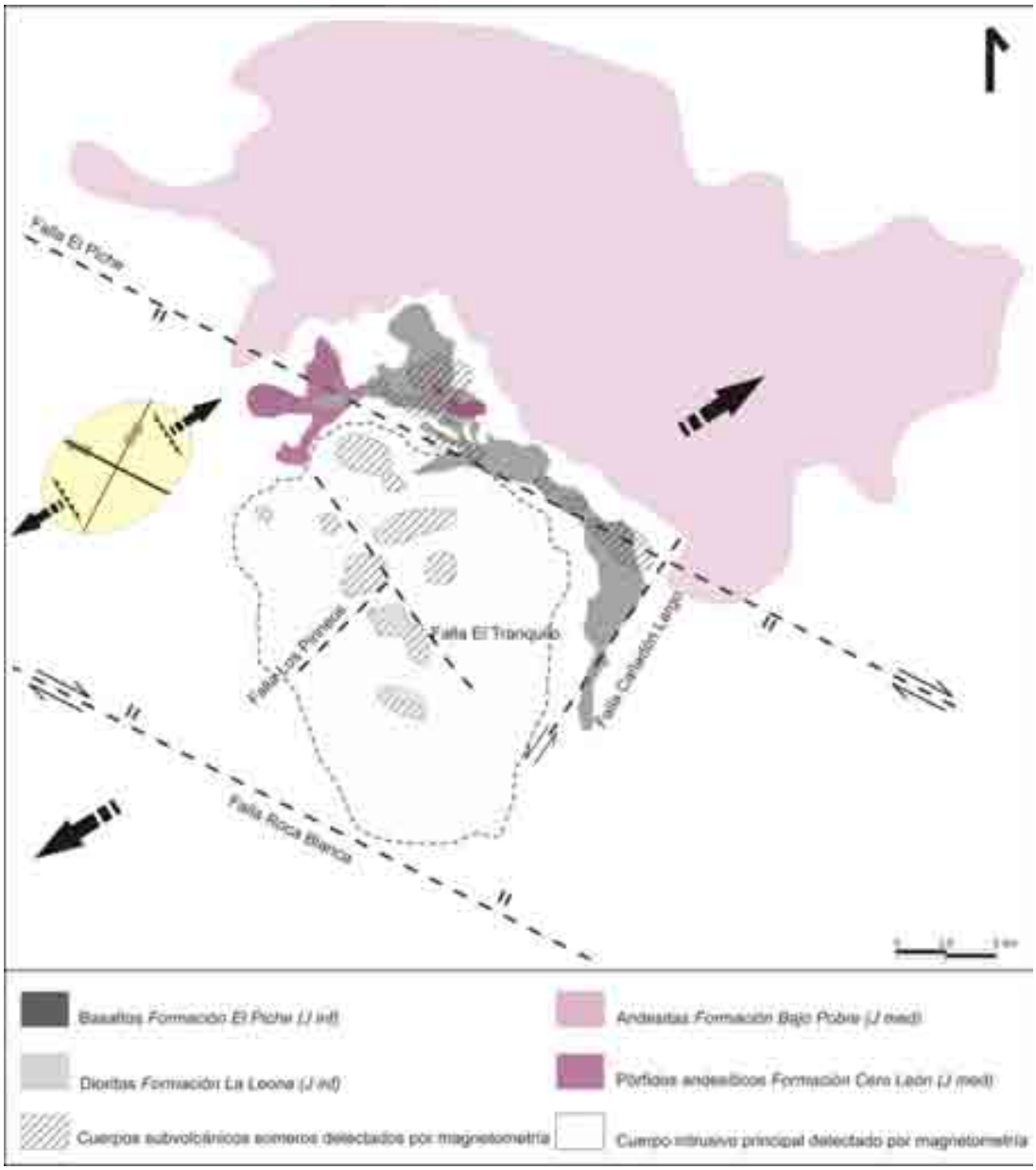


Figura 4-15 Modelo estructural del ambiente extensional Jurásico en el área del anticlinal El Tranquilo.

normales ONO desarrollando en estas un régimen de transpresión sinistral y las fallas normales de rumbo NO que se invirtieron como fallas inversas y también provoco la inversión y cambio de polaridad de los bloques.

Giacosa *et al.*, (2008) propone que para esta fase también se generan nuevas estructuras como corrimientos imbricados y un grupo de fallas O-E sinistrales y NE dextrales (cizallas de Riedel sintéticas y antitéticas, respectivamente a la falla Piche) ubicados al E de la falla El Tranquilo. Otro efecto de la inversión es el intenso plegamiento de las sedimentitas Triásicas producto del efecto contrafuerte (buttresing) de las rocas ubicadas en el bloque oeste de la falla (Fig. 4-4).

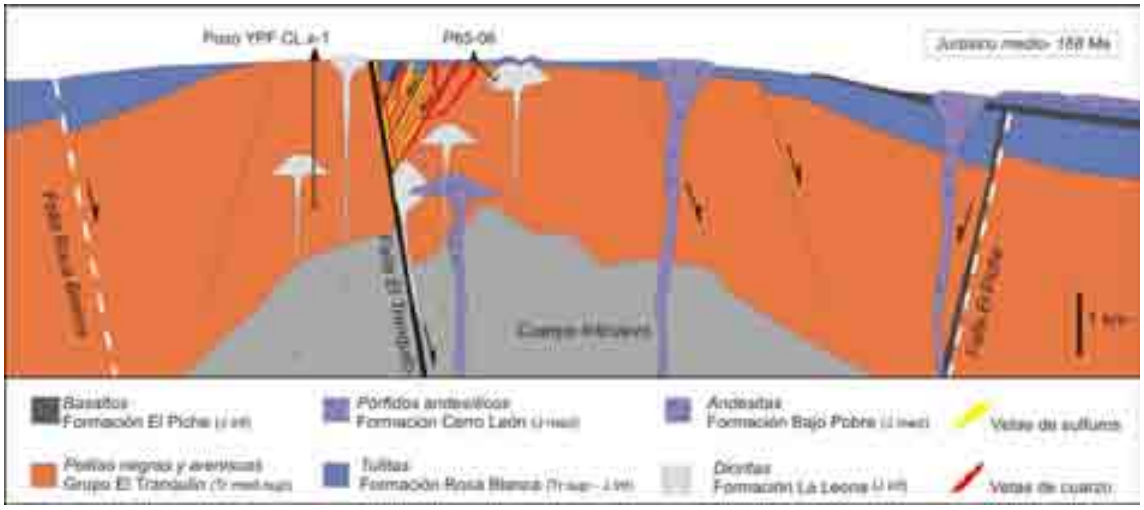


Figura 4-16 Modelo geológico del área del anticlinal El Tranquilo para el Jurásico medio.

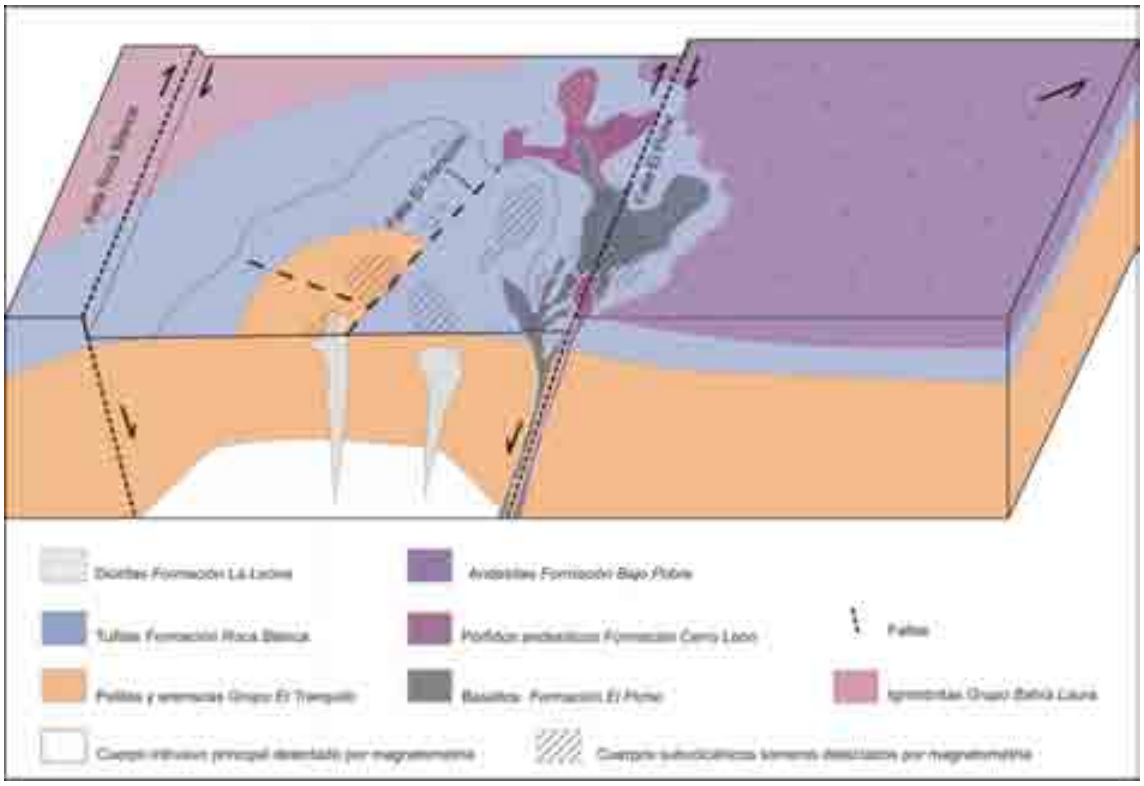


Figura 4-17 Modelo geológico en tres dimensiones del área del anticlinal El Tranquilo para el Jurásico medio.

En el Mioceno se produjo el principal levantamiento de los Andes a estas latitudes y que, en áreas extra-Andinas patagónicas, produjo la inversión tectónica de fallas mesozoicas principalmente de rumbo N-S **(Homovc y Constantini, 2001; Cortiñas *et al.*, 2005; Giacosa *et al.*, 2008)**, pero no se encontraron evidencias de esta deformación en el área.

Capítulo 5

METALOGÉNESIS

PROVINCIA AUROARGENTIFERA DEL DESEADO

El Macizo del Deseado está caracterizado por la presencia de abundantes mineralizaciones epitermales de baja sulfuración lo que llevo a **Schalamuk *et al.*, (1999)** a definir una entidad metalogénica, la ***Provincia Auroargentífera del Deseado***. A partir del descubrimiento de oro en el inicio de los 80' en las vetas de cuarzo del área del Cerro Vanguardia (**Genini, 1984, 1990**), se desarrolló, en el ámbito del Macizo del Deseado, una intensa actividad prospectiva que ha dado como resultado el descubrimiento de varios distritos vetiformes con presencia de metales preciosos. Actualmente, esta provincia, es una importante productora de Au-Ag con cuatro minas activas (Cerro Vanguardia, Martha, San José y Manantial Espejo) y es objeto de intensa exploración con más de 50 proyectos en distinto grado de desarrollo (Fig. 5-1).

Al mismo tiempo se realizaron gran cantidad de trabajos de investigación con distinto grado de detalle, enfocados al entendimiento del modelo de mineralización y al marco geológico en el que éstos se generaron **(Fernández y de Barrio, 1994, Schalamuk *et al.*, 1995, 1997, 1999a y 2002; Echavarría, 1997; Guido, 2002; Echeveste, 2005; Moreira, 2005; López, 2006; Mykietiuk, 2006)**.

La importante actividad hidrotermal formadora de los depósitos minerales se encuentra espacial, temporal y genéticamente relacionada con el extenso vulcanismo bimodal, ocurrido en el Jurásico medio-superior y que está representado por rocas volcaniclásticas y magmáticas riolíticas calcoalcalinas y peraluminosas del Grupo Bahía Laura y lavas y rocas volcaniclásticas de composición andesítica calcoalcalina de la Formación Bajo Pobre **(Guido y Schalamuk, 2003)**. Las mineralizaciones reconocidas en el Macizo del Deseado presentan características de depósitos epitermales de baja sulfuración **(Hedenquist *et al.*, 2000).** Estas están formadas por vetas, vetillas, stockworks y brechas hidrotermales de cuarzo y calcedonia con un importante control estructural de rumbo predominante NO y en menor medida NE y E-O. Composicionalmente presentan minerales de ganga como sílice (principalmente cuarzo y en menor medida calcedonia y opalo) acompañado, en ocasiones, por calcita, adularia, baritina, fluorita y zeolitas. Las texturas de cuarzo son en general masivas, brechosas, bandeados crustiformes, coloformes, cocardas, texturas en peine y reemplazos. Los minerales metalíferos se encuentran en menos del 1% en volumen y están representados por pirita, Au nativo, electrum, argentita, Ag nativa, sulfosales de Ag, hematita,

esfalerita, galena y calcopirita. La alteración hidrotermal está restringida en proximidades de las vetas y está representada por silicificación, argilización, sericitización y propilitización en menor medida. La signatura geoquímica de las vetas se caracteriza por presentar anomalías en metales preciosos (Au-Ag) y ocasionales contenidos anomalos de As, Sb, Hg, Mo, Pb, Zn, Mn y Cu, mientras que la relación Ag:Au es de 9:1. Los fluidos hidrotermales están caracterizados por soluciones H_2O-NaCl neutrales a algo alcalinas con salinidades que varían entre 0,18 y 8 wt% eq. NaCl. El rango de temperaturas de homogenización del cuarzo y la adularia va desde <100º a 320º C y los valores $\delta^{18}O_{fluidos}$ del cuarzo entre -6,4 y +5‰ lo que sugiere una importante participación de aguas meteóricas en las soluciones hidrotermales, mientras que los valores de $\delta^{34}S_{CDT}$ varían entre -2,5 y +5‰ indicando una fuente magmática del azufre.

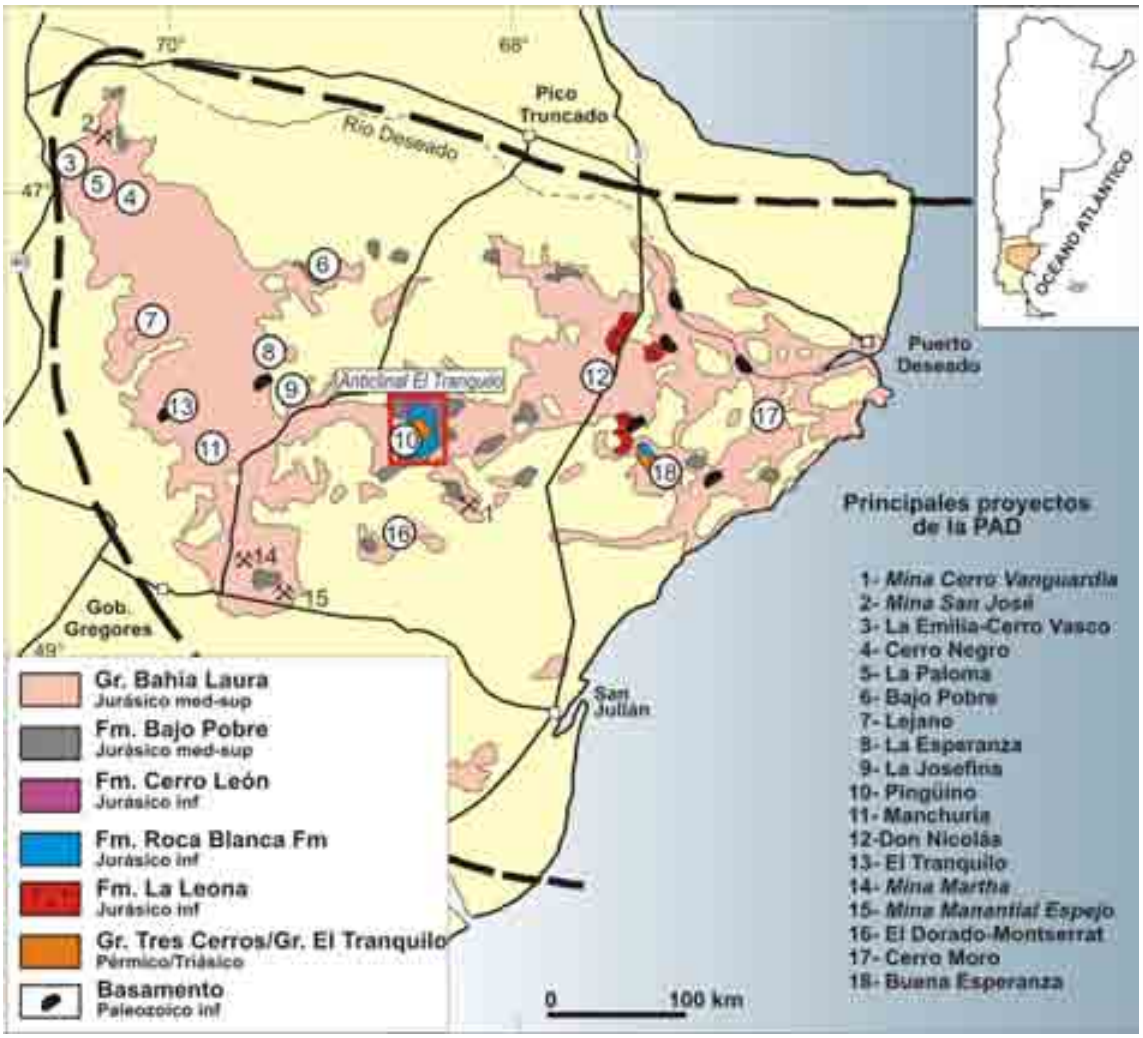


Figura 5-1 Mapa geológico del Macizo del Deseado con las unidades jurásicas y prejurásicas y los principales depósitos minerales y proyectos mineros.

Tabla 5-2 Principales características de los depósitos epitermales de la PAD.

Características	Mineralizaciones de la PAD
Estilo de depósito	Vetas de cuarzo y calcedonia con un importante control estructural de rumbo NO
Texturas de cuarzo	Masivo, brechado, bandeado crustiforme y coloforme, con textura en peine, cocardas, reemplazo de carbonatos
Roca generadora	Volcánismo bimodal jurásico
Roca de Caja	Volcánismo bimodal jurásico y rocas prejurásicas
Alteración hidrotermal	Silicificación, argilización, sericitización (propilitización)
Minerales de ganga	Cuarzo, calcedonia, adularia, calcita
Sulfuros en vetas	<1% en volumen
Minerales metalíferos	Pirita, oro nativo, plata nativa, electrum, argentita, sulfosales de Ag, hematita, esfalerita, galena, calcopirita y minerales secundarios
Metales	Au-Ag (As, Sb, Hg, Mo, Pb, Zn, Mn y Cu)
Relación Ag:Au	9:1
Temperaturas de formación	<100º a 320º C
Salinidades	0,18 a 8 wt% eq. NaCl
Isotopos de O en cuarzo	$\delta^{18}O_{fluidos}$ -6.4 a +5‰ Importante participación de aguas meteóricas
Isotopos de S en sulfuros	$\delta^{34}S_{CDT}$ -2,5 a +5‰ Fuente magmática

La mineralización tiene una edad Jurasica superior (**Arribas *et al.*, 1996; Schalamuk *et al.*, 1997)** y está relacionada a los últimos estadios del vulcanismo bimodal, en donde se encuentra generalmente hospedada, principalmente en ignimbritas, lavas riolíticas y andesitas. En la tabla 5-2 se resumen las principales características de las mineralizaciones de la PAD.

En los últimos 5 años se han encontrado mineralizaciones con características metalogéneticas que difieren del típico modelo epitermal de la PAD. El mejor ejemplo es Mina Martha que se caracteriza por ser un deposito rico en Ag con una relación Ag:Ag 1000:1, altos contenidos de metales base y gran cantidad de sulfuros, siendo definido por **Gonzalez Guillot *et al.*, (2004)** como un depósito epitermal de sulfuración

intermedia **(Sillitoe & Hedenquist, 2003)** geoquímica (Au-Ag) es la misma que el resto de las mineralizaciones de la PAD.

AREA DEL ANTICLINAL EL TRANQUILO

Antecedentes

Las mineralizaciones del área del anticlinal El Tranquilo fueron descubiertas por la empresa *Mincorp Exploraciones S.A.* (AngloGold-Perez Companc) y explorado por esta empresa entre 1993 y 1998, siguiendo el modelo epitermal de Au-Ag de Cerro Vanguardia, realizándose mapeos geológicos y de mineralizaciones, geoquímica regional de suelos, muestreos en superficie, trincheras y algunas pocas perforaciones. A fines de los años 90' *Mincorp Exploraciones S.A*. abandona la propiedad, la cual es adquirida por la empresa *Argentex Mining Corp*. quien inicia la exploración del proyecto en el 2004, siguiendo con el modelo epitermal de Au-Ag y redenominando al proyecto como ***Pingüino***. Esta empresa realizó una intensiva exploración en el área, realizando mapeos detallados, geoquímica de suelos, muestreo de superficie y trincheras, relevamiento magnetométrico y geoeléctrico terrestre y un plan de perforaciones. A principios del 2005 se empezaron a realizar los trabajos de campo para la presente investigación y a fines del mismo año el grupo de trabajo del Instituto de Recursos Minerales (*INREMI – CICBA y UNLP)* se hace cargo de la coordinación de los trabajos de exploración del proyecto y se inicia una investigación conjunta entre *Argentex Mining Corp*. y el *INREMI*. A partir de estos trabajos se llegó al hallazgo de una ***mineralización polimetálica rica en In*** asociada a Au, Cu, Sn, W, Bi, Zn, Pb, Sb, Cd y Ag, definiendo así un ***modelo polimetálico*** de mineralización para el área.

Los depósitos polimetálicos vetiformes de In son relativamente raros y poco abundantes en el mundo. Los mejores ejemplos son los depósitos de Japón (Toyoha, Ikuno-Akenobe, etc.), Bolivia (Bolivar, Huari-Huari, etc) y Alemania (Freiberg). Estos depósitos han sido estudiados por **Ohta (1995), Shwarz-Schampera & Herzig (2002) y Seifert & Sandmann (2006),** quienes hicieron una investigación detallada y comparativa de la génesis de los depósitos polimetálicos de In, definiéndolos como depósitos epitermales vetiformes polimetálicos ricos en In (*In-rich polymetallic vein epithermal type*; **Shwarz-Schampera & Herzig, 2002).** El estilo de mineralización de estos depósitos está caracterizado por vetas de sulfuros masivos, con una signatura

geoquímica de Au, As, Cu, Sn, In, W, Bi, Zn, Pb, Sb, Cd y Ag asociado a una compleja mineralogía de sulfuros, un importante control estructural, la presencia de magmatismo básico a levemente ácido, rocas encajantes sedimentarias ricas en materia orgánica y temperaturas de formación de entre 200º y 400ºC **(Ohta, 1995; Shwarz-Schampera & Herzig, 2002 y Seifert & Sandmann, 2006)**.

A partir de los primeros datos obtenidos en esta investigación, se realizaron distintos trabajos de investigación científica que han sido publicados revistas especializadas y congresos **(Jovic *et al.*, 2004; Guido *et al.*, 2005; Jovic *et al.*, 2005; Crespi *et al.*, 2006; Jovic, 2006; Jovic *et al.*, 2006a; Jovic *et al.*, 2006b; Jovic *et al.*, 2006c; Jovic *et al.*, 2007; Echeveste *et al.*, 2008; Jovic *et al.*, 2008a; Jovic *et al.*, 2008b; Peñalva *et al.;* 2008; Guido *et al.*, en prensa y Jovic *et al.*, en prensa)**, y que serán mencionados a lo largo del presente capítulo.

CARACTERIZACIÓN DE MINERALIZACIONES

En el área de estudio se reconocieron gran cantidad de mineralizaciones, las que totalizan ~80 km lineales de vetas, ubicadas principalmente en el sector central del área, dentro del cateo Pingüino. Las vetas se concentran hacia el este de la estructura regional, la falla El Tranquilo, son subparalelas a esta estructura y están emplazadas en las tufitas de la Formación Roca Blanca y pelitas y areniscas del Grupo El Tranquilo (Fig. 5-3).

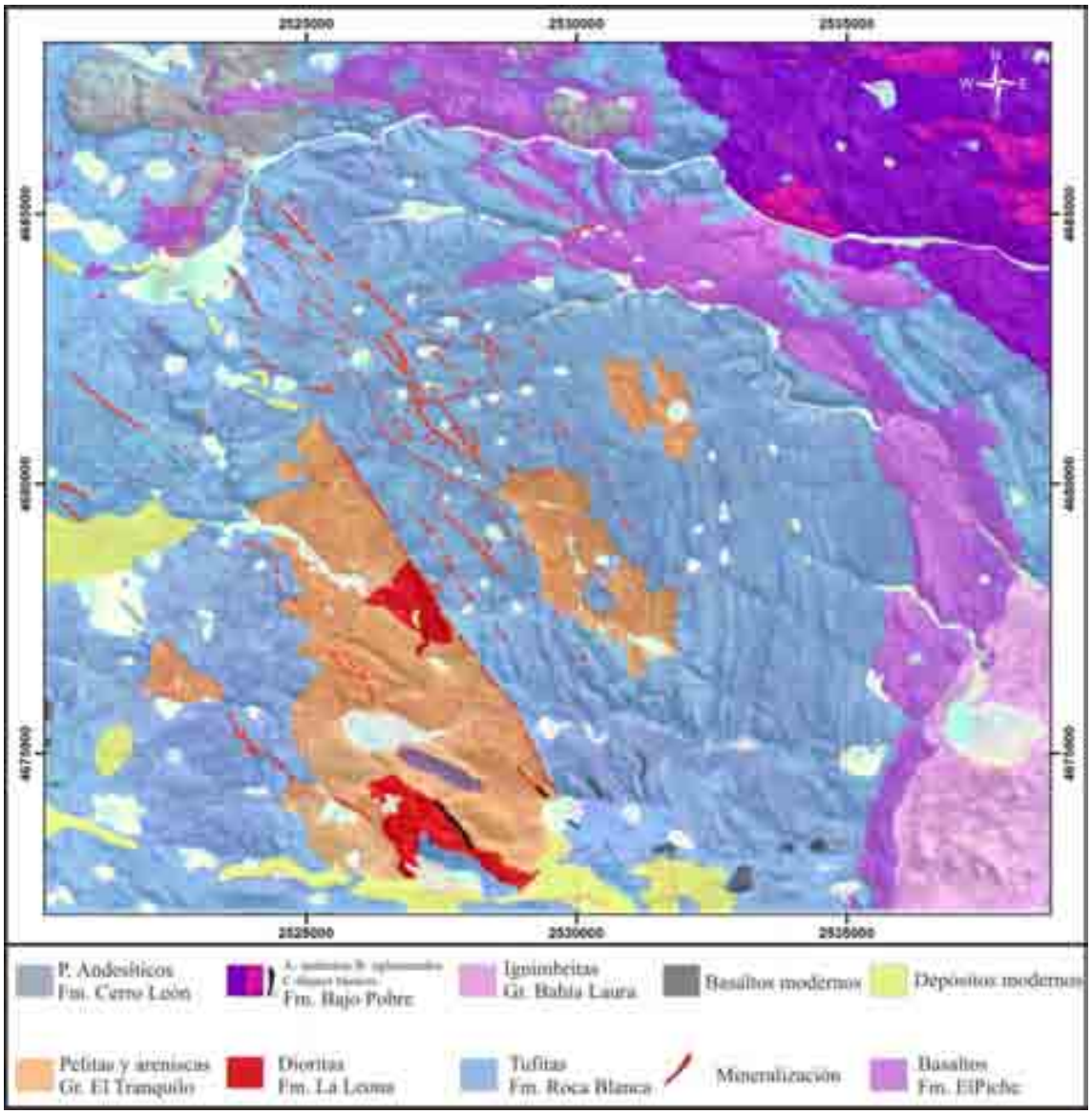


Figura 5-3 Mapa geológico-metalogénico del área del anticlinal El Tranquilo.

Se han discriminado dos tipos distintos de vetas según su composición y expresión superficial, vetas formadas por importantes zonas de oxidación que representan la expresión superficial de vetas de sulfuros, que serán tratadas como *vetas de sulfuros* y vetas, brechas hidrotermales, vetillas y stockworks formados principalmente por cuarzo que serán tratadas como *vetas de cuarzo.*

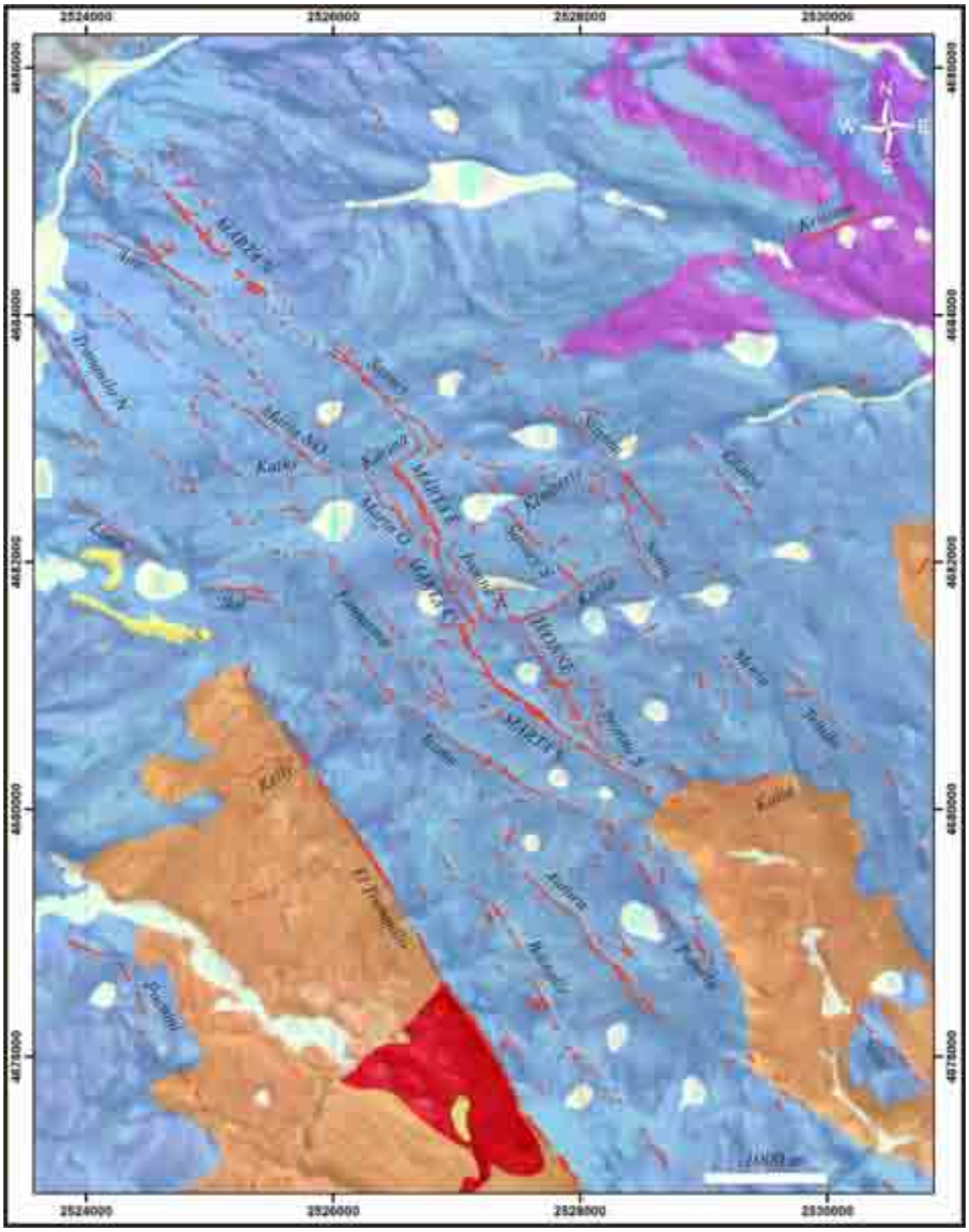


Figura 5-4 Mapa de las principales mineralizaciones de área.

Las vetas se ubican en fallas o estructuras continuas como el trend Marta y trend Ivonne (Fig. 5-4), pero han sido subdivididas según sus características composicionales y falta de continuidad de afloramientos.

Las principales vetas de sulfuros son: Ivonne, Ivonne Sur, Ivonne Norte, Kasia, Savary Sur, Sonia, Silvina, Marta Centro, Kalia, Pamela; las vetas de cuarzo son: Borealis, Aurora, Ivana, Marta Sur, Marta Oeste, Marta Este, Marta Noroeste, Marta Norte, Ana, (Fig. 5-4).

Se realizó un estudio detallado sobre las vetas Ivonne y Marta Centro caracterizando las vetas de sulfuros y de las vetas Marta Este, Marta Sur y Marta Norte caracterizando a las vetas de cuarzo, ya que son las estructuras con mayor grado de información, y las que mejor representan y resumen las características generales de la mineralización en la zona.

Vetas de sulfuros

Caracterización de vetas en superficie

Este tipo de vetas presenta malos afloramientos que en general son de difícil reconocimiento. Están caracterizadas por presentar zonas con abundante regolito de coloraciones rojizas a anaranjadas que en algunos casos forman pequeños crestones subaflorantes de sílice ferruginoso también de coloraciones anaranjadas a rojizas y que en su conjunto representan zonas de oxidación denominadas ***sombreros de Fe o gossans***. Estos presentan remanentes de cuarzo blanco a gris con cavidades rellenas de limonitas y en menor medida por sulfuros en parte oxidados, vetillas de cuarzo, vetillas de limonitas y vetillas de óxidos de Mn. Los gossans no fueron identificables en imágenes satelitales ni en fotografías aéreas, mientras que en superficie no forman un afloramiento con expresión topográfica sino que se reconoce una zona plana que en algunos casos muestran un leve abovedamiento o convexidad del terreno tipo “lomo de ballena”. Están formados por una alta concentración de limonitas, arcillas rojas y piritización penetrativa, y mineralógicamente se caracterizan por presentar distintos minerales secundarios y de alteración como ser limonitas, goethita, caolinita, dickita y nacrita, teñidas a coloraciones rojizas a anaranjadas y plumbojarosita, ($PbFe_6(SO_4)O_{12}$), y plumbonacrita ($Pb_{10}(CO_3)_6O(OH)_6$), minerales secundarios de menas de plomo, los cuales fueron determinados a partir de estudios de rayos X.

La geoquímica de suelos y trincheras (que serán tratadas en detalle para cada veta) muestran importantes anomalías de Cd, Pb, Cu, Au, Bi, As y Sb en estos regolitos y sus inmediaciones.

Estos gossans representan la oxidación de vetas de sulfuros presentes en profundidad y en la vertical esta zona de oxidación varía su profundidad para cada veta según su posición topográfica y la permeabilidad de la litología encajante, y que en general varía entre -30 a -60 m de profundidad, coincidiendo en la mayoría de los casos con el contacto entre las tufitas de la Formación Roca Blanca y las pelitas del Grupo El Tranquilo, las cuales actúan como barreras al paso del agua meteórica.

La veta Ivonne presenta una corrida de ~400m, inclina 80° al NE, con azimut N330°, que varía a N300° tanto en su terminación norte donde se une con la veta Ivonne Norte como al sur donde se continúa en la veta Ivonne Sur (Fig. 5-5).

Figura 5-5 Mapa de detalle de la veta Ivonne.

Está formada por un gossan de entre 3 a 5 metros de espesor en donde se reconocen limonitas y arcillas de coloración rojiza a castaña amarillenta típica de la oxidación de sulfuros de Fe y abundantes boxworks de pirita en la roca de caja (Fig. 5-6A y B). Presenta vetillas de cuarzo gris poroso relleno de óxidos y limonitas y vetillas de limonitas (Fig. 5-6C). Este pulso es cortado por un vetilleo silíceo ferruginoso de colores rojizos, ocres y grisáceos que en parte forma una brecha con clastos de cuarzo gris y de la roca de caja (Fig. 5-6D).

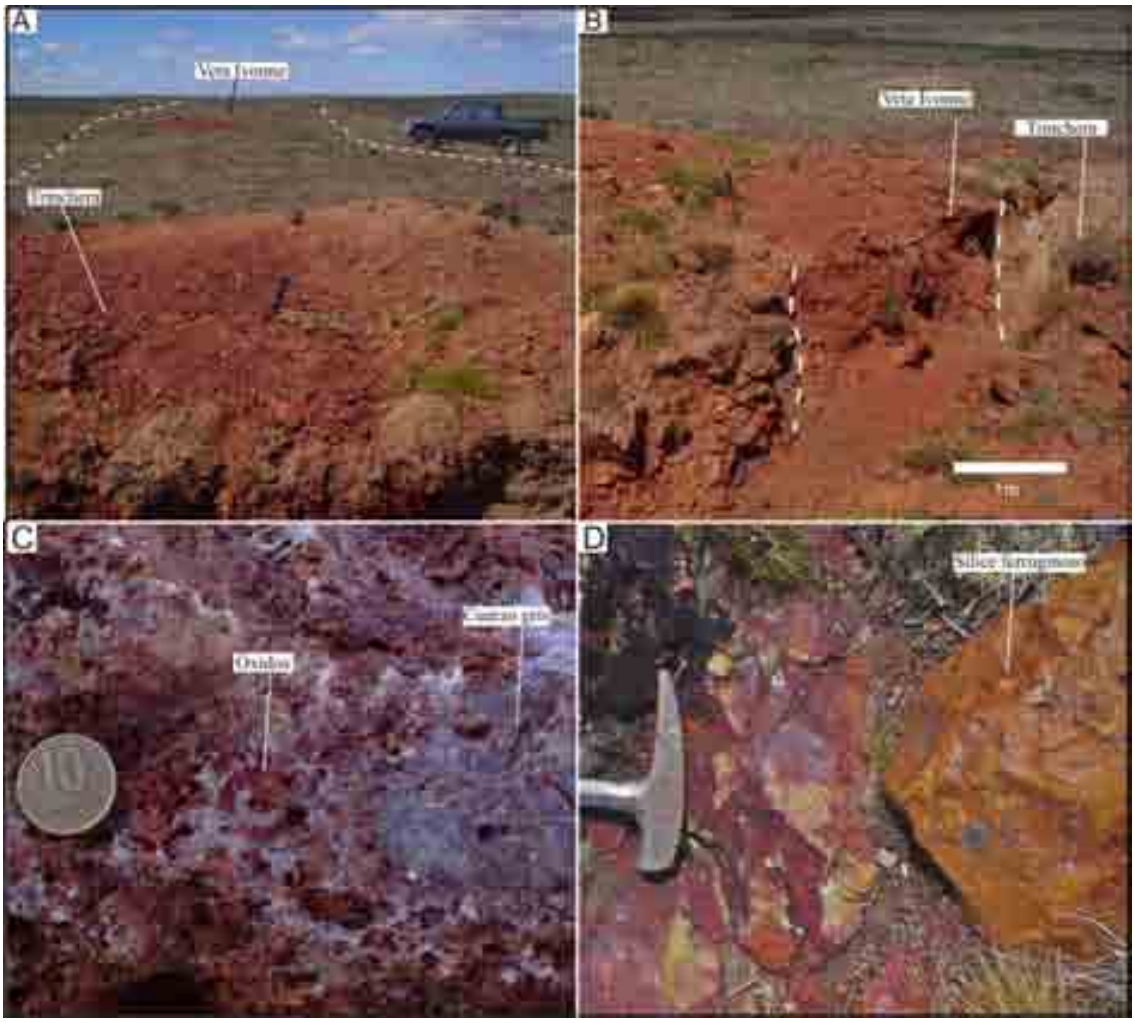


Figura 5-6 A) Gossan de la veta Ivonne. B) Detalle del gossan y ubicación de la veta. C) Detalle litológico, cuarzo gris con cavidades rellenas de óxidos. D) Brecha de sílice ferruginoso.

La veta Marta Centro tiene una longitud de ~700m, con azimut N330° e inclinación 60° al SO (Fig. 5-7). En el sector norte se continúa y se abre en dos estructuras, veta Marta Oeste y veta Marta Este, mientras que en el sector sur se conecta con la veta Marta Sur. En superficie se reconoce un gossan con espesor que varía entre 7 y 18m (Fig. 5-8). En el sector central del gossan se encuentra un pulso de vetillas y brechas de cuarzo gris

Figura 5-7 Mapa de detalle de la veta Marta Centro.

sacaroide, cuarzo bandeado coloforme a crustiforme y vetillas con textura en peine. Este pulso está brechando al gossan formando clastos de roca de caja y de óxidos y limonitas del gossan (Fig. 5-8C y D). Estos pulsos son cortados por un vetilleo silíceo ferruginoso de colores rojizos, ocres y grisáceos y vetillas de óxidos de Mn formando una brecha con clastos de la roca de caja, óxidos y cuarzo gris.

Geoquímica de suelos

La geoquímica de suelos de la zona de la veta Ivonne y la veta Marta Centro muestra importantes anomalías en elementos como Au, Cu, As, Pb, Cd, Bi y Sb. En Ivonne las anomalías se ubican sobre el gossan salvo el Cd que presenta una distribución más amplia en las inmediaciones de la veta (Fig. 5-9). El Cd y Pb son los elementos

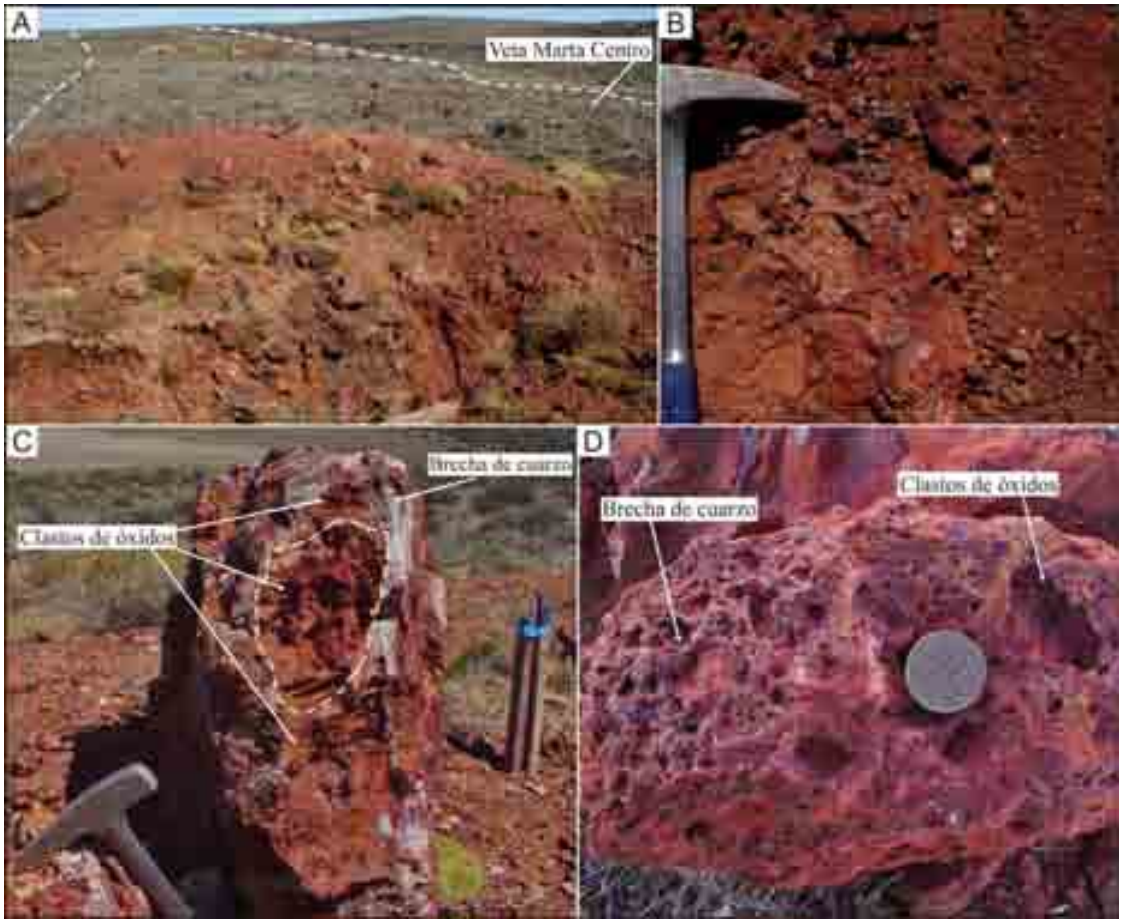


Figura 5-8 A) Gossan de veta Marta Centro. B) Detalle del gossan. C) Detalle litológico, brecha de cuarzo gris con clastos de óxidos. D) Brecha de cuarzo con abundantes clastos de óxidos.

con mayor cantidad de anomalías. Los mayores valores se dan en el sector central, en menor medida en el sur y solo el Au muestra una tendencia a concentrarse hacia el N.

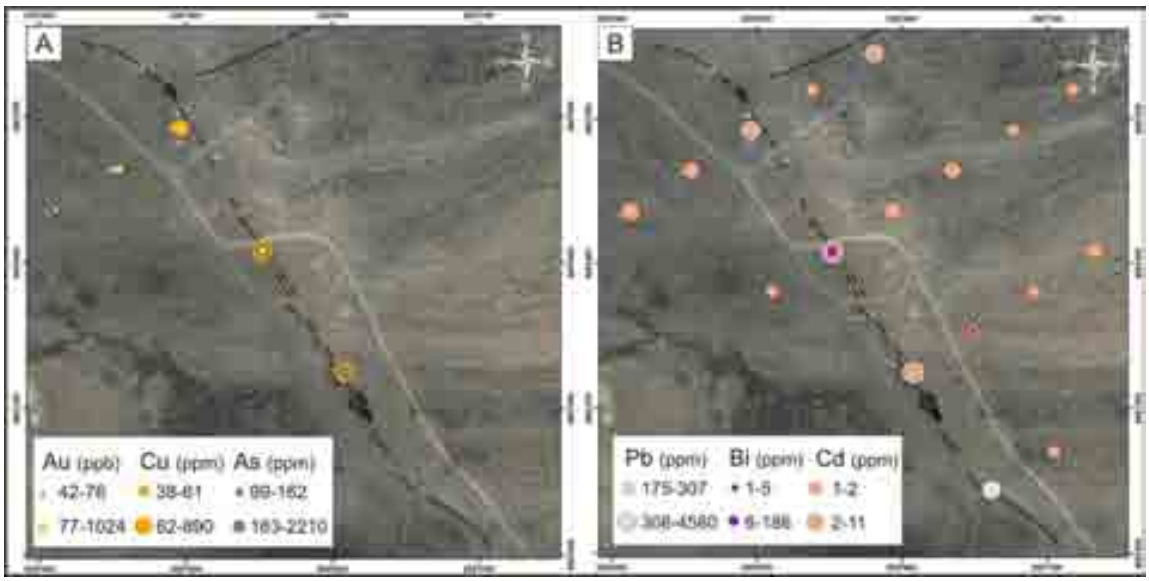


Figura 5-9 Mapa de anomalías de suelos en la veta Ivonne.

En Marta Centro también los mayores valores se concentran en el sector central de la veta siendo el Cd y Pb los más anómalos y distribuidos por toda la estructura y alrededores, también asociados a la veta Ivonne Norte. El Au presenta anomalías en el sector central y sur, mientras que el Cu se presenta en los alrededores de la veta hacia el este asociado a Ivonne Norte, mientras que el As y Sb se concentran en centro-norte de la veta. A diferencia de Ivonne, en Marta Centro se detectaron valores anómalos de Sb, no presentes en Ivonne (Fig. 5-10).

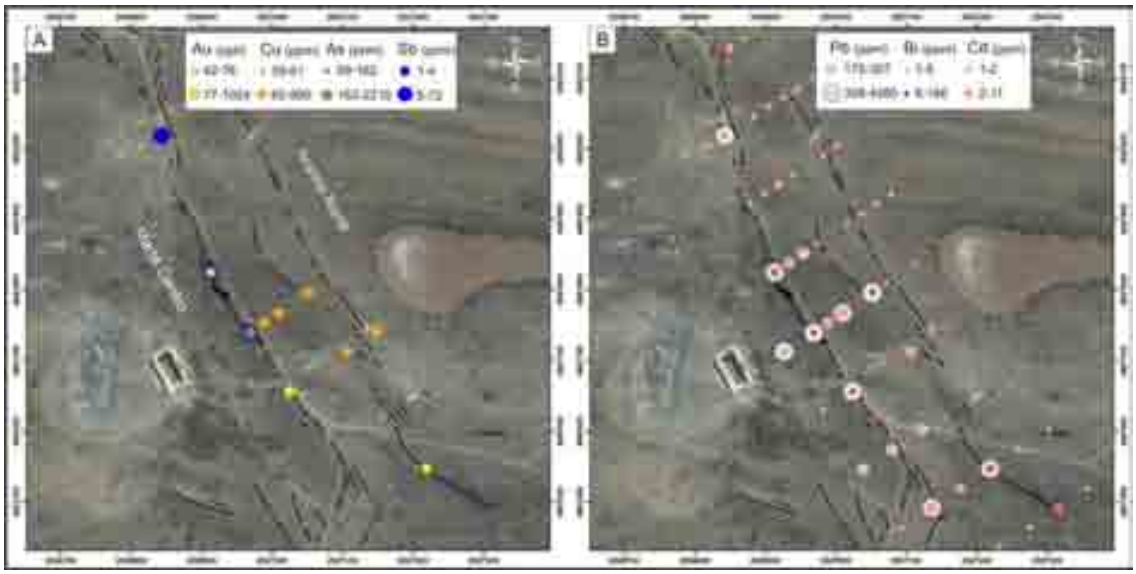


Figura 5-10 Mapa de anomalías de suelos en la veta Marta Centro.

Geoquímica de Trincheras

Las trincheras están realizadas directamente sobre los gossans mostrando con mayor detalle las características de las vetas (espesor, inclinación, rumbo, alteración, composición) y obteniendo una mejor representatividad en las muestras.

Los análisis geoquímicos arrojaron importantes anomalías en metales preciosos (Au-Ag), metales base (Pb-Zn-Cu), metales trazadores (As-Sb) y otros metales atípicos (Cd-In-Bi), confirmando las anomalías obtenidas de la geoquímica de suelos (ver valores en Fig. 5-11). Estas anomalías presentan una distribución homogénea de los valores de Pb-Zn-Cu, As-Sb y Cd-In-Bi a lo largo de las estructuras y con una distribución más restringida de los valores de Au y Ag (Fig. 5-11A).

Las importantes concentraciones de Pb sumado a la presencia de anomalías de Zn-Cd-In-Bi, indican una afinidad polimetálica de estas vetas y la relativa poca movilidad de estos elementos concentrándose en superficie. Los elementos Cd-In-Bi no son metales

comunes en vetas epitermales (Au-Ag, Au-Cu) ni vetas polimetálicas (Ag-Pb-Zn-Cu), lo que indica la presencia de una mineralización polimetálica compleja.

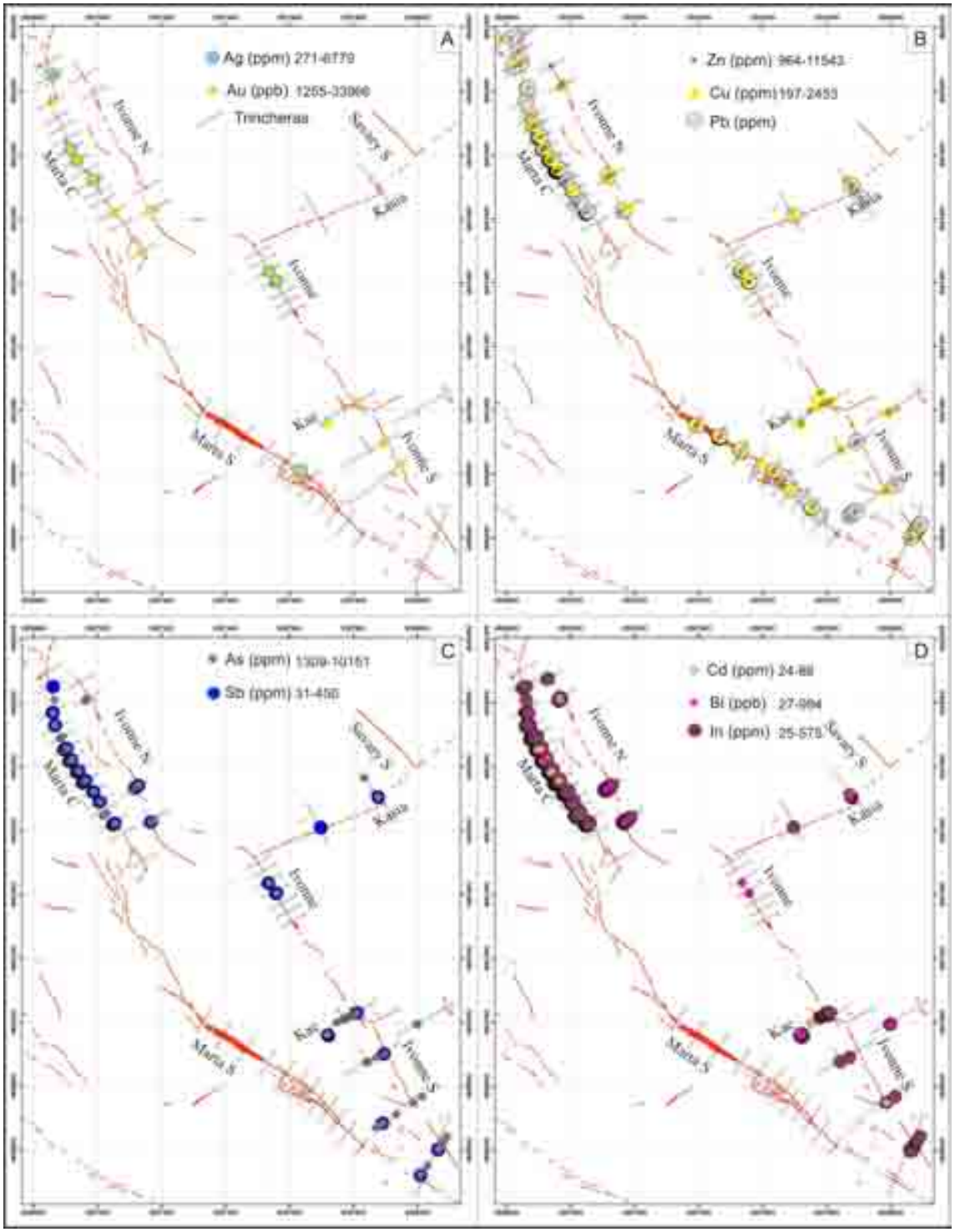


Figura 5-11 Mapa de anomalías de trincheras en vetas de sulfuros.

Geofísica

Los estudios geoeléctricos de resistividad y potencial inducido (IP) realizados en las vetas de sulfuros, muestran importantes anomalías de cargabilidad y en menor medida de resistividad. Se registraron valores de IP modelados superiores a 28 ms mientras que los valores de resistividad encontrados escasamente superan los 500 ohm/m, debido posiblemente a la relativa alta porosidad de las rocas encajantes. Es importante destacar que en los sectores profundos (debajo de la zona de oxidación) de las zonas mineralizadas se observa una clara correlación negativa entre resistividad y cargabilidad (anomalías positivas de cargabilidad y anomalías negativas de resistividad). Las zonas de gossans presentan resistividades menores a 50 ohm/m.

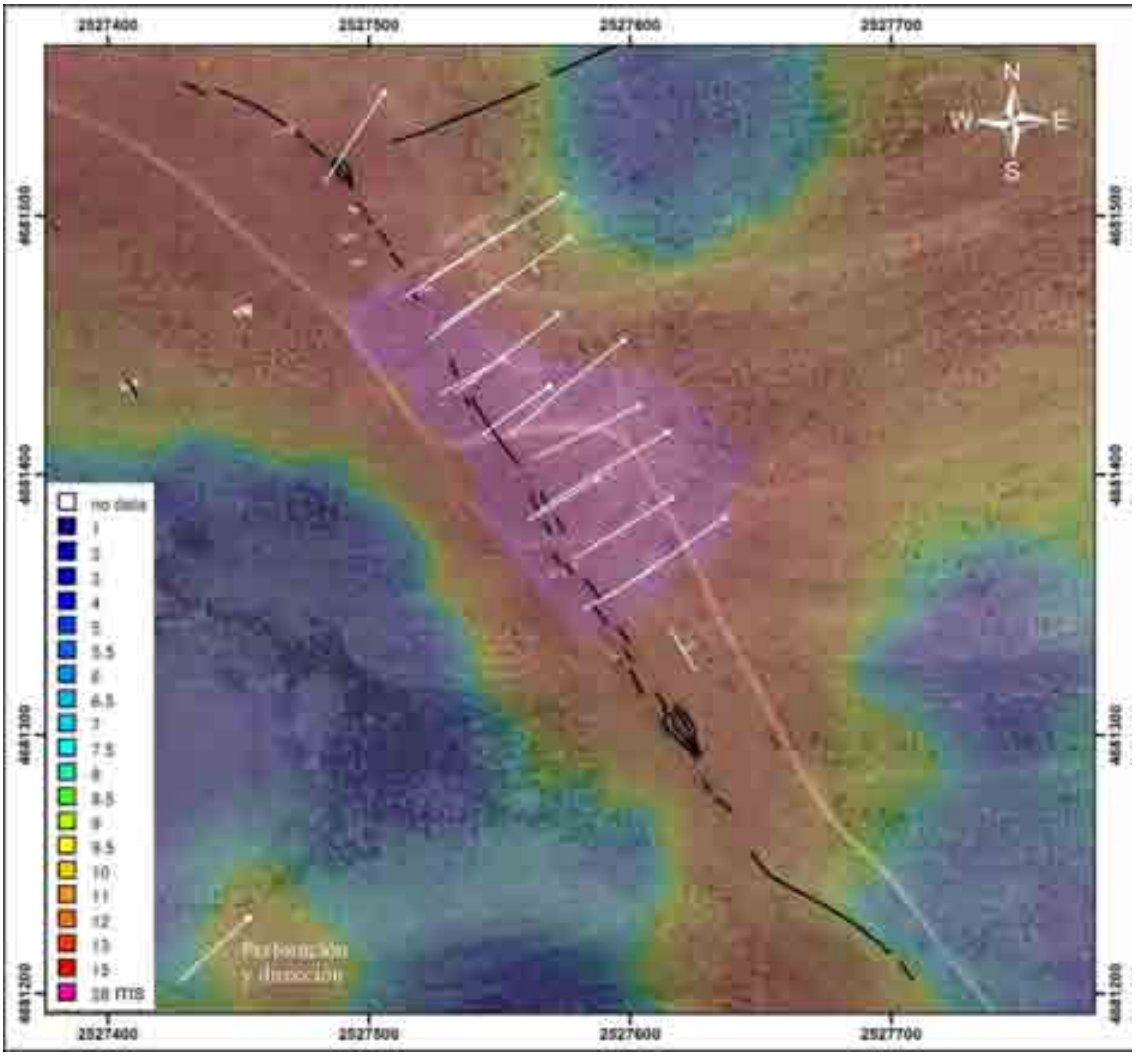


Figura 5-12 Mapa de isocargabilidad a nivel -75 m de la veta Ivonne.

La veta Ivonne presenta una anomalía con valores mayores a 28 ms ubicada en el sector central de la estructura. Su morfología es elipsoidal elongada en el sentido de la veta y

asimétrica con un mayor desarrollo entre los niveles -50m y -150m y haciéndose más ancha hacia el este (Fig. 5-12). A medida que se profundiza, las anomalías se desplazan hacia el este confirmando la inclinación de la estructura. Esta anomalía coincide espacialmente con valores anómalos Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Cd e In registrados en la geoquímica de superficie.

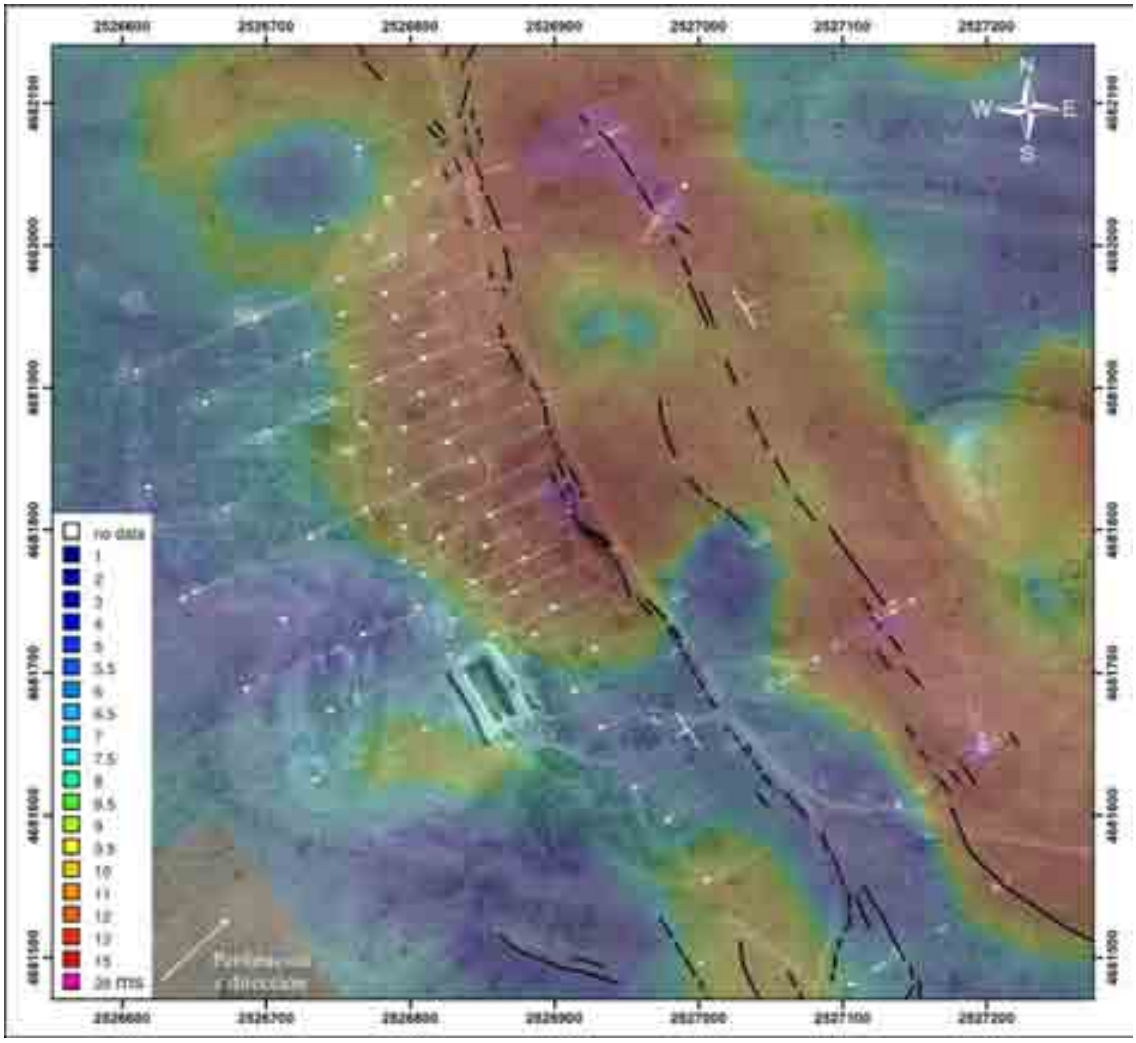


Figura 5-13 Mapa de isocargabilidad a nivel -75 m de la veta Marta Centro.

También en Marta Centro se registró una importante anomalía (>28 ms) en el sector centro-norte de la estructura, de morfología elipsoidal asimétrica con mayor desarrollo hacia el oeste. En profundidad la anomalía se desplaza hacia el oeste confirmando su inclinación. El mayor desarrollo de la anomalía se da entre los -75m y -100m de profundidad y coincide con importantes anomalías de metales preciosos, metales base y principalmente en Cd, Bi e In, exactamente por sobre la zona de mayor intensidad de la anomalía (Fig. 5-13).

Tanto la veta Ivonne como la veta Marta Centro han sido perforadas en las zonas de anomalías de cargabilidad de mayor intensidad (Fig. 5-12 y 5-13), obteniendo muy buenos resultados ya que en ambos casos se interceptaron vetas de sulfuros masivos de hasta 12m en el caso de Ivonne y de hasta 13m en Marta Centro. Esto indica que las anomalías de IP están directamente asociadas al contenido de sulfuros presentes en vetas y encajante, marcando claramente las zonas de concentración mineral, ***clavos mineralizados*** u ***ore shoots*** dentro de la veta. La combinación de alta cargabilidad y baja resistividad resulta efectiva para la delineación de estos clavos mineralizados en estas vetas sulfuradas.

Caracterización de vetas en profundidad

En profundidad estas estructuras están caracterizadas por desarrollar vetas continuas de hasta 13m formadas, a muestra de mano, por sulfuros principalmente pirita, esfalerita, galena, arsenopirita y calcopirita y en menor medida cuarzo y carbonatos (Fig. 5-14).

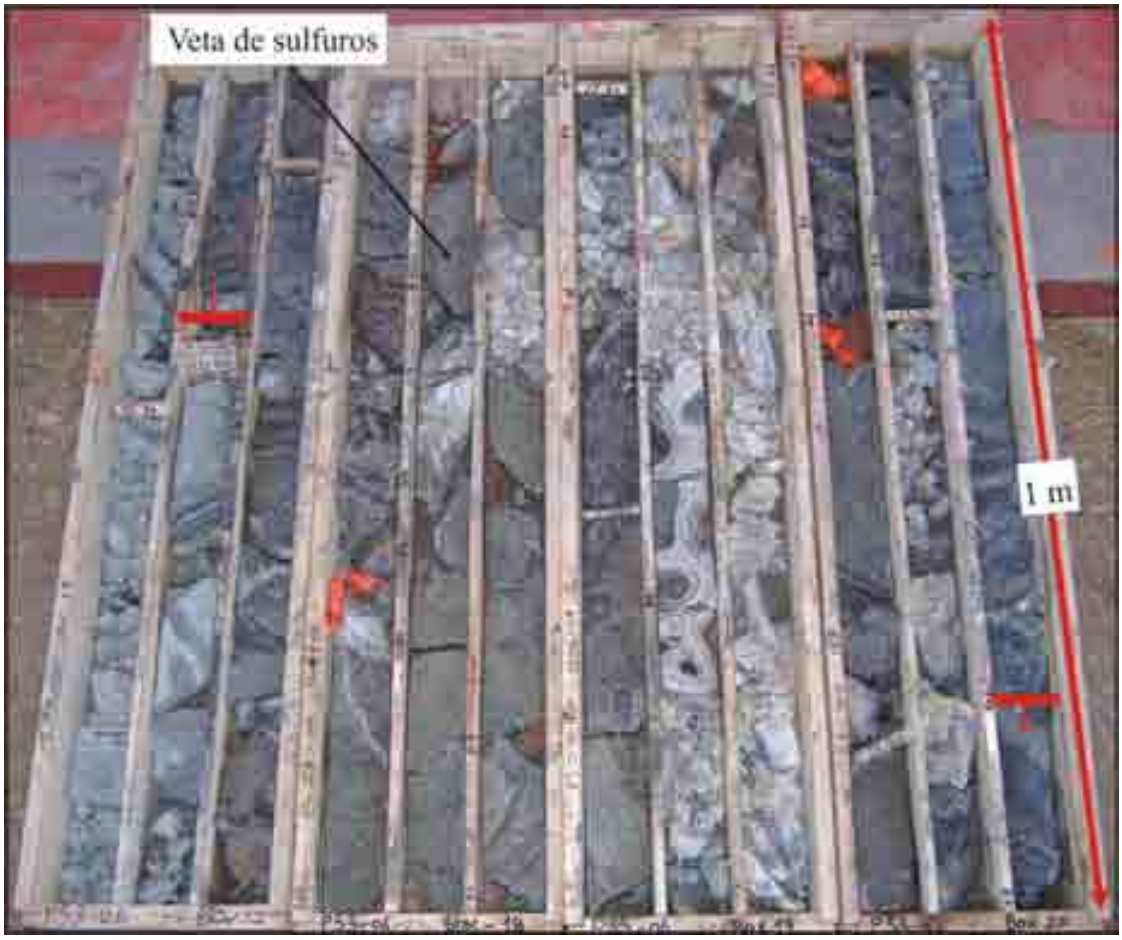


Figura 5-14 Veta de sulfuro (Marta Centro). Tramo entre -46,80m y -56,30m, pozo 53-06.

En el área de la veta Ivonne se realizaron un total de 15 perforaciones llegando hasta nivel -120m. En perfil la veta presenta una morfología tabular y relativamente constante (Fig. 5-15) con un espesor que varía entre 0,5m y 12,6m con una media de 2,3m.

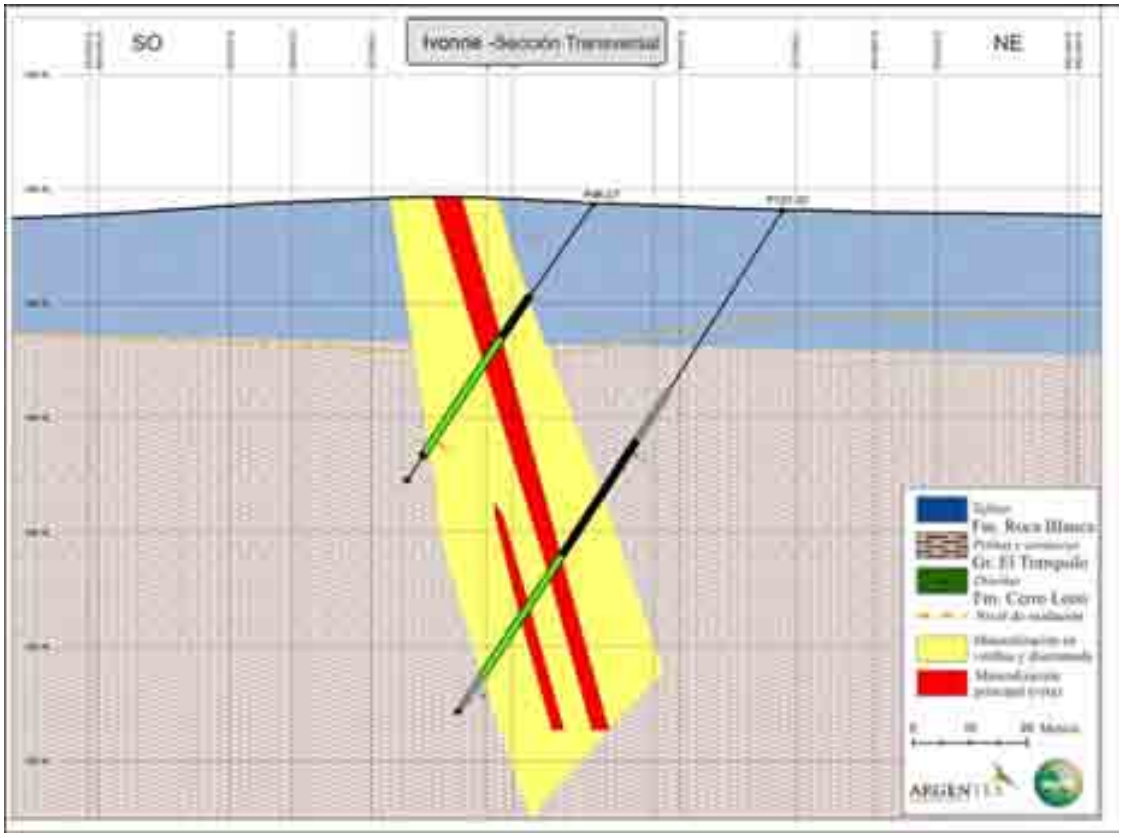


Figura 5-15 Sección transversal de la veta Ivonne.

En sección longitudinal, los mayores espesores se dan en el sector sur a nivel -60m quedando abierta la estructura en profundidad (Fig. 5-16), coincidiendo con la morfología de la anomalía de cargabilidad (Fig. 5-12).

Tanto en el bloque alto como en el bloque bajo de la veta se desarrolla un importante vetilleo y diseminación de sulfuros en la roca de caja formando una importante zona de stockwork (Fig. 5-15).

La veta está formada por sulfuros principalmente pirita con bandeados de arsenopirita y calcopirita y cuarzo (Fig. 5-17A) y vetillas y bandeados de esfalerita oscura cortan a la pirita (Fig. 5-17B). En algunos sectores se reconocen cristales de pirita con morfologías prismáticas a aciculares que estrían indicando texturas de reemplazo de pirita por pirrotina o marcasita, formados en un estadio de mineralización previo y que ha quedado enmascarado por la pirita. Un pulso de cuarzo grueso con cristales bien formados de hasta 10cm corta a los sulfuros (Fig. 5-17C y D)

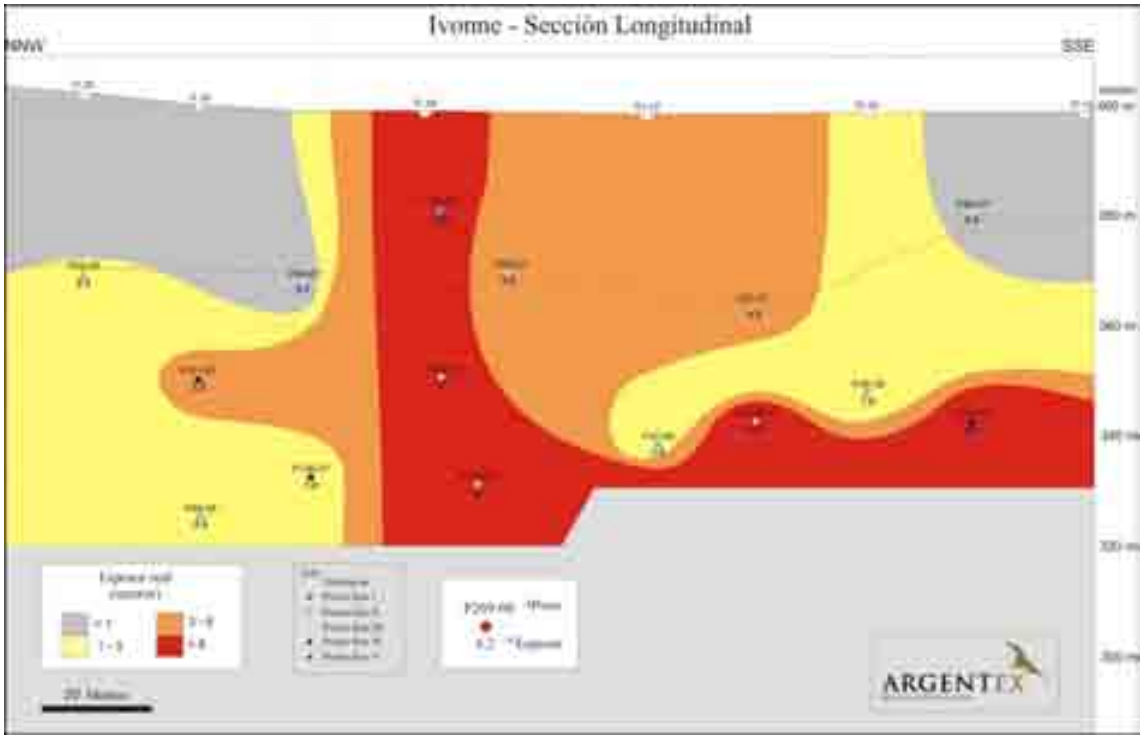


Figura 5-16 Sección longitudinal de la veta Ivonne.

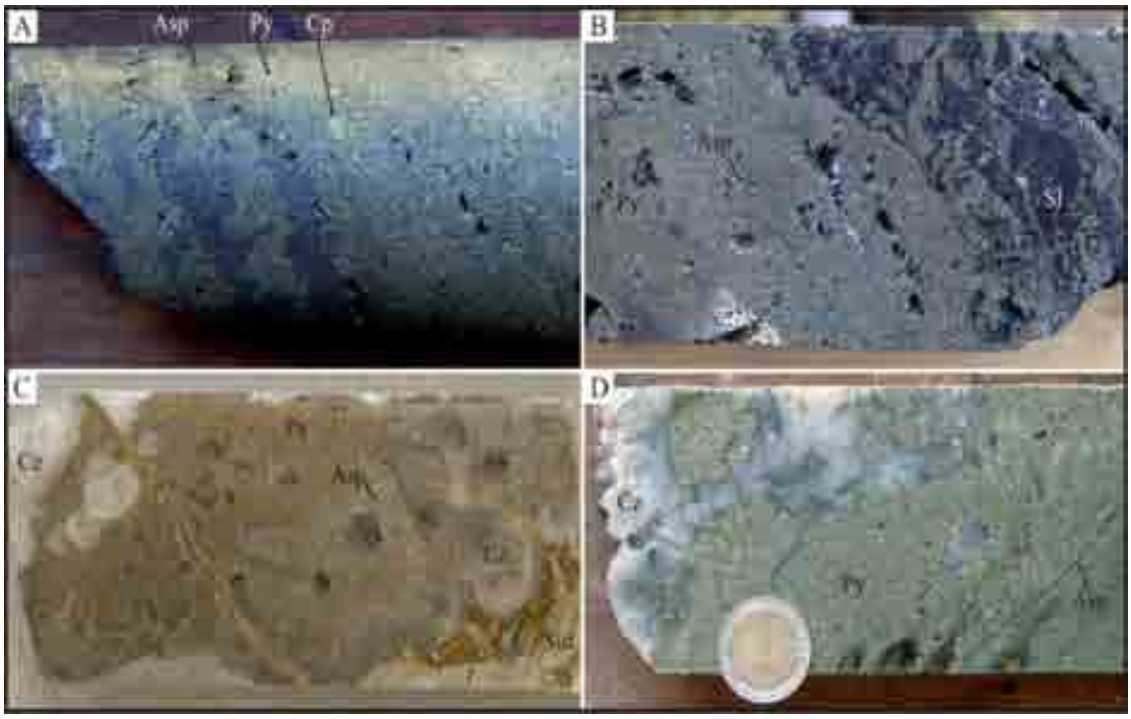


Figura 5-17 Muestras de testigos corona diámetro HQ (65 mm) de la veta Ivonne. Referencias: Py (pirita), Asp (arsenopirita), Cp (calcopirita), Sl (esfalerita), Sid (siderita), Cz (cuarzo). A) Bandeado de arsenopirita, pirita y calcopirita. B) Veta de pirita y arsenopirita cortada por vetillas de esfalerita. C) Veta de pirita y arsenopirita cortada por cuarzo blanco cristalino y siderita. D) Veta de pirita con venillas de arsenopirita cortado por cuarzo blanco cristalino.

En Marta Centro se realizaron 67 perforaciones llegando hasta nivel -400m de profundidad. La veta presenta un espesor medio de 5,7m, con un máximo de 13,4m y un mínimo de 0,9m. En perfil la veta presenta una morfología lenticular con los mayores espesores entre los niveles -60m a -120m (Fig. 5-18) y en sección longitudinal la zona de mayores espesores se ubica en el sector centro-norte de la veta y presenta una inclinación del clavo mineralizado (plunge) hacia el NNO con un ángulo sobre el plano de la veta (racke) de 65º (Fig. 5-19).

La veta está formada principalmente por esfalerita negra, galena y pirita. La esfalerita y galena se encuentran formando bandeados o como la matriz de brechas hidrotermales con clastos de pirita y roca de caja (Fig. 5-20A, B y C). Cortando a los sulfuros se presenta un pulso de cuarzo blanco fino bandeado con carbonatos que se ubica en general en el sector central de la veta y forma una brecha con clastos redondeados de sulfuros y roca de caja. (Fig. 5-20D).

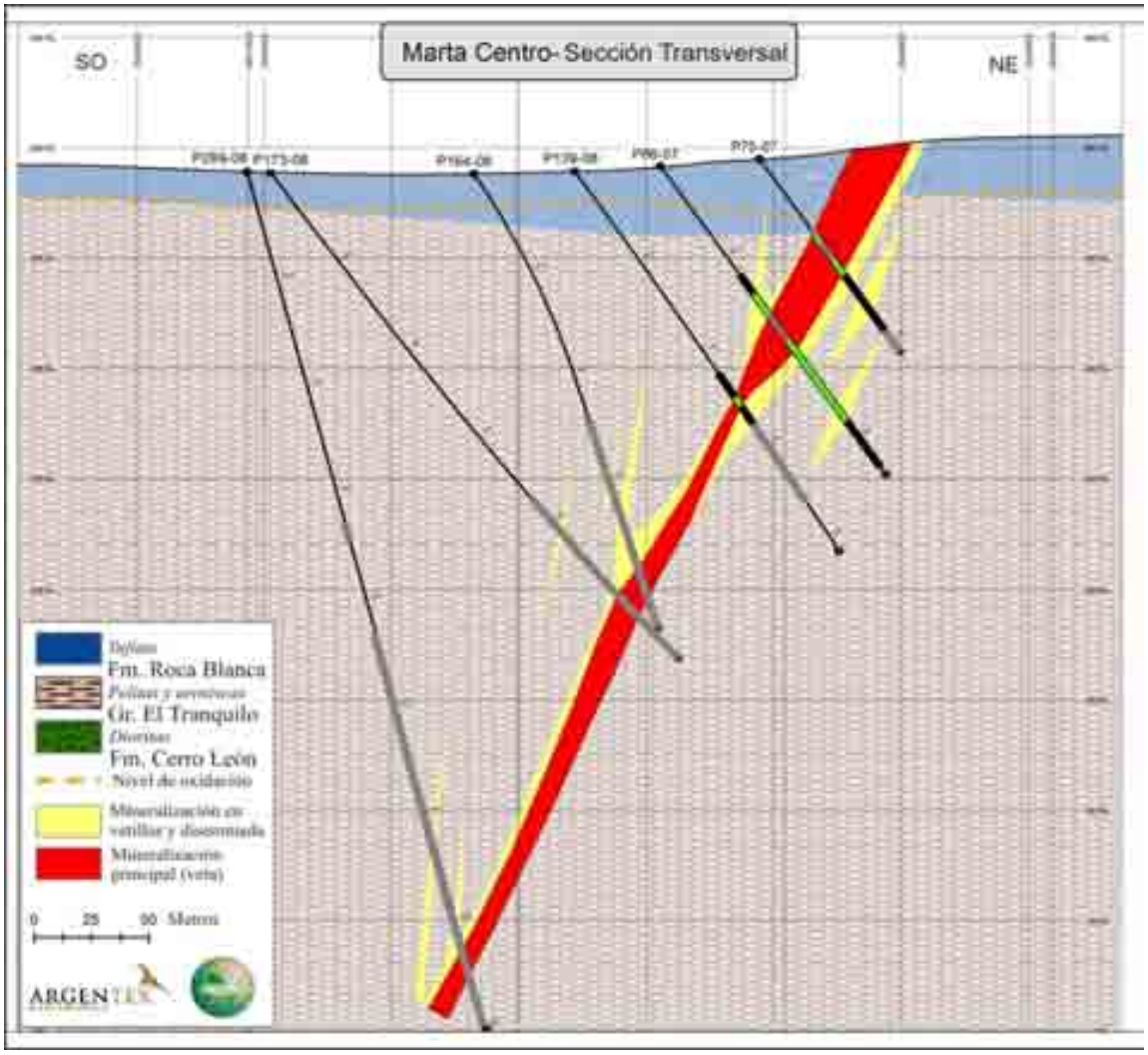


Figura 5-18 Sección transversal de la veta Marta Centro.

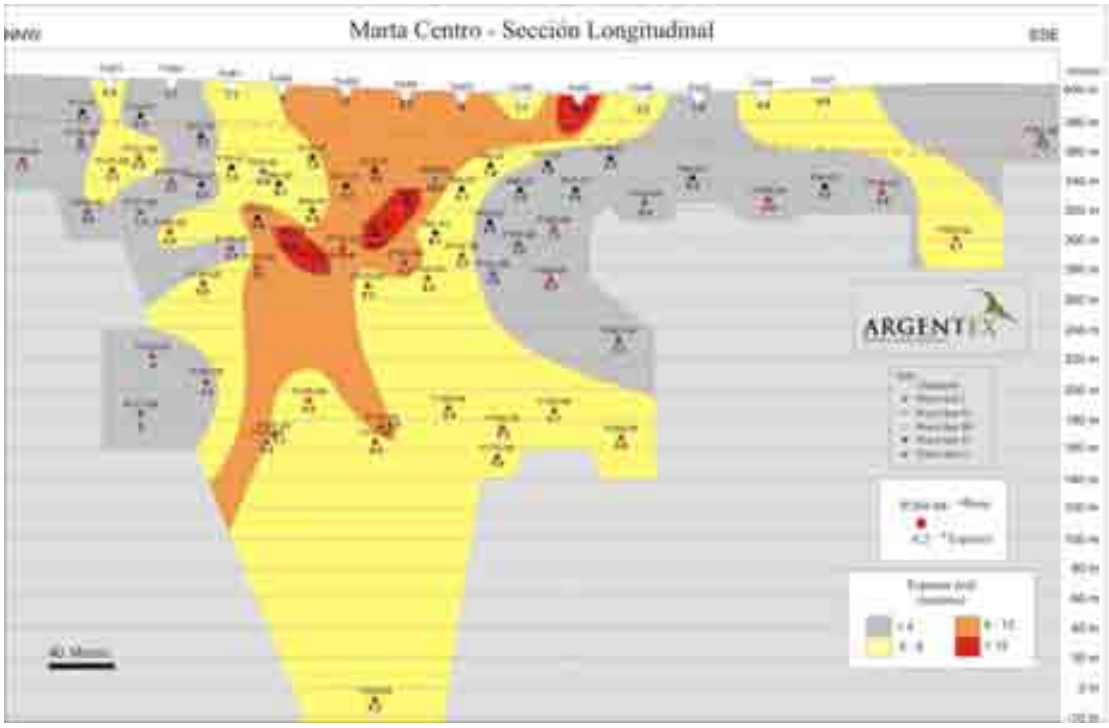


Figura 5-19 Sección longitudinal de la veta Marta Centro.

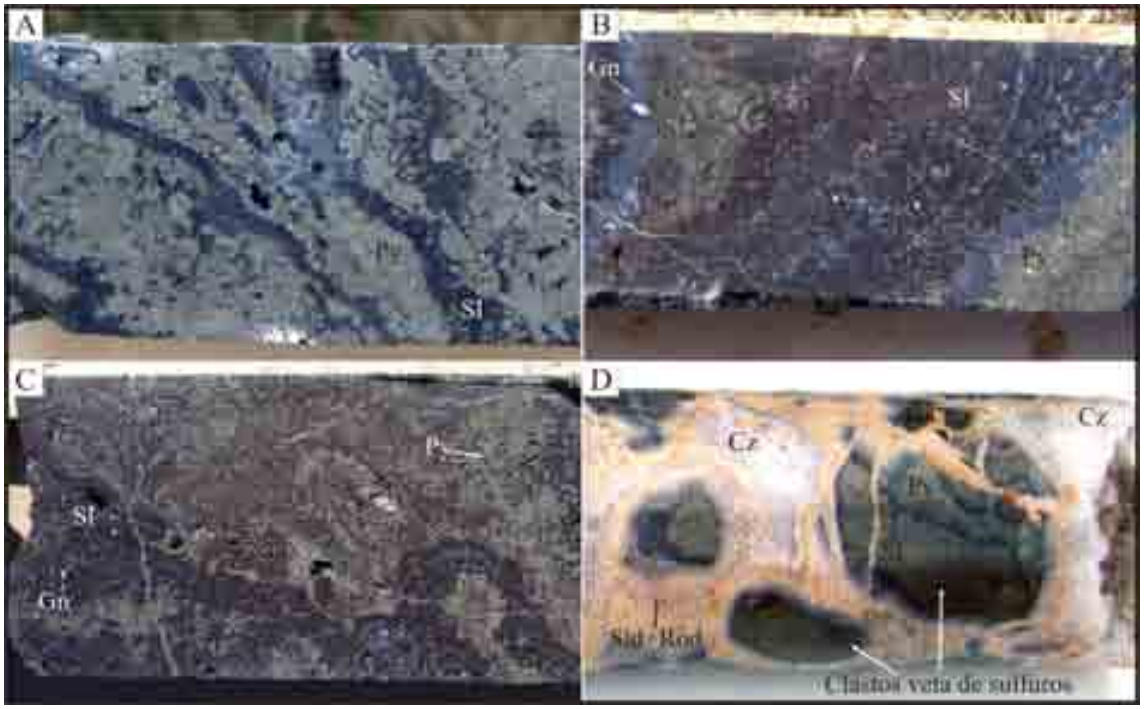


Figura 5-20 Muestras de testigos corona diámetro HQ (65 mm) de la veta Marta Centro. Referencias: Py (pirita), Sl (esfalerita), Gn (galena), Sid (siderita), Rod (rodocrosita), Cz (cuarzo) A) Vetillas de esfalerita cortando veta de pirita. B) Veta de esfalerita y galena y venillas de galena cortando a veta de pirita. C) Bandeado de esfalerita y galena brechando a veta de pirita. D) Brecha de cuarzo, siderita y rodocrosita con clastos de py y esfalerita.

Geoquímica

La geoquímica de perforaciones muestra importantes anomalías en Au, As, Cu, Sn, W, Bi, In, Zn, Pb, Ag, Cd y Sb confirmando los valores registrados en superficie y la complejidad geoquímica de estas vetas.

En la veta Ivonne se registran los mayores valores de Cu, Au, As, Sn(In), W y Bi mientras que en Marta Centro las anomalías más importantes corresponden a Zn, Pb, Ag, In, Cd y Sb (Tabla 5-21), evidenciando la presencia de dos asociaciones o pulsos mineralizantes distintos en estas vetas. Las leyes medias para estas vetas se presentan en la tabla 5-21. En ambas vetas los mayores valores se correlacionan con las zonas de mayores espesores. En Marta Centro los mayores valores de In, Pb, Zn y Ag muestran una tendencia similar a la de los espesores marcando el clavo mineralizado con inclinación hacia el NNO.

Tabla 5-21 Valores promedios, máximos, y mínimos de espesor y geoquímica de pozos de las vetas de sulfuros Ivonne y Marta Centro. *n* = numero de pozos promediados.

Veta	Valores	Espesor m	In ppm	Au ppm	Ag ppm	Cu wt.%	Pb wt.%	Zn wt.%
Ivonne	Promedio	2,3	54,1	2,88	55,2	0,50	0,14	1,28
n = 15	Máximo	12,5	111,1	5,69	101,9	1,17	0,24	2,77
	Mínimo	0,5	18,8	1,13	25	0,23	0,05	0,05
Marta C	Promedio	5,7	54,5	0,66	72,4	0,08	1,47	4,98
n = 67	Máximo	13,4	205,9	11,17	222,1	1,57	5,26	17,47
	Mínimo	0,9	0	0,02	3,3	0	0,02	0,04

En ambas vetas se realizó un estudio detallado de distribución y correlación de elementos, específicamente en las zonas mineralizadas primarias con alta ley, caracterizando el pulso presente en cada veta. Se analizaron 45 muestras para la veta Ivonne y 100 muestras para Marta Centro entre los niveles -30m y -120m teniendo en cuenta el nivel de oxidación presente en cada veta (Tabla 5-22).

Los coeficientes y diagramas binarios de correlación muestran importantes correlaciones entre Ag-Pb-Bi-Sb, Ag-Cu-Sb, Au-Sn-Sb-W e In-Sn-Sb para el pulso presente en Ivonne (Tabla 5-23) y altas correlaciones entre In-Zn-Cd, In-Sn y Ag-Pb-Sb para Marta Centro (Tabla 5-24; Fig. 5-25 y 5-26 respectivamente).

Tabla 5-22 Valores promedios, máximos, y mínimos de geoquímica de los clavos mineralizados de las vetas de sulfuros Ivonne y Marta Centro. *n* = numero de muestras. Niveles entre -30m y -120m.

Veta	Valores	In ppm	Au ppm	Ag ppm	Cu wt.%	Pb wt.%	Zn wt.%	Sn ppm	Bi ppm	Cd ppm	As wt.%	Sb ppm	W ppm
Ivonne	Promedio	54,1	2,88	55,2	0,50	0,14	1,28	1267	93,9	61,7	1,00	66,5	55,2
n = 45	Máximo	159,4	8,07	237,0	2,47	0,30	6,10	5961	390,8	338,2	4,41	509,1	740,0
	Mínimo	3,4	0,01	2,6	0,01	0,01	0,02	7	0,8	3,6	0,02	1,4	0,2
Marta C	Promedio	161,8	0,74	156,3	0,14	3,65	10,81	153	5,3	848,5	0,40	87,0	2,4
n = 100	Máximo	1184	1,34	684,0	5,99	19,30	32,95	564	30,1	14900	1,28	634,8	25,2
	Mínimo	5,25	0,10	14,5	0,01	0,16	0,08	23	0,1	6,0	0,07	5,0	0,1

	In	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Sn	Bi	Cd	As	Sb
Au	0,67										
Ag	0,70	0,69									
Cu	0,67	0,66	**0,84**								
Pb	0,67	0,59	**0,77**	0,64							
Zn	0,40	-0,08	0,35	0,18	0,48						
Sn	**0,77**	**0,82**	0,64	0,54	0,63	-0,03					
Bi	0,67	0,69	**0,83**	0,63	0,50	0,22	0,52				
Cd	0,60	0,33	0,57	0,38	0,83	0,71	0,49	0,27			
As	0,31	0,61	0,50	0,24	0,34	0,02	0,34	0,59	0,23		
Sb	**0,77**	**0,80**	**0,81**	0,72	0,62	0,07	**0,76**	**0,74**	0,38	0,48	
W	0,50	**0,71**	0,41	0,47	0,52	-0,17	**0,82**	0,34	0,26	0,08	0,67

Tabla 5-23 Diagrama de coeficientes de correlación entre elementos en la veta Ivonne.

	In	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Sn	Bi	Cd	As	Sb
Au	0,06										
Ag	0,19	0,21									
Cu	-0,07	0,00	-0,02								
Pb	0,17	-0,03	**0,74**	-0,09							
Zn	**0,77**	0,21	0,27	-0,16	0,39						
Sn	**0,71**	-0,03	0,46	-0,03	0,35	0,58					
Bi	0,56	0,06	0,09	0,39	-0,01	0,35	0,36				
Cd	**0,80**	0,26	0,23	-0,09	0,22	**0,82**	0,67	0,44			
As	0,05	-0,08	0,22	-0,09	0,37	0,17	0,10	0,01	0,11		
Sb	0,07	-0,02	**0,81**	-0,10	**0,89**	0,27	0,33	-0,09	0,16	0,37	
W	0,28	-0,03	0,07	0,38	-0,01	0,10	0,25	0,31	0,12	0,03	0,01

Tabla 5-24 Diagrama coeficientes de correlación entre elementos en la veta Marta Centro.

Estas relaciones indican una signatura geoquímica típica de depósitos hidrotermales de alta temperatura para el primer pulso debido a la presencia de mineralización de Sn-W-Bi al cual se asocia el Au, Cu e In. Para el segundo pulso se reconoce una mineralización de Zn-Pb-Ag con altas concentraciones de In.

Las concentraciones de In en las vetas de sulfuros muestran un rango variable entre 3,4 a 1184 ppm. Basado en los coeficientes de correlación de la mena, los mayores valores de In están asociados al segundo pulso mineralizante e íntimamente relacionado con el Zn y en menor medida al Sn. Para el primer pulso los coeficientes y diagramas de correlación muestran una clara asociación entre las mayores concentraciones de In en

este pulso (hasta 159,4 ppm) y el Sn. Esto indica dos tipos de concentraciones de In distintas asociadas a elementos distintos.

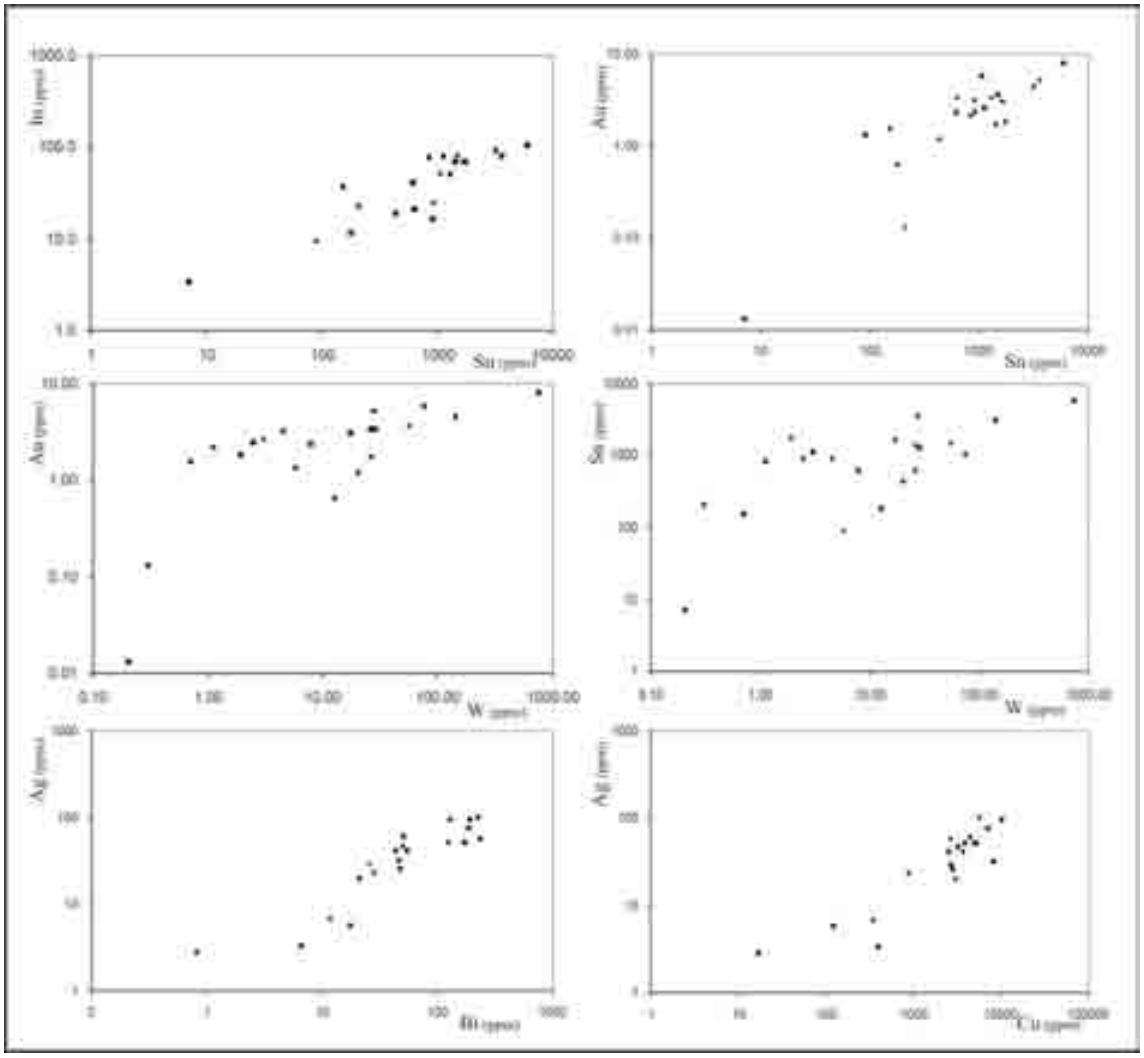


Tabla 5-25 Diagramas binarios de elementos de la veta Ivonne. n=45.

Mineralogía y química mineral

Mineralogía

Para la determinación de la mineralogía de la mena sulfurada primaria y minerales de alteración se realizaron estudios de petrografía, calcografía, rayos X, microscopia electrónica, microdifracción y microsonda.

La veta Ivonne presenta una mineralogía compleja de sulfuros, sulfosales y óxidos formada principalmente por pirita arsenical (*$(Fe,As)S_2$*), arsenopirita (*FeAsS*), calcopirita (*$CuFeS_2$*), casiterita (*SnO_2*), wolframita (*$(Fe,Mn)WO_4$*), lollingita (*$FeAs_2$*),

pirrotina (FeS_2) pirita (FeS_2), marcasita (FeS_2) estannita (Cu_2FeSnS_4), ferrokësterita ($Cu_2(Fe,Zn)SnS_4$), bournonita ($PbCuSbS_3$), sulfosales de Pb, Bi y Ag como aramayoita ($Ag(Sb,Bi)S_2$), owyheeita ($Pb_7Ag_2(Sb,Bi)_8S_{20}$), giesenita ($Cu_2Ag_{26}(Sb,Bi)_{20}S_{57}$), ourayita ($Pb_4Ag_3Bi_5S_{13}$), galena ($PbS$), tetraedrita ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$), freibergita ($(Ag,Cu,Fe)_{12}(Sb,As)_4S_{13}$), enargita ($Cu_3AsS_4$), izoklakeita ($Pb_{27}(Cu,Fe)_2(Sb,Bi)_{19}S_{57}$), esfalerita ($(Zn,Fe)S$) y greenokita ($CdS$).

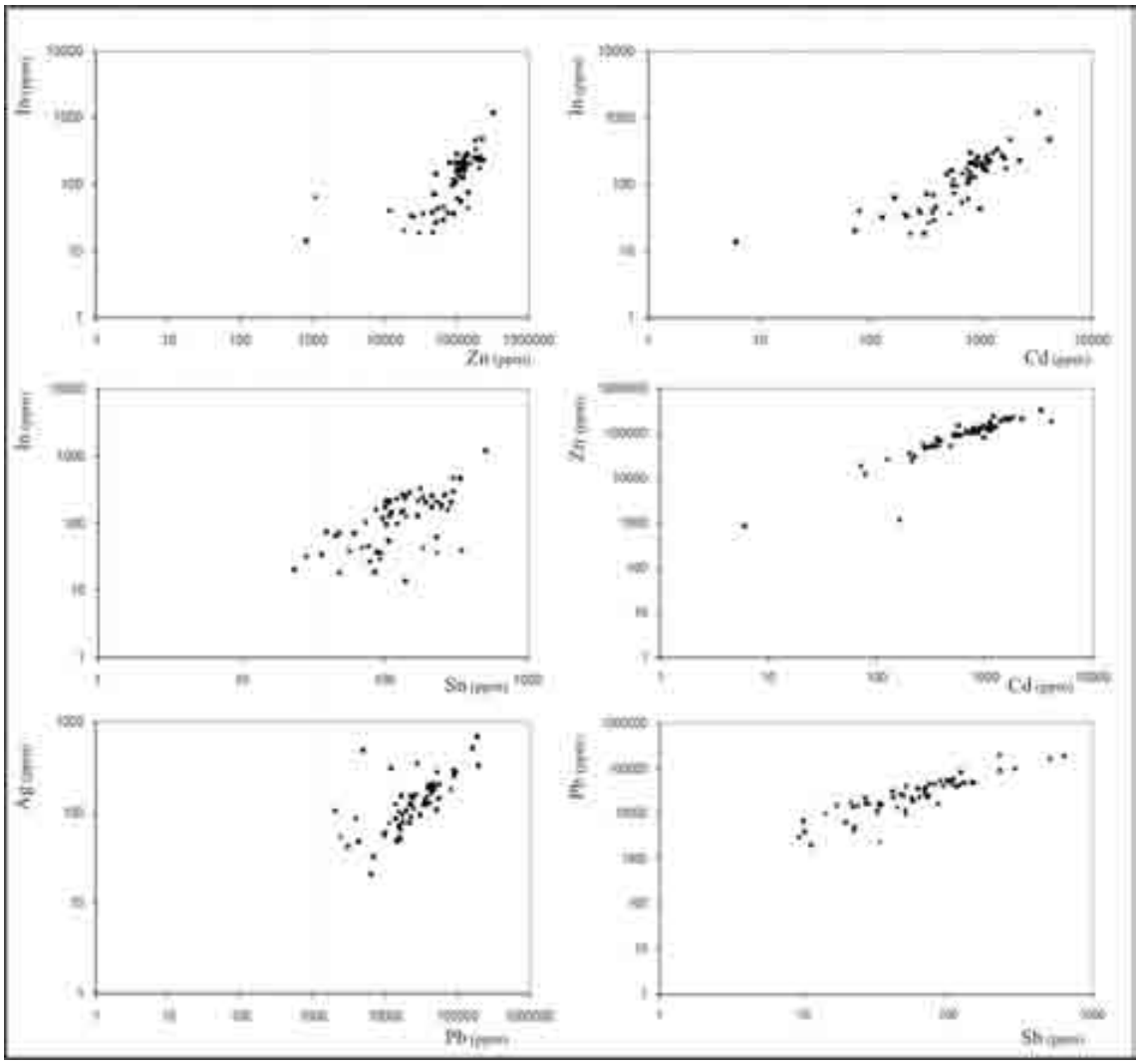


Tabla 5-26 Diagramas binarios de elementos de la veta Marta Centro. n=100.

En Marta Centro la mineralogía no es tan compleja y esta formada principalmente por esfalerita rica en Fe, galena, pirita y en menor medida arsenopirita, ferrokësterita, sulfosales de Ag-Pb, calcopirita, greenockita, esfalerita, pirrotina, bornita y marcasita.

A partir de las texturas y relaciones entre los minerales de ambas vetas se determino una secuencia de precipitación de los minerales, reconociéndose tres estadios principales (Fig. 5-27).

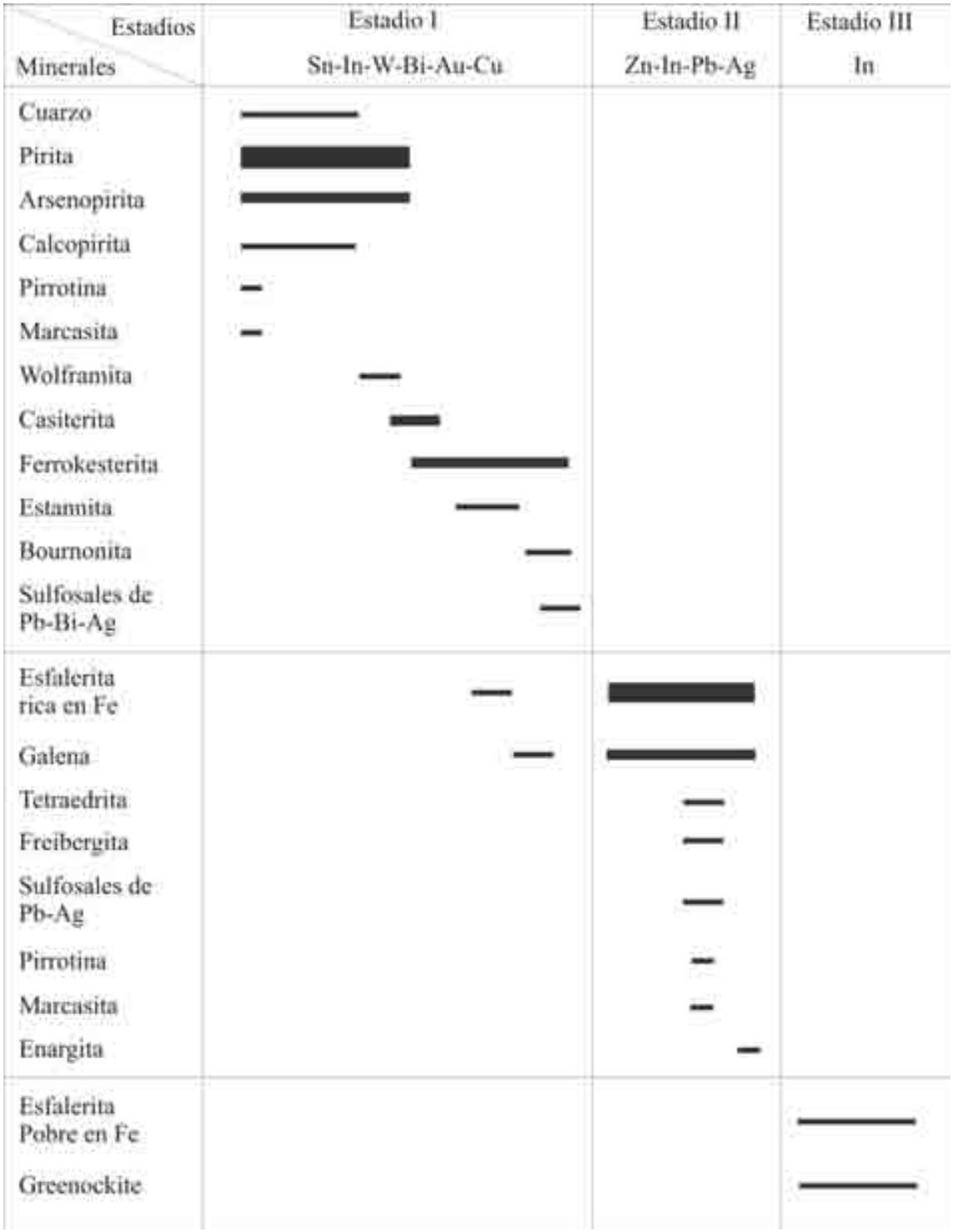


Figura 5-27 Diagrama paragenético de los estadios de precipitación de minerales en las vetas de sulfuros.

El primer estadio está formado por cristales de pirita, arsenopirita, calcopirita y cuarzo. La pirita forma cristales euhedrales de hasta varios milímetros y se reconocieron dos tipos, una pirita de una coloración amarillo pálido y más brillante debido a un alto

contenido en As y otra menos brillante y de coloración amarilla sin As. La arsenopirita presenta zonación oscilatoria y forma cristales euhedrales rectangulares y rómbicos de entre 200 µm y algunos milímetros, dejando huecos o cavidades que son rellenadas por minerales posteriores (Fig. 5-28A). La calcopirita se presenta bien formada con cristales subhedrales a euhedrales de entre 10µm y 2mm, rellenando cavidades geodicas. Posteriormente se depositaron casiterita y minerales del grupo de la wolframita. La casiterita forma cristales alotriomorfos de 5 y 20 µm y hipidiomórficos de hasta 200 µm, rellenando fracturas en pirita o inmersos en arsenopirita. La wolframita es poco abundante y se presenta como cristales tabulares mayores a 1mm formando agregados radiales. En imágenes de microscopio electrónico los cristales muestran inhomogeneidades, con partes más ricas en Mn (hübnerita) y partes más ricas en Fe (ferberita) siendo estas de formación más tardía. En este mismo estadio se reconoció la presencia de ferrokësterita formando cristales de entre 100 y 200 µm asociados al cuarzo y la pirita y también como cristales alotriomorfos que remplazan pseudomorficamente a la casiterita. En algunos cristales se reconoce una zonación en los bordes que corresponden a estannita, extremo rico de la solución solida. Este mineral también se presenta como cristales hipidiomórficos a idiomórficos de 100 a 300 µm, cristalizados en los bordes de la pirita y calcopirita y en cavidades de la arsenopirita (Fig. 5-28B, C, D y E). Los últimos minerales en depositarse en este estadio son la bournonita, sulfolasales de Pb, Bi y Ag y en menor medida galena. La bournonita es poco abundante en las vetas formando cristales prismáticos idiomórficos a hipidiomórficos con maclas polisintéticas lamelares. Las sulfosales de Ag, Pb y Bi (aramayoita, owyheeita, ourayita, giessenita y izoklakeita) son muy poco abundantes y en general se presentan como cristales idiomórficos de grano muy fino (<50 µm), prismáticos a aciculares formando agregados que en general se asocian a la galena (Fig. 5-28F). Asociados a estos minerales se reconocieron al menos siete sulfosales de Bi, Pb y Ag que no se corresponden a minerales conocidos hasta el momento.

En el segundo estadio se reconoció como mineral principal a la esfalerita formando cristales alotriomórficos a idiomórficos de hasta varios mm. Algunos cristales se presentan límpidos y se observan bandeados difusos dados por cambios de coloración

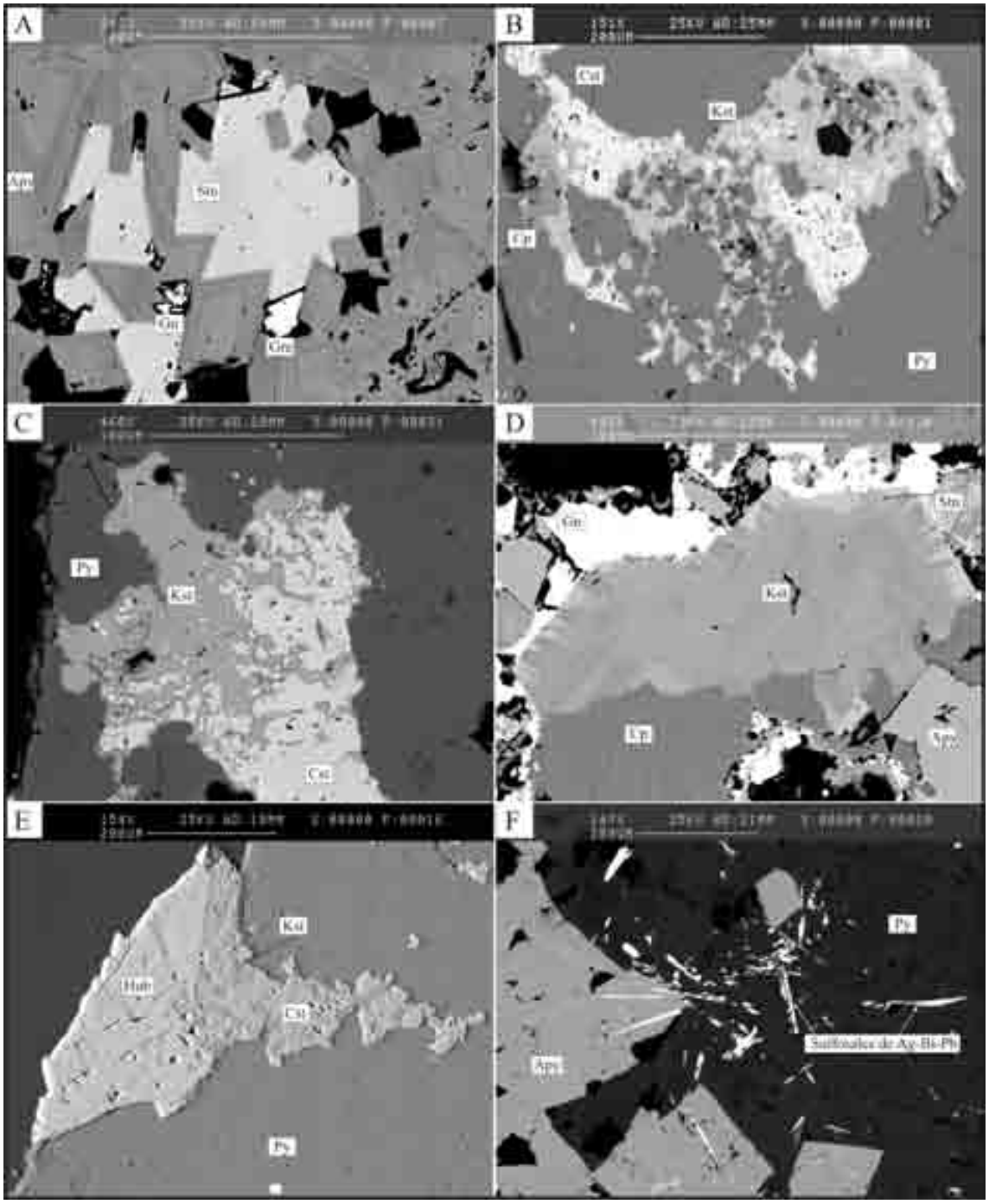


Figura 5-28 Fotomicrografías de secciones pulidas al microscopio electrónico (SEM) de la veta Ivonne. Referencias: Py (pirita), Asp (arsenopirita), Cp (calcopirita), Sl (esfalerita), Cst (casiterita), Kst (ferrokësterita), Stn (estannita), Hub (hübnerita), Gre (greenockita), Gn (galena). A) Cristales zonados de arsenipirita y estannita rellenando huecos. B) Cristales de pirita y calcopirita brechados por vetilla de casiterita y ferrokësterita. C) Ferrokësterita creciendo a partir de casiterita. D) Cristal de ferrokësterita con bordes zonados de estannita. E) Venilla de casiterita, ferrokësterita y hübnerita cortando pirita. F) Cristales aciculares de sulfosales de Ag-Bi-Pb.

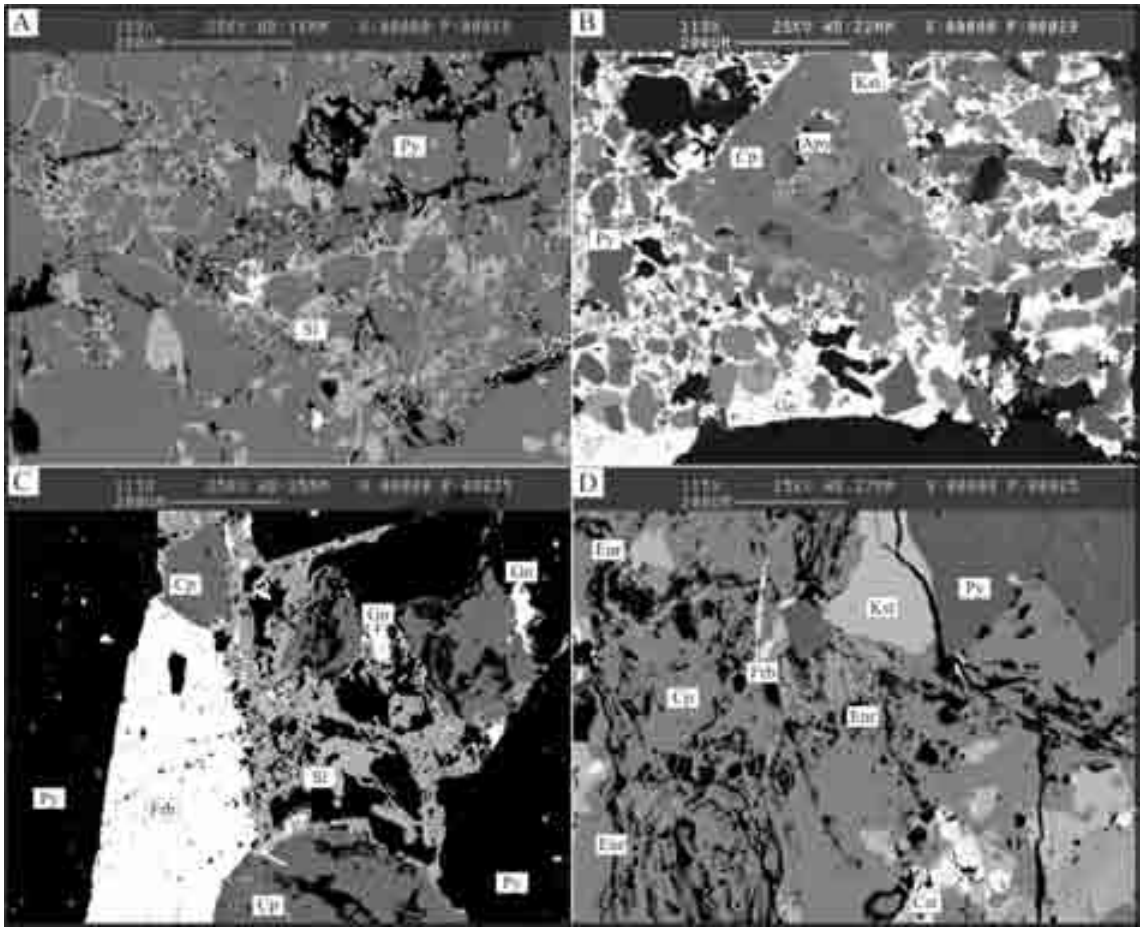


Figura 5-29 Fotomicrografías de secciones pulidas al microscopio electrónico (SEM) de la veta Ivonne. Referencias: Py (pirita), Asp (arsenopirita), Cp (calcopirita), Sl (esfalerita), Kst (ferrokësterita), Gn (galena), Frb (friebergita), Enr (enargita). A) Cristales de pirita brechados por esfalerita. B) Cristales de pirita, calcopirita, arsenopirita y ferrokësterita brechados por galena. C) Venilla de esfalerita, freibergita y galena cortando cristales de pirita y calcopirita. D) Pequeños cristales de enargita y venillas de freibergita cortando minerales del estadio I.

dentro de los cristales. Otros cristales presentan abundantes inclusiones de calcopirita con forma de gotas orientadas en los planos de macla o clivaje de los cristales. También se reconocieron inclusiones de pirrotina y cristales aciculares póstumos de marcasita. Rellenando fracturas en la esfalerita y la pirita pobre en As, se reconocen cristales tardíos de ferrokësterita. La galena también es muy abundante y se encuentra intercrecida con la esfalerita, formando cristales euhedrales a subhedrales de hasta centímetros generalmente límpidos. También se reconocieron pero menos abundantes cristales hipidiomórficos de freibergita de entre 100 y 500 μm rellenando fracturas, cristales alotriomorfos de argentotennantita (< 20 μm), tetraedrita rica en Zn (< 20 μm) remplazando a la bournonita y tetraedrita rica en Ag (<1 μm) rellenando fracturas en la

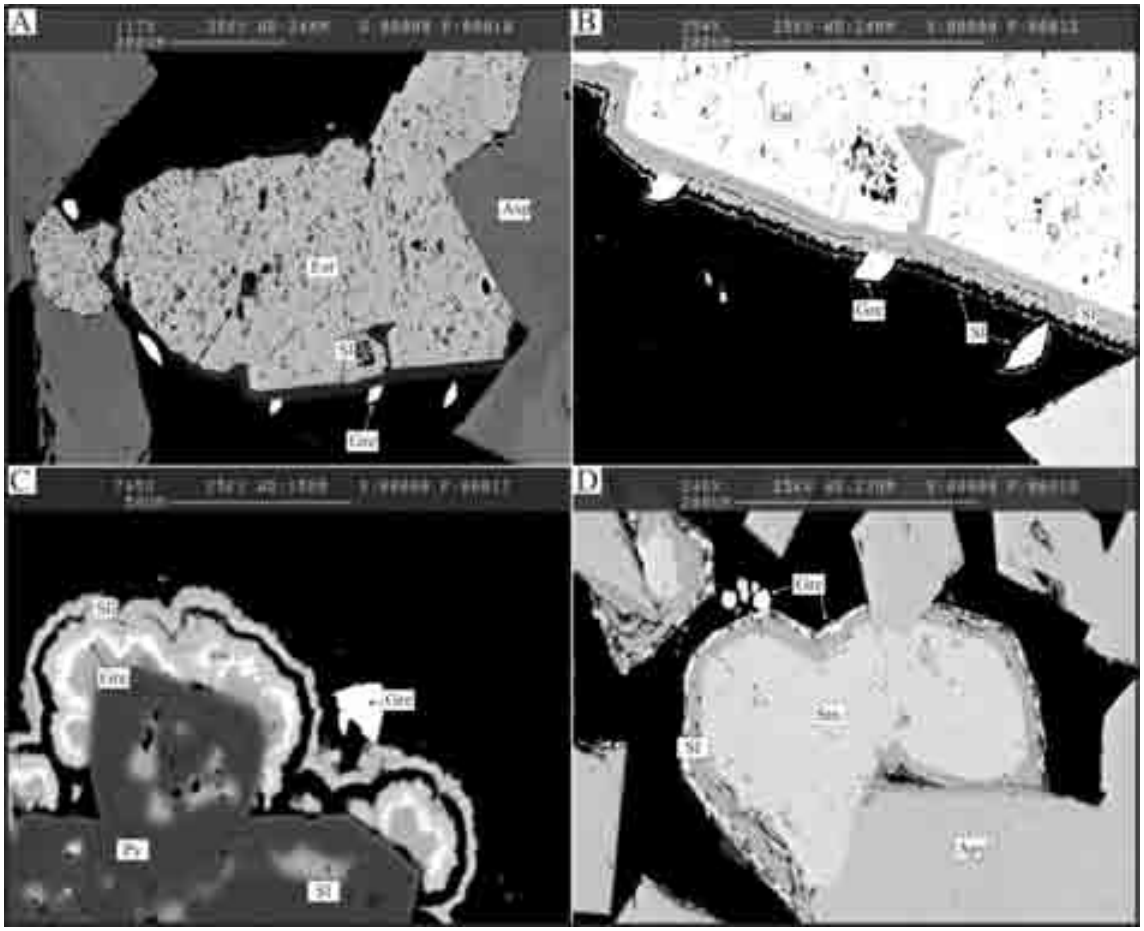


Figura 5-30 Fotomicrografías de secciones pulidas al microscopio electrónico (SEM) de la veta Ivonne. Referencias: Py (pirita), Asp (arsenopirita), Sl (esfalerita), Est (estannita), Gre (greenockita). A) Cristal de estannita rodeado por esfalerita botroidal con cristales idiomórficos de greenockita también inmersos en la esfalerita. B) Detalle de A donde se observa claramente las bandas de esfalerita botroidal rodeando a la greenockita. C) Cristal de pirita rodeado por esfalerita y greenockita botriodal y cristales idiomórficos de greenockita. D) Cristal de estannita rodeado por una banda de esfalerita botroidal, po encima una banda de greenockita botroidal y cristales idiomórficos de greenockita.

esfalerita o reemplazando sulfosales de Ag. También asociado a este estadio se encontraron sulfosales de Ag y Pb que no pudieron ser determinadas como minerales conocidos. En forma muy minoritaria se detectaron cristales tardíos de enargita formando finas vetillas (<50 µm) o en los planos de exfoliación de la galena (Fig. 5-29). El tercer estadio esta representado por la presencia de esfalerita pobre en Fe y greenockita que en general se encuentran rellenando pequeñas fracturas o cavidades de minerales de los estadios anteriores. La esfalerita se encuentra depositada formando sobrecrecimientos rítmicos en cristales de pirita y estannita en geodas o drusas. Es criptocristalina y forma agregados radiales conformando botroides y bandeado botroidal

a coloforme. Se reconoció la presencia de cristales criptocristalinos de entre 5 y 20 µm con forma botroidal de greenockita formando bandas dentro del bandeado botroidal de la esfalerita. También se reconocieron cristales idiomórficos con forma piramidal en su extremo superior de hasta 20 µm y en algunos casos se encuentran rellenando huecos entre cristales o fracturas o apoyados sobre la esfalerita bandeada (Fig. 5-30).

Química mineral

Estudios detallados de microsonda han sido realizados para determinar distintas especies minerales no reconocidas por otras microscopia y para caracterizar y determinar la composición química y distribución de los elementos en distintos minerales de los tres estadios de precipitación. En la tablas 5-31, 5-32 y 5-33 se muestran los valores promedios de análisis de microsonda para distintos minerales de cada estadio respectivamente.

Tabla 5-31 Valores promedios de análisis de microsonda electrónica en los principales minerales del estadio I. Valores en wt.%.

	Calcopirita	Arsenopirita	Casiterita	Ferrokësterita	Esfalerita	Bournonita	Owyheeita	Giesenita	Ourayita
n	*11*	*4*	*18*	*67*	*14*	*14*	*4*	*4*	*4*
S	34.00	19.74		28.85	33.02	19.32	17.45	18.23	16.51
Mn	0.01	0.02	0.07	0.12	0.35		0.11		
Fe	28.48	33.82	0.70	10.94	7.06	0.17	0.24	0.05	0.16
Zn	0.37	1.89		4.33	57.62	0.46	0.22	0.04	0.44
Ge	0.03	0.03		0.01	0.00	0.05	0.04	0.06	0.04
Cd	0.02	0.01		0.09	0.43	0.04	0.06	0.03	0.14
In	0.06	0.01	0.22	0.51	0.22	0.03		0.01	
Sn	0.71	0.02	78.06	26.22		0.27	0.12	0.22	0.04
Cu	33.89	0.04		27.95		13.77	1.79	0.77	0.93
Ag	0.06	0.02				0.11	2.16	0.91	7.06
As	0.07	45.20				0.35		0.38	
Sb	0.04	0.25				24.79	11.40	22.45	0.85
Pb	0.11	0.03				40.83	44.63	51.59	31.37
Bi	0.23					0.34	17.89	0.61	43.42
Ta			0.09						
O			21.33						
Total	97.75	101.07	100.47	99.04	98.70	100.84		95.35	100.96

Tres tipos de concentraciones de In han sido distinguidas, el primer tipo se asocia a minerales del primer estadio de precipitación, concentrándose en la ferrokësterita con valores de hasta 3,02 wt.% y un promedio de 0,51 wt.%, y en menor medida en la esfalerita y casiterita y como traza en la calcopirita y bournonita (Tabla 5-34).

Tabla 5-32 Valores promedios de análisis de microsonda electrónica en los principales minerales del estadio II. Valores en wt.%. *n* = número de mediciones.

	Esfalerita	Galena	Ferrokësterita	Tetraedrita	Enargita
n	*14*	*5*	*4*	*8*	*10*
S	33.05	13.45	29.19	24.04	27.95
Mn	0.56	0.00	0.16	0.02	0.03
Fe	8.29	0.38	12.00	1.64	1.14
Zn	56.08	0.17	3.66	5.62	4.41
Ge		0.07		0.03	0.01
Cd	0.50	0.04	0.05	0.07	1.12
In	0.47	0.01	0.09	0.02	0.08
Sn	0,52	0.06	26.88	0.33	0.06
Cu	1,11	0.07	27.96	37.70	43.92
Ag		0.51		0.76	0.67
As		0.04		0.64	18.79
Sb		0.09		27.86	0.58
Pb		85.46		0.47	1.33
Bi				0.07	
Total	100,68	100.37	99.99	99.27	100.09

	Esfalerita	Greenockita
n	*12*	*5*
S	31.80	21.84
Mn	0.01	0.01
Fe	0.49	0.39
Zn	63.54	3.34
Cd	0.52	71.98
In	0.06	3.07
Total	96.42	100.638

Tabla 5-33 Valores promedios de análisis de microsonda electrónica en los principales minerales del estadio III. Valores en wt.%. *n* = numero de mediciones.

Tabla 5-34 Valores promedios de análisis de microsonda de In en minerales de los tres estadios.

Valores In	Estadio 1			Estadio 2		Estadio 3
	Casiterita	Ferrokësterita	Esfalerita	Esfalerita	Ferrokësterita	Greenockita
n	*18*	*67*	*4*	*14*	*4*	*5*
Promedio	0.22	0.51	0.34	0.47	0.09	3.07
Máximo	0.36	3.02	0.55	2.56	0.16	3.63
Mínimo	0.14	0.04	0.11	0.01	0.04	1.92

Se realizaron mapeos cuantitativos con microsonda electrónica (*quantitative electron microprobe image*) para determinar la distribución espacial de S, Fe, Zn, Cd, In, Mn, Cu y Sn en cristales de ferrokësterita y casiterita. Se observa claramente que las mayores concentraciones de In se presentan en la ferrokësterita, distribuidas homogéneamente en todo el cristal, mientras que en el cristal de casiterita la presencia de In es muy baja pero también presenta una distribución homogénea (Fig. 5-35). La concentración del In

principalmente en la ferrokësterita y en menor medida en la casiterita indica claramente la afinidad que presenta el In, en este estadio, con el Sn.

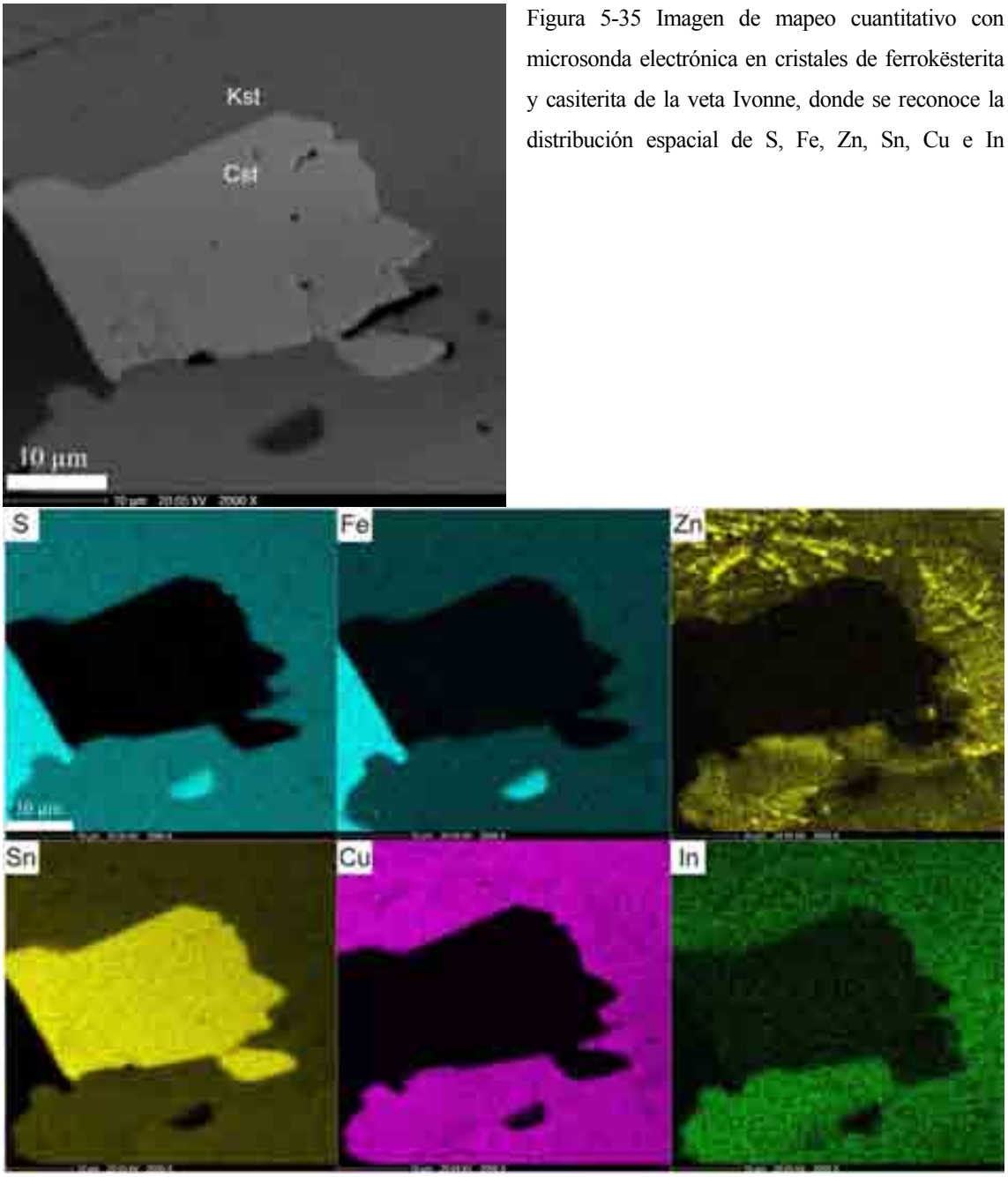


Figura 5-35 Imagen de mapeo cuantitativo con microsonda electrónica en cristales de ferrokësterita y casiterita de la veta Ivonne, donde se reconoce la distribución espacial de S, Fe, Zn, Sn, Cu e In

Los diagramas binarios para distintos elementos de análisis de microsonda en casiterita muestran una correlación positiva entre el In y el Fe (Fig. 5-36A) y una correlación negativa entre el In el Sn (Fig. 5-36B), mostrando una sustitución del In y Fe por Sn. En la ferrokësterita se da una correlación negativa entre el In y el Sn y Cu (Fig. 5-36C y D), evidenciando una sustitución catiónica entre estos elementos.

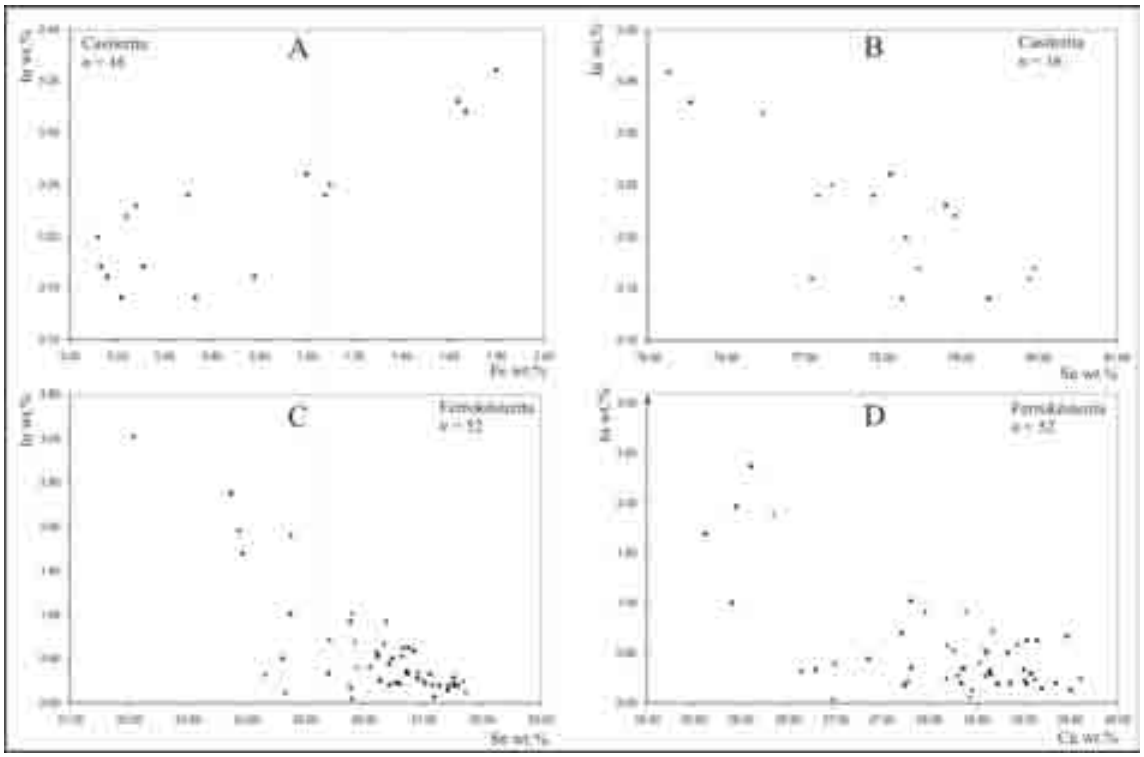


Figura 5-36 Diagramas binarios de In-Fe, In-Sn de análisis de microsonda en casiterita e In-Sn y In-Cu en ferrokësterita del estadio I.

El segundo tipo de concentración de In se asocia al segundo estadio, casi exclusivamente a la esfalerita rica en Fe y se encuentra como traza en la ferrokësterita y enargita (Tabla 5-34). Las esfaleritas muestran contenidos de In que varían entre 0,47 y 2,56 wt.% e importantes valores de Fe, Cd y Mn (Tabla 5-32). El In y Cu presentan una correlación negativa con el Zn+Fe (*r*= -0,87 y *r=-0,98;* Fig. 5-37A y B) y se correlaciona positivamente con el Cu (*r*= -0,82; Fig. 5-37C) y Cd (*r*= -0,60; Fig. 5-37D), lo que refleja una sustitución estructural entre Zn+Fe, por In, Cu y Cd en la esfalerita según la substitución combinada entre CuIn↔2(Zn,Fe) (**Sinclair *et al.*, 2006**). En el mapeo cuantitativo con microsonda electrónica realizado en un cristal de esfalerita con una zonación incipiente (Fig. 5-38), se observa que la distribución espacial del In marca claramente una zonación concentrándose en bandas paralelas y alternantes coincidentes con las bandas claras que se ven en el cristal en la microfotografía. El Zn presenta una distribución homogénea pero con menores concentraciones en las bandas rica en In. El Cd se concentra homogéneamente en todo el cristal mientras que el Sn también presenta una distribución homogénea pero con una leve mayor concentración en las bandas ricas en In. Estos datos indican que la concentración de In aparece

asociado la mineralización rica en Zn presentándose en esfalerita pero con una correlación negativa con el Zn a nivel mineralógico.

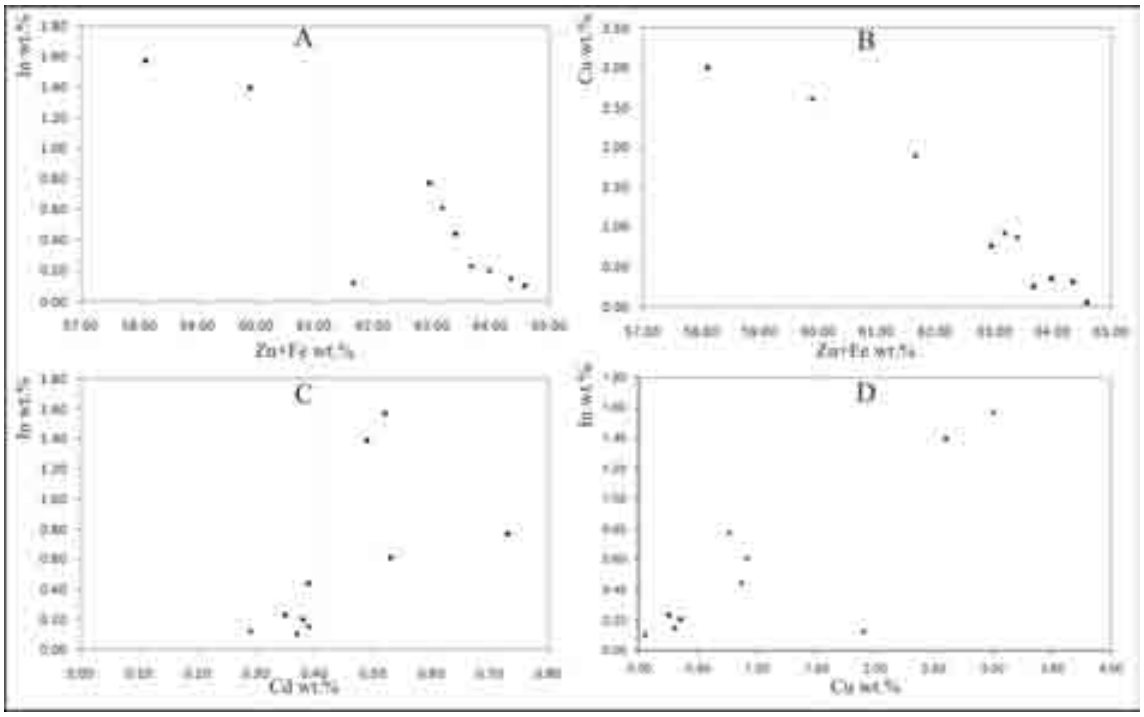


Figura 5-37 Diagramas binarios de Zn+Fe-In, Zn+Fe-Cu, In-Cd, In-Cu de análisis de microsonda en esfalerita del estadio II. n=10.

El tercer tipo de concentración de In se da en el estadio III de precipitación de minerales, íntimamente relacionado a la greenockita (Tabla 5-33). En este mineral se determinaron las concentraciones más altas de In con valores de hasta 3,63 wt.% con un promedio de 3,07 wt.% y un mínimo de 1,92 wt.% (Tabla 5-34). La esfalerita asociada a este estadio presenta valores muchos más bajos de Fe y altos valores de Zn en comparación con la esfalerita del estadio II, mientras que el Cd se presenta en iguales proporciones y el In esta apenas presente como traza (Tabla 5-33)

En el mapeo cuantitativo con microsonda electrónica realizado en un bandeado botroidal de esfalerita y greenockita muestra que el In y Cd se concentran en la greenockita (Fig. 5-39) y presentan una correlación negativa (Fig 5-40) mostrando una sustitución catiónica entre ambos. La presencia de valores tan altos de In y el hábito, texturas y morfología que presentan la esfalerita y greenockita de este estadio, podrían estar mostrando una remobilización de los estadios anteriores, generando una concentración y depositación con la formación de estos minerales.

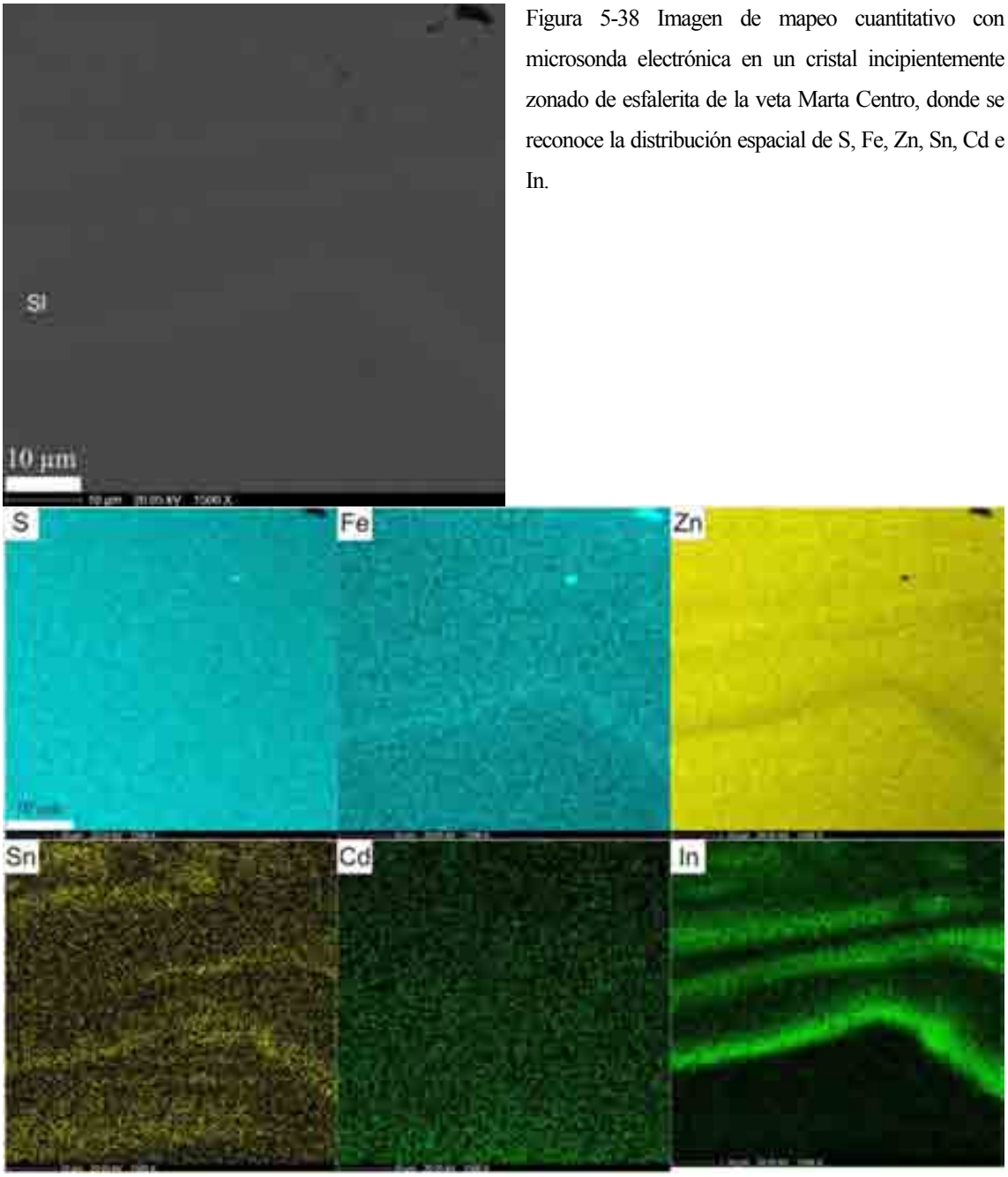


Figura 5-38 Imagen de mapeo cuantitativo con microsonda electrónica en un cristal incipientemente zonado de esfalerita de la veta Marta Centro, donde se reconoce la distribución espacial de S, Fe, Zn, Sn, Cd e In.

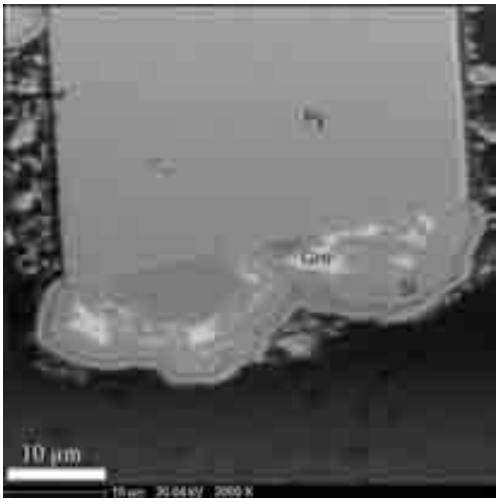


Figura 5-39 Imagen de mapeo cuantitativo con microsonda electrónica en un bandeado botroidal de greenockita y esfalerita de la veta Marta Centro, donde se reconoce la distribución espacial de S, Fe, Zn, Sn, Cd e In.

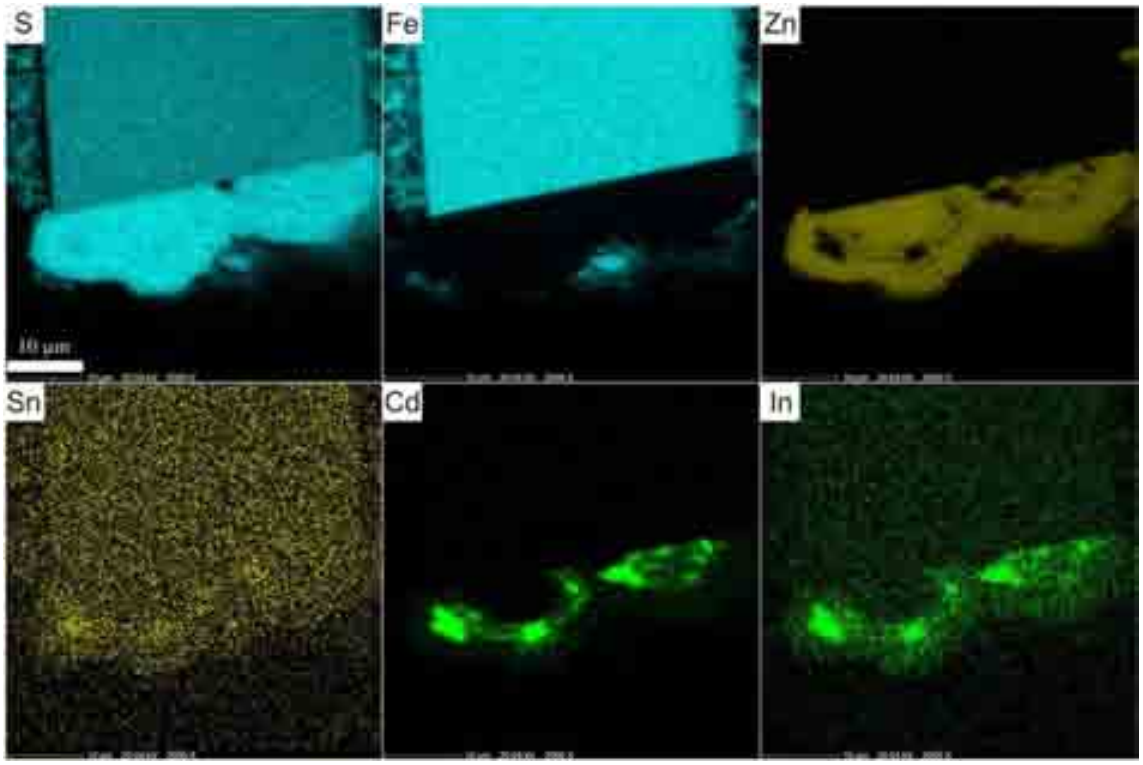
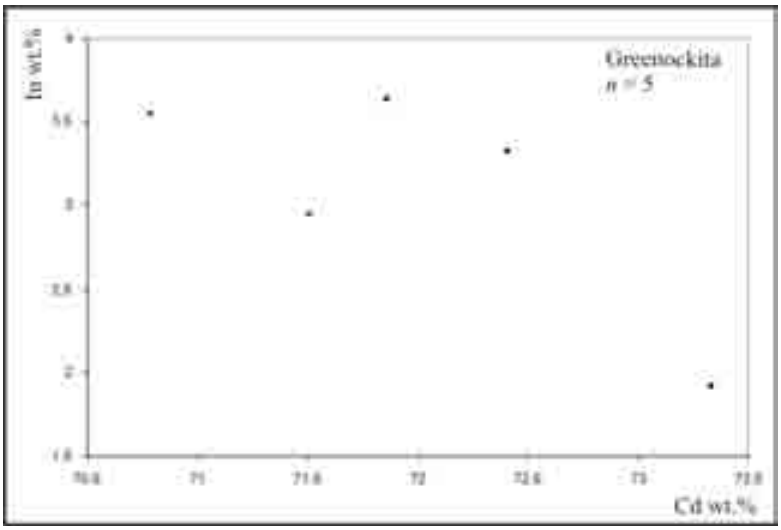


Figura 5-40 Diagrama binario de In-Cd de análisis de microsonda en greenockita del estadio III.



Secuencia de pulsos mineralizantes

A partir del estudio de las relaciones de corte y temporales entre los diferentes estadios mineralizantes reconocidos en superficie y testigos coronas de las perforaciones, la signatura geoquímica, mineralogía y química mineral, se definió un esquema de pulsos mineralizantes para las vetas de sulfuros. Esta mineralización está desarrollada en tres pulsos, un primer pulso (S_1) caracterizado por la presencia de una compleja mineralogía formada por pirita, arsenopirita, calcopirita, cuarzo, casiterita, wolframita, ferrokësterita, estannita, bournonita y sulfosales de Ag-Pb-Bi, con una signatura geoquímica de Cu, Au, As, Sn, In, W y Bi. El In se encuentra asociado al Sn y se presenta principalmente en la estrucutura de la ferrokësterita y en menor media a la casiterita y estannita. Este pulso presenta su mayor desarrollo en la veta Ivonne pero esta presente en menor medida en la mayoría de las vetas de sulfuros, en general brechado y formando clastos. El segundo pulso (S_2) presenta una signatura geoquímica de Zn, Pb, Ag, In, Cd y Sb y está formado principalmente por esfalerita rica en Fe y galena y en menor medida ferrokësterita, tetradrita, argentotenantita, freibergita, pirrotina, marcasita, bornita, enargita y sulfosales de Ag-Pb. En este pulso se concentran los mayores valores de In el cual se asocia principalmente al Zn, formando parte de la estructura cristalina de la esfalerita y en menor medida asociado al Sn en la ferrokësterita. Es el pulso más desarrollado en Marta Centro y es importante en la mayoría de las demás vetas de sulfuros.

Tabla 5-41 Principales características de los pulsos mineralizantes de la vetas de sulfuros.

	Texturas	**Signatura geoquímica**	**Minerales mayoritarios**	**Mineralogía asociada**	**Concentración de In**	**Vetas**
S_1	Masivas (bandeadas, brechas)	Sn-W-Bi-Au-Cu-Au-As-In	pirita, arsenopirita, calcopirita	cuarzo, casiterita, wolframita, ferrokësterita, estannita, bournonita, sulfosales de Ag-Pb-Bi	Presente en la ferrokësterita y casiterita asociado al Sn	Ivonne
S_2	Masivas, bandeados, brechas	Zn, Pb, Ag, In, Cd y Sb	esfalerita rica en Fe, galena	ferrokësterita, tetradrita, freibergita, enargita, sulfosales de Ag-Pb	Presente en la esfalerita asociado al Zn	Marta Centro
S_3	Bandeados coloformes botroidales (microscopicas)	-	grenockita, esfalerita pobre en Fe	-	Presente en la greenockita asociado al Cd	Ivonne Marta Centro

El tercer pulso (S_3) posiblemente este formado a partir de una remobilización de los pulsos anteriores y está constituido por esfalerita pobre en Fe y greenockita formando bandeados botroidales de pocos micrones, rellenando cavidades o rodeando cristales de los pulsos anteriores, presentándose en la mayoría de las vetas. El In está presente en la estructura cristalina de la greenockita.

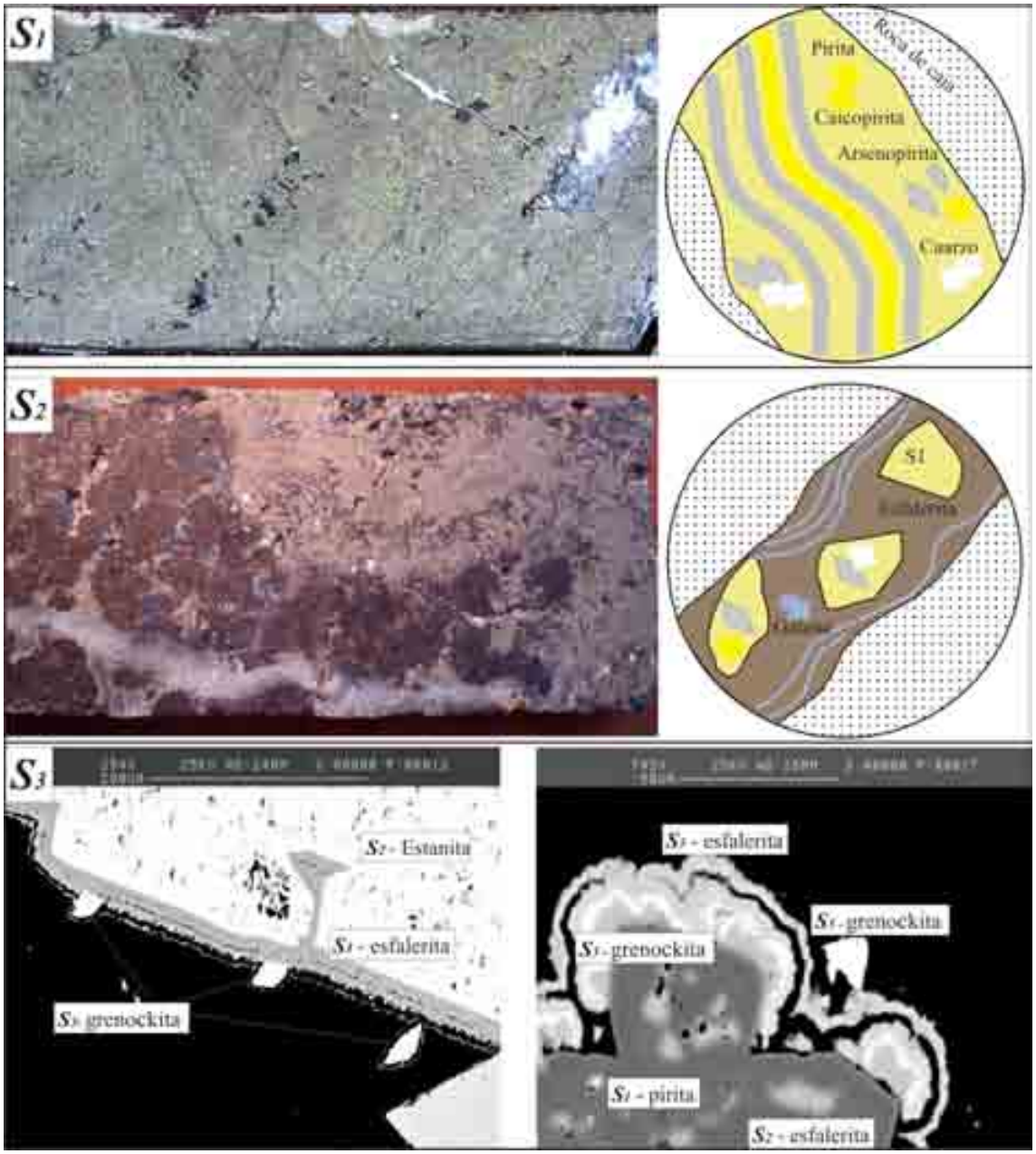


Tabla 5-42 Principales características y relaciones entre de los pulsos mineralizantes de la vetas de sulfuros.

Vetas de cuarzo

Caracterización de vetas en superficie

A diferencia de las vetas de sulfuros, las vetas de cuarzo generan afloramientos resistentes a la meteorización y la erosión formando crestones, crestones subaflorantes, y fragmentos de vetas dispersos y alineados denominados *floats*. Estas vetas representan los afloramientos destacados de la zona de estudio, llegando a presentar hasta 25m de espesor y 2.000m de longitud. En las mismas se reconocen distintos pulsos y texturas de cuarzo, algunos sulfuros diseminados y arcillas. La geoquímica de suelos y trincheras (que serán tratadas en detalle para cada veta) muestran importantes anomalías de Ag, Au, Sb, As, Hg, Cu y Pb.

La veta Marta Este presenta un azimut general N330°, mientras que en su terminación norte, al juntarse con la veta Katy, cambia a N300º y en la terminación sur también presenta un azimut N300º al unirse con la veta Marta Centro. Inclina 60° al SO y tiene una longitud de ~780m. La estructura principal de esta veta está formada por numerosas ramas subparalelas, que tanto en el sector sur como en el sector norte forman dos estructuras bien definidas separadas entre si 20m (Fig. 5-43), siendo la rama oeste la principal con un espesor promedio de 1,5m y un máximo de 5m.

Los afloramientos se caracterizan por formar crestones continuos de pocos cm de altura y que por sectores forman estructuras subaflorantes desconectadas y *floats* (Fig. 5-44). Se reconocieron tres pulsos de cuarzo, un primer pulso de cuarzo gris oscuro, macizo a sacaroide, con cavidades rellenas de óxidos y limonitas, y pirita, galena, calcopirita y oro visible diseminados. Se encuentra formando brechas con clastos de la roca de caja y también como vetillas y es el pulso más representado en la veta. Este pulso es cortado por cuarzo blanco a gris con bandeado crustiforme a coloforme con texturas cocardas y pseudomorfos de calcita, formando brechas y vetillas de cuarzo blanco cristalino con textura en peine. Posteriormente un vetilleo de silíceo ferruginoso y vetillas de óxidos de Mn forman una brecha con clastos de los anteriores pulsos (Fig. 5-45).

Marta Sur es la veta de mayores dimensiones de la zona con un espesor de hasta 25m y sectores con varias ramas subparalelas donde alcanza 55m. Su longitud es de 2.150m y su azimut es N305º e inclinación 60º SO variando, en el sector norte, a N345º e inclinando 70º SO (Fig. 5-46 y 47). Se reconocen tres sectores dentro de la veta con distintas texturas de cuarzo: el sector sur presenta dos ramas paralelas que están

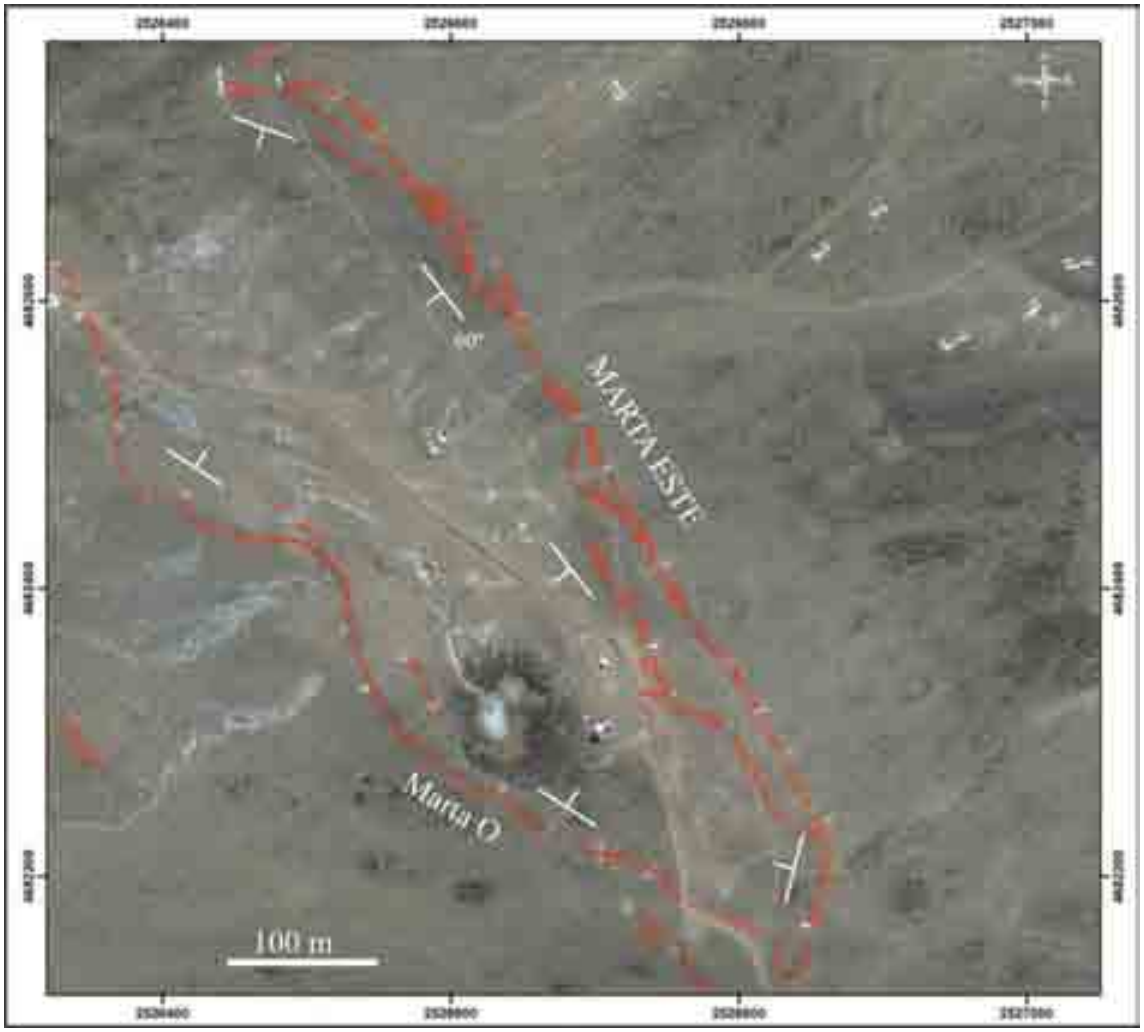


Figura 5-43 Mapa de detalle de la veta Marta Este.

Figura 5-44 A) Afloramientos de veta Marta Este. B) Detalle de afloramientos.

caracterizadas por la presencia de cuarzo blanco a grisaceo con texturas en peine, cocardas, geodas y escasos pseudomorfos de calcita. En menor medida presenta cuarzo

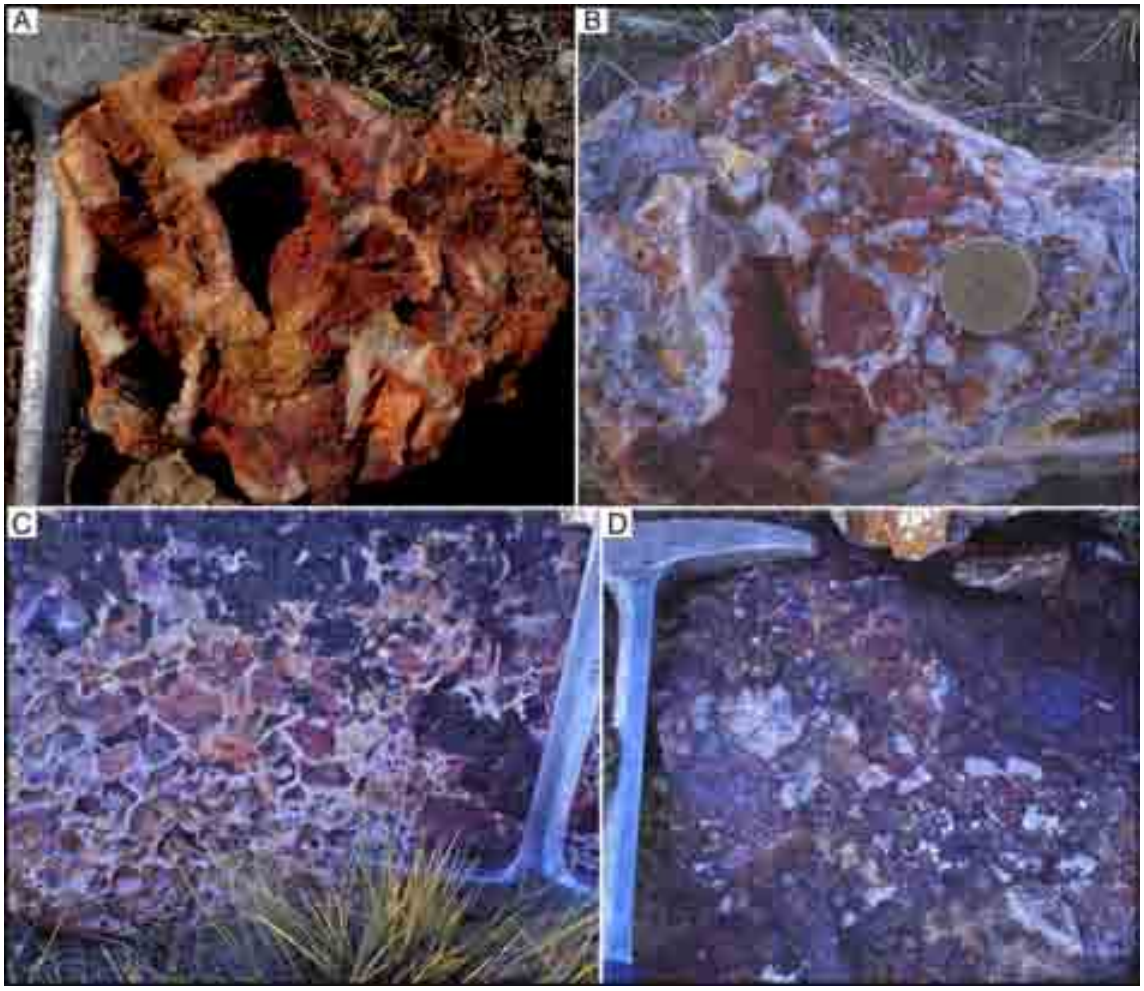


Figura 5-45 A) Brecha de cuarzo blanco cristalino con clastos de óxidos. B) Cuarzo gris sacaroide con clastos con oxidación. C) Brecha de cuarzo blanco con clastos de roca de caja y oxidos. D) Brecha sílice ferruginoso y Mn con clastos de cuarzo y roca de caja.

gris con rellenos de óxidos y pirita. En el sector medio se reconocen los afloramientos más importantes de la veta formados por varias ramas subparalelas. Son brechas y vetillas de cuarzo blanco a gris macizo a sacaroide que pasan a cristales de hasta 30cm de longitud que forman texturas en peine y bandeados crustiformes y cocardas. Vetillas y brechas de óxidos de Fe-Mn y de sílice ferruginosa cortan al cuarzo.

El sector norte se caracteriza por vetas y vetillas de cuarzo blanco, gris, calcedonia blanca y, arcillas en bandeados coloformes y cocardas y en menor medida bandeado crustiforme (Fig. 5-47 y 48).

La veta Marta Norte presenta una longitud total de 4.484m sumando afloramientos discontinuos, siendo la zona central la de mayor desarrollo de afloramientos con una longitud de 780m. Su azimut general es N320° a N300º y su inclinación promedio es de 70º al SO. Hacia el norte la estructura termina sobre el intrusivo Cerro León y hacia el

Figura 5-46 Mapa de detalle de la veta Marta Sur.

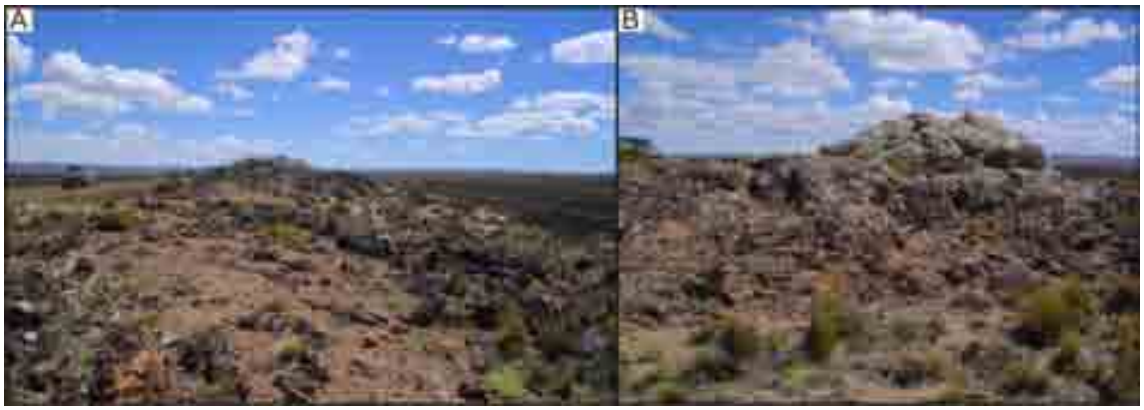


Figura 5-47 A) Afloramientos de veta Marta Sur. B) Detalle de afloramientos.

sur se continúa en la veta Savary (Fig. 5-49). La estructura en general es subaflorante con el desarrollo de algunos crestones que están formados por una brecha de sílice ferruginosa de coloración castaña a anaranjada y brecha de óxidos de Mn que presenta

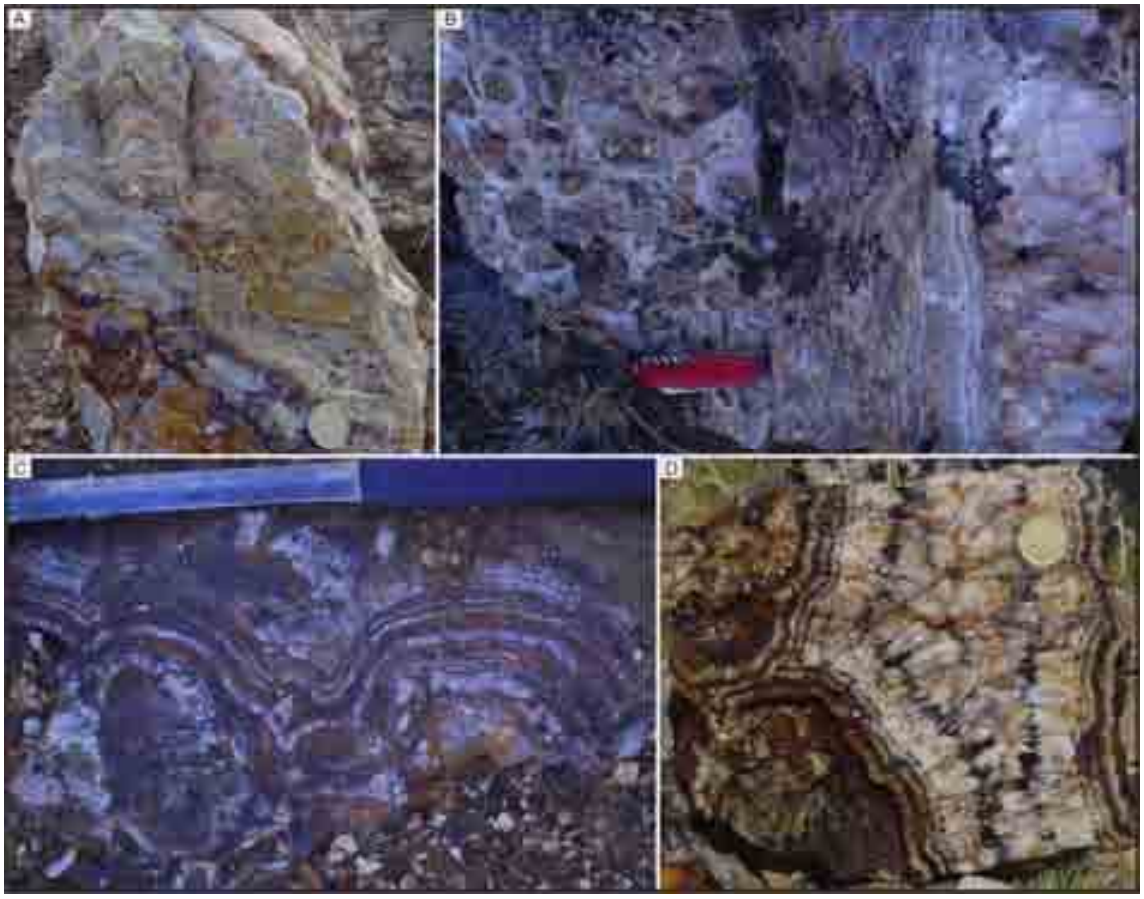


Figura 5-48 A) Bandeado coloforme de cuarzo blanco, cuarzo gris y calcedonia. B) Veta de cuarzo con textura brechosa que pasa a bandeado crustiforme y textura en peine. C) Bandeado de cuarzo gris y rodocrosita óxidada. D) Veta con texturas cocardas y en peine.

clastos de cuarzo gris sacaroide con cavidades rellenas de óxidos, limonitas y pirita, clastos, vetillas y brechas de cuarzo blanco macizo a cristalino con texturas en peine y cocardas.(Fig. 5-50 y 51). Esta veta está afectada por fallas levógiras que fragmentan y desplazan partes de la veta hacia el oeste (Fig. 5-50 B).

Geoquímica de suelos

La geoquímica de suelos en la zona de la veta Marta Este muestra anomalías en Au, Ag Cu, Pb, As, Sb, Hg, y Cd (Fig. 5-52). A diferencia de las vetas de sulfuros donde no se detectaron valores anómalos de Ag, esta estructura presenta importantes concentraciones de Ag en los sectores centro y norte de la veta (Fig. 5-52A). El Au y Cu se concentran en el sector norte (Fig. 5-52A) mientras que el As, Sb, Hg (Fig. 5-52A y B) se ubican en el sector central y norte.

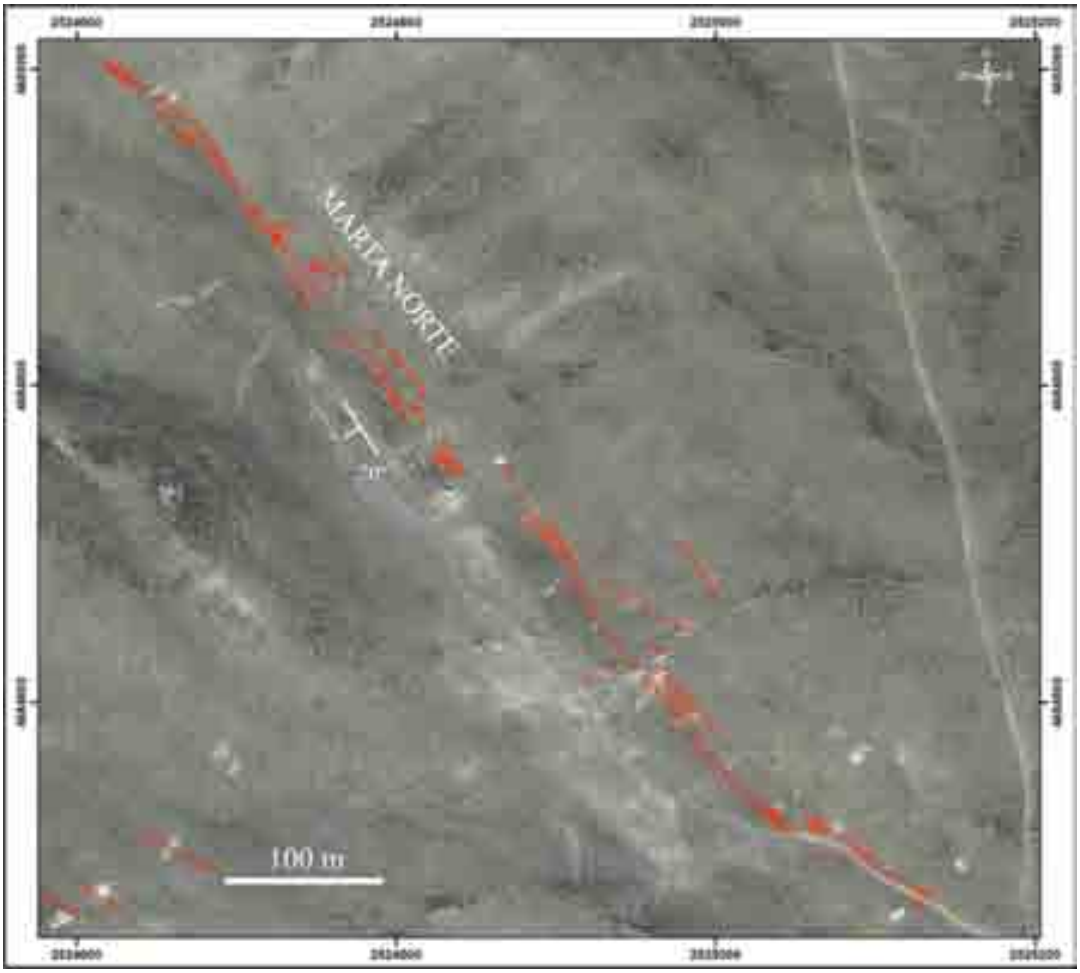


Figura 5-49 Mapa de detalle de la veta Marta Norte.

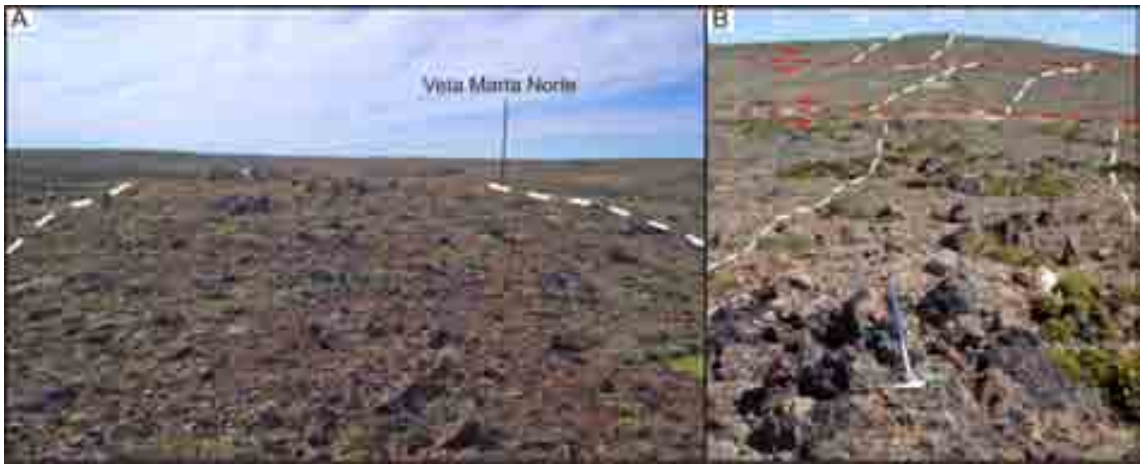


Figura 5-50 A) Afloramientos de veta Marta Norte. B) Fallas que afectan y desplazan la veta

El Pb se presenta en toda la veta con la mayor concentración también en el sector norte (Fig. 5-52B). Algunas anomalías menores de Cd se ubican en el sur y norte de la veta (Fig. 5-52B).

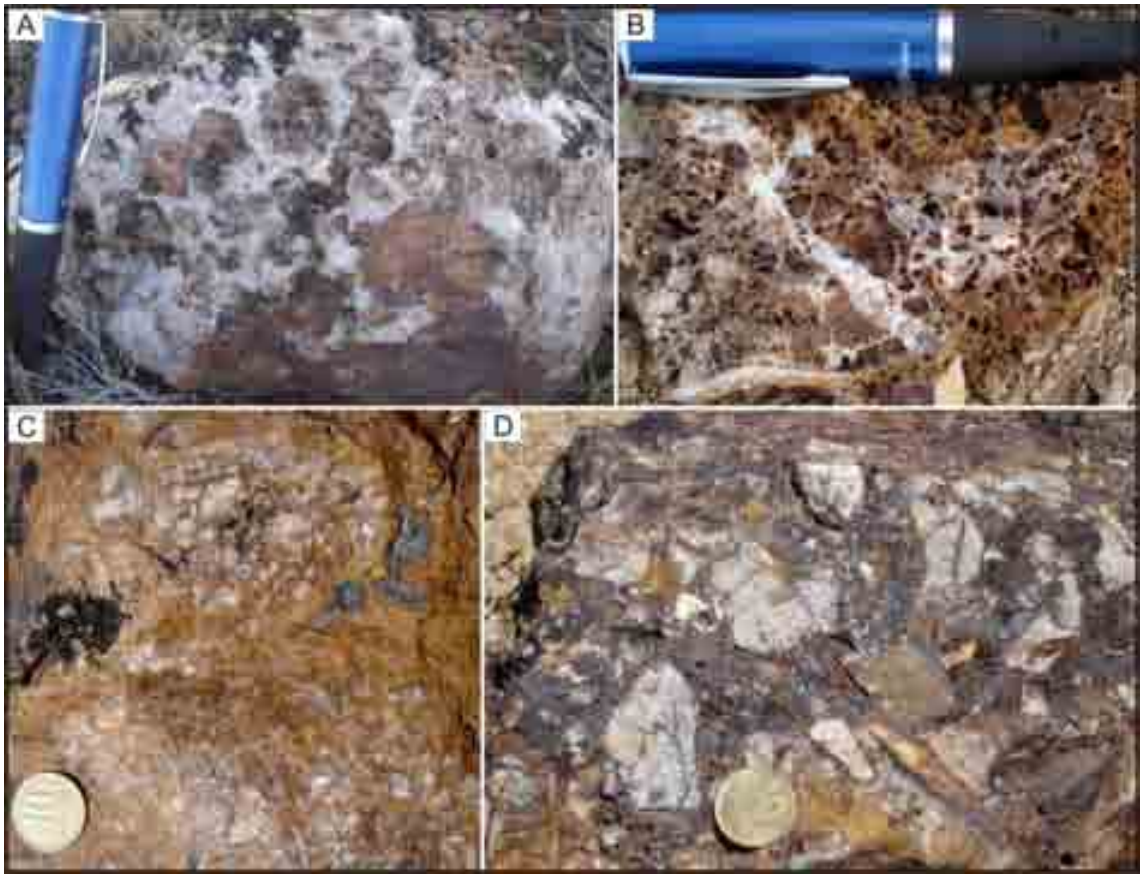


Figura 5-51 A) Brecha de cuarzo blanco cristalino a sacaroide con clastos de roca de caja. B) Brecha de cuarzo blanco sacaroide con clastos de oxidos. C) Brecha de sílice ferruginosa con clastos de cuarzo sacaroide. D) Brecha de óxidos de Mn con clastos de roca de caja, cuarzo blanco y sílice ferruginosa.

La zona de la veta Marta Sur presenta anomalías menores de Au y Cu que se concentran en el tramo norte de la veta casi en la unión con la veta Marta Centro. El Pb, Cd, As y Sb también se ubican en la unión con la veta Marta Centro, pero el Pb y Cd se concentran en el sector centro sur frente de la veta Ivonne Sur, pudiendo corresponder estas anomalías a al veta Ivonne Sur. La ausencia de valores anómalos de Au y las importantes anomalías de Ag en el sector centro-sur caracterizan a la veta Marta Norte (Fig. 5-53). El Cu, Pb y Sb presentan anomalías menores ubicadas también en el sector centro-sur de veta mientras que el As y Hg se concentran en el sur (Fig. 5-53).

Geoquímica de Trincheras

Los análisis geoquímicos de trincheras en las vetas de cuarzo muestran, al igual que las vetas de sulfuros, importantes anomalías en metales preciosos (Au-Ag), metales base (Pb-Zn-Cu) y metales trazadores (As-Sb).

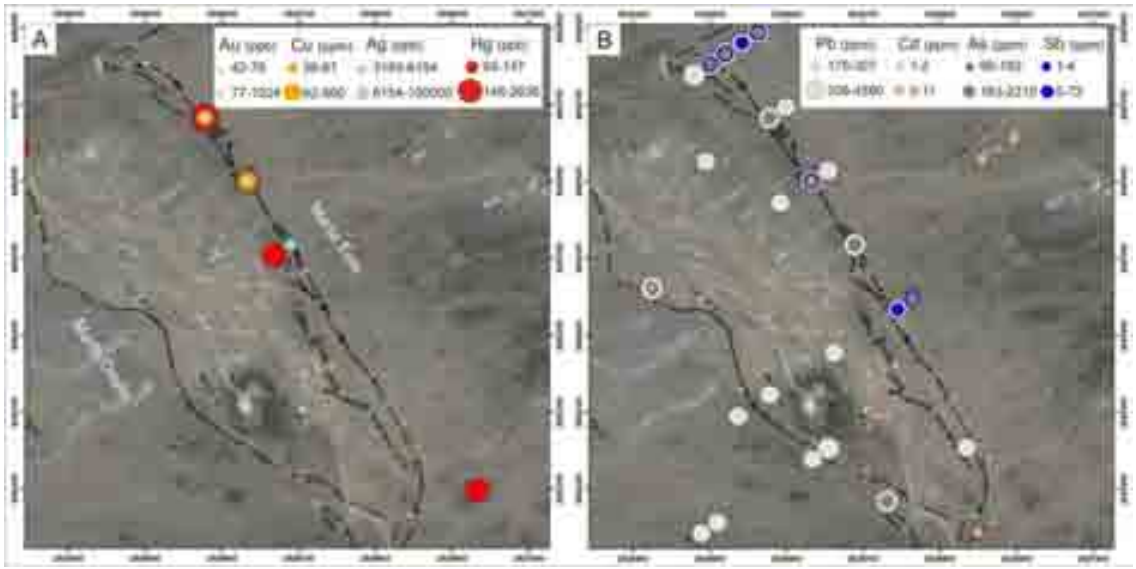


Figura 5-52 Mapa de anomalías de suelos en la veta Marta Este.

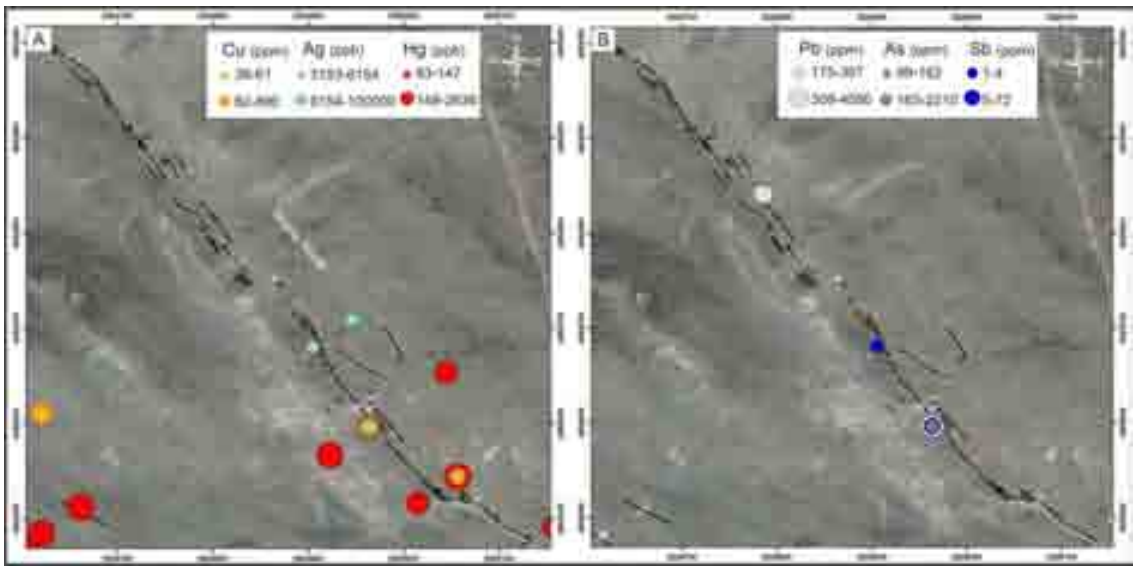


Figura 5-53 Mapa de anomalías de suelos en la veta Marta Norte.

En Marta Este las anomalías de Au y Ag muestran una concentración en el sector norte y el sector sur de la veta, mientras que el As, Sb, Pb y Cu se presentan principalmente en el sector norte con algunas anomalías menores en el sector centro-sur. Estas anomalías definen claramente dos zonas ricas en metales, la zona norte y la zona centro-sur de la estructura (Fig. 5-54).

Las principales anomalías en Marta Sur coinciden con el mayor desarrollo de la veta en superficie, en donde se concentran el Au, Ag, Cu, Pb y Zn (Fig. 5-55). Anomalías de Sb, As, Pb y Cu se registran en la intersección entre Marta Sur e Ivonne Sur (Fig. 5-55).

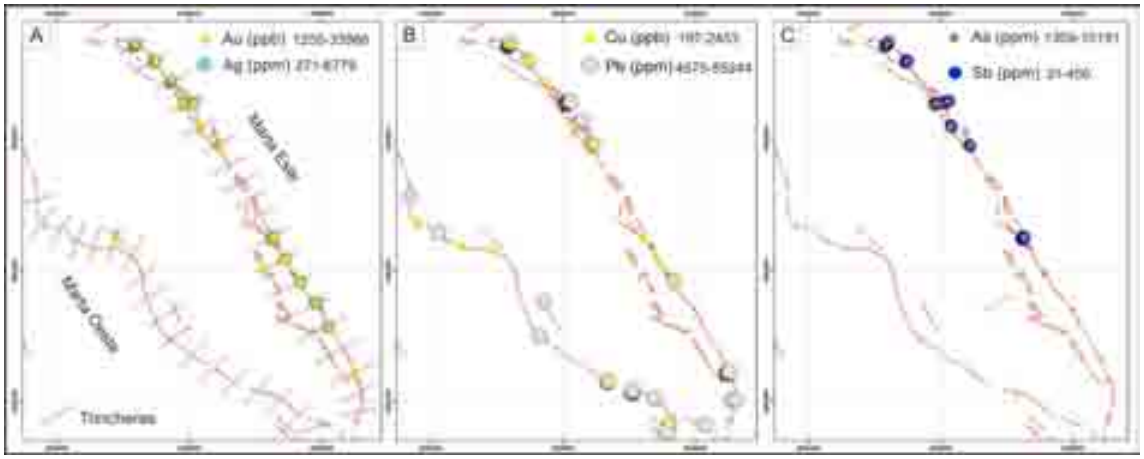


Figura 5-54 Mapa de anomalías de trincheras en veta Marta Este.

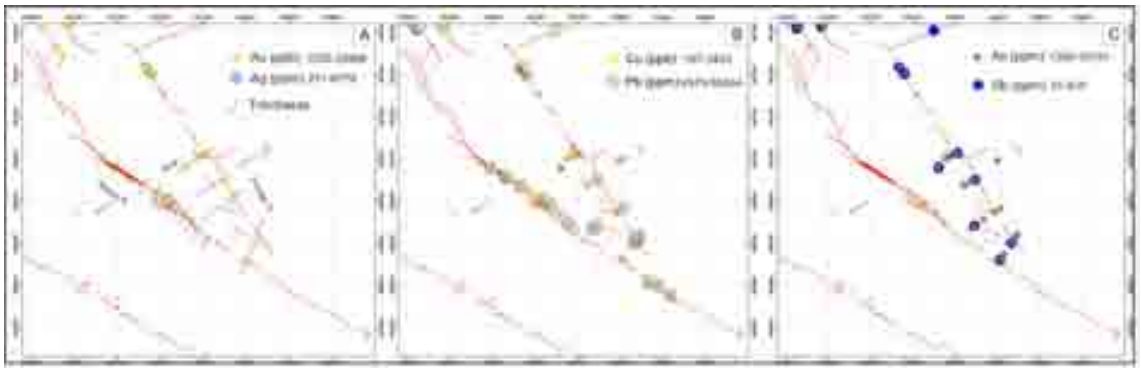


Figura 5-55 Mapa de anomalías de trincheras en veta Marta Sur.

En Marta Norte las mayores anomalías son de Ag, ubicándose en el sector centro-sur de la veta al igual que el Au, Cu y Sb mientras que el Pb y As se concentran en el sur de la estructura (Fig. 5-56).

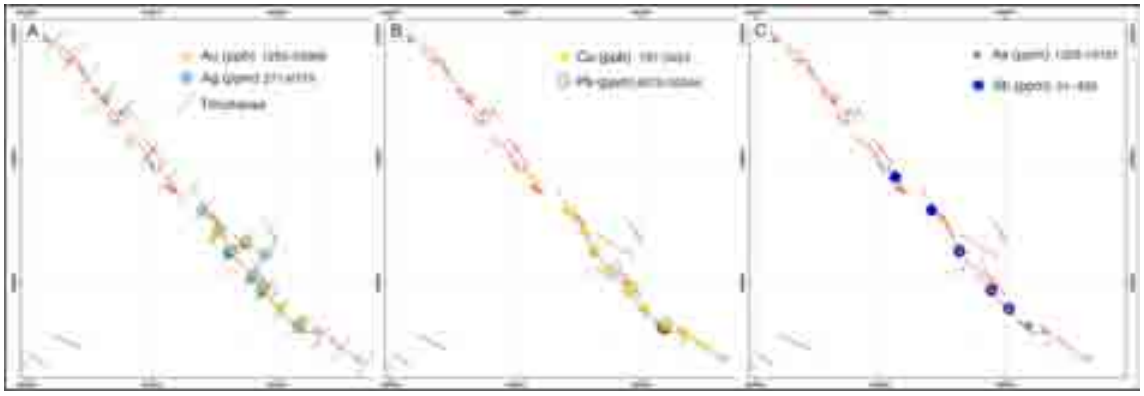


Figura 5-56 Mapa de anomalías de trincheras en veta Marta Norte

El hecho de que no se registren valores anómalos de Cd-In-Bi en las vetas de cuarzo, indican una diferencia en la signatura geoquímica de superficie en comparación con las vetas de sulfuros.

Geofísica

Los valores de resistividad encontrados escasamente superan los 500 ohm/m, debido posiblemente a la relativa alta porosidad de las rocas encajantes. Si bien las anomalías de resistividad alta (> 1.000 ohm/m) suelen asociarse a vetas de cuarzo, las encontradas en la zona de estudio fueron en su mayoría puntuales y dispersas, coincidentes en algunos casos con tramos de las vetas pero no marcando claramente a las estructuras identificadas en superficie. Por otro lado la inducción polarizada marca anomalías de cargabilidad de menores dimensiones (con respecto a las vetas de sulfuros) asociadas a sectores de las vetas de cuarzo. Para el sector de la veta Marta Este, los mapas de isoresistividad muestran la presencia de tres anomalías, una en el sector norte, otra en el sector central y la de mayor intensidad en la unión entre las vetas Marta Este, Marta Oeste y Marta Centro (Fig. 5-57). Los mapas de isocargabilidad muestran la presencia de dos importantes anomalías, una ubicada inmediatamente al norte de la anomalía norte de resistividad y otra inmediatamente al sur de la anomalía sur de resistividad. Las anomalías de cargabilidad muestran una inclinación hacia el oeste. La geoquímica de superficie muestra importantes valores de Ag, Au, Cu, Pb, As y Sb asociados tanto en las anomalías de resistividad como de cargabilidad.

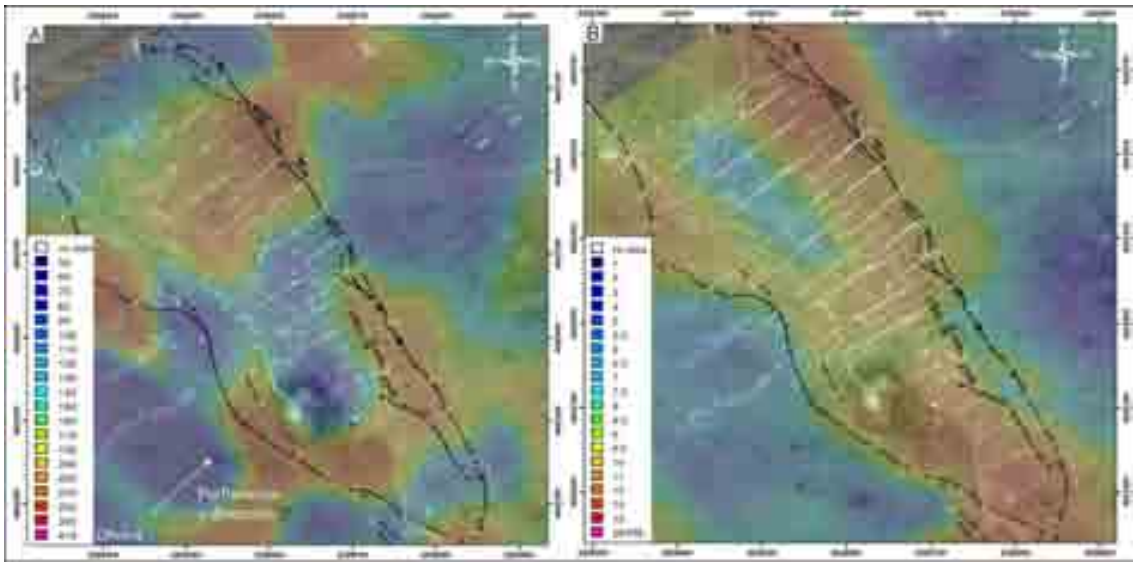


Figura 5-57 A) Mapa de isorresistividad y B) Mapa de isocargabilidad a nivel -75 m de la veta Marta Este y ubicación de perforaciones.

En Marta Sur (Fig. 5-58) se registraron importantes anomalías de resistividad principalmente asociadas con las zonas de mayores afloramientos en superficie, tanto en el sector centro-norte como en el sector central, coincidiendo con las principales anomalías Au, Ag, Cu y Pb de geoquímica de superficie. Anomalías de cargabilidad también se asocian a esta estructura, reconociéndose una zona con valores de hasta 28ms en el sector centro-norte asociada a anomalías de Au, Ag, Cu, Pb y Zn, una zona en cercanías de la veta Ivonne Sur con valores mayores de 70mv/v y valores anómalos de Sb, As, Cd y Pb. En la zona con la unión con Marta Centro se registra una anomalía menor intensidad con algunos valores de Cd y As.

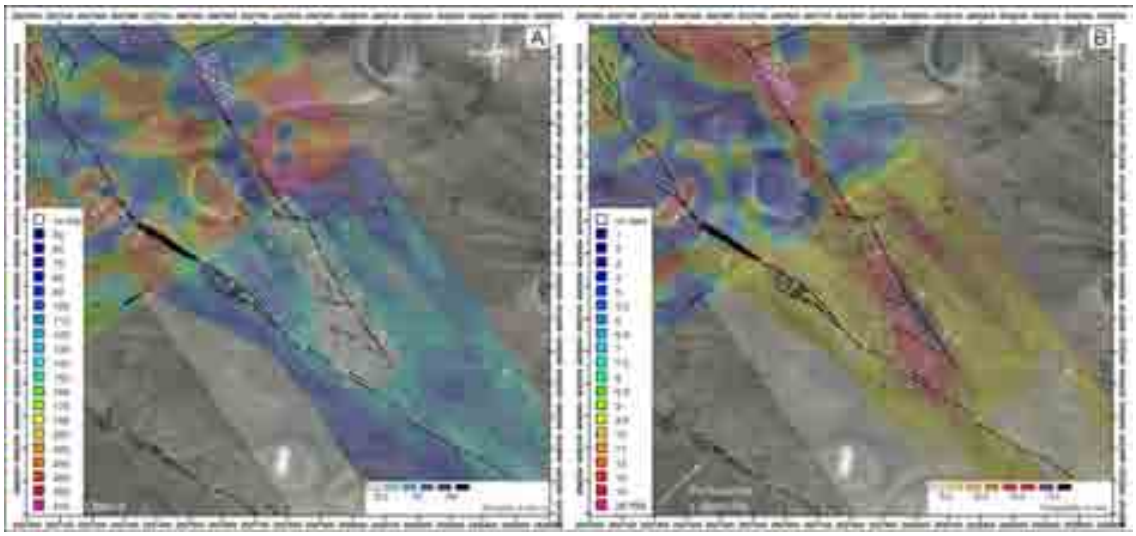


Figura 5-58 A) Mapa de isorresistividad y B) Mapa de isocargabilidad a nivel -75 m de la veta Marta Sur y ubicación de perforaciones.

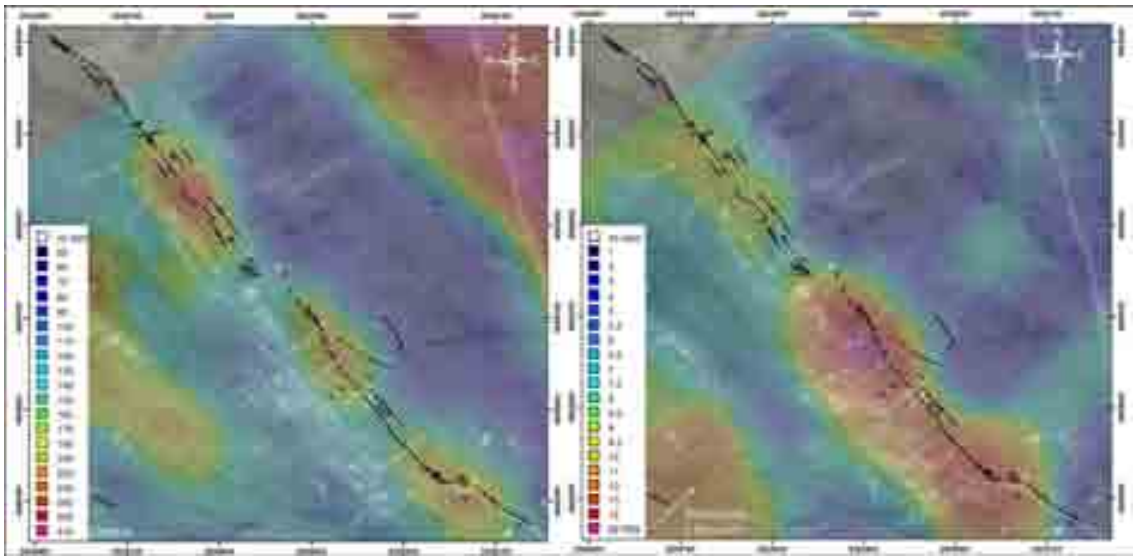


Figura 5-59 A) Mapa de isoresistividad y B) Mapa de isocargabilidad a nivel -75 m de la veta Marta Norte y ubicación de perforaciones.

La veta Marta Norte presenta tres anomalías menores de resistividad ubicadas, una al sur, una en la zona central y la de mayor intensidad en el sector centro-norte de la veta, (Fig. 5-59A) y a diferencia de lo que sucede en las otras vetas, éstas anomalías coinciden espacialmente con tres importantes anomalías de cargabilidad, donde las de mayores valores de cargabilidad se asocian a las de menor valor de resistividad. (Fig. 5-59B). Importantes valores de Ag, Cu, As, Sb, Hg y Pb se concentran principalmente en la anomalía central y la anomalía sur.

Caracterización de vetas en profundidad

En Marta Este se realizaron 77 perforaciones hasta nivel –220m. En éstas se observó una buena correlación con lo reconocido en superficie, mostrando una rama principal oriental de 4,5m de espesor promedio con inclinación 70º al SO y una rama occidental que se abre de la principal con una inclinación de 85º al NE (Fig. 5-60) y otras ramas subparalelas menores asociadas.

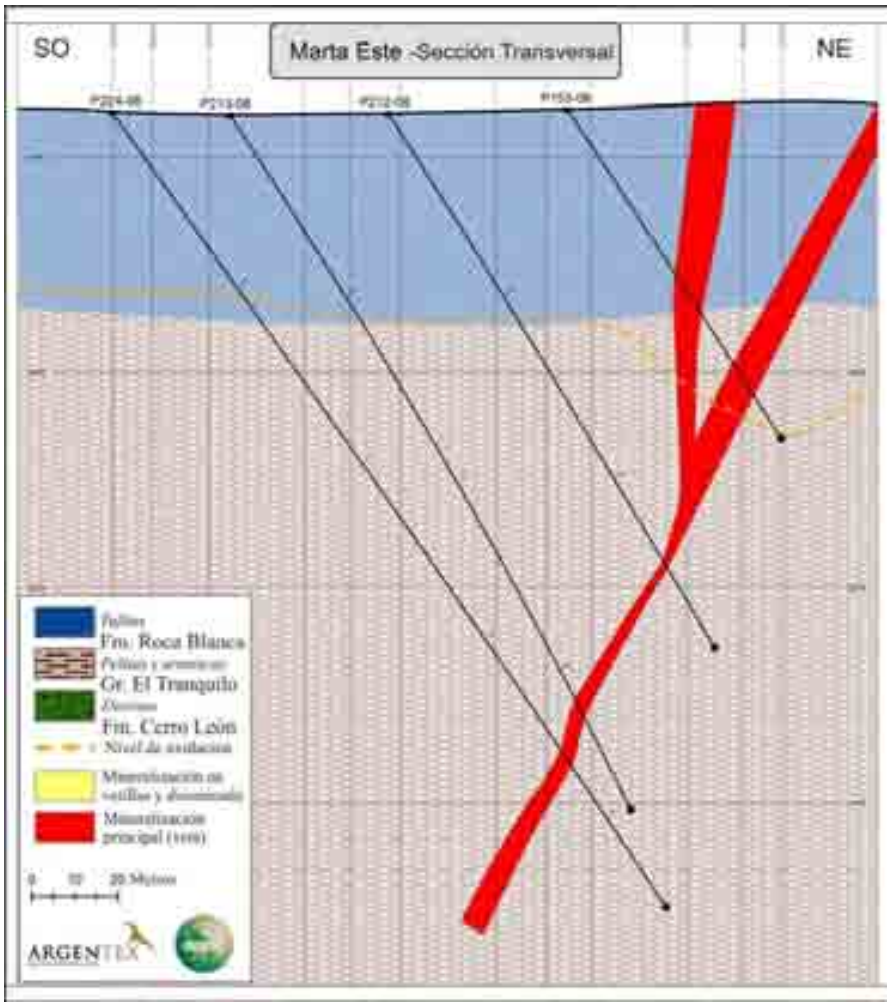


Figura 5-60 Sección transversal de la veta Marta Este.

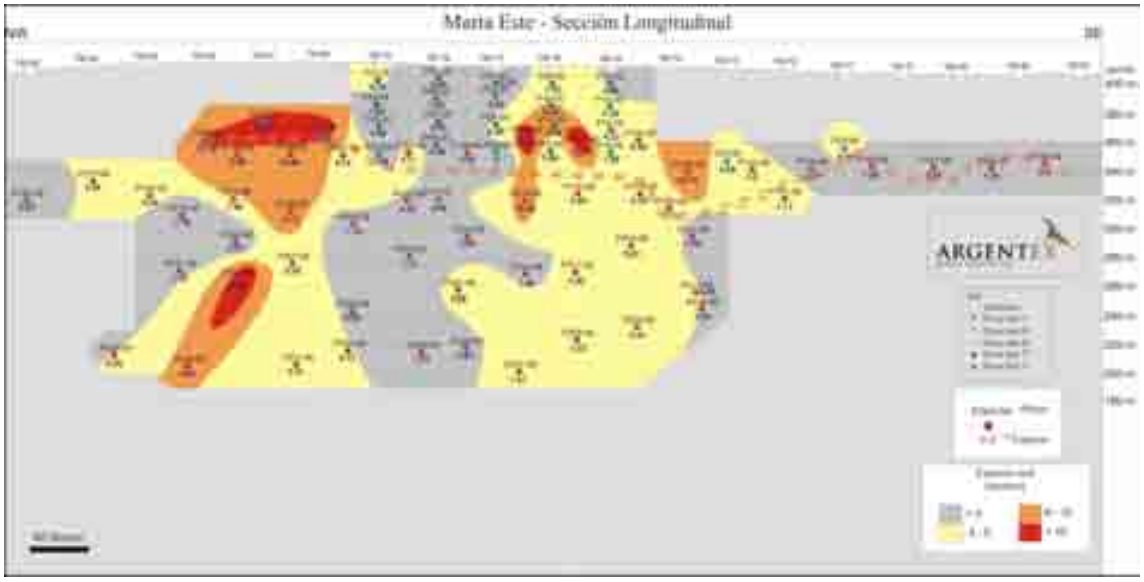


Figura 5-61 Sección longitudinal de la veta Marta Este.

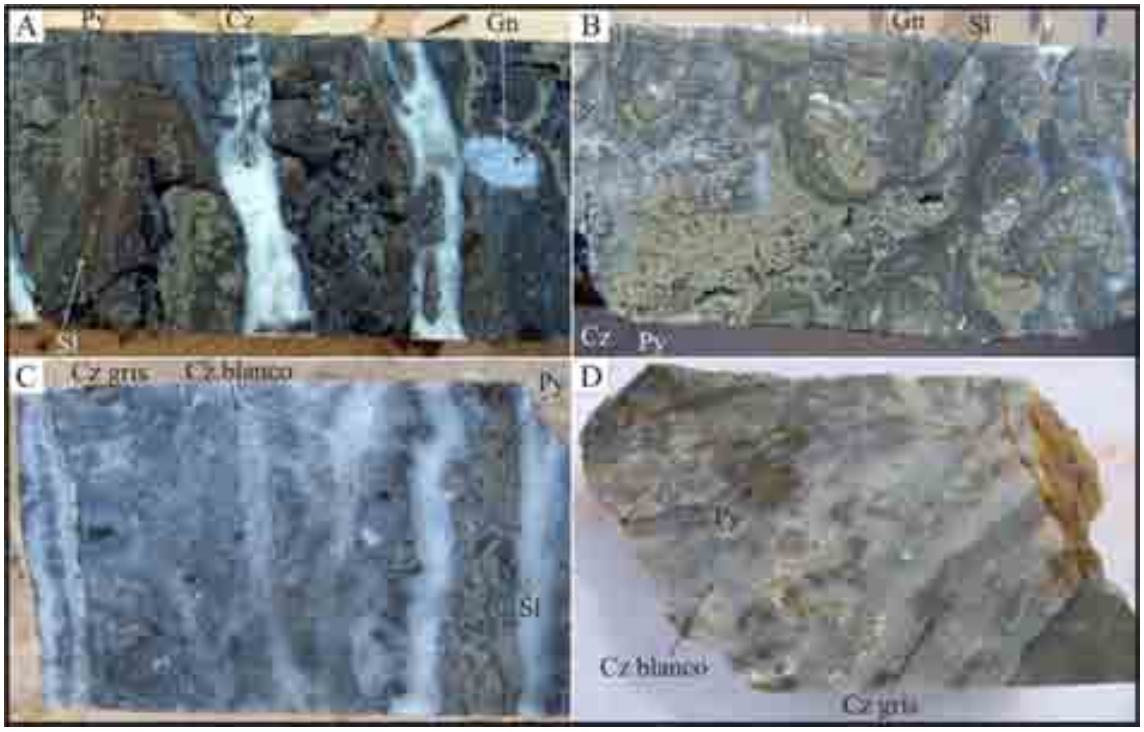


Figura 5-62 Muestras de testigos corona diámetro HQ (65 mm) de la veta Marta Este. Referencias: Py (pirita), Sl (esfalerita), Gn (galena), Cz (cuarzo). A) Vetillas de sulfuros cortada por vetillas de cuarzo blanco sacaroide a cristalino. B) Veta de cuarzo gris con pirita, esfalerita y galena. C) Veta con bandeado crustiforme de cuarzo gris, cuarzo blanco y sulfuros. D) Veta con bandeado crustiforme a coloforme de cuarzo blanco, cuarzo gris y pirita diseminada.

En sección longitudinal la veta forma dos clavos mineralizados, uno en el sector norte y otro en el sector central de la estructura con una inclinación hacia el NNO (Fig. 5-61).

Composicionalmente la veta está caracterizada por la predominancia de un pulso de cuarzo gris sacaroide masivo con sulfuros diseminados principalmente pirita, esfalerita, galena y en menor medida un pulso de cuarzo bandeado y con texturas en peine. En el sector norte a partir del nivel –180m aproximadamente, se reconoció la presencia de un pulso de sulfuros masivos formado por pirita, esfalerita negra, galena y arsenopirita, el cual está cortado por el pulso de cuarzo gris formando brechas con clastos angulosos a subangulos de sulfuros (Fig. 5-62). Estos sulfuros masivos se corresponden con un pequeño clavo mineralizado de veta de sulfuros ubicado en esta estructura.

En Marta Sur se realizaron 13 perforaciones hasta nivel -90m donde se reconoció una estructura continua de 11,5m de espesor promedio con un máximo de 22,6m, presentando una muy buena correlación con los afloramientos (Fig. 5-63). En sección longitudinal se observa que la zona de mayor espesor se localiza cerca de la superficie en los primeros 30m, disminuyendo en profundidad (Fig. 5-64).

La estructura está formada por cuarzo blanco, gris, calcedonia blanca, arcillas, carbonatos y carbonatos oxidados que forman bandeados coloformes crustiformes (Fig. 5-65). En menor medida se reconocieron brechas y vetillas de cuarzo blanco a gris macizo a sacaroide que pasan a cristales de hasta 30cm de longitud con texturas en peine. En la zona más profunda se reconoció una brecha de cuarzo blanco a gris bandeado con clastos de sulfuros masivos (pirita y arsenopirita), correspondientes a las vetas de sulfuros.

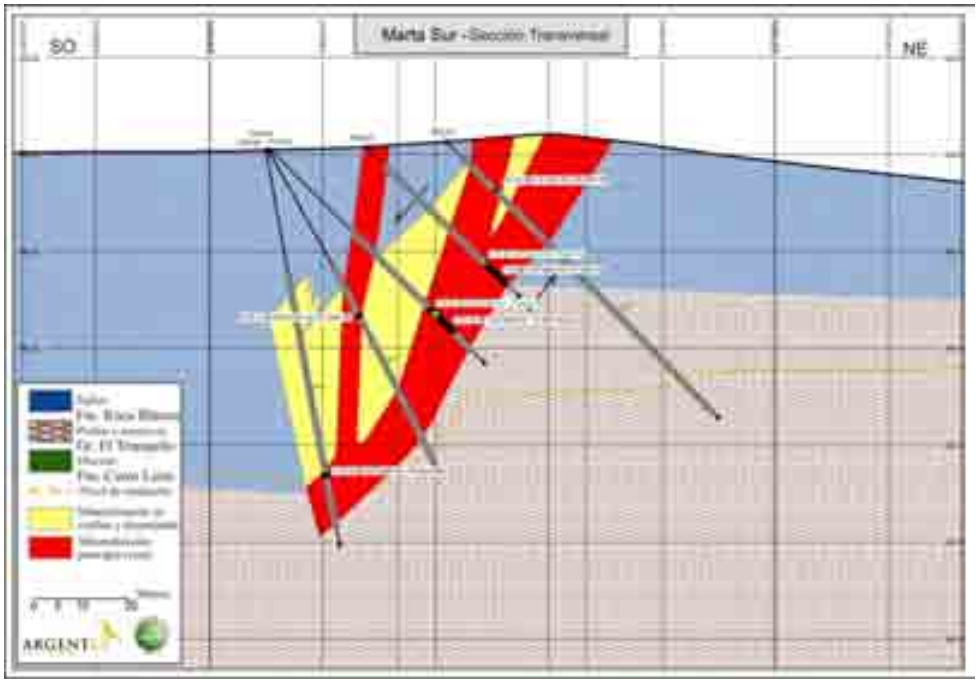


Figura 5-63 Sección transversal de la veta Marta Sur.

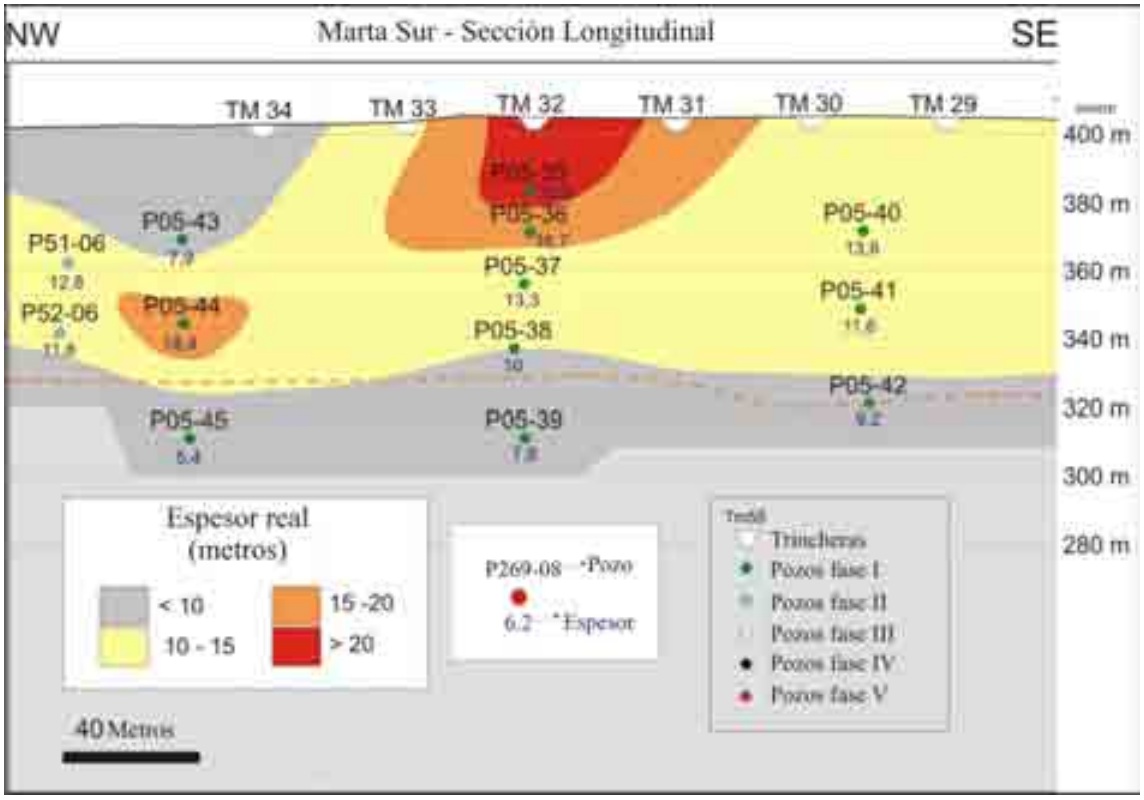


Figura 5-64 Sección longitudinal de la veta Marta Sur.

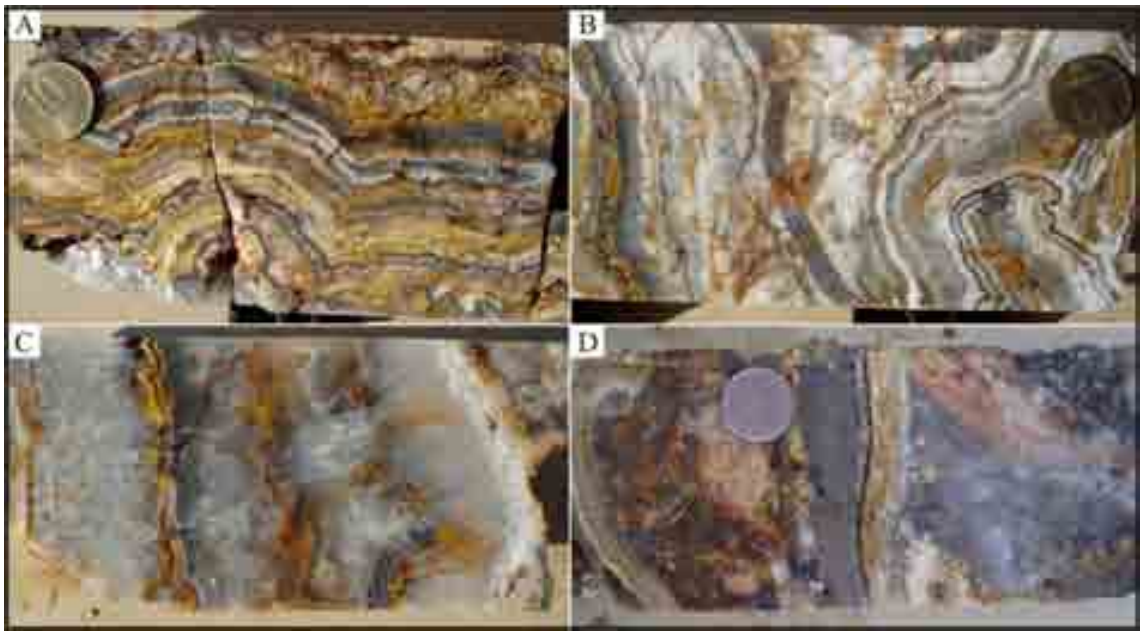


Figura 5-65 Muestras de testigos corona diámetro HQ (65 mm) de la veta Marta Sur. A) Veta con bandeado coloforme de cuarzo gris, cuarzo blanco, calcedonia y arcillas. B) Veta con bandeado coloforme de cuarzo gris, cuarzo blanco y calcedonia con textura cocarda. C) Veta de cuarzo cristalino con textura en peine. D) Veta de cuarzo con textura bandeada y cristales bien formados de cuarzo formando una textura en peine.

En la zona de Marta Norte se realizaron 35 perforaciones alcanzando el nivel -120m. La veta presenta una composición, morfología y espesores muy variables, formando una estructura principal que se abre y angosta en perfil y de la cual se desprenden ramas subparalelas y una importante zona de vetilleo y diseminación de sulfuros en los bordes de la veta (Fig. 5-66). Su espesor medio es de 4,2m, con un máximo de 10,8m y un mínimo de 1m.

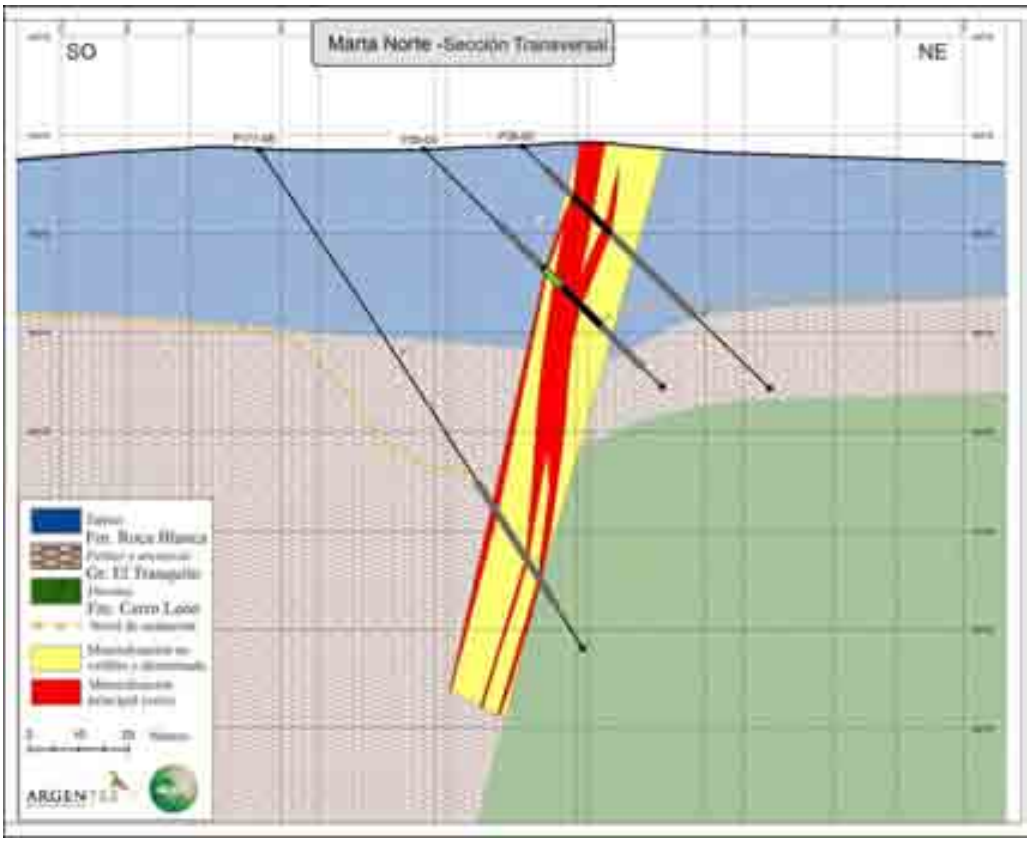


Figura 5-66 Sección transversal de la veta Marta Norte.

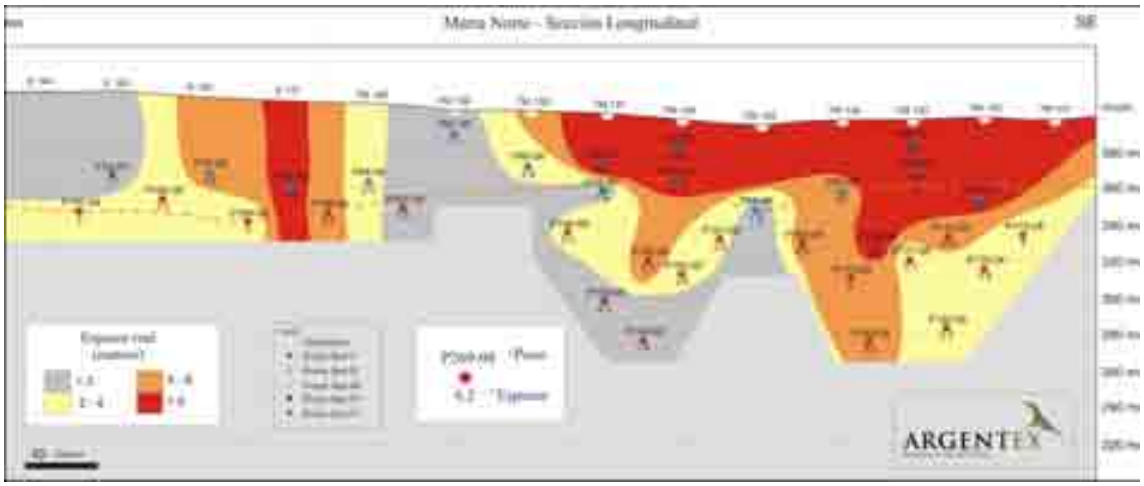


Figura 5-67 Sección longitudinal de la veta Marta Norte.

La sección longitudinal muestra la presencia de dos zonas de mayor espesor, en el sector sur y en el sector central, registrándose los mayores espesores cerca de la superficie, disminuyendo en profundidad y al igual que la mayoría de las vetas, presentan una inclinación sobre el plano de la veta hacia el NO (Fig. 5-67).

Composicionalmente se caracteriza por formar una brecha multipulso, donde se reconoce como primer pulso sectores de vetas de sulfuros con pirita, galena y esfalerita (Fig. 5-68A) que son cortados por cuarzo blanco grueso formando cristales prismáticos asociado a siderita y rodocrosita en menor medida, generando brechas con clastos ángulosos a subángulosos de roca de caja y sulfuros (Fig. 5-68B y C). Cortando a los dos pulsos anteriores se presenta un cuarzo blanco grueso formando vetillas con texturas en peine y brechas con clastos de roca de caja y de los pulsos anteriores, siendo el pulso más representado en la veta (Fig. 5-68D).

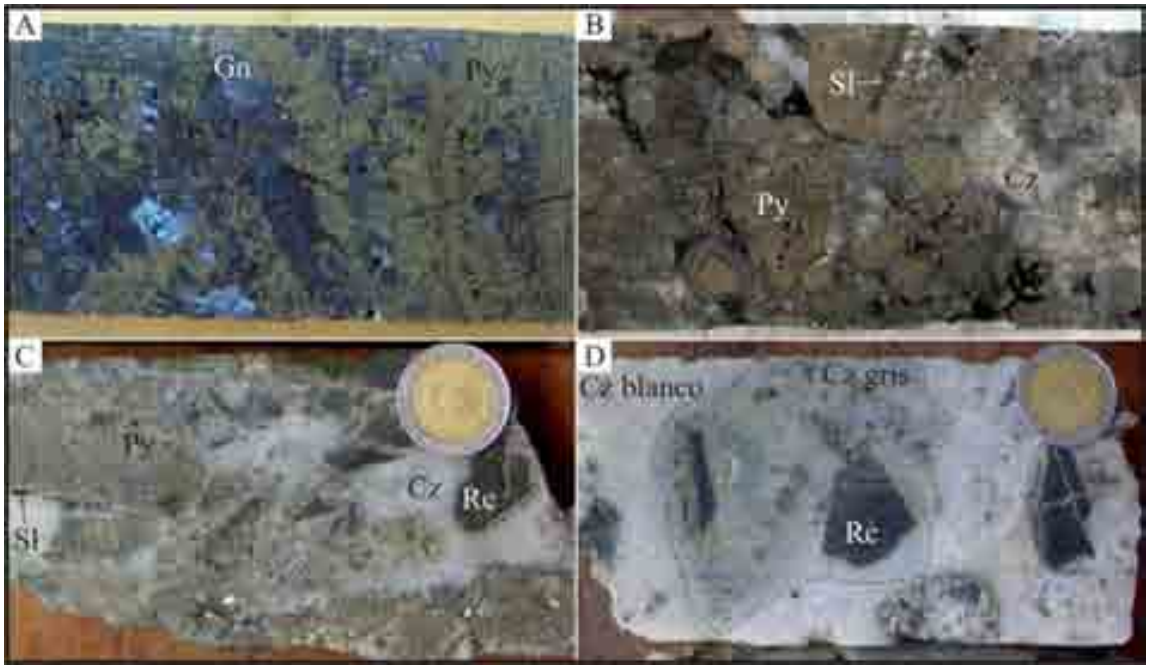


Figura 5-68 Muestras de testigos corona diámetro HQ (65 mm) de la veta Marta Norte. Referencias: Py (pirita), Sl (esfalerita), Gn (galena), Cz (cuarzo), Rc (roca de caja). A) Veta de sulfuros formada por pirita y galena. B) Brecha de cuarzo blanco con clasto de pirita y esfalerita. C) Brecha de cuarzo blanco cristalino con clastos de pirita, esfalerita y roca de caja. D) Brecha de cuarzo blanco cristalino con clastos de brecha de cuarzo gris con pirita y roca de caja.

Geoquímica de Perforaciones

A diferencia de anomalías geoquímicas presentes en las vetas de sulfuros, la geoquímica de perforaciones en las vetas de cuarzo muestra importantes anomalías principalmente en Ag, y en menor medida en Au, Pb, Cu, In y Zn, confirmando los valores registrados en superficie, pero no presenta valores importantes de otros elementos como Bi, W, Sn, mostrando una marcada diferencia en la signatura geoquímica entra los distintos tipos de vetas. A partir de las secciones de vetas cortadas por las perforaciones, se calculó el espesor promedio y la ley promedio, ley máxima y mínima ponderada por el espesor, para cada una de las tres vetas (Tabla 5-69).

Tabla 5-69 Valores promedios, máximos, y mínimos de espesor y geoquímica de pozos de las vetas de cuarzo Marta Este, Marta Norte y Marta Sur. *n* = número de pozos.

Veta	Valores	Espesor m	In ppm	Au ppm	Ag ppm	Cu wt.%	Pb wt.%	Zn wt.%
Marta E	Promedio	4,5	5,59	0,89	129,1	0,02	0,70	1,10
n = 77	Máximo	18,6	101,2	8,67	1561	0,28	6,37	9,62
	Mínimo	0,5	0	0,02	0,4	0	0	0
Marta N	Promedio	4,2	0,01	0,32	215,3	0,08	1,46	0,30
n = 35	Máximo	10,8	0,05	1,20	919,7	0,62	24,9	1,61
	Mínimo	1	0	0,04	14,74	0,01	0	0
Marta S	Promedio	11,5	-	0,45	37,8	-	-	-
n = 13	Máximo	22,6	-	2,00	134,6	-	-	-
	Mínimo	5,4	-	0,01	11,1	-	-	-

Las tres vetas muestran un espesor promedio relativamente alto para lo que son los típicos espesores de vetas epitermales (~2m).

En la veta Marta Este se registran los valores puntuales más altos de Ag y Au y de Zn e In, estos últimos asociados al sector norte de la veta donde se desarrolla un clavo mineralizado de sulfuros.

Marta Norte presenta importantes anomalías en Ag, Pb y Cu con valores promedios más altos para estas vetas de 215,25 ppm, 1,47% y 0,62% respectivamente y anomalías menores en Au y Zn, mientras que el In casi no presenta anomalías.

Marta Sur, si bien registra los mayores espesores de este tipo de vetas, presenta los valores promedio más bajos de Au (0,45 ppm) y Ag (37,79 ppm), no habiéndose analizado por otros elementos.

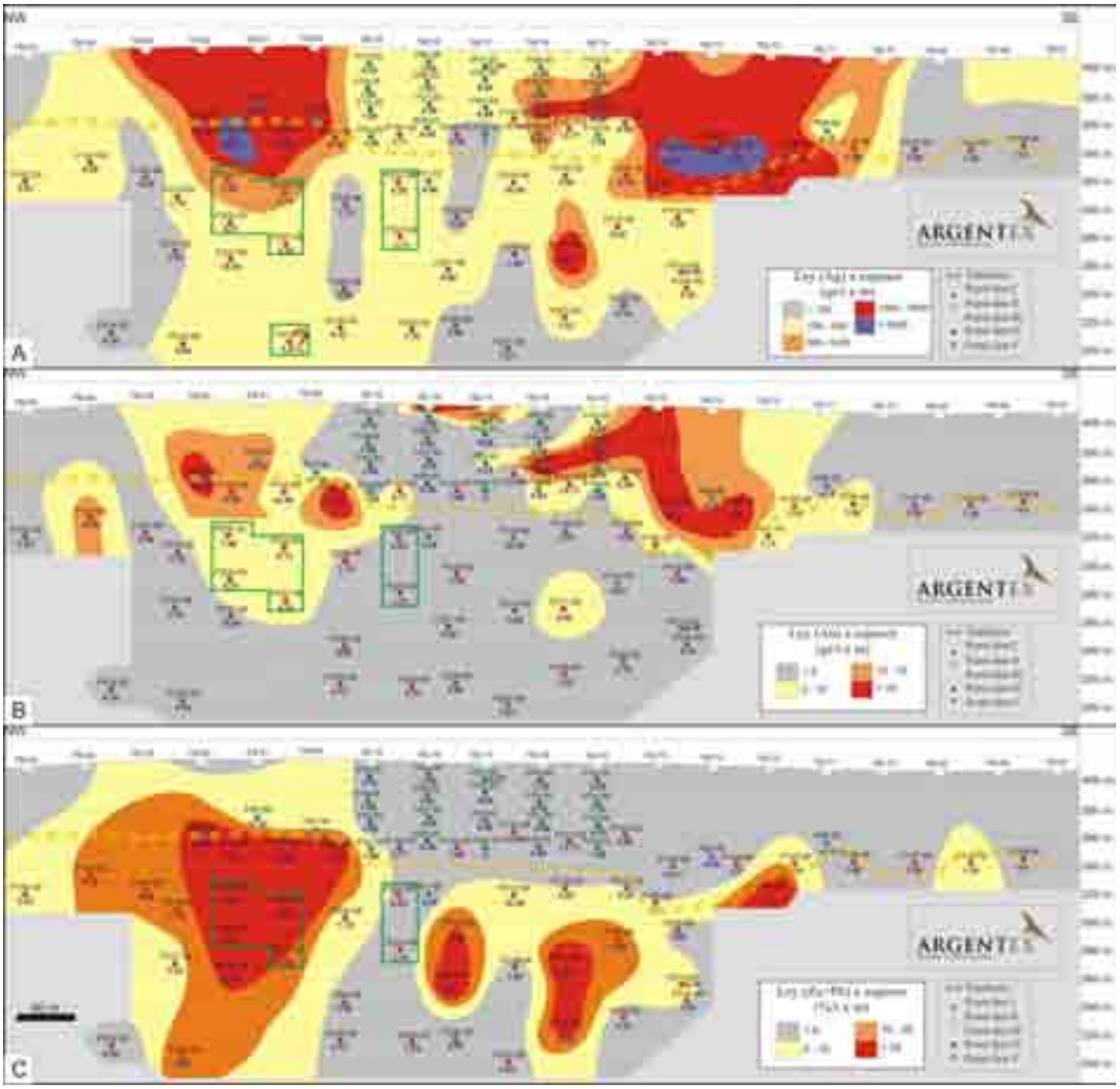


Figura 5-70 Zoneografías de Ley por espesor de la sección longitudinal de la veta Marta Este. (A) Zoneografia de Ag. (B) Zoneografia de Au. (C) Zoneografia de Zn+Pb.

Las zoneografías de Ley x Espesor realizadas en la sección longitudinal de las vetas, muestran para Marta Este (Fig. 5-70) la presencia de dos importantes clavos mineralizados uno en sector norte y otro en el sector centro-sur de la veta. Hay una importante correlación entre los valores de Ag y Au, los que se concentran por encima o

cerca del nivel de oxidación, mientras que los mayores valores de Zn+Pb se concentran en estos clavos pero por debajo del nivel de oxidación. Los clavos mineralizados, al igual que las vetas de sulfuros, presentan una inclinación sobre el plano de la veta (plunge) al NNO.

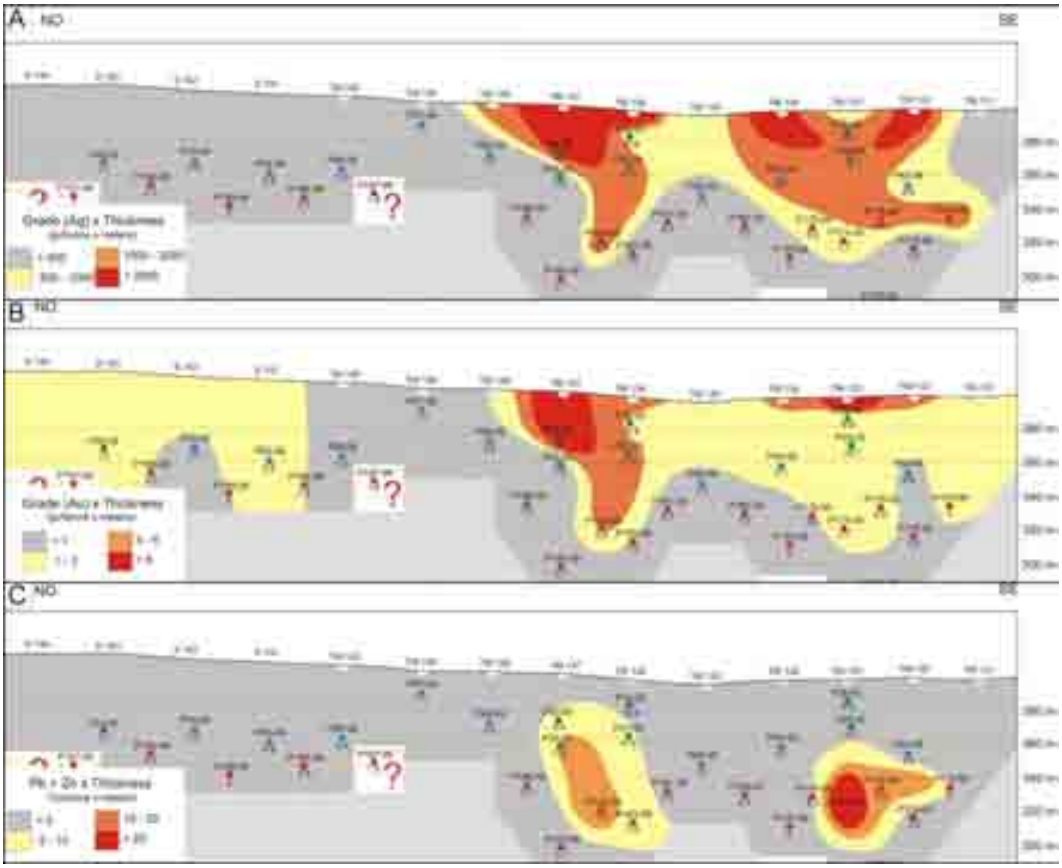


Figura 5-71 Zoneografías de Ley por espesor de la sección longitudinal de la veta Marta Norte. (A) Zoneografia de Ag. (B) Zoneografia de Au. (C) Zoneografia de Zn+Pb.

Las zoneografías de Ley x Espesor de Marta Norte (Fig. 5-71), muestran también la presencia de dos pequeños clavos mineralizados y presentan las mismas características que en Marta Este, una buena correlación entre la Ag y Au concentrados en los niveles mas superficiales y el Zn+Pb concentrándose por debajo de la zona de oxidación.

Estas concentraciones de Ag y Au en las zonas superficiales de las vetas pueden estar indicando una concentraciçon por oxidación para estos metales, generando una mena oxidada. La presencia de Zn+Pb en zonas más profundas por debajo del nivelde oxidación, muestra la mineralización primaria de las vetas.

La signatura geoquímica de estas vetas Ag(Au)-Pb-Cu-Zn presenta similitudes con los depósitos epitermales de sulfuracón intermedia definidos por **Hedenquist *et al.*, (2003)**,

como ser los altos valores en Ag, valores relativamente bajos en Au y la presencia de anomalías en metales base (Pb-Cu-Zn).

Mineralogía

Tanto en Marta Este como en Marta Norte, al presentar sectores donde se desarrollaron vetas de sulfuros en parte de su estructura, se reconoció la mineralogía de estas vetas, identificándose pirita, ferrokësterita, wolframita, esfalerita negra con inclusiones de calcopirita y tetraedrita, galena, arsenopirita, cristales aciculares de marcasita como inclusiones en la pirita y pirrotina.

Se reconocieron distintos estadios de precipitación de minerales asociados a los distintos tipos de cuarzos reconocidos (Fig. 5-72). En el pulso de cuarzo gris se reconoce una estructura brechosa con cristales de cuarzo primarios y otros con evidencia de recristalización con extinción ondulosa. Asociados al cuarzo gris se reconocieron como minerales de mena, pirita formando cristales idiomórficos, esfalerita clara que se presenta como cristales hipidiomórficos con inclusiones de sulfosales de Ag y también como agregados alotriomorfos masivos en fracturas y cavidades en pirita.

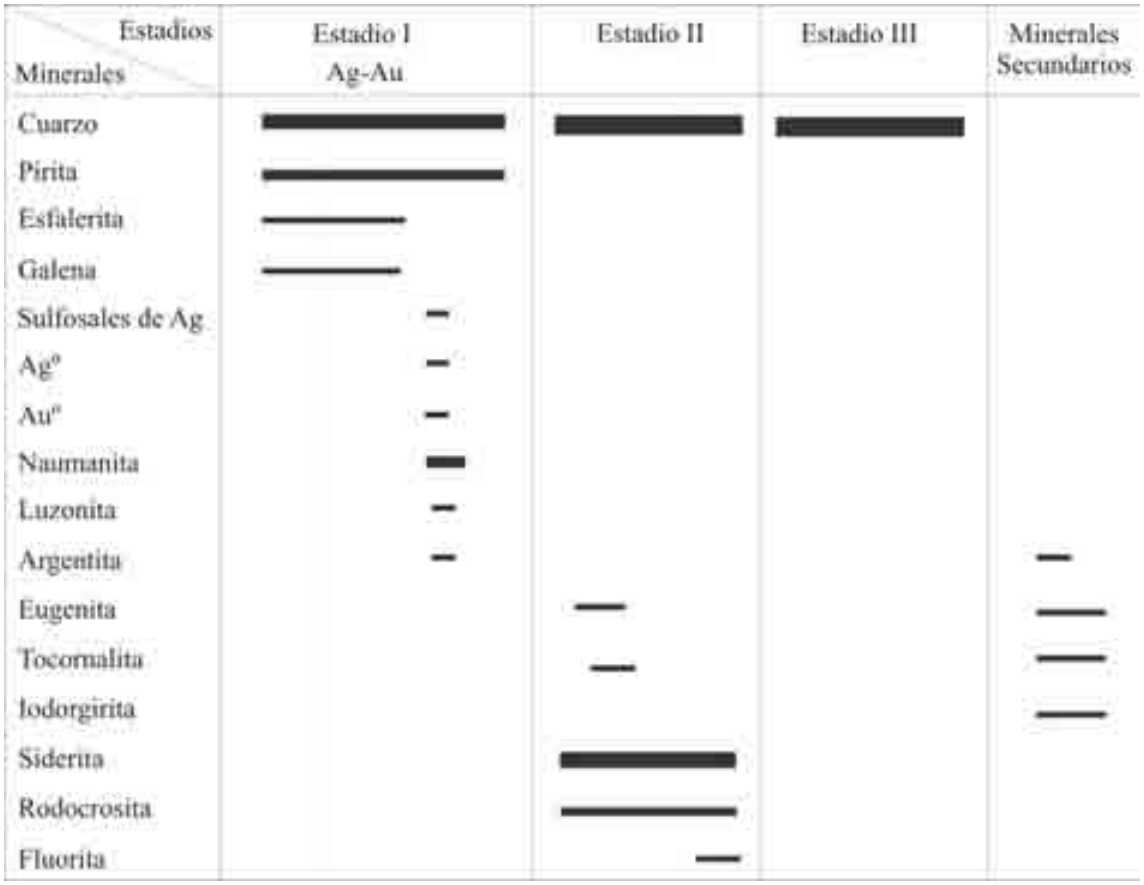


Figura 5-72 Diagrama paragenético de los estadios de precipitación de minerales en las vetas de cuarzo.

La galena también se encuentra rellenando fracturas o en los bordes de cristales de esfaleritas y piritas (<50 µm) y además forma cristales hipidiomórficos aislados de hasta

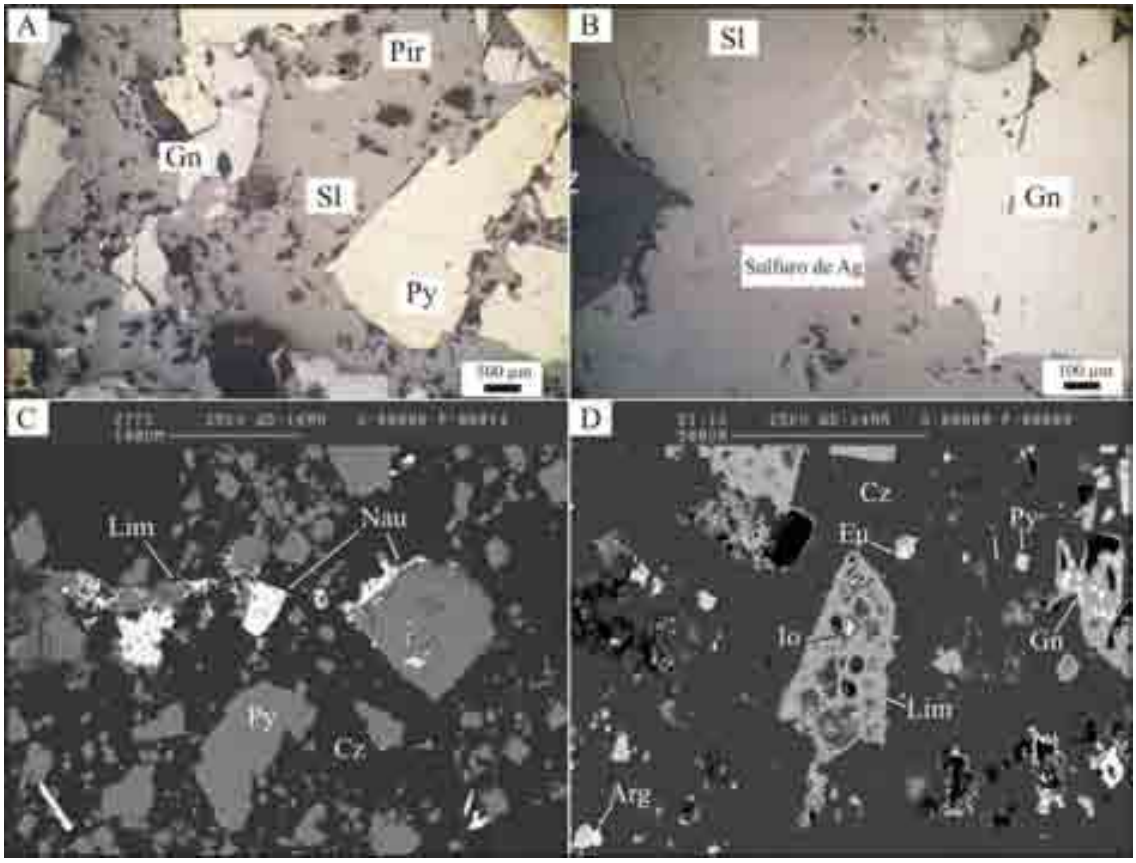


Figura 5-73 Fotomicrografías de secciones pulidas al microscopio calcográfico (A y B) y electrónico (C y D) de la veta Marta Este. Referencias: Py (pirita), Pir (pirrotina), Lim (limonita), Sl (esfalerita), Nau (naumaonita), Gn (galena), Eu (eugenita), Io (iodorgirita), Cz (cuarzo). A) Cristales de pirita, esfalerita y galena intercrecidos. B) Cristales de sulfuros de Ag en esfalerita. C) Cristales de naumanita asociados a pirita y limonitas. D) Iodorgirita, eugenita y argentita asociadas a limonita.

200 µm normalmente sobre la esfalerita. La característica principal de esta mena es la presencia de abundantes minerales de Ag, como sulfosales de Ag y Pb-Ag formando cristales menores a 50 µm, argentita *(Ag_2S)* asociada a plata nativa *(Ag^o)*, cristales hipidiomórficos (<50 µm) de naumanita *(Ag_2Se)* asociados a pirita, luzonita ($CuAsS_3$), platas negras, platas rojas y minerales secundarios como eugenita *($Ag_{11}Hg_2$)*, iodorgirita *(AgI)* y tocornalita *(AgIHg)*. También se identificaron cristales alotriomorfos de Auº inmersos en el cuarzo (Fig. 5-73).

El cuarzo bandeado con carbonatos tiene su mayor desarrollo en la veta Marta Sur y la estructura que corta a Marta Centro y en menor medida en Marta Norte y Marta Este.

El cuarzo presenta una coloración blanca a grisácea, en general es cristalino y sacaroide, formando bandeados coloformes, brechas, cocardas, texturas en peine, en mosaico y recristalización evidenciada por texturas llameantes y plumosas.

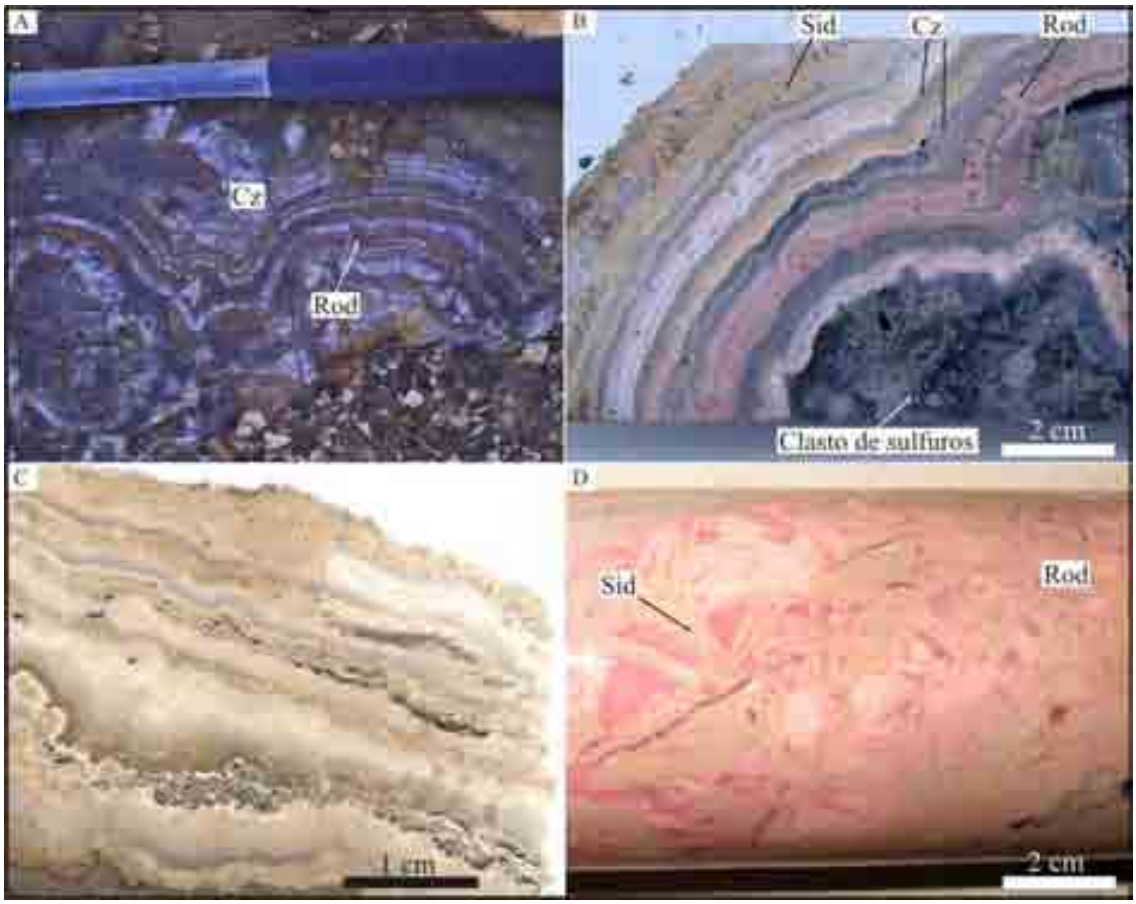


Figura 5-74 Muestras de cuarzo bandeado con carbonatos de la veta Marta Sur y la veta de cuarzo de Marta Centro. Referencias: Rod (rodocrosita), Sid (siderita), Cz (cuarzo). A) Bandeado de cuarzo y rodocrosita oxidada. B) Veta bandeada coloforme de cuarzo siderita y rodocrosita formando un brecha con clasto de veta de sulfuros. C) Detalle de bandeado de cuarzo siderita y rodocrosita. D) Veta maciza de rodocrosita con cristales prismáticos de siderita.

Los carbonatos aparecen asociados al cuarzo en los bandeados coloformes formando una alternancia cíclica cuarzo-carbonatos-cuarzo (Fig. 5-74). Presentan una coloración que varía desde un castaño oscuro (siderita, $FeCO_3$), pasando por castaño claro hasta tonalidades rosadas (rodocrosita, $MnCO_3$) y su hábito es masivo, botroidal y tabular. Forman cristales con aspecto plumoso e intercrecido con cuarzo o con hábito masivo (Fig. 5-75) y presentan maclas polisintéticas y zonación. En los estudios de rayos X, algunos difractogramas presentan picos con valores cercanos a la siderita y rodocrosita

pero no los exactos para estas especies, lo que indica la coexistencia de carbonatos con relaciones Fe/Mn diferentes dentro del mismo bandeado y que están mostrando la presencia de la serie isomorfa entre rodocrosita y siderita. Además, asociado a los bandeados pero en menor medida, se reconoció la presencia de fluorita *(CaF_2)*.

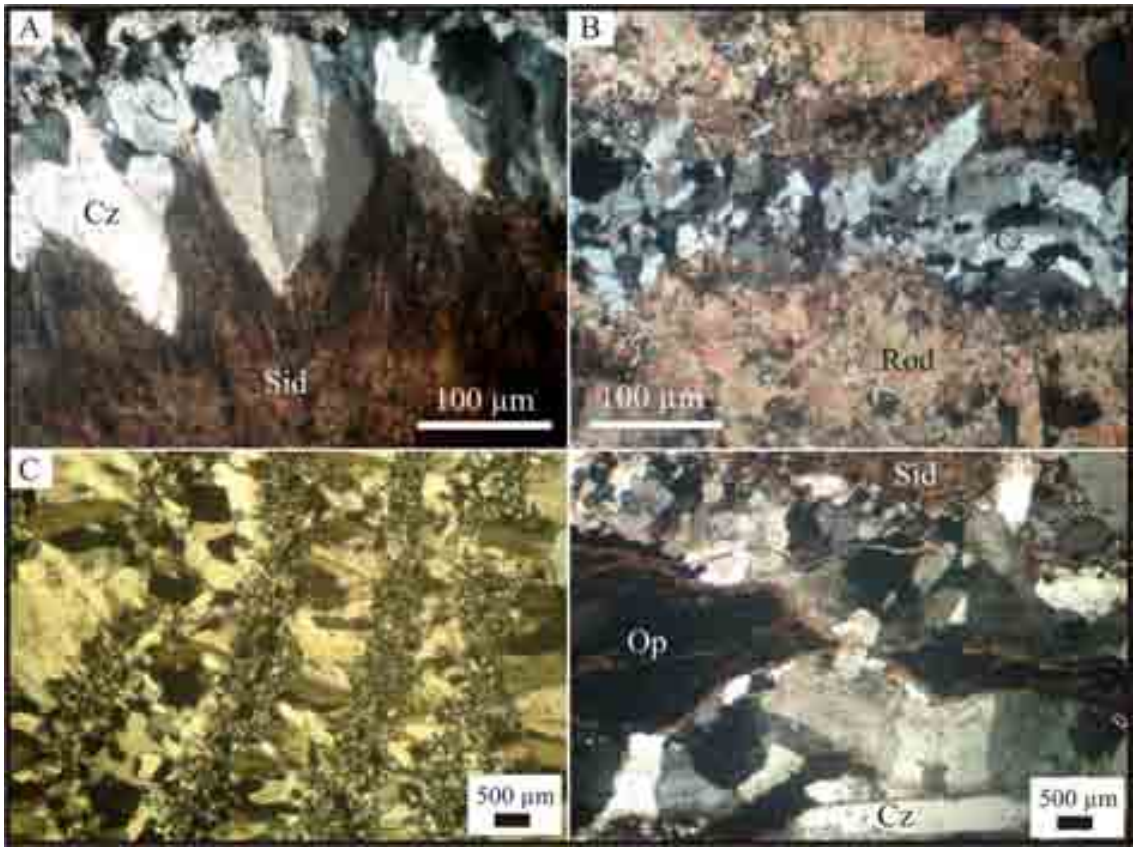


Figura 5-75 Fotomicrografías de secciones delgadas al microscopio de la veta Marta Sur y la veta de cuarzo de Marta Centro. Referencias: Rod (rodocrosita), Sid (siderita), Cz (cuarzo), Op (opacos). A) Cristales cuarzo y siderita formando textura en peine. B) Bandeado de rodocrosita y cuarzo. C) Bandeado de cuarzo con distintos tamaño de grano. D) Cristales de minerales opacos en bandeado de cuarzo.

Como último evento mineralizante en las vetas de cuarzo se reconoce un cuarzo blanco a transparente cristalino que forma grandes cristales de hasta 15cm de largo con textura en peine y también formando la matriz de multibrechas con el desarrollo de pequeñas cavidades y geodas (Fig. 5-76).

Figura 5-76 Muestras de la vetas Marta Norte y Marta Sur. A) Brecha de cuarzo blanco cristalino con la formación de una geoda y textura en peine. B) Cristales de cuarzo de hasta 15 cm con textura en peine.

Secuencia de pulsos mineralizantes

A partir del estudio de las relaciones de corte y temporales entre los diferentes estadios mineralizantes reconocidos en superficie y testigos corona de las perforaciones, la signatura geoquímica y mineralogía, se definió un esquema de pulsos mineralizantes para las vetas de cuarzo (Tabla 5-77 y Figura 5-78).

Es posible reconocer tres pulsos mineralizantes, el primero (Q_1) está caracterizado por un cuarzo gris fino con pirita, esfalerita, galena y minerales de Ag (sulfosales de Ag y Ag-Pb, argentita, plata nativa, naumanita, platas negras, platas rojas y platas córneas) y Au nativo, con hasta un 20% de sulfuros en volumen. Este pulso se encuentra bien representado en Marta Este y en menor medida en Marta Norte como la matriz de brechas hidrotermales y geoquímicamente se caracteriza por presentar los valores más altos principalmente de Ag, y en menor medida Au y Zn, Pb y Cu.

El segundo pulso (Q_2) está representado por bandeados coloformes de cuarzo, rodocrosita, siderita, caolinita y fluorita con su mayor desarrollo en las vetas Marta Sur y la estructura que corta Marta Centro y en menor proporción en Marta Norte y Marta Este. Finalmente se reconoce un tercer pulso (Q_3) formado por cuarzo blanco grueso cristalino con cristales de hasta 15cm de largo con textura en peine y también formando la matriz de multibrechas con el desarrollo de pequeñas cavidades y geodas, que corta a todos los pulsos anteriores. Su mayor desarrollo se da en Marta Norte como brechas y en Marta Sur con vetillas y vetas con textura en peine.

Estos dos últimos pulsos presentan bajos valores en metales preciosos y casi no registran anomalías en metales base.

Tabla 5-77 Principales características de los pulsos mineralizantes de la vetas de cuarzo.

	Texturas	Signatura geoquímica	Minerales mayoritarios	Mineralogía asociada	Vetas
Q_1	Brechosa (bandeadas)	Ag-Au-Pb-Cu-Zn	cuarzo, pirita, esfalerita y galena	sulfosales de Ag y Pb-Ag, argentita *Ag°*, naumanita, platas negras, platas rojas, eugenita iodorgirita, tocornalita, Au°	Marta Este, Norte y Noroeste
Q_2	Bandeados coloformes (Brechosa)	(Ag-Au)	cuarzo, siderita rodocrosita	fluorita	Marta Sur, Centro, Norte y Este
Q_3	Texturas en Peine brechosa	(Ag-Au)	cuarzo	-	Marta Sur, Este, Norte e Ivonne

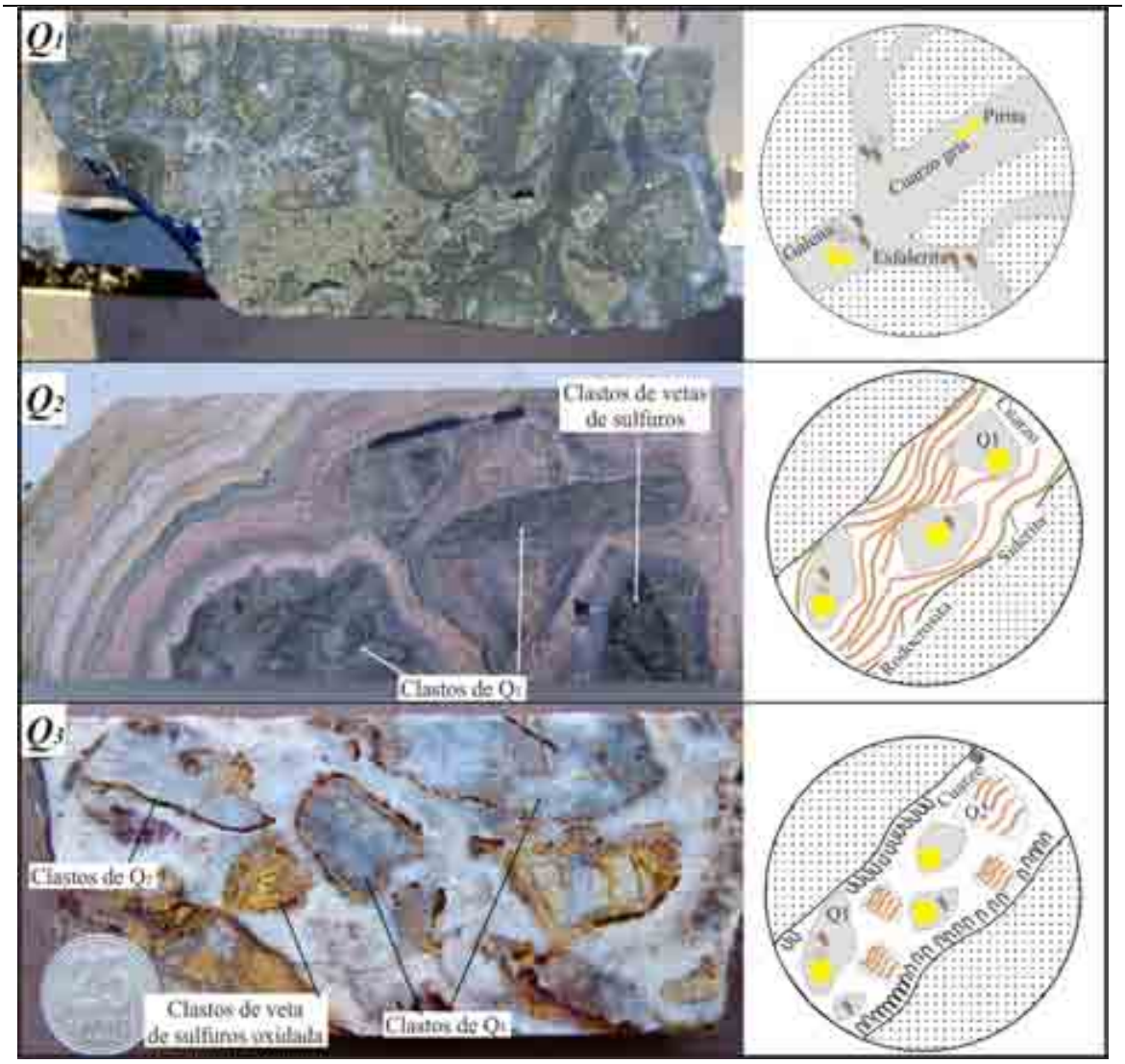


Tabla 5-78 Principales características y relaciones entre de los pulsos mineralizantes de la vetas de cuarzo.

Alteración hidrotermal

Las alteraciones hidrotermales asociadas a la mineralización no son muy conspicuas en el área siendo reconocidas alteración argílica, piritización, silicificación y en menor medida alteración potásica y propilitización.

Asociado directamente a las vetas de sulfuros y en sus proximidades se reconocieron distintos tipos de arcillas pertenecientes al grupo de las caolinitas, $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, (arcillas blancas) como caolinita, nicrita y dickita, sulfatos como la natroalunita, $NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ y kalinita, $KAl\ (SO_4)\cdot 11(H_2O)$ y filosilicatos con Ni (arcillas verdes) como la nimita, $(Ni,Mg,Fe)_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$, clorita con Ni y brindleyita, $(Ni,Mg,Fe)_2Al(SiAl)O_5(OH)_4$, serpentina con Ni.

Estos minerales se presentan en general como finas vetillas asociadas a la mineralización y en algunos casos generan brechamiento de las vetas (Fig. 5-79).

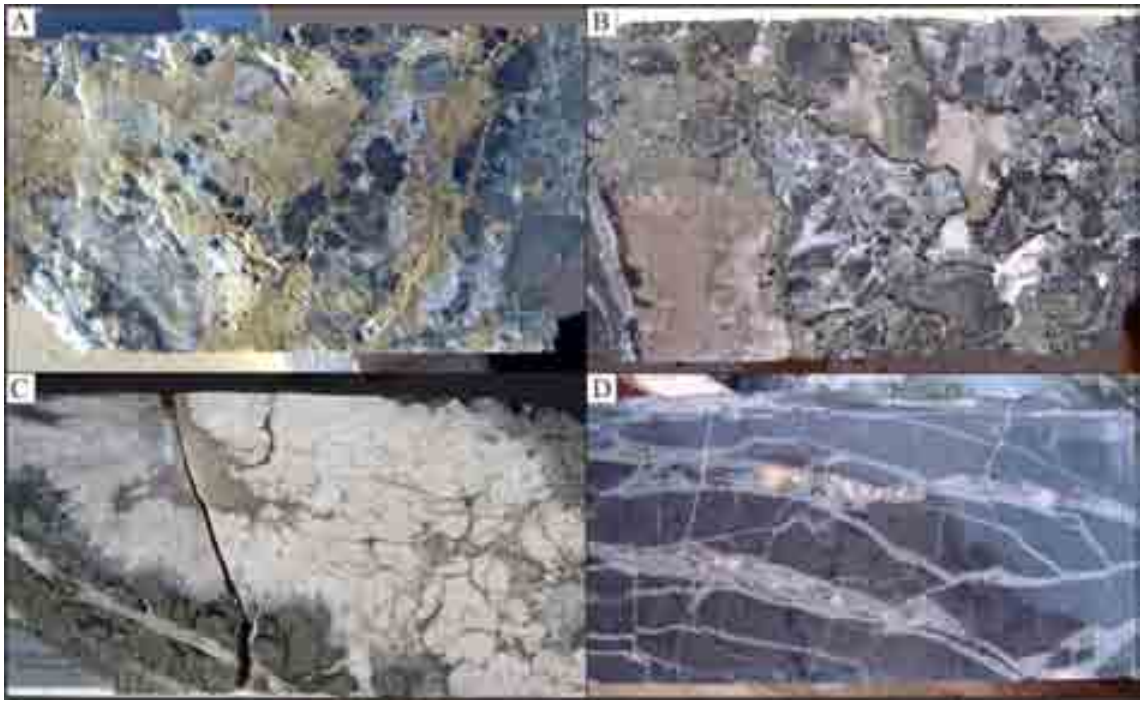


Figura 5-79 Muestras de testigos corona diámetro HQ (65 mm). A) Brecha de arcillas caoliníticas. Veta Marta Este B) Brecha de arcillas caolinçiticas y natroalunita. Veta Marta Centro. C) Natroalunita con habito ”globoso” asociado a arcillas caoliniticas. Veta Marta Centro. D) Vetillas de nimita y brindleyita brechando a pulsos anteriores y a las pelitas negras. Veta Marta Norte.

La piritización se da en las cercanías y a ambos lados de las vetillas y vetas de sulfuros, con un gran desarrollo en las pelitas negras, en algunos casos formando bolsones de cristales, y en los poros de las areniscas y tufitas (Fig. 5-80).

Figura 5-80 Pelitas negras del Grupo El Tranquilo con piritización penetrativa.

La sericitización se reconoce como finos cristales tipo "escamas" de sericita, principalmente en las tufitas de la Formación Roca Blanca y areniscas del Grupo El Tranquilo y con una distribución amplia. En el caso de la silicificación se presentan en la zona de contacto entre la veta y la roca de caja y en varias ocasiones se presenta en forma aislada, sin acompañamiento de estructuras mineralizadas, formando crestones alineados o mantos (de rocas más permeables) silicificados. La silicificación se manifiesta a través de abundantes vetillas de cuarzo (milimétricas) y subparalelas. En los cuerpos intrusivos básicos se reconoció una leve alteración potásica, representada por biotitización de las plagioclasas y piroxenos (Fig. 5-81) y feldespatización y alteración propilítica principalmente representada por clorita, mineral que reemplaza a los fenocristales de piroxenos y anfíboles y epidoto que reemplaza a las plagioclasas. Además se ha encontrado sericitización y calcitización de las plagioclasas.

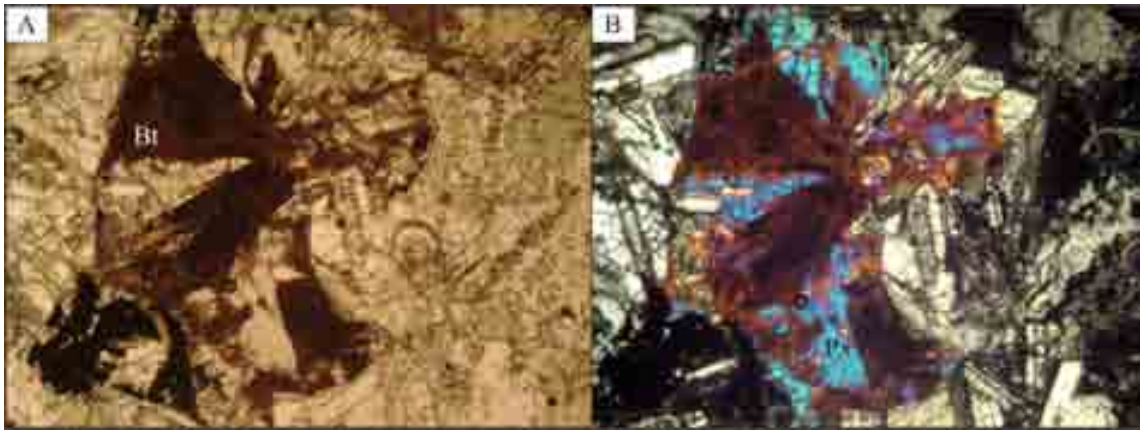


Figura 5-81 Biotitización (feldespatización) en las dioritas.

Estas alteraciones forman zonas que se disponen con un cierto ordenamiento, que no siempre se ha podido distinguir, pero que en general se desarrolla con minerales del grupo de la caolinita y silicificación directamente asociado a la veta, piritización un poco más extendida y sericitización con una distribución más amplia (Fig. 5-82).

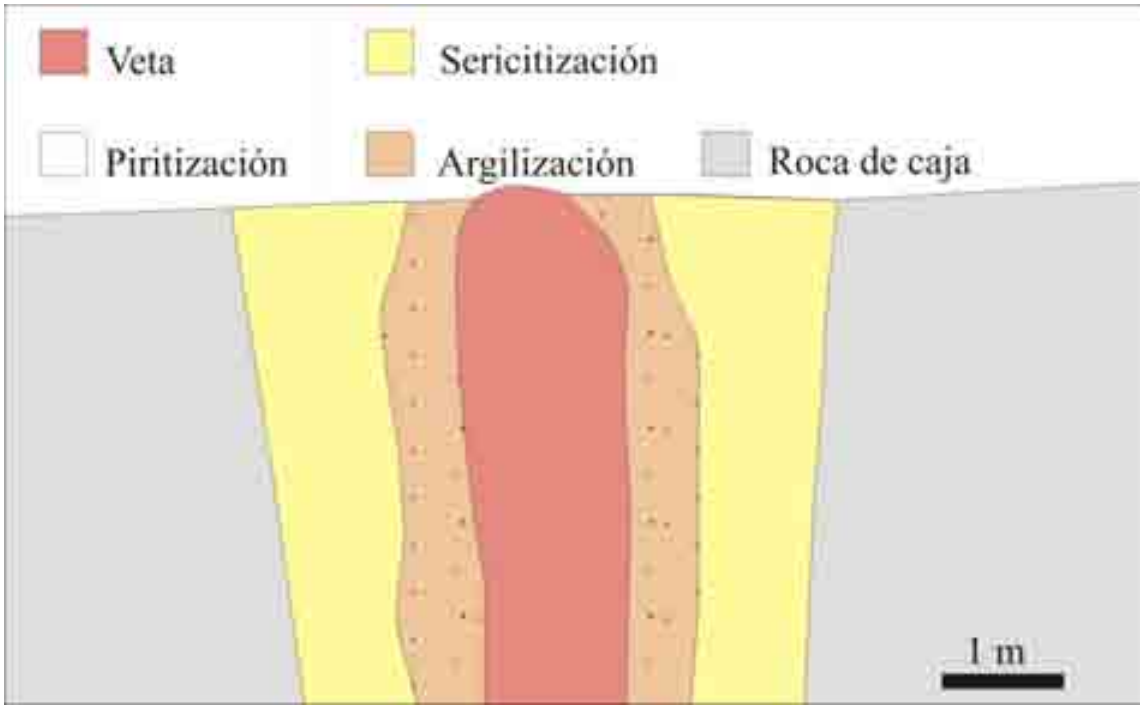


Figura 5-82 Gráfico esquemático de zonación de las alteraciones asociadas a la mineralización.

Relación entre vetas de sulfuros y vetas de cuarzo

A partir de relaciones de corte observadas en superficie y profundidad entre las vetas de sulfuros y vetas de cuarzo se interpreta que las vetas de sulfuros se formaron previamente a las vetas de cuarzo, esto queda evidenciado por la presencia de las brechas de cuarzo bandeado (Q_2) con clastos redondeados de sulfuros con texturas cocardas (Marta Centro; Fig. 5-83 y 5-84), vetillas de cuarzo cristalino con textura en peine (Q_3) cortando la veta de sulfuros (Ivonne, Fig. 5-85), brechas de cuarzo sacaroide (Q_1) y cristalino con textura en peine (Q_3) con clastos ángulosos a subángulos de sulfuros (Marta Este y Marta Norte, Fig. 5-85). Estas relaciones muestran que las vetas de cuarzo se formaron posteriormente superponiéndose a las vetas de sulfuros ya formadas, en el mismo sistema de fracturas.

Figura 5-83 Veta de sulfuro cortada por veta de cuarzo (Marta Centro). Tramo entre -46,80m y -56,30m, pozo 53-06.

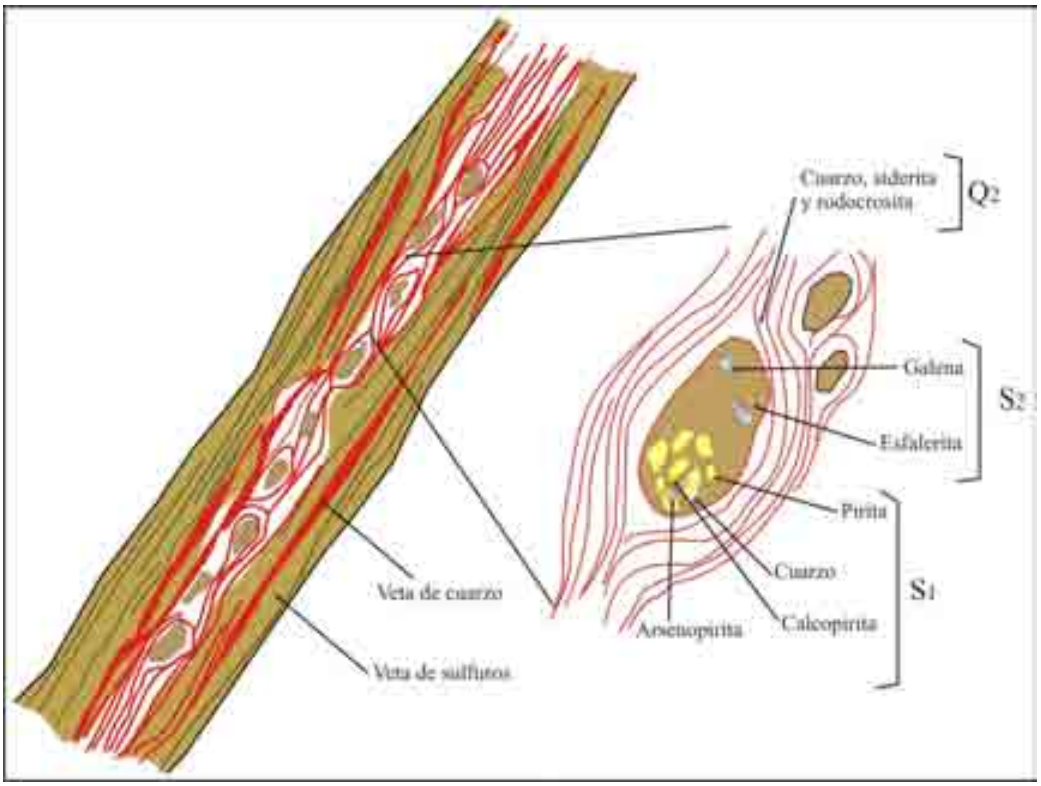


Figura 5-84 Gráfico esquemático de las relaciones entre vetas en Marta Centro.

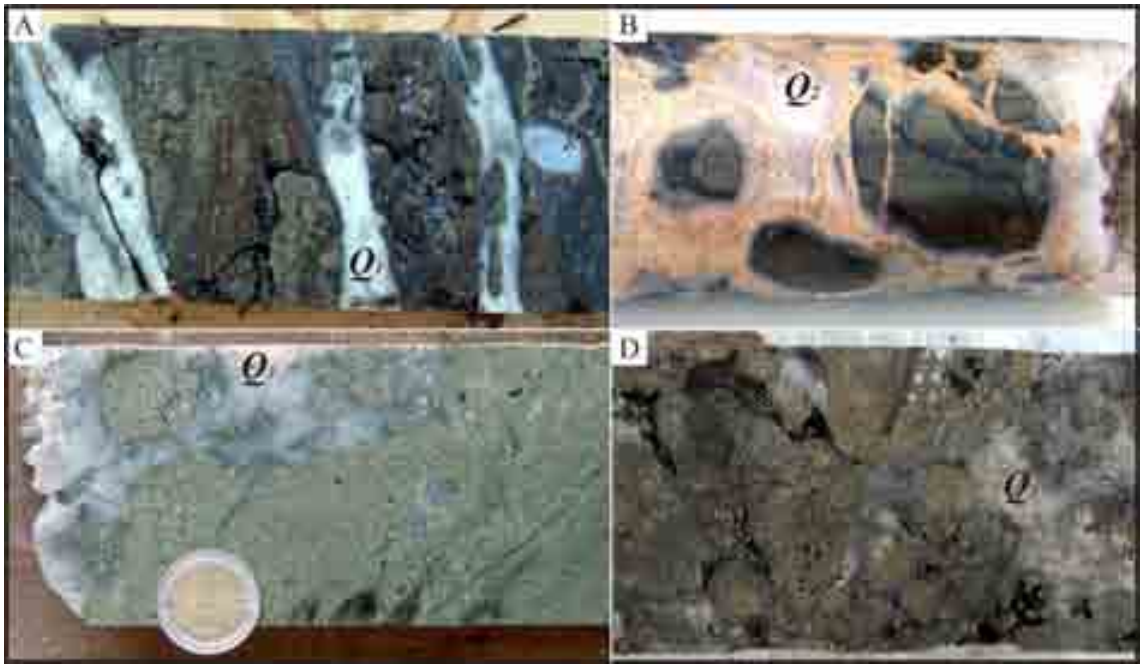


Figura 5-85 Relaciones entre los pulsos mineralizantes de las vetas de sulfuros y las vetas de cuarzo. Muestras de testigos corona diámetro HQ (65 mm). A) Vetillas de cuarzo sacaroide del Q_1 cortando veta de sulfuros (veta Marta Este) B) Brecha de cuarzo, siderita y rodocrosita del Q_2 con clastos de sulfuros (veta Marta Centro). C) Veta de pirita y arsenopirita cortada por cuarzo blanco cristalino del Q_3 (veta Ivonne). D) Brecha de cuarzo blanco cristalino Q_3 cortando veta de pirita (veta Marta Norte).

Caracterización de los fluidos mineralizantes

Se realizaron estudios detallados de inclusiones fluidas, isótopos estables de S, O y C e isótopos inestables de Pb/Pb, con el fin de caracterizar los fluidos de cada uno de los pulsos mineralizantes formadores tanto de las vetas de sulfuros como las vetas de cuarzo.

Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas son una muy importante herramienta en el estudio de los depósitos hidrotermales, permitiendo conocer la temperatura y composición química de los fluidos hidrotermales y posibilitando la obtención de datos de presión y profundidad a las cuales se han formado los mismos.

Los estudios de microscopía y microtermometría han sido realizados sobre muestras de minerales de los distintos pulsos de las vetas de sulfuros y vetas de cuarzo.

Se reconocieron inclusiones de tipo primarias, pseudosecundarias, secundarias y estrangulamientos ("necking down"), estudiándose solo las inclusiones primarias, ya que son las que mejor representan las relaciones iníciales de los fluidos. Se determinaron en base a su morfología y localización en zonas de crecimiento de los cristales, con tamaños entre 10 y 17 µm llegando hasta 100 µm con formas irregulares a subredondeadas.

Todas las inclusiones fluidas estudiadas son bifásicas, con una fase líquida y una fase vapor (L y V) y con una relación vapor/líquido promedio del 25% y sin desarrollo de cristales hijos. Durante la etapa de criometría no se han observado cambios de fases que indiquen la presencia de CO_2 en la fase gaseosa. Las temperaturas del punto eutéctico (Te) varían entre -7,4 y -27,1 correspondiendo a un sistema H_2O-NaCl que posee una Te teórica de –20,8°C **(Shepherd *et al.*, 1985).** Los resultados de microtermometría en inclusiones fluidas se resumen en la tabla 5-86.

Vetas de sulfuros

En el primer pulso (S_1) se estudiaron inclusiones fluidas en cristales de cuarzo. La temperatura de homogenización (T_h) presenta valores que varían entre 308,2 y 327ºC con un promedio de 319,3ºC mientras que la salinidad varía entre 2,09 y 4,49 eq.wt%

Tabla 5-86 Datos microtermométricos de inclusiones fluidas de los pulsos de las vetas de sulfuros y las vetas de cuarzo. Referencias: *Th* temperatura de homogenización, Tm_{ice} temperatura de fusión del hielo.

Pulso	Veta	Prof, (- m)	Mineral	Th (ºC)	Th promedio (ºC)	Tm_{ice} (ºC)	Salinidad (eq, wt% NaCl)	Salinidad promedio (eq, wt% NaCl)	n
S_1	Ivonne	53,3	Cuarzo	308,2 - 327	319,3	-1,7 to -2,7	2,09 - 4,49	3,91	10
S_2	Marta Centro	54,2	Esfalerita	255 - 312,4	273,5	-2,6 to -5,7	4,34 - 8,81	6,51	17
Q_1	Marta Este	56,5	Cuarzo	171,2 - 307,1	246,5	-0,9 to -3,2	1,23 - 6,59	3,53	33
Q_2	Marta Centro	51,2	Cuarzo	211 – 275,1	251,5	-1,0 to -1,4	0,53 - 2,41	1,52	20
Q_3	Marta Sur	50,7	Cuarzo	253,9 - 284,3	272,8	-0,3 to -1,3	0,88 - 2,07	1,45	8

NaCl con un promedio de 3,91. En el segundo pulso (S_2) se estudiaron inclusiones fluidas en esfaleritas opacas a partir de microscopia infraroja (IR). Con luz transmitida estas esfaleritas presentan una coloración gris pálida y las inclusiones fluidas y otras características mineralógicas y cristalográficas son indistinguibles. La microscopia IR permite la observación de estos cristales opacos como se fueran transparentes pudiendo se reconocer líneas de crecimiento de los cristales, inclusiones sólidas e inclusiones fluidas. Se reconocieron inclusiones fluidas primarias de gran tamaño (hasta 100 μm) bifásicas (L+V) con diferentes morfologías (esféricas, elongadas tipo "tubo" y algunas con formas siguiendo el clivaje de la esfalerita; Fig. 5-87). La temperatura de fusión del hielo medida fue entre -2,6 y -5,7 ºC, lo que está indicando una salinidad baja a moderada, entre 4,34 y 8,81, con un promedio de 6,53 eq. wt% NaCl y la temperatura de homogenización varía entre 255 y 312.4 ºC, y su promedio es 273.5ºC.

Vetas de cuarzo

Las inclusiones fluidas primarias estudiadas en el cuarzo gris (Fig. 5-88) que caracteriza al primer pulso (Q_1) presentan temperaturas de homogenización (T_h) que varían entre 171,2 y 307,1ºC con un promedio de 246,5ºC. La salinidad promedio es de 3,53 eq.wt% NaCl con valores entre 1,23 and 6,59. El cuarzo bandeado del segundo pulso (Q_2) está caracterizado por presentar salinidades que van desde 0,53 a 2,41 eq. wt% NaCl con un promedio de 1,53 y temperaturas de homogenización varían entre 211 y 275,1ºC con un promedio de 251.5ºC mientras que el tercer pulso (Q_3) de cuarzo cristalino con textura en peine tiene salinidades entre 0,88 y 2,07, (promedio 1,45 eq. wt% NaCl) y temperaturas de homogenización (T_h) entre 253,9 and 284,3ºC, con un promedio de 272,8ºC.

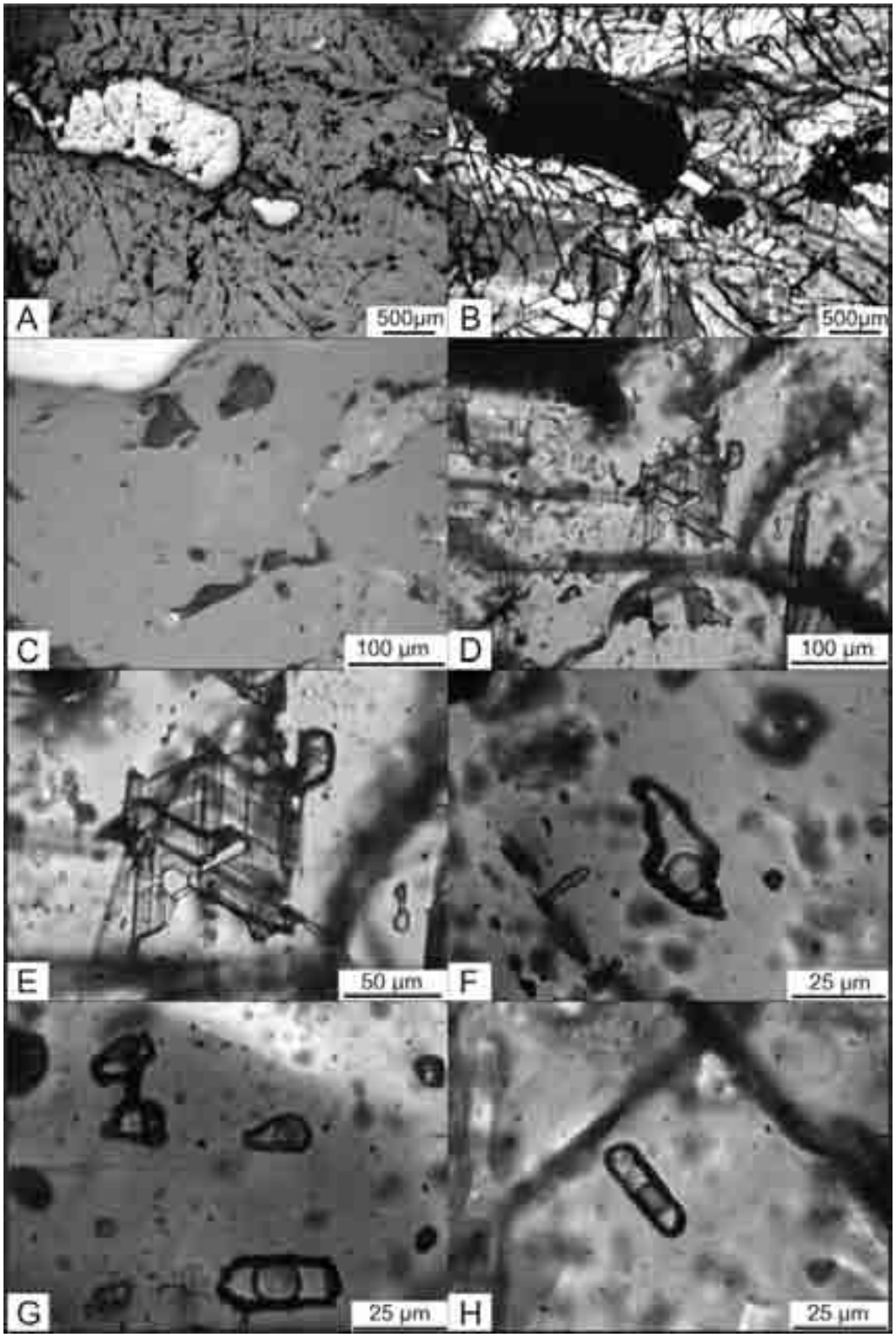


Figura 5-87 Características microscópicas de esfaleritas del pulso S_2, analizadas por luz común y radiación infraroja Cristales de esfalerita y pirita bajo luz normal (A) y bajo radiación infraroja (B). Cristal de esfalerita con luz normal (C) y bajo radiación infraroja donde se observa una inclusión fluida con morfología controlada por el clivaje del cristal (D) y (E). Inclusiones fluidas primarias con radiación infraroja (F), (G) y (H).

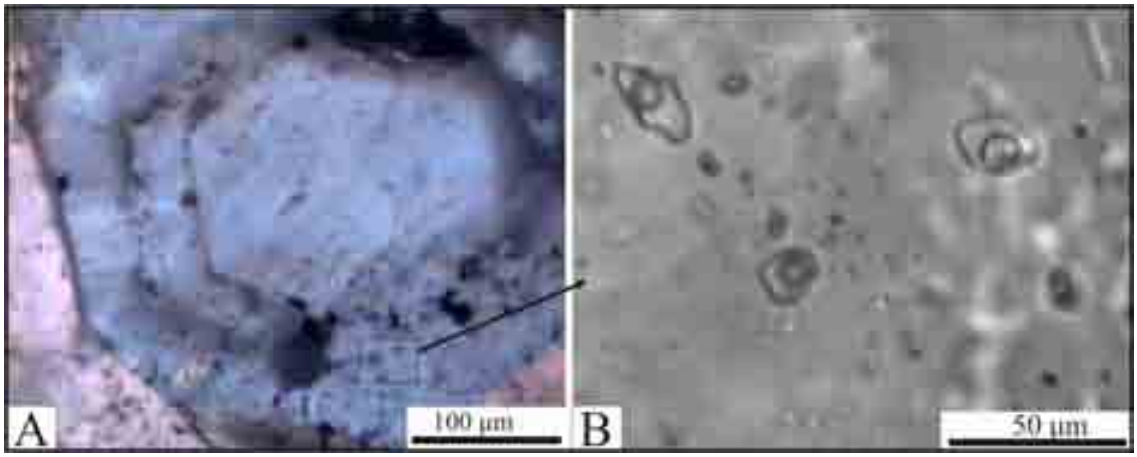


Figura 5-88 A) Cristal zonado de cuarzo del pulso Q_2. B) Detalle de (A) donde se observan inclusiones fluidas primarias.

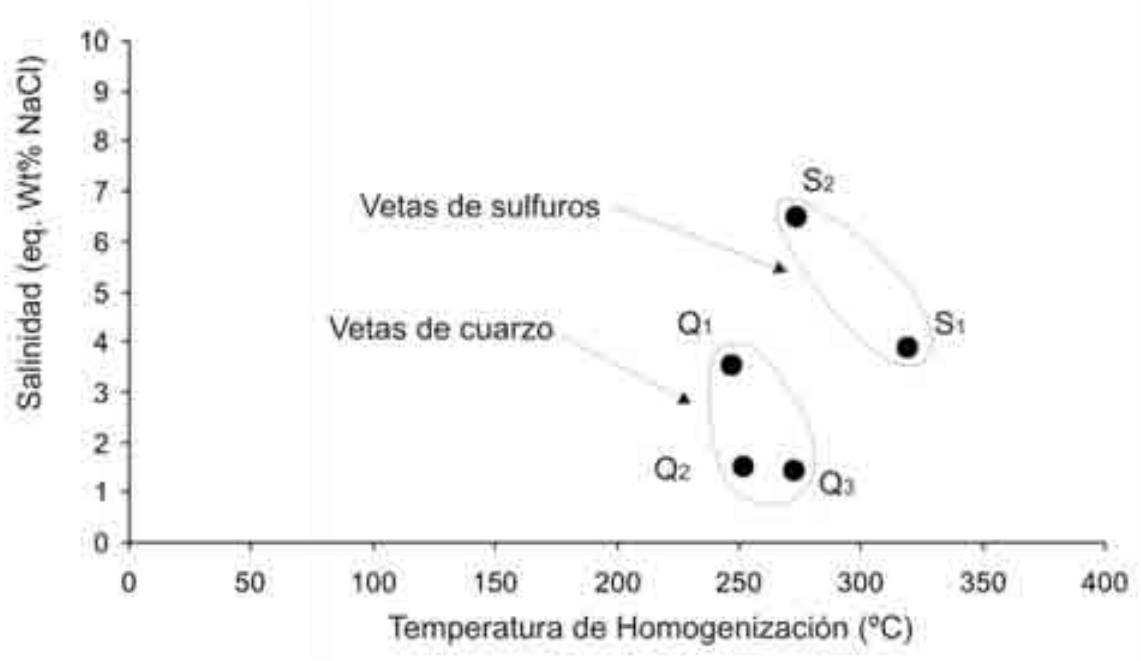


Figura 5-89 Gráfico de salinidad-temperatura de homogenización donde se plotean los promedios para cada pulso de las vetas de sulfuros y de cuarzo.

Según los datos obtenidos el proceso deposicional de los principales pulsos (S_1 y S_2) formadores de las vetas de sulfuros tuvo lugar entre los 275ºC y los 320ºC a partir de fluidos con moderadas a bajas salinidades (entre 4 y 6.5 eq. wt% NaCl). Ver Fig. 5-89

En las vetas de cuarzo se observa una disminución de la salinidad del pulso Q_1 con un promedio de ~3.5 eq.wt% NaCl a un valor promedio de ~1.5 eq.wt% NaCl para los

pulsos Q_2 y Q_3, mientras que los valores de Th son muy similares para los tres pulsos con valores promedios de entre 246,5 y 272,8ºC (Fig. 5-89).

Los datos microtermométricos obtenidos muestran mayores salinidades y temperaturas en los fluidos formadores de las vetas de sulfuros con respecto a los fluidos formadores de las vetas de cuarzo, mostrando una mayor participación de aguas meteóricas y un leve enfriamiento en la fuente de calor en los fluidos tardíos. Estos datos indican la presencia de dos fluidos hidrotermales distintos en el área, posiblemente de distintas edades y génesis.

Isótopos estables

El análisis de los isótopos estables permite obtener información muy importante para comprender el origen, naturaleza y evolución de los fluidos hidrotermales.

En el marco de esta investigación, se determinaron relaciones de isótopos estables de azufre ($\delta^{34}S$), oxígeno ($^{18}O/^{16}O$) y carbono ($\delta^{13}C$) en minerales de los distintos pulsos de las vetas de sulfuros y vetas de cuarzo.

Isótopos de azufre

Los estudios de isótopos de azufre son utilizados en depósitos minerales para determinar el origen del S de las menas sulfuradas.

En la tabla 5-91 se grafican los resultados obtenidos de $\delta^{34}S_{mineral}$, junto con los valores de $\delta^{34}S_{fluido}$ calculados mediante la fórmulas de **Ohmoto y Rye (1979)**, para los diferentes minerales.

Tabla 5-91 Resultados de isótopos de azufre de las muestras analizadas.

Mineral	Veta	Pulso	$\delta\ ^{34}S_{min}$ ($^0/_{00}$)	Th (ºC)	$\delta\ ^{34}S_{fluido}$ ($^0/_{00}$)
Pirita	IVO	S1	2.8	319,3	1,32
Pirita	IVO	S1	3.3	319,3	2,16
Pirita	IVO	S1	2.7	319,3	1,56
Pirita	IVO	S1	3.5	319,3	2,36
Pirita	IVO	S1	3.5	319,3	2,36
Arsenopirita	IVO	S1	2.7	319,3	1,56
Arsenopirita	IVO	S1	0	319,3	-1,14
Arsenopirita	IVO	S1	1.9	319,3	0,76
Arsenopirita	IVO	S1	2.2	319,3	1,06
Arsenopirita	IVO	S1	2.3	319,3	1,16
Calcopirita	IVO	S1	2.7	319,3	2,84
Calcopirita	IVO	S1	1.4	319,3	1,54
Esfalerita	MC	S2	2.7	273,5	1,36
Esfalerita	MC	S2	3.2	273,5	1,86
Esfalerita	MC	S2	2.9	273,5	1,56
Galena	MC	S2	1.5	273,5	3,61
Galena	MC	S2	1.5	273,5	3,61
Galena	MC	S2	0.9	273,5	3,01
Pirita	ME	Q1	3.6	246,5	2,46
Pirita	ME	Q1	3.1	246,5	1,62
Esfalerita	MN	Q1	2.6	246,5	1,12
Galena	MN	Q1	1.1	246,5	3,43

Tabla 5-92 Resultados de isótopos de azufre promedios para cada pulso.

Pulso	n	$\delta^{34}S_{min}$ ($^0/_{00}$) promedio	Th (ºC)	$\delta^{34}S_{fluido}$($^0/_{00}$) promedio
S_1	12	2.3	319,3	1,46
S_2	6	2.1	273,5	2,50
Q_1	4	2.6	246,5	2,16

Los valores de $\delta^{34}S_{min}$ varían entre 0‰ y 3,6‰ con un promedio de 2,4‰ y los de $\delta^{34}S_{fluido}$ entre –1,14‰ y 3,61‰. El promedio de $\delta^{34}S_{min}$ y $\delta^{34}S_{fluido}$ para cada pulso estudiado (Tabla 5-92) muestra valores similares (S_1: 2,3‰, 1,46‰, S_2: 2,1‰, 2,50‰ y Q_1: 2,6‰, 2,16‰) lo que estaría indicando una misma fuente de S para estos pulsos.

Estos valores, próximos a 0‰, indican un origen magmático (con escasa actividad supergénica) para el S que conforma el H_2S de los fluidos hidrotermales, y más específicamente marcan una filiación del S a un magmatismo básico (Fig. 5-93) según la clasificación de **(Hoefs, 1987).**

Este magmatismo podría correlacionarse con el evento que dio origen a los cuerpos intrusivos dioríticos de la Formación La Leona o el evento que originó a los basaltos de la Formación El Piche.

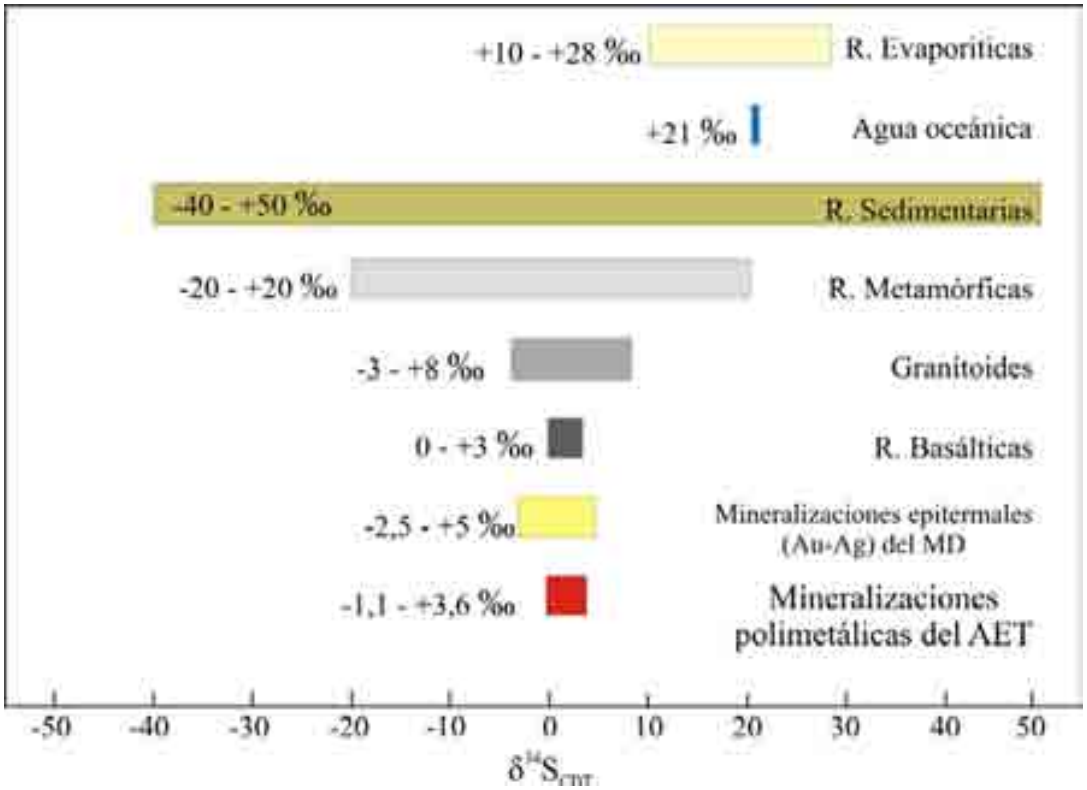


Figura 5-93 Valores de $\delta^{34}S_{CDT}$ en diversos materiales geológicos (**Hoefs, 1987**). Referencias: MD, Macizo del Deseado; AET: anticlinal El Tranquilo.

Isótopos de oxigeno

Los resultados obtenidos consistieron en el valor de $\delta^{18}O$ del mineral, en valores por mil (‰) y calculados en función de su desviación respecto del SMOW (Standard Mean Ocean Water). Para la caracterización del fluido en equilibrio con este mineral, se calculó el valor de $\delta^{18}O_{fluido}$ utilizando la fórmula de **Zheng (1993)** según:

$$\delta^{18}O_{fluido} = \delta^{18}O_{qz} - 103 \ln \alpha$$

donde $$103 \ln \alpha = D(106)/T2 + E(103)/T + F$$

siendo D, E y F constantes determinadas experimentalmente y T la temperatura de precipitación del cuarzo en °K. Los valores de temperatura utilizados fueron los obtenidos mediante las inclusiones fluidas. El valor de Th se ha obtenido de los promedios para cada pulso. De este cálculo resulta que el $\delta_{18}O_{SMOW}$ de los fluidos en equilibrio con el cuarzo de las vetas está comprendido en un rango de –3,10‰ a 3,68‰.

Tabla 5-94 Resultados de $\delta^{18}O_{qz}$ (medido) y de $\delta^{18}O_{fluido}$ (calculado).

Mineral	Veta	Pulso	$\delta^{18}O_{min}$ (‰)	Th (ºC)	$\delta^{18}O_{fluido}$ (‰)
Cuarzo	IVO	S_1	7,7	319,3	1,26
Cuarzo	ME	Q_1	9,2	246,5	0,10
Cuarzo	MS	Q_2	12,6	251,5	3,68
Cuarzo	IVO	Q_3	9,1	272,8	1,10
Cuarzo	MN	Q_3	4,9	272,8	-3,10

Con la intención de caracterizar la fuente del fluido hidrotermal jurásico, y como una aproximación hacia la composición de las aguas meteóricas para ese momento, se han utilizado como referencia los datos existentes de $\delta^{18}O$ y δD de precipitaciones de las localidades más próximas **(IAEA/WMO, 2004)** y los datos obtenidos por **Cravero *et al.*, (1991)** para caolinitas supergénicas del Jurásico superior-Cretácico del este del Macizo del Deseado. Los promedios obtenidos para estos elementos fueron de -11,03 y -84,29 para Ushuaia y de -7,14 y -56,14 para Puerto Madryn, respectivamente.

Esta información sumada al conjunto de los datos de las mineralizaciones del Macizo del Deseado obtenidos en otros estudios se ha volcado en un gráfico de δD vs. $\delta^{18}O$ (Fig. 5-95). Vale la aclaración de que aunque la mineralización del área queda graficada como líneas rectas debido a la falta de valores de δD, debe considerarse que los valores de este isótopo para la mineralización estudiada quedan comprendidos dentro del

intervalo correspondiente al de las aguas meteóricas de la zona, ya que el H presenta muy poco fraccionamiento isotópico durante la relación agua-roca **(Recio, 2000).**

El rango de valores isotópicos de oxígeno de los fluidos formadores de las mineralizaciones del área se encuentran dentro del rango de valores medidos para las mineralizaciones del Macizo del Deseado e indican que los fluidos se formaron por una mezcla de aguas meteóricas y aguas magmáticas, pero con una tendencia hacia estas últimas. Los valores de $\delta^{18}O_{SMOW}$ para de los distintos pulsos son muy semejantes con valores de 1,26 para las vetas de sulfuros (S_1) y entre 0,10 a 3,68 para los primeros pulsos de las vetas de cuarzo (Q_1 y Q_2), mostrando un mayor aporte de aguas magmáticas en los primeros eventos formadores de las mineralizaciones, mientras que el último pulso de las vetas de cuarzo (Q_3) presenta valores entre -3,60 y 1,10 marcando un menor aporte de aguas magmáticas al fluido.

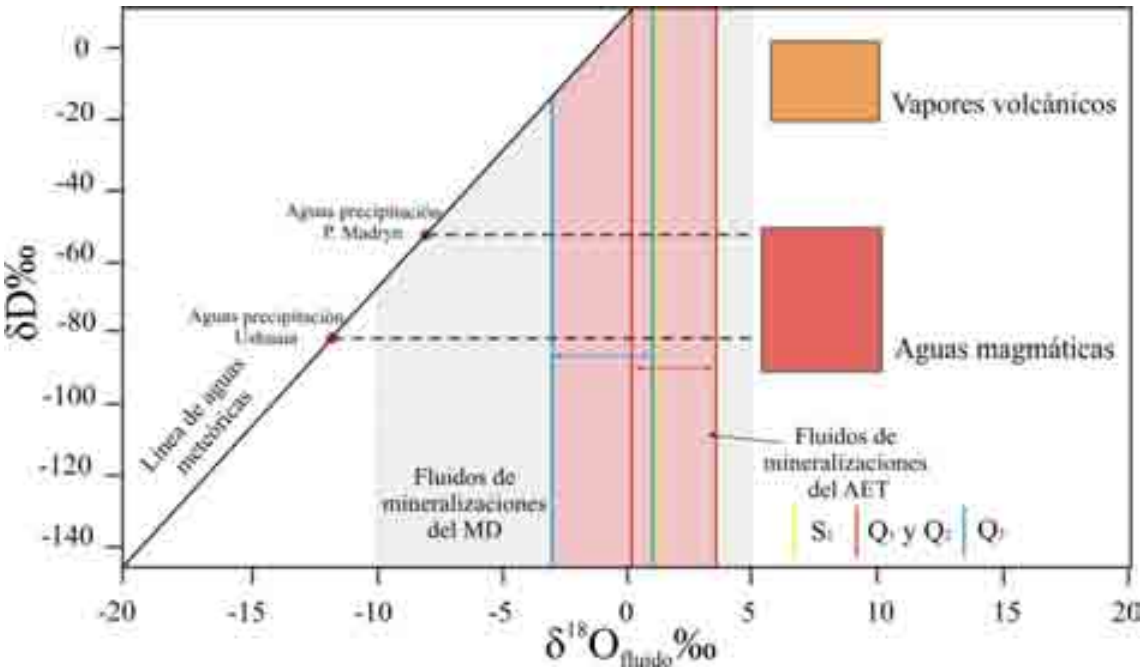


Fig. 5-95 Diagrama de δD vs. $\delta^{18}O$ del fluido en equilibrio con cuarzo. El campo de los *vapores volcánicos* según **Giggenbach (1992)** y el campo de *aguas magmáticas* según **Sheppard (1996).** Referencias: *MD*, Macizo del Deseado; *AET*, anticlinal El Tranquilo; S_1, pulso 1 de sulfuros; Q_1, pulso 1 de cuarzo; Q_2, pulso 2 de cuarzo; Q_3, pulso 3 de cuarzo.

Isótopos de carbono y oxigeno

En este caso los minerales analizados fueron siderita y rodocrosita presentes en el pulso Q_2 de las vetas de cuarzo, obteniéndose valores de $\delta^{13}C$ y de $\delta^{18}O$ en relación al estándar PDB (Belemnita de la Formación Pee Dee) y de $\delta^{18}O$ según el estándar SMOW, todos ellos expresados en delta por mil (δ ‰).

Tabla 5-96 Resultados de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ sobre muestras de carbonatos.

Mineral	Veta	Pulso	$\delta\ ^{13}C_{pdb}$	$\delta\ ^{18}O_{pdb}$	$\delta\ ^{18}O_{smow}$
Siderita	MC	Q_2	-10.35	-7.21	23.47
Siderita	MC	Q_2	-10.52	-7.45	23.23
Rodocrosita	MC	Q_2	-10.15	-17.42	12.95

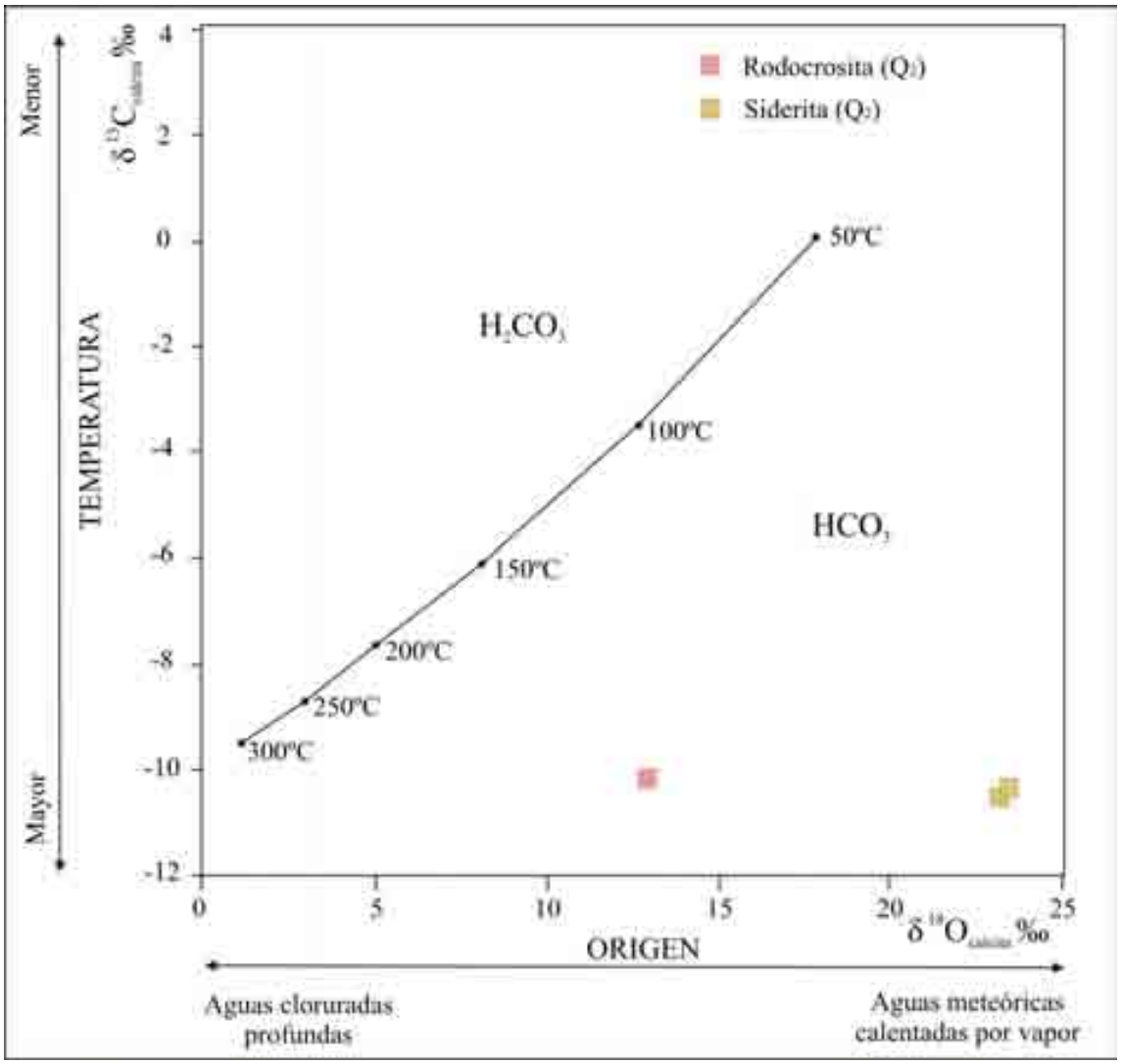


Fig. 5-97 Diagrama de $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ modificado de **Simmons y Christensen (1994).**

Los valores se presentan en la tabla 5-95 y han sido graficados en un diagrama de $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ (Fig. 5-97). Tanto la siderita como la rodocrosita se disponen en el mismo rango de temperatura dado por los valores de $\delta^{13}C$ pero con distintos valores de $\delta^{18}O$ (Fig. 5-97). En función de los criterios establecidos por **Simmons y Christensen (1994)** la ubicación de las muestras estaría indicando que los minerales fueron originados por fluidos de alta temperatura (en función de los altos valores de $\delta^{13}C$) con un moderado (para la rodocrosita) a importante (para la siderita) aporte de aguas meteóricas calentadas por vapor (dados los valores de $\delta^{18}O$).

Isótopos inestables

Isotopos de plomo

Los isótopos de plomo son usados en el estudio de los yacimientos minerales con el fin de comprender el origen de los metales y del fluido mineralizante, y aproximar la edad de su generación.

En investigaciones previas **(Schalamuk *et al.*, 1997, Moreira *et al.*, 2005** y **Lopez *et al.*, 2006)** se determinaron para algunos depósitos del Macizo del Deseado, intervalos de isótopos de Pb de 18,307-18,722 para $^{206}Pb/^{204}Pb$, 15,590-15,953 para $^{207}Pb/^{204}Pb$ y 38,290 y 39,527 para $^{208}Pb/^{204}Pb$, a partir del análisis de sulfuros y cuarzo. En la presente investigación se analizan los resultados obtenidos sobre muestras de pirita, arsenopirita, esfalerita, galena y cuarzo de los distintos pulsos presentes en las vetas y se compara con las distintas litologías magmáticas del área de estudio.

Resultados

Las composiciones isotópicas de Pb de los sulfuros y cuarzo de las vetas de sulfuros se mostraron radiogénicas y relativamente homogéneas (tabla 5-98), con relaciones $^{206}Pb/^{204}Pb$ en el intervalo 18,379 – 18,502; para el $^{207}Pb/^{204}Pb$ entre 15,588 y 15,730 y para el $^{208}Pb/^{204}Pb$ entre 38,234 y 38,756. En comparativa con las composiciones isotópicas de los magmátismos del área, las composiciones isotópicas de Pb de los sulfuros y cuarzo son menos radiogénicas. Esto se debe a que, como los sulfuros no tienen U y Th (o tienen en muy poca cantidad), después que el Pb entra en la estructura de los mismos, la composición isotópica no varía (permanece la inicial), mientras que por otro lado, en las rocas la composición isotópica del Pb continúa creciendo hasta hoy, siempre paralelo a las curvas del diagrama de plumbotectónica (Fig. 5-99), motivo por el cual están localizadas más adelante, pero en el mismo alineamiento. Por tal motivo las rocas tienen relaciones isotópicas $^{207}/^{206}Pb$ más cercanas al 0Ma que los sulfuros y el cuarzo (Fig. 5-100). Los resultados obtenidos se ubican dentro del intervalo correspondiente a los valores previamente registrados en el Macizo del Deseado, salvo la relación $^{208}Pb/^{204}Pb$ que presenta valores con un rango más amplio. Las composiciones isotópicas obtenidas se disponen entre las curvas del orógeno y la corteza superior en el diagrama Uranogénico (Fig. 5-99) del modelo Plumbotectónico de **Zartman y Doe (1981)**, y en menor medida se ubican en el campo de orógeno,

indicando que el Pb que se encuentra en los sulfuros y cuarzo es proveniente predominantemente de rocas de la corteza continental superior con alta a moderada relación Th/Pb.

Tabla 5-98 Composiciones isotópicas de sulfuros y cuarzo de la vetas de sulfuros.

Mineral	Pulso	Veta	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Error % (1s)
Pirita	S1	IVO	18.400	0.008	15.601	0.009	38.302	0.008
Pirita	S1	IVO	18.408	0.007	15.625	0.007	38.341	0.007
Pirita	S1	IVO	18.398	0.010	15.593	0.011	38.269	0.011
Pirita	S1	IVO	18.502	0.023	15.730	0.032	38.756	0.041
Pirita	S1	IVO	18.476	0.165	15.704	0.161	38.643	0.201
Arsenopirita	S1	IVO	18.395	0.009	15.606	0.009	38.319	0.010
Arsenopirita	S1	IVO	18.402	0.024	15.612	0.024	38.318	0.025
Cuarzo	S1	IVO	18.404	0.008	15.604	0.008	38.295	0.008
Esfalerita	S2	MC	18.406	0.010	15.622	0.009	38.335	0.009
Esfalerita	S2	MC	18.407	0.024	15.613	0.024	38.313	0.025
Galena	S2	MC	18.397	0.028	15.620	0.029	38.339	0.030
Galena	S2	MC	18.379	0.007	15.588	0.007	38.234	0.008

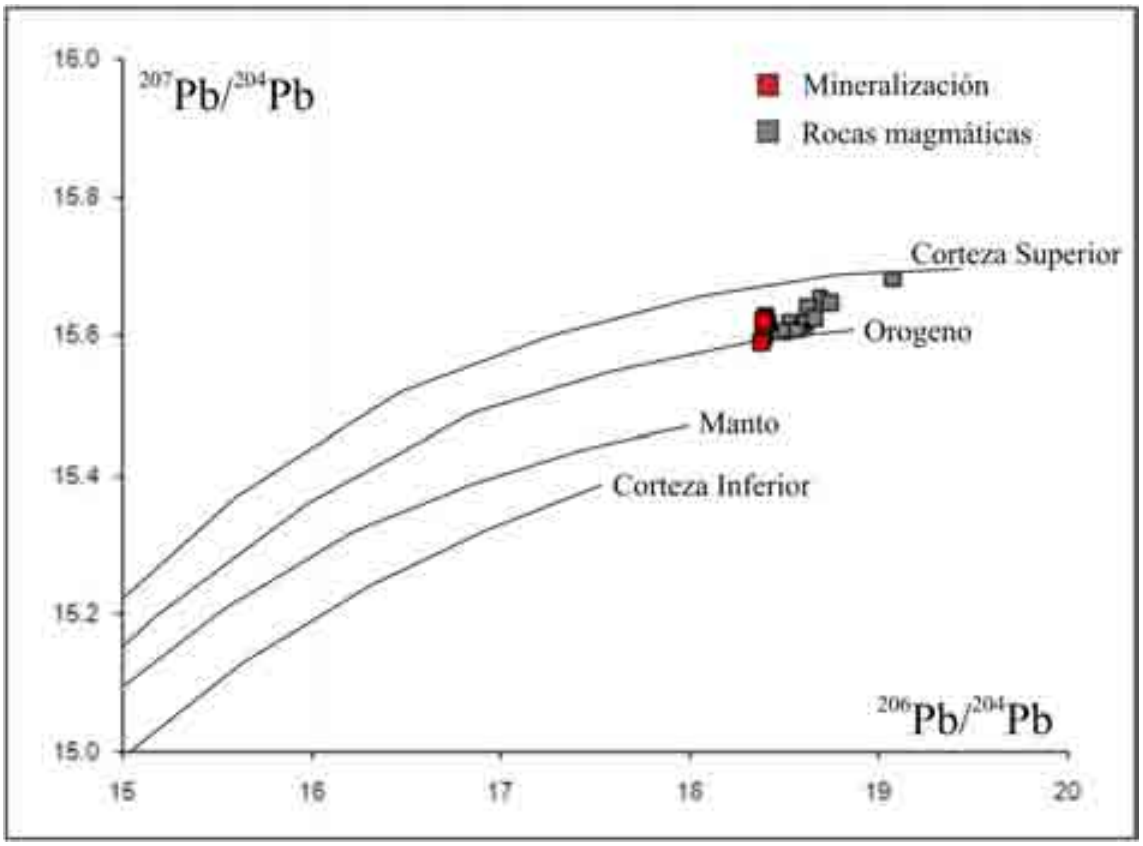


Fig. 5-99 Curvas de evolución isotópica de Pb para reservorio geoquímico terrestre según **Zartman y Doe (1981)**.

Además se observa que el campo determinado por las mineralizaciones analizadas es interceptado por la línea de tendencia de las rocas básicas a intermedias. Si bien la línea de tendencia que determina el conjunto de muestras de sulfuros y cuarzo no es exactamente vertical, presenta un alto ángulo de inclinación indicando una baja variación de relaciones isotópicas $^{207}/^{206}Pb$ lo que sugiere fuentes homogéneas de Pb con relaciones U/Pb similares.

En el grafico de **Stacey & Krammers (1975)** se observa como la línea media de los valores de las mineralizaciones intercepta la curva de evolución de isótopos de Pb a los 193 Ma. Esta edad modelo marca una edad jurásica inferior para la actividad hidrotermal formadora de la mineralización polimetálica sulfurada presente en el área de estudio (Fig. 5-100).

A partir de estos datos se interpreta que la mineralización se formo a partir del desarrolló de una actividad hidrotermal generada de un magmatismo de edad Jurásico inferior, con lixiviación de Pb de estas rocas dentro de la corteza superior continental.

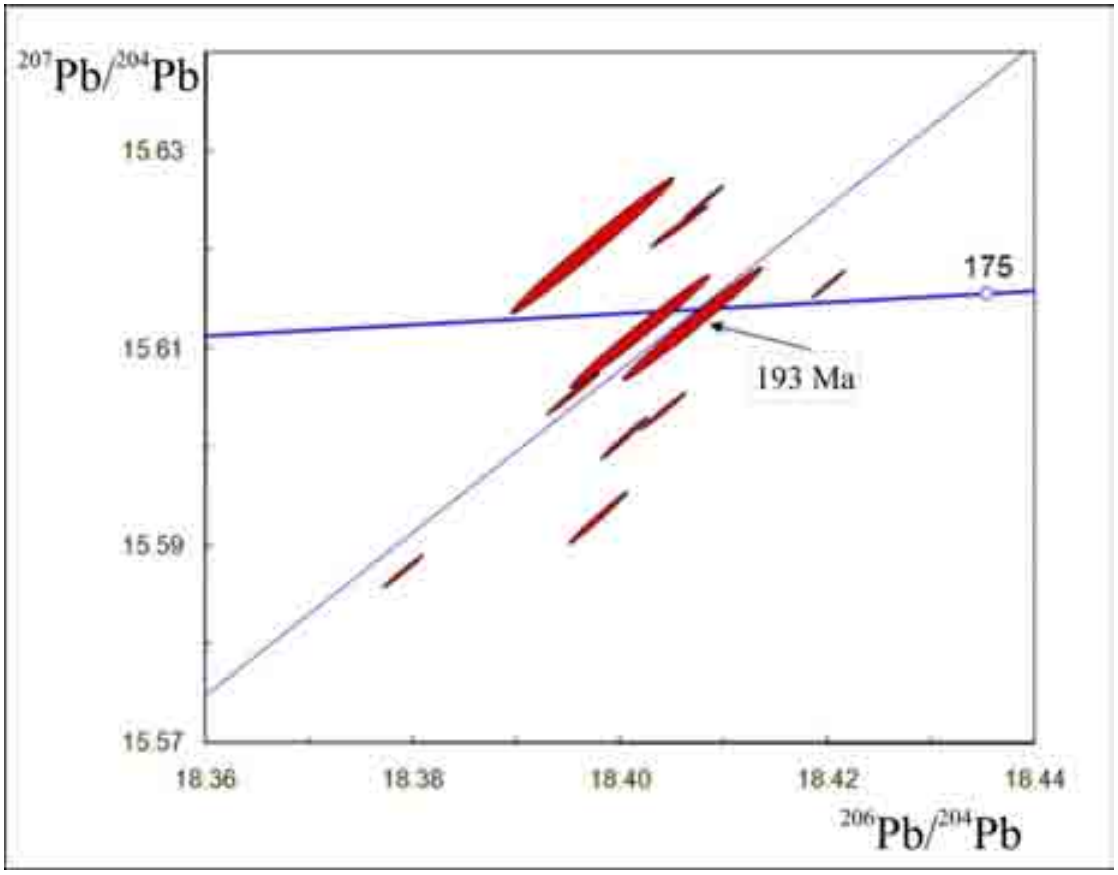


Fig. 5-100 Diagrama de **Stacey & Krammers (1975)** con interpretación geocronólogica de la mineralización polimetálica a partir de isótopos de Pb.

Control estructural y litológico de las mineralizaciones

Control estructural

Las mineralizaciones sulfuradas y cuarzosas del área del anticlinal El Tranquilo se encuentran hospedadas en las tufitas de la Formación Roca Blanca, en las pelitas y areniscas del Grupo El Tranquilo y en menor medida en los pórfidos andesíticos (veta Marta Norte).

Estas mineralizaciones presentan un importante control estructural y litológico, siendo su morfología vetiforme y ubicándose en fallas y fracturas.

Se reconocieron gran cantidad de fallas y fracturas rellenas con mineralización las cuales han sido agrupadas en tres sistemas principales: el sistema Tranquilo *(T)* caracterizado por presentar un rumbo N330º-N325º con inclinaciones de entre 65º y 80º tanto al SO (Marta Centro-Marta Este-Savary Sur) como al NE (trend Ivonne-Sonia), el sistema Kasia *(K)* de rumbo N60º-N70ºcon inclinación promedio de 70º al NNO y el sistema Marta *(M)* de rumbo N300º-N310º e inclinaciones en general entre 60º y 80º al NE (Fig. 5-101 y Fig. 102).

En los sistemas *T y K* se ubican las principales vetas de sulfuros (trend Ivonne, Marta Centro, Sonia, Savary Sur, Pamela y Kasia, Kalia, Kathy) mientras que en el sistema *M* se encuentran las principales vetas de cuarzo (Aurora, Ivana, Marta Sur, Marta Oeste, Marta Noroeste, Marta Norte, Savary Norte, Ana; Fig. 5-101), siendo los sistemas *T* y *M* los de mayor desarrollo y longitud, quedando subordinado el sistema *K* (Fig. 5-102).

En general estas fallas forman estructuras relativamente continuas de gran extensión y con morfologías curvilíneas y también los sistemas de fallas se cruzan y unen formando zonas curvilíneas. Estos curvamientos, debido a cambios en el rumbo de la estructura, llevan al desarrollo de segmentos extensionales en la falla denominados *curvas o codos de relajamiento (releasing bends or dilatational jogs).* Este tipo de estructuras se generan a distintas escalas, respondiendo generalmente, las de escala regional, a cambios en la configuración del basamento o a la presencia de cuerpos intrusivos. Estas zonas extensivas son una de las principales trampas para la depositación de los fluidos hidrotermales debido a los cambios de presiones que sufre el fluido, formando así bolsones o clavos mineralizados. En los tres sistemas se encontraron estos tipos de estructuras mostrando en general desplazamientos levógiros de las fallas (Fig. 5-103).

La geofísica muestra claramente la presencia de importantes anomalías de cargabilidad

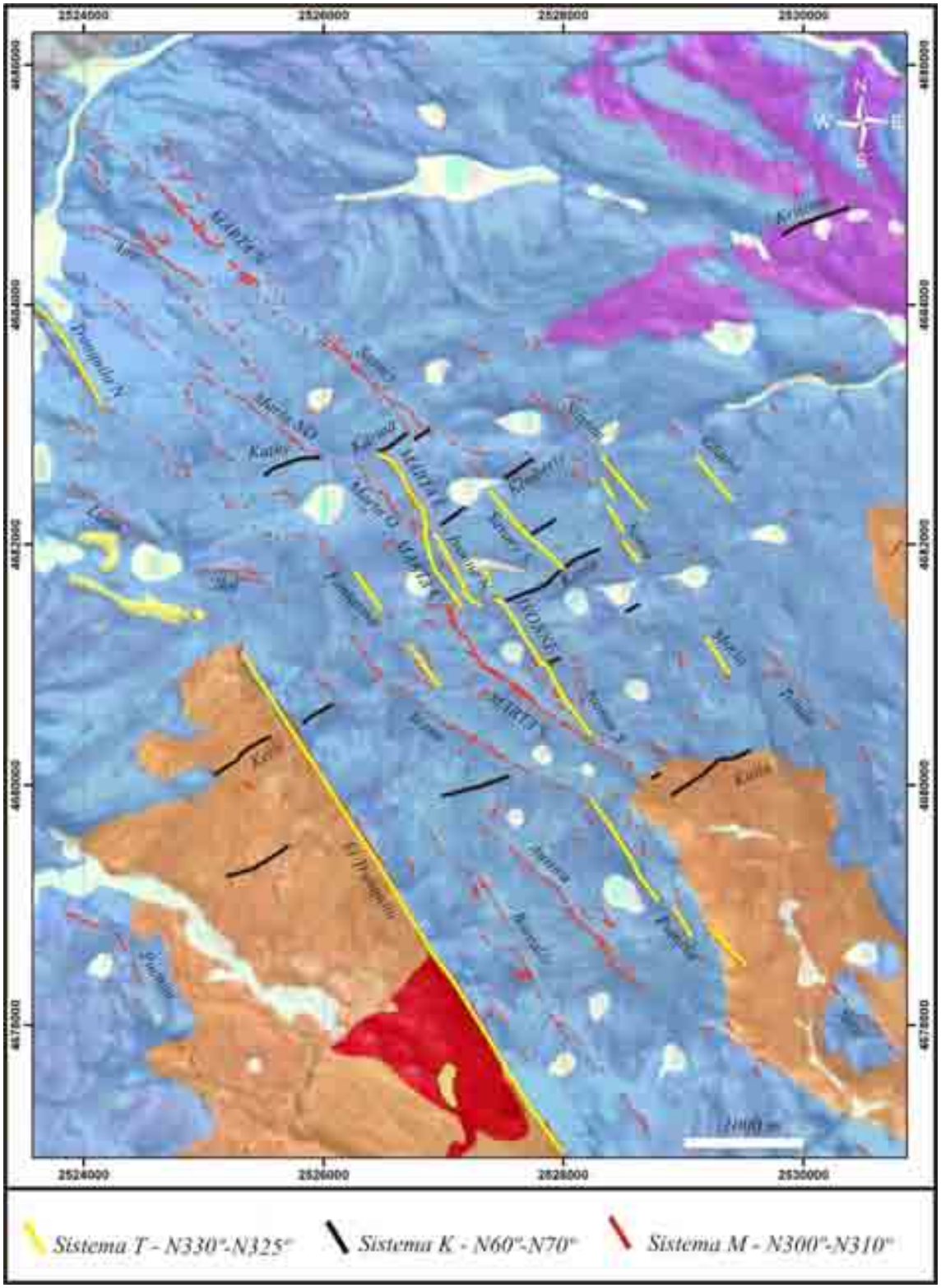


Figura 5-101 Mapa mineralizaciones diferenciadas según los sistemas de vetas/fallas.

ubicadas en los jogs dilatantes de las fallas (Fig. 5-103) confirmando la presencia de los clavos mineralizados sulfurados a partir de perforaciones.

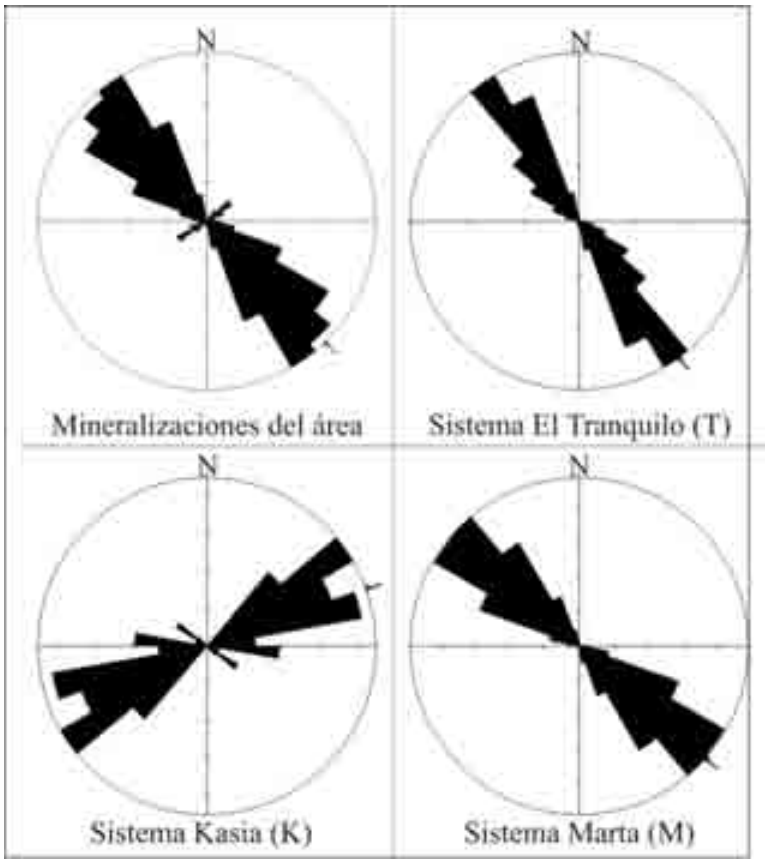


Figura 5-102 (A) Diagrama de rosas de las mineralizaciones del área. (B) Diagrama de rosas del sistema T. (C) Diagrama de rosas del sistema K. (D) Diagrama de rosas del sistema M.

Las secciones transversales de las perforaciones muestran para las estructuras que inclinan hacia el SO, una desplazamiento extensional de las fallas (vetas Marta Sur, Marta Centro, Marta Norte y Marta Este; Fig. 5-104).

Estas fallas presentaron un comportamiento dinámico al momento del flujo y precipitación del fluido hidrotermal con una fuerte componente extensiva que permitió la generación del espacio, pero no solo de inclinación pura, ya que una componente de de rumbo sinestral en las fallas fue necesaria para la generación de los jogs y estructuras sigmoidales presentes en las vetas.

A partir de todas las características y estructuras observadas en las vetas, relaciones de cortes entre las mismas, la actitud de los sistemas de fallas y la estructuración regional del área, se interpreta que la falla El Tranquilo y las fallas del sistema *T* y se formaron en un primer estadio de extensión, como resultado de la extensión regional del rift Jurásico, siendo las zonas de máxima extensión resultantes de el movimiento de las fallas regionales normales dextrales de rumbo ONO (zona de falla El Piche y zona de falla Roca Blanca). El sistema K se formó simultáneamente al sistema T como dirección conjugada o secundaria de la extensión regional y posiblemente con una importante

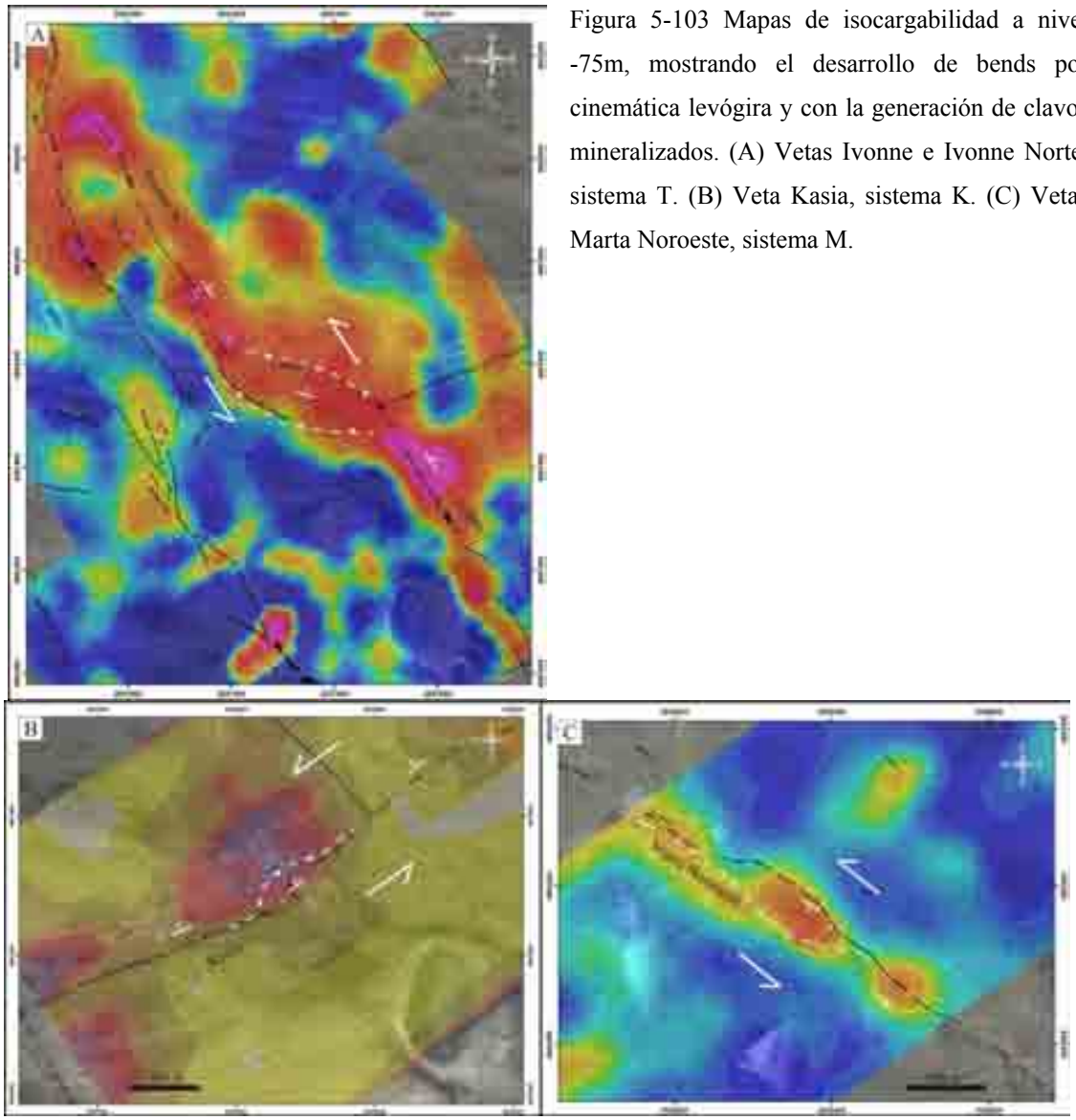


Figura 5-103 Mapas de isocargabilidad a nivel -75m, mostrando el desarrollo de bends por cinemática levógira y con la generación de clavos mineralizados. (A) Vetas Ivonne e Ivonne Norte, sistema T. (B) Veta Kasia, sistema K. (C) Vetas Marta Noroeste, sistema M.

cinemática con componente sinestral, evidenciado por lo observado en los sectores orientales de área en la continuación de estas fallas. Las vetas de sulfuros al ser el primer evento de mineralización, se depositaron principalmente en el sistema T y en menor medida en el sistema K.

Posteriormente se habrían desarrollado las fallas del sistema M formando estructuras secundarias con respecto al sistema T como consecuencia de un aumento de la componente sinestral en la cinemática, posiblemente en respuesta a un cambio en el rumbo y dinámica del movimiento extensional regional, depositándose en estas fallas las vetas de cuarzo como un segundo evento mineralizante. En algunos casos estas vetas se depositaron aprovechando las zonas de debilidad ya existentes de las estructuras

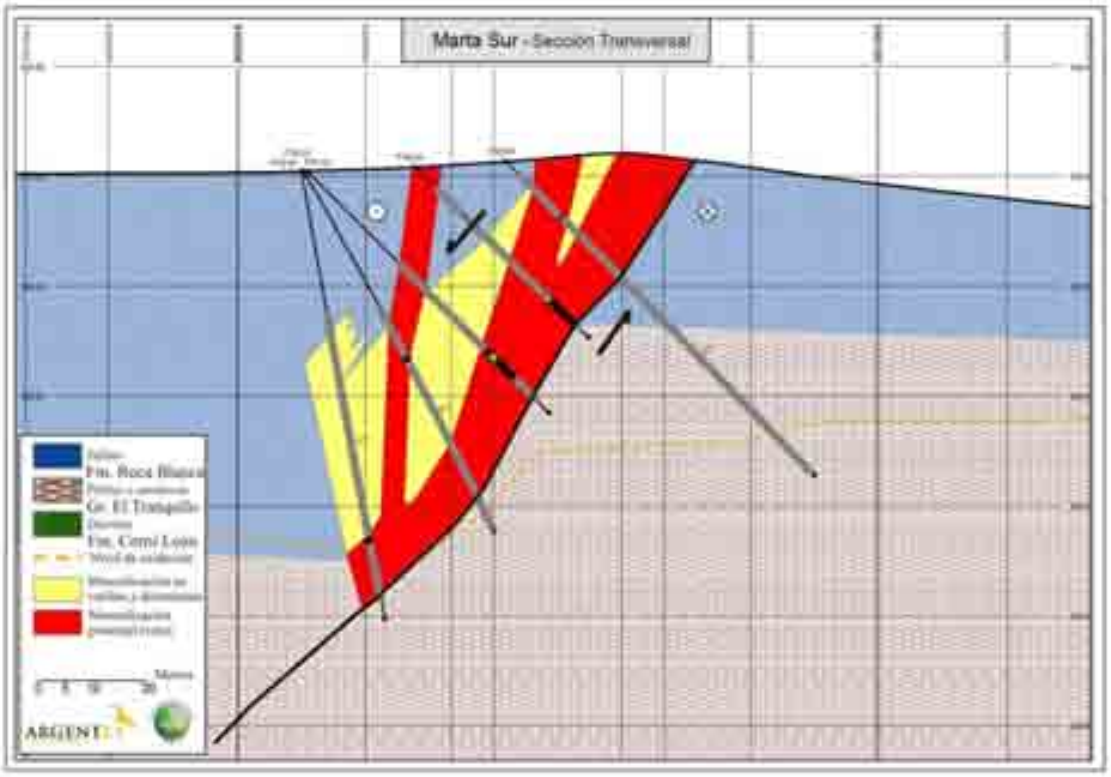


Figura 5-104 Sección transversal de la veta Marta Sur donde se reconoce una cinematica normal de la falla donde se depositó la mineralización.

previamente formadas del sistema *T* y *K*, reactivándolas y cortando las vetas de sulfuros como sucede en Marta Centro.

En su conjunto estos sistemas son interpretados como un strike-slip duplexes extensional con la participación de una componente sinestral (Fig. 5-105), donde el movimiento a través de una estructura mayor, en este caso la falla El Tranquilo, (el equivalente de una rampa en un sistema duplexes de corrimientos) es transferido a través de fallas conectoras o secundarias (sistema *M*). A medida que este sistema evoluciona, las fallas secundarias van dejando de funcionar una a una, y nuevas las van reemplazando. Cada una de estas fallas se conectaría, en profundidad, a la falla principal **(Twiss and Moore, 1992 y Davis and Reynolds, 1996)**. Estos sistemas han sido descriptas según su sección en perfil, como "estructuras en flor", en donde en los sistemas extensionales la estructura en flor es formada por fallas normales y son llamadas "estructuras en tulipa o tulipán" **(Twiss and Moore, 1992).**

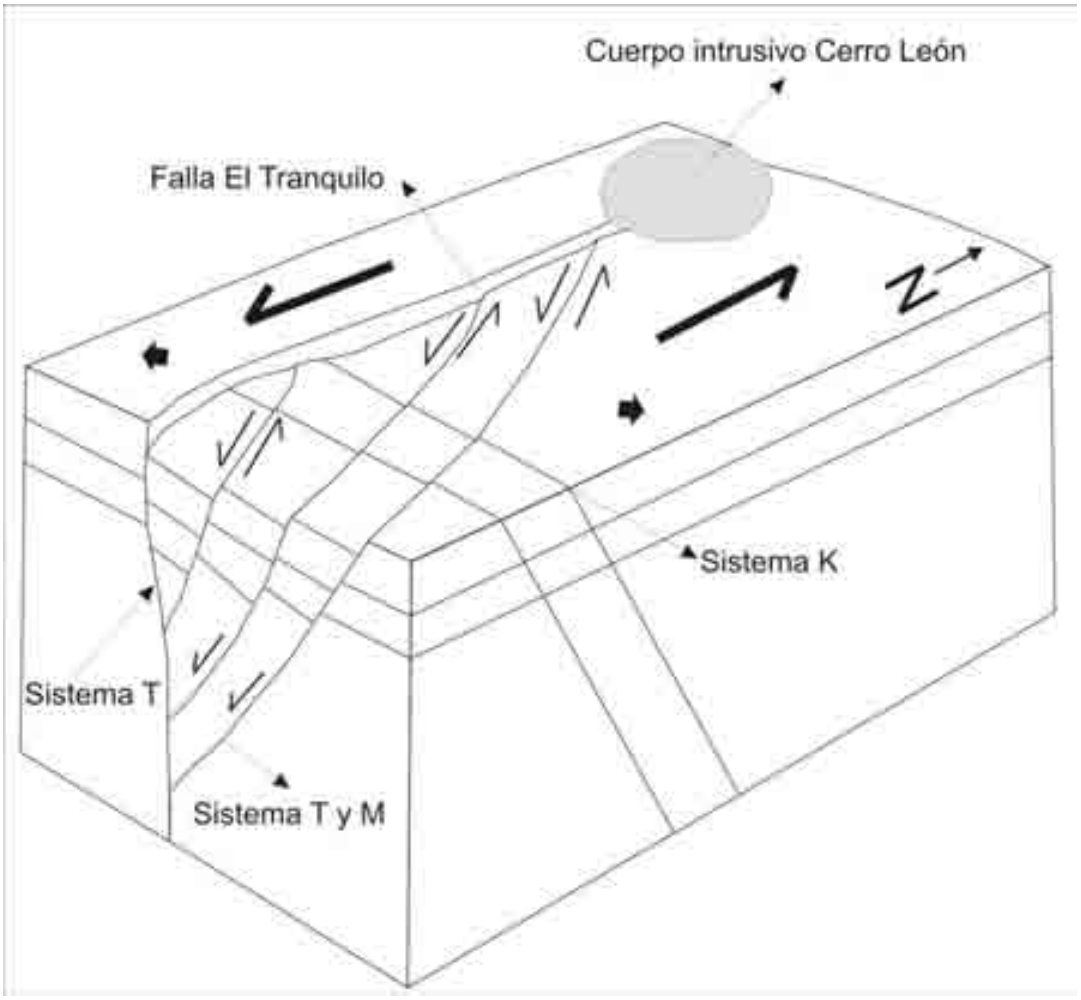


Figura 5-105 Modelo de strike-slip duplexes extensional interpretado para la formación de las mineralizaciones del area del anticlinal El Tranquilo.

Control litológico

Además del control estructural sobre las mineralizaciones se ha reconocido una importante relación entre la yacencia de las mineralizaciónes y las distintas litologías. En las perforaciones se ha podido observar que en general la mineralización se encuentra entre el contacto entre las tufitas de la Formación Roca Blanca y las pelitas negras del Grupo El Tranquilo, aprovechando un plano de debilidad o discontinudad de las rocas. En otros casos cuando la mena sulfurada esta en pelitas negras desarrolla mayores espesores. Esto podría estar relacionado a reacciones químicas entre el fluido hidrotermal y las pelitas negras que presentan abundante concentración de materia orgánica y gas en su composición, generando una cambio en las características (pH, Tº, Eh) de los fluidos hidrotermales y que hayan actuado como trampas químicas para la depositación de los fluidos.

Otro importante control litológico de la mineralización es la relación entre los cuerpos intrusivos y las vetas de sulfuros. En el sector central del campo de vetas, en el área de la veta Kasia (Fig. 5-106), se reconoció, a partir de magnetometría aérea y terrestre, la presencia de un cuerpo intrusivo básico de rumbo subparalelo al sistema *K* (N70º), que se ubica a una profundidad mínima aproximada de a -100m por debajo de la superficie (**Peñalva, 2007**) donde se encuentran la veta Kasia, y parte de Savary Sur, Ivonne, Ivonne norte y Marta Centro. Este sector es donde se concentran la mayor cantidad de vetas de sulfuros por lo que esta relación espacial entre intrusivo-vetas de sulfuros puede estar indicando una relación genética. Esta relación también se da entre la veta Marta Norte, que presenta un pequeño clavo de sulfuros, y una intrusión no aflorante (Fig. 5-106) y las vetas Pamela y Kalia también asociadas espacialmente a un intrusivo no aflorante subcircular (Fig. 5-106).

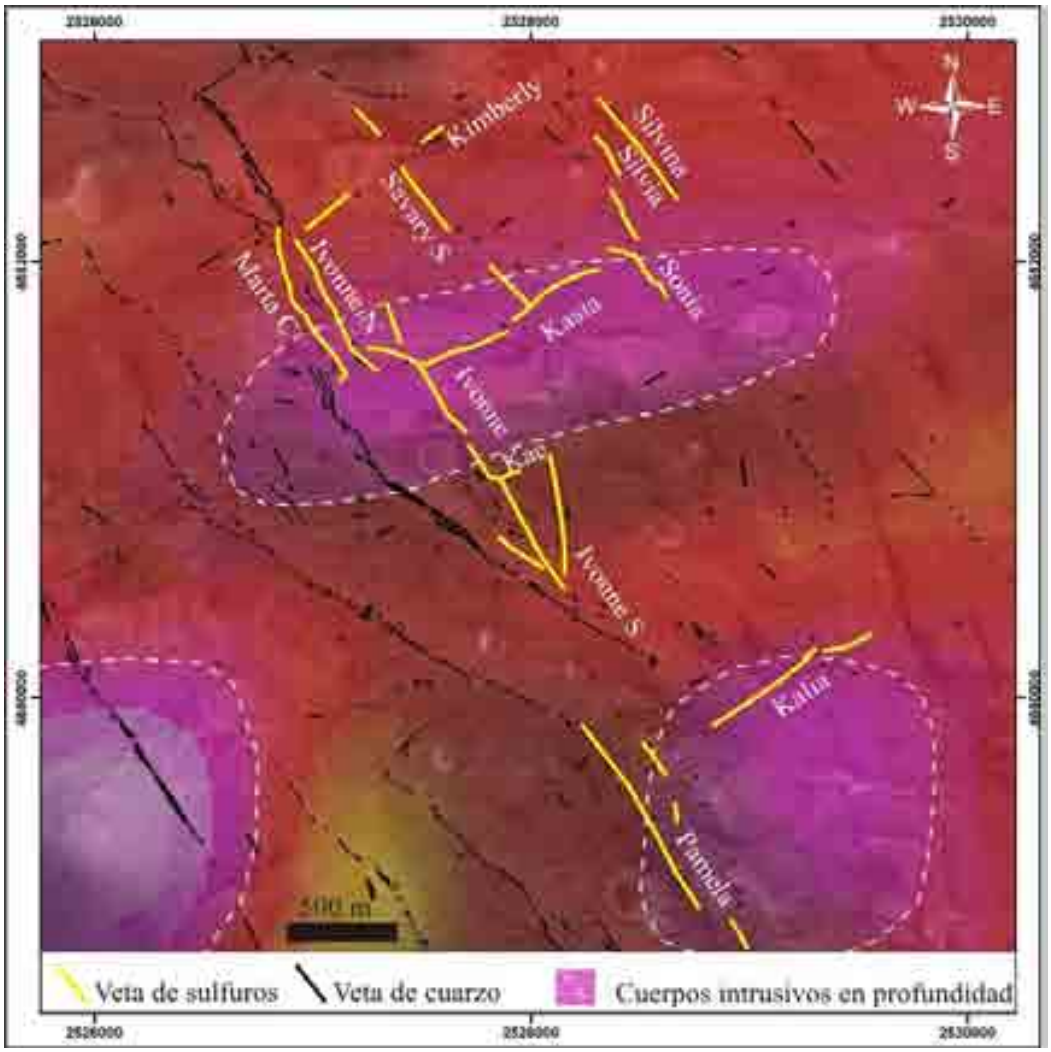


Figura 5-106 Mapa de aeromagnetometría y mineralizaciones mostrando la relación espacial entre las anomalías de cuerpos intrusivos no aflorantes y las vetas de sulfuros en superficie.

Edad de las mineralizaciones

Edad relativa

Las relaciones de corte entre las mineralizaciones indican que las vetas de sulfuros se formaron previamente a las vetas de cuarzo, esto queda evidenciado por la presencia de vetas de cuarzo cortando las vetas de sulfuros con la formación de las brechas de cuarzo bandeado con clastos redondeados de sulfuros.

Las vetas intruyen al Grupo El Tranquilo y a la Formación Roca Blanca, sumado a la relación espacial (magnetometría) y genética (isotopos de azufre) entre los cuerpos intrusivos dioríticos atribuidos a la Formación La Leona y las vetas de sulfuros, indicarían para esta mineralización una posible edad mínima Jurásica inferior, teniendo en cuenta la edad máxima de las unidades intruidas (J inf.) y la edad calculada para los intrusivos dioríticos (J inf, 194 Ma).

Geocronología

A partir de las relaciones de isotopos inestables de Pb, se obtuvo una edad para la mineralización polimetálica de vetas de sulfuros.

En el grafico de **Stacey & Krammers (1975)** se observa como la línea media de los valores de las mineralizaciones intercepta la curva de evolución de isótopos de Pb a los 193 Ma.

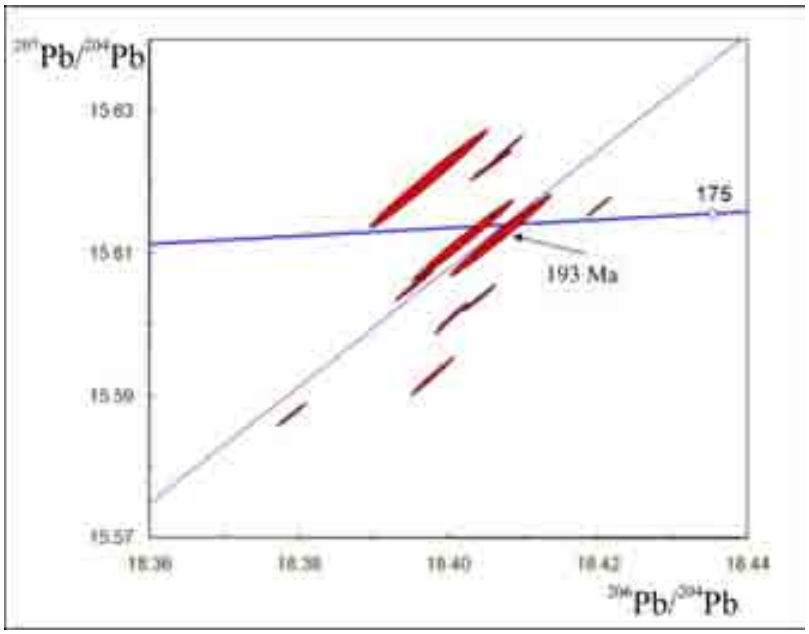


Fig. 5-100 Diagrama de **Stacey & Krammers (1975)** con interpretación geocronologica de la mineralización polimetálica a partir de isótopos de Pb.

Este dato marca una edad jurásica inferior para la actividad hidrotermal formada a partir de un magmatismo de edad Jurásico inferior, con lixiviación de Pb de estas rocas dentro de la corteza superior continental. El magmátismo básico que formó los intrusivos dioríticos presenta una edad de 194 Ma, lo que estaría indicando una vinculación temporal con la mineralización.

Capítulo 6

DISCUSIÓN
Y
CONCLUSIONES

DISCUSIÓN

Introducción

En esta sección se hace un compendio de toda la información geológica y metalogénetica obtenida en este trabajo de investigación. Para un mejor ordenamiento se ha subdividido en *Evolución Geológica,* donde se explican los sucesivos procesos geológicos que ocurrieron en el sector, y en *Metalogénesis* donde se desarrolla en detalle la génesis de la mineralización presente en el área del anticlinal El Tranquilo.

Evolución Geológica

A partir del Ladiniano superior (Triásico medio) se implantó para la zona un régimen fluvial que discurría hacia el suroeste, en valles desarrollados por actividad tectónica probablemente a favor de antíguas líneas estructurales, formando una cuenca de orientación NNO-SSE, de origen completamente continental **(Rolleri, 1973; Panza 1995; Jalfin y Herbst, 1995; Kokogian *et al.*, 1999 Haller (2002)**.

La asociación de facies indica que la cuenca evolucionó de condiciones de subsidencia lenta a un régimen de mayor tasa de subsidencia. Se desarrollaron amplias llanuras aluviales y las condiciones climáticas favorables permitieron el desarrollo de una abundante flora. En el Carniano (Triásico superior) se produjo el ascenso de la región y no se habrían depositado sedimentos. Durante el Noriano (Triásico superior) comenzó nuevamente la sedimentación, acompañada de volcanismo intermitente, correspondiente al Grupo El Tranquilo. Esta sedimentación se continuó durante el Retiano (Triásico superior y Sinemuriano (Jurásico inferior), formando un secuencia de ambiente de llanura de inundación, con un régimen fluvial de competencia variable al cual se sobreimpusó un ciclo piroclástico ácido de gran extensión y duración (*Formación Roca Blanca*). Esta secuencia sedimentaria muestra una sedimentación relativamente continua desde el Ladiniano hasta el Sinemuriano con la implantación de un ciclo piroclástico a partir del Noriano (Triásico superiror), el cual aumentó su intensidad, proximidad y aporte de material piroclástico, a la cuenca, en el Retiano.

A partir de los datos y observaciones realizadas en esta investigación se coincide con los estudios de **Homovc y Constantini (2001)** y **Cortiñas *et al.*, (2005)** que proponen que

las unidades triásicas del rift La Golondrina (El Grupo El Tranquilo y la base de la Formación Roca Blanca) representan los depósitos de subsidencia térmica o SAG del rift, las cuales traslaparon los bordes de las fosas en respuesta a la lenta subsidencia de la cuenca durante el Triásico medio – Jurásico inferior (Fig. 6-1).

A principios del Jurásico se intensifican los fenómenos extensionales localizados en todo el Macizo del Deseado, implantándose un régimen distensivo con extensión oblicua de orientación NE-SO siendo las principales estructuras generadas: fallas normales dextrales ONO y NNE y fallas normales NO-SE. En el área de estudio, estas fallas controlaron la intrusión de un magmatismo básico, desarrollado en el Hettangiano

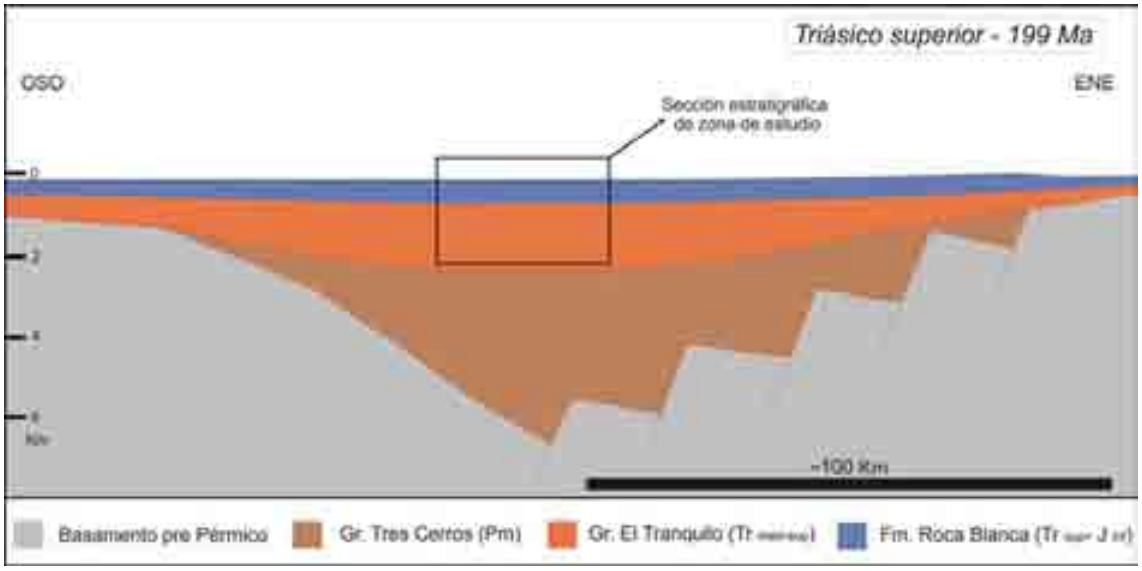


Figura 6-1 Modelo geológico del área del anticlinal El Tranquilo para el Triásico superior.

(~194 Ma), afectando a la secuencia sedimentaria del Grupo El Tranquilo y la base de la Formación Roca Blanca. El emplazamiento de un cuerpo intrusivo no aflorante de 8 a 10 km de diámetro, generó un domamiento regional de las secuencia epi-piroclásticas en toda el área.

Este magmátismo calcoalcalino de origen cortical es comparable por su edad, relaciones estratigráficas y composición con el magmatismo de la Formación La Leona, aflorante en el sector oriental del Macizo del Deseado. Asociado a estos cuerpos dioríticos se desarrollo un importante evento hidrotermal que formó una mineralización epitermal polimetálica representada por vetas de sulfuros con una compleja mineralogía. También controlado por las fallas normales dextrales ONO, en el sector NE de área, se desarrolló un volcanismo básico con la formación de coladas basálticas. Estos basaltos presentan

características isotópicas que los ubican en un ambiente continental de rift, producto de material básico de origen mantélico (a diferencia de los cuerpos dioríticos) que ha ascendido por fracturas en el inicio del proceso de rifting jurásico (Fig. 6-2) y que continuaría posteriormente con las importantes efusiones de la Formación Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura. Los basaltos son cubiertos en parte por tufitas de la Formación Roca Blanca, que según edades de paleoflora, la sedimentación habría llegado hasta el límite del Jurásico inferior - Jurásico medio (Toarciano-Aleniano).

En el Bajociano (~168 Ma) se produce otro evento magmático de composición intermedia con la generación de cuerpos subvolcánicos y coladas andesíticas que cortan

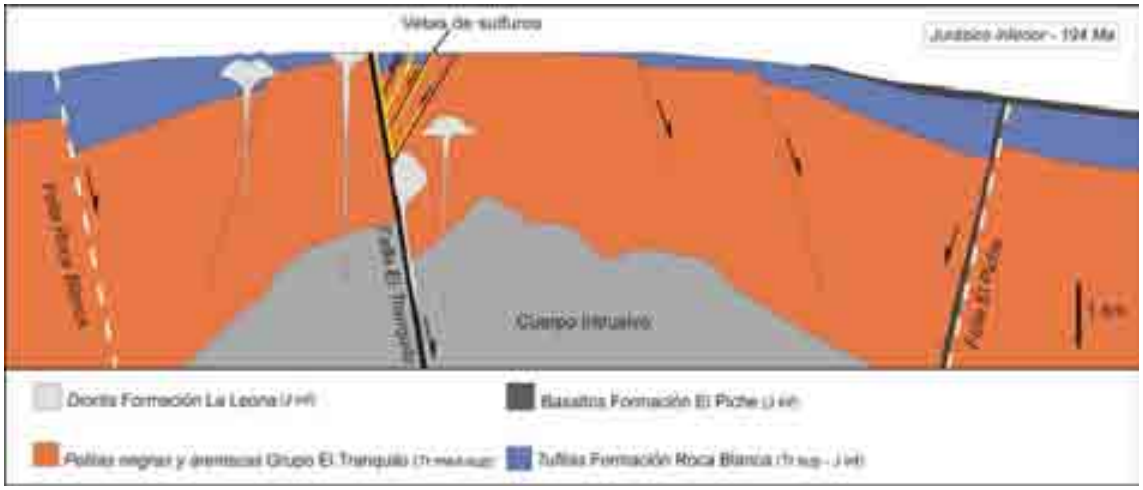


Figura 6-2 Modelo geológico del área del anticlinal El Tranquilo para el Jurásico inferior.

la secuencia sedimentaria-volcaniclástica y los basaltos. Este magmátismo de composición calcoalcalina y de origen cortical, se lo atribuye a la Formación Cerro León (pórfidos andesíticos) y a la Formación Bajo Pobre (andesitas). La intrusión y depositación del magmatismo estuvo controlada por las estructuras regionales ONO en el sector NE del área, controlando el derrame de las lavas hacia el NE (Fig. 6-3). Este magmátismo produjo un importante calentamiento regional (>400º) evidenciado por edades Ar/Ar (164 Ma) y K/Ar (176 Ma) en las dioritas y Ar/Ar (167 Ma) en los basaltos, que indican un reseteo y apertura del sistema del Ar. Asociado a este magmatismo se desarrollo un nuevo evento hidrotermal que formó una mineralización epitermal argentífera representada por vetas de cuarzo, carbonatos y sulfuros.

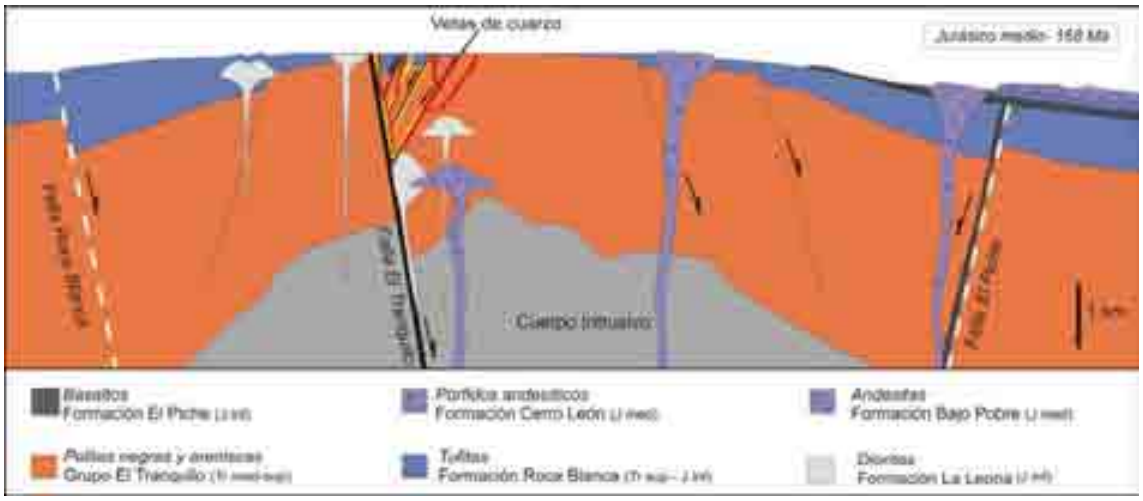


Figura 6-3 Modelo geológico del área del anticlinal El Tranquilo para el Jurásico medio.

Posteriormente se depositaron los flujos ignimbríticos del Grupo Bahía Laura, escasamente representados en el área. Estas rocas presentan características isotópicas semejantes a las rocas del Formación Cerro León y Bajo Pobre, confirmado así el volcanismo bimodal propuesto por varios autores **(Guido, 2002** y **Lopez, 2006)**.

Hacia fines del Jurásico y principios del Cretácico se produjo un cambio en la cinemática regional pasando a un régimen compresivo SO-NE que afectó a las fallas normales ONO desarrollando en estas un régimen de transpresión sinistral y las fallas normales de rumbo NO que se invirtieron como fallas inversas y también provocó la inversión y cambio de polaridad de los bloques.

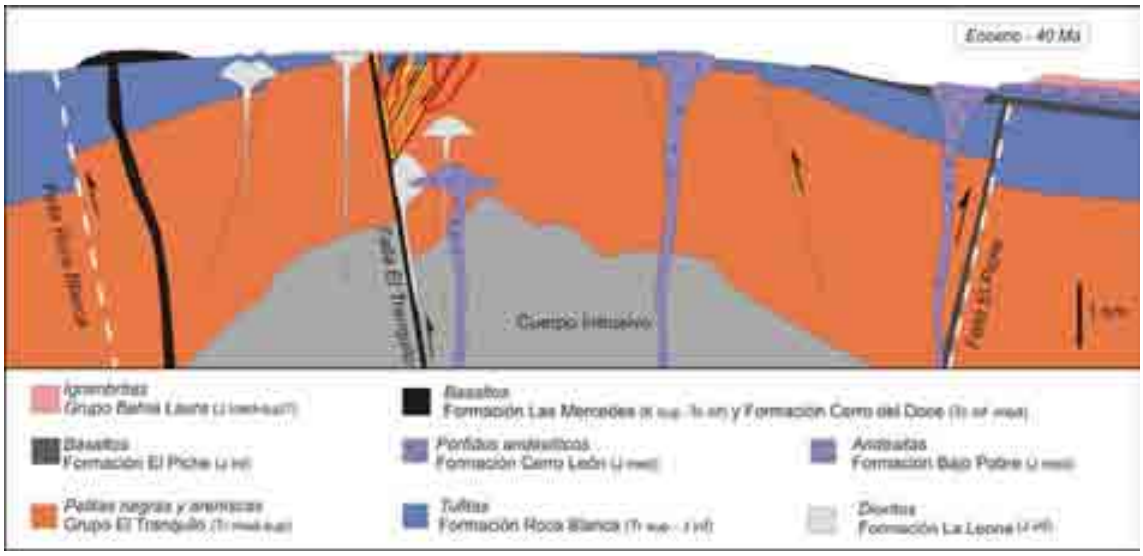


Figura 6-4 Modelo geológico del área del anticlinal El Tranquilo para el Eoceno.

Entre el Cretácico superior y el Eoceno superior se depositaron coladas basálticas (Basalto Las Mercedes y Basalto Cerro del Doce) producto de erupciones de tipo central producidas por fisuración cortical profunda en períodos de distensión luego de un período compresivo regional (Panza, 1995). Ver Fig. 6-4.

En el Mioceno se produjo el principal levantamiento de los Andes a estas latitudes y que, en áreas extra-Andinas patagónicas, produjo la inversión tectónica de fallas mesozoicas principalmente de rumbo N-S **(Homovc y Constantini, 2001; Cortiñas *et al.*, 2005; Giacosa *et al.*, 2008a)**, pero no se encontraron evidencias de esta deformación en el área.

Metalogénesis

A partir de las distintas características observadas y datos obtenidos (composición, signatura geoquímica, mineralogía, datos de inclusiones fluidas, isótopos, controles estructurales y litológicos y edades) se ha podido diferenciar, para el área de estudio, dos estilos de mineralización distintos.

La mineralización polimetálica está caracterizada por *vetas masivas de sulfuros* con una *compleja mineralogía* asociada a una *signatura geoquímica* de *Cu, Au, As, Sn(In), W, Bi y Zn(In), Pb, Ag, Cd y Sb*. La presencia de elementos como Sn, W, Bi y principalmente In representa concentraciones atípicas en las mineralizaciones de la PAD, siendo el In el elemento de mayor concentración e importancia económica.

El *In* se encuentra asociado al Sn ubicándose en la estructura de los sulfuros y óxido de Sn, en un primer pulso mineralizante, mientras que se asocia al Zn, formando parte de la estructura cristalina de la esfalerita, en un segundo pulso mineralizante. La remobilización de los pulsos anteriores generó una concentración de In en el sulfuro de Cd neoformado.

La *yacencia de las vetas* estuvo controlada por un sistema de fallas formado a partir de del régimen distensivo con extensión oblicua de orientación NE-SO, a principios del Jurásico, que formó la falla El Tranquilo y estructuras subparalelas donde se ubicó la mineralización.

Los datos de microtermometría indican que los *fluidos hidrotermales* formadores de esta mineralización se depositaron a temperaturas entre 327ºC y 255ºC y salinidades intermedias a bajas (2,09 y 8,81 eq.wt% NaCl), ubicando a los fluidos mineralizantes dentro del rango epitermal. Los *isótopos de O* indican que los fluidos se formaron por una mezcla de aguas meteóricas y aguas magmáticas, pero con una tendencia hacia estas últimas.

La mineralización está espacial, genética y temporalmente asociada a los cuerpos intrusivos dioríticos de la *Formación La Leona*, lo que queda evidenciado por la concentración de las vetas de sulfuros exclusivamente en las inmediaciones o sobre los cuerpos intrusivos dioríticos no aflorantes. Los *isótopos de S* indican que el S de los fluidos hidrotermales se originó a partir de un magmatismo básico. Los isótopos de Pb muestran que la mineralización deriva de las rocas magmáticas y arrojan una edad de 193 Ma para su formación, compatible con la edad de las dioritas (194 Ma).

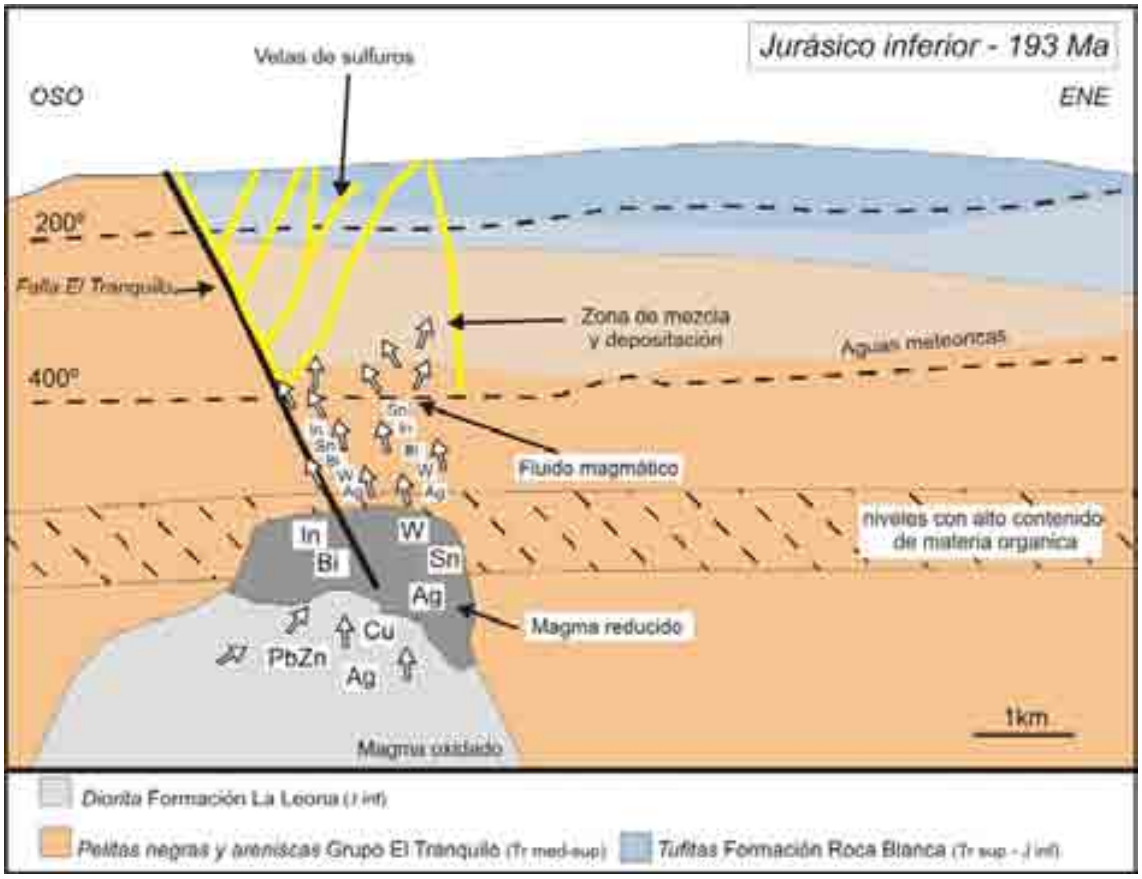


Figura 6-5 Modelo genético de las mineralizaciones polimetálicas.

La presencia de elementos principalmente In, Sn, W, Bi y otros elementos metálicos atípicos es atribuida a procesos de reducción localizada del magma básico al entrar en contacto o asimilar niveles sedimentarios ricos en materia orgánica y gas presentes en el Grupo El Tranquilo, generando la concentración de estos elementos en los fluidos magmáticos, los que al entrar en contacto con las agua meteóricas produjeron la depositación de la mineralización (Fig. 6-5). La reducción del magma básico queda representada por la presencia de ilmenita como óxido predominante en las dioritas y los valores de TiO_2. La génesis de esta mineralización es muy semejante a la formación de los depósitos polimetálicos ricos en In-Sn de Japón y Bolivia **(Ohta, 1995).**

A partir de de estas características se define a la mineralización sulfurada polimetálica del área del anticlinal El Tranquilo como un *depósito epitermal vetiforme polimetálico rico en In* (**Shwarz-Schampera & Herzig, 2002).**

La mineralización argentífera está caracterizada por *vetas de cuarzo* con carbonatos y sulfuros con una *signatura geoquímica* de Ag(Au), Pb, Cu y Zn.

Las vetas se encuentran emplazadas, en gran parte, en el mismo sistema de fallas que la mineralización polimetálica (cortando a estas vetas), aprovechando las estructuras previas y generando estructuras nuevas con una orientación diferente a las de las vetas de sulfuros. La mineralización presenta una mayor distribución áreal que la mineralización polimetálica.

Los datos de microtermometría indican que los *fluidos hidrotermales* se depositaron a temperaturas entre 307ºC y 179ºC con una media de 257ºC y bajas a medias salinidades (0,54 y 6,52 eq.wt% NaCl), ubicando a estos fluidos mineralizantes también dentro del rango epitermal. Los *isótopos de O y C* indican que los fluidos se formaron por una mezcla de aguas meteóricas y aguas magmáticas a alta temperatura y los *isótopos de S* indican un origen magmático para el S de los fluidos hidrotermales.

Según las relaciones de corte, la composición, signatura geoquímica, mineralogía, temperaturas de formación, salinidades y controles litológicos de las distintas mineralizaciones, se interpreta que la mineralización argentifera es posterior a la mineralización polimetálica, y se vincula su génesis al magmatismo intermedio que formó los pórfidos andesíticos y coladas andesíticas de la Formación Bajo Pobre, atribuyendo una edad mínima de 168 Ma para la formación de la mineralización.

La génesis de esta mineralización se produjo a partir de la mezcla de fluidos magmáticos provenientes de los magmas intermedios, los que no sufrieron reducción por asimilación de materia orgánica, concentrando así elementos como Ag, Au, Pb, Cu y Zn. Estos fluidos magmáticos al entrar en contacto con las aguas meteóricas subterráneas generaron la depositación de las vetas de cuarzo (Fig. 6-6).

La mineralización argentífera presenta una mineralogía de mena (pirita, esfalerita, galena y sulfosales de Ag), porcentaje de sulfuros (>5% en volumen), la mineralogía de la ganga (cuarzo, rodocrosita, siderita), la morfología de la mineralización (brechas y vetas), las texturas de cuarzo (crustiforme, en peine y coloforme), la relación Ag:Au (>100), la signatura geoquímica (Ag, Au, Pb, Cu, Zn), salinidades bajas a medias (>2% eq. NaCl), y asociación con rocas calcoalcalinas intermedias (andesitas). Estas características permiten clasificarla como un *depósito epitermal de sulfuración intermedia* (**Hedenquist *et al.*, 2000).**

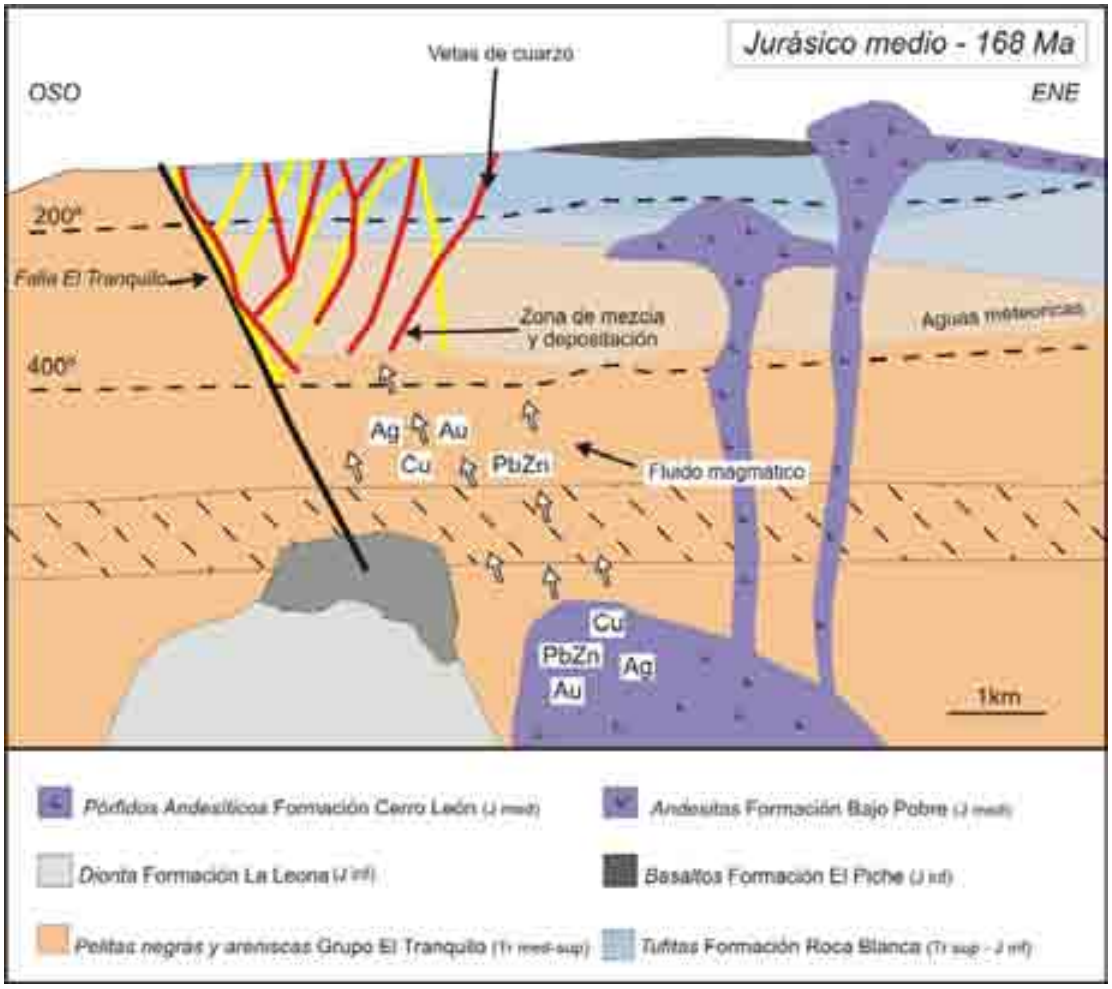


Figura 6-6 Modelo genético de las mineralizaciones argentíferas.

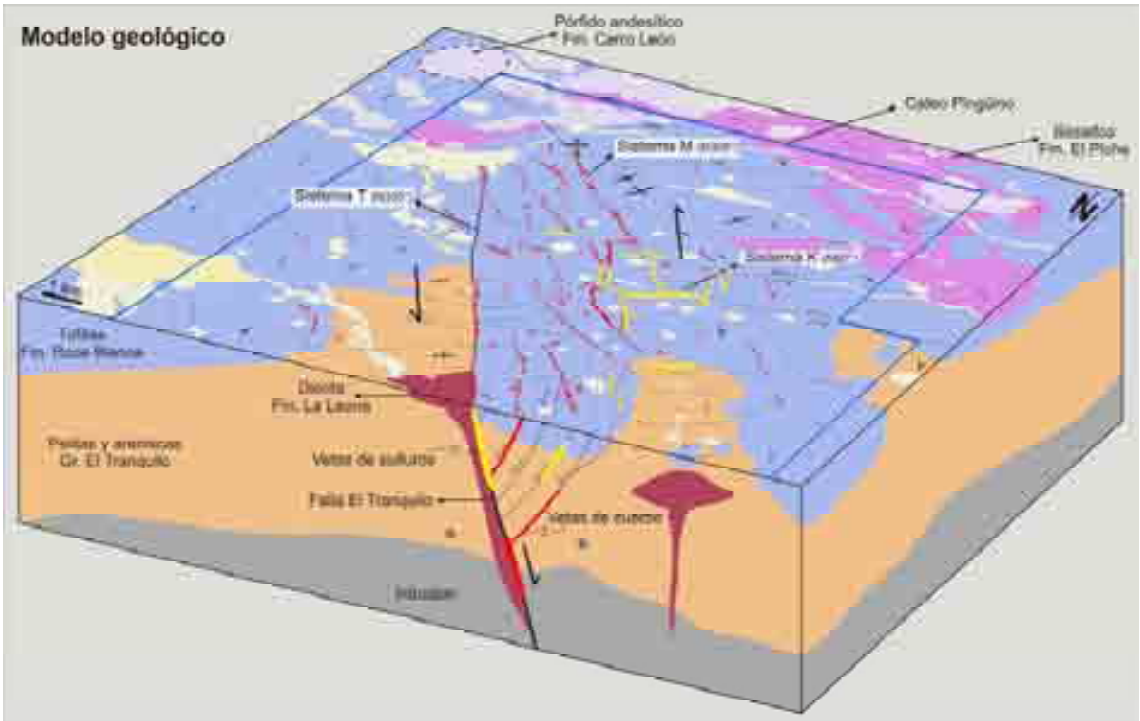


Figura 6-7 Modelo geológico del área del anticlinal El Tranquilo.

CONCLUSIONES

El presente estudio estuvo desarrollado en dos ejes principales de investigación, la geología y la metalogénesis del área. Las conclusiones que aquí se exponen son el producto de la integración e interpretación de los datos e información surgida durante las distintas etapas del trabajo.

Geología

-Se determinó la presencia de ***niveles ignimbríticos ácidos*** y ***coladas basálticas*** intercaladas en las tufitas de la ***Formación Roca Blanca.***

-A partir de las edades obtenidas, relaciones estratigráficas y composición se desvincula a los intrusivos dioríticos de la Formación Cerro León y se los asocia con el magmátismo de la ***Formación La Leona***.

-Los basaltos aflorantes en el área presentan características de basaltos continentales que se corresponden a los primeros indicios del magmatismo sinextensional jurásico y representan magmas básicos de origen mantélico que alcanzaron la superficie. Se los desvinculan de la Formación Bajo Pobre por ser ligeramente más antiguos al estar intercalados entre las tufitas de la Formación Roca Blanca (Jurásico inferior) y por presentar diferentes características isotópicas y petrogenéticas. Se define así una nueva unidad formacional para estas rocas denominándolas ***Formación El Piche.***

-Se determinó que el ***"anticlinal" El Tranquilo***, presenta una morfología de domo de unos 20 km por 15 km de diámetro y que se formó por el emplazamiento de un cuerpo intrusivo no aflorante del orden de 8 a 10 Km de diámetro y profundidad mínima hasta su techo de 1400 m, subyaciendo al Grupo El Tranquilo y a la Formación Roca Blanca, y generando por su intrusión, el domamiento regional.

-Los pórfidos andesíticos de la ***Formación Cerro León*** y las andesitas de la ***Formación Bajo Pobre*** presentan similitudes geoquímicas, isotópicas, petrogenéticas y edades semejantes, por lo que se interpreta un mismo origen para estas rocas, siendo los pórfidos andesíticos partes de los conductos de emisión de las coladas andesíticas.

Metalogénesis

Se determinaron dos tipos distintos de mineralización epitermal en el área del anticlinal El Tranquilo, una mineralización polimetálica y una mineralización argentífera.

-La ***mineralización polimetálica*** presenta una compleja mineralogía de sulfuros asociada a una signatura geoquímica de In, Cu, Au, As, Sn, W, Bi, Zn, Pb, Ag, Cd y Sb. Las temperaturas y salinidades de los ***fluidos*** indican un sistema epitermal para la formación de estas vetas. Su génesis esta vinculada a los cuerpos intrusivos dioríticos reducidos por sedimentos ricos en materia orgánica, concentrando en los fluidos hidrotermales In, Sn, Ag, W, Bi. Se define a esta mineralización como un depósito epitermal vetiforme polimetálico rico en In semejante a los depósitos de Japón y Bolivia.

Las características de esta mineralización y la edad Jurásica inferior (193 Ma) confirman la presencia de un nuevo tipo de deposito epitermal que difiere del clásico modelo de baja sulfuración del Macizo del Deseado y que no se encuentra asociado al importante volcanismo bimodal del Jurásico medio a superior (Complejo Bahía Laura), como la mayoría de las mineralizaciones de la PAD. Este hecho potencia el hallazgo de otros tipos de depósitos epitermales polimetálicos, asociados a otras rocas y con diferentes asociaciones metalogénicas.

-La ***mineralización argentífera*** está formada por cuarzo, carbonatos y en menor medida sulfuros y sulfosales con una signatura geoquímica de Ag (Au), Pb, Cu y Zn. Las temperaturas y salinidades de los fluidos indican un sistema epitermal para la formación de estas vetas. Su génesis está vinculada al magmatismo intermedio de las Formaciones Cerro León y Bajo Pobre, atribuyéndole una edad Jurásica media (168 Ma). Según sus características esta mineralización puede ser definida como un ***depósito epitermal de sulfuración intermedia***.

Esta mineralización también representa una variación en el modelo de baja sulfuración del Macizo del Deseado, pero está genéticamente asociada al volcanismo bimodal del Complejo Bahía Laura (Fm. Bajo Pobre) por lo que podría incluirse dentro de las mineralizaciones de la PAD.

-A partir de los estudios realizados en esta investigación se determinó un gran potencial económico para el área del anticlinal El Tranquilo, representado por dos tipos de mineralizaciones distintas. La presencia de una mineralización polimetálica, que casi no tiene expresión superficial y que se vincula a cuerpos intrusivos básicos, genera un nuevo blanco o target en la exploración minera del Macizo del Deseado, enfocándose en metales como Zn, Pb, In, Ag, Au y Cu, que debe ser tenido en cuenta para futuras tareas de prospección y exploración en la provincia auroargentífera del Deseado. A esto se le suma la mineralización cuarzosa rica en Ag y metales base (Pb, Cu, Zn) como otro blanco de exploración distinto dentro de la misma área, y que es comparable a la mineralización presente en el yacimiento Mina Martha, siendo los dos únicos depósitos epitermales de sulfuración intermedia registrados hasta la fecha, en el Macizo del Deseado.

Las mineralizaciones presentes en el área del anticlinal El Tranquilo, representan una variación en la típica mineralización epitermal, de baja sulfuración (Au-Ag), en la Provincia Auroargentifira del Deseado.

BIBLIOGRAFÍA

AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico – paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. Tomo 1: 111-225.

AMEGHINO, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiare de Patagonie avec un paralléle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l' ancien continent. Anales Museo Nacional Buenos Aires, 15 (3), 8: 1-568.

ALRIC, V., HALLER M.J., FERAUD, G., BERTRAND, H. y ZUBIA, M. 1996. Cronología $^{40}Ar/^{39}Ar$ del volcanismo jurásico de la Patagonia extrandina. Actas V del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 243-250. Buenos Aires.

ARCHANGELSKY, S., 1965. Tafofloras paleozoicas y eomesozoicas de Argentina. Boletín Sociedad Argentina de Botánica, 10(4): 247-291. Buenos Aires.

ARCHANGELSKY, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata (nueva serie). Paleontología, 5: 63-171. La Plata.

ARCHANGELSKY, S. y CUNEO, R., 1984. Zonación del Pérmico continental Argentino sobre la base de sus plantas fósiles. Memorias del 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología: 143-153.

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

ARRONDO, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico de la zona de la Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata (N.S.) Paleontología 7 (43): 1-194. La Plata.

BABINSKI, M., VAN SCHMUS, W. y CHEMALE Jr., F., 1999. Pb-Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: Implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. Chemical Geology, 160(3):175-199.

BERTELS, A., 1970. Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (4): 495-501.

BERTRAND, H., FERAUD, G., HALLER, M., LUAIS, B., MARTINEZ, M., ALRIC, V. y FORNARI, M., 1999. The mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: Geochronology and origin evidenced by Ar/Ar dating and Sr-Nd isotopes. South American Symposium on Isotope Geology, Actas II: 167-169.

BODNAR, R.J., VITYK, M.O., 1994. Interpretation of microthermometric data for H_2O-NaCl fluid inclusions. In Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications, B. De Vivo and M. L. Frezzotti, eds., Virginia Tech, Blacksburg, VA, p. 117-130.

BONAPARTE, J. Y VINCE, M., 1979. El hallazgo del primer nido de dinosaurios triásicos (Saurischia, Prosauropoda), Triásico superior de Patagonia, Argentina. Revista de la Asociación Paleontologica Argentina, 16 (1-2) 173 – 182.

BONETTI, M., 1963. Breve noticia sobre conocimientos actuales de la flora triásica de El Tranquilo, provincial de Santa Cruz. Resumen. Revista de la Asociación Paleontologica Argentina, 3 (6) 182.

BRUHN, R., STERN, CH. y DE WIT, M., 1979. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. Earth and Planetary Science Letters 41: 32-46.

CASAMIQUELA, R., 1964. Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (Reptilia, Mammalia) de la Patagonia. 230 p. Buenos Aires.

CASAMIQUELA, R., 1975. La presencia deSauria (Lacertilia) en el Liásico de la Patagonia Austral. Actas Primer Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, 2: 57–70.

CASAS, J.H., 1963. Informe sobre las Tobas Amarillas y el Baqueroense al sur del río Deseado.Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 10p., (inédito). Buenos Aires.

CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K., (1963). The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 43-52.

COOKE, D. y SIMMONS, S., 2000. Characteristics and genesis of Epithermal Gold Deposits. SEG Reviews, vol. 13: 221-244.

CORTIÑAS, J., HOMOVC, J., LUCERO, M., GOBBO E., LAFFITTE, G., Y VIERA, A., 2005. Las cuencas de la región del Deseado, provincia de Santa Cruz. En "Frontera exploratotia de la argentina". Chebli, A. G., Cortiñas J. S., Spalletti, L. A., Legarreta, L. & Vallejo E. L. (eds). 1º ed. Buenos Aires. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 2005. 352 pp. p 289-305**.**

CRAVERO F., DOMÍNGUEZ E. & MURRAY H., 1991. Valores $\delta^{18}O$ en caolinitas indicadoras de un clima templado-húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Vol 46, 1-2: 20-25.

CRESPI, A., JOVIC, S., GUIDO, D., PROENZA, J., MELGAREJO, J.C., SCHALAMMUK, A. 2006. El prospecto Cerro León, Macizo del Deseado, Patagonia, Argentina: Un depósito de Ag-Sn. /Macla/, *6*, 143-145

CRIADO ROQUE, P., 1953. Reconocimiento geológico Zona Bahía Laura. Territorio de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito. 18p.

CHARRIER, R., E. LINARES, H. NIEMEYERy J. SKARMETA, 1978. Edades potasio–argón de vulcanitas Mesozoicas y Cenozoicasdel sector chileno de la Meseta Buenos Aires, Chile, y su significado geológico. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 2(5): 23–41. Buenos Aires.

CHARRIER, R., E. LINARES, H. NIEMEYER Y J. SKARMETA, 1979. K/Ar ages of basalt flows of Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. Geology, 7: 436–439.

CHEBLI, G. y FERELLO, R., 1975. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. Revista Asociación Geológica Argentina. Tomo XXIX (4), p. 479-481.

CHEBLI, G.A., GEBHARD, J. Y MENZEL, M., 1976. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Dpto. Deseado), provincia de Santa Cruz. 6º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 355-373.

DARWIN, C., 1839. Diario del viaje de un naturalista alrededor del mundo en el navío S. M. Beagle. (versión española). 2 volúmenes, Ed. Calpe.

DAVIS, G. y REYNOLDS, S., 1996. Structural geology of rocks and regions. John Wiley & Sons, Inc. 776 p.

de BARRIO, R., 1993. El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, actas III: 289-298.

de BARRIO, R., PANZA, J. L., y NULLO, F., 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: R. Caminos (editor), Geología Argentina, anales 29 (17): 511-527. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

DE GIUSTO, J., 1956. Informe Geológico Preliminar Zona Ea. Baqueró – Ea. Roca Blanca, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.

DE GIUSTO, J., 1958. Informe Geológico Zona "Cerro Vanguardia – Cerro 1° de Abril". Departamento Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.

DE GIUSTO, J., DI PERSIA A. y PEZZI, E., 1980. El Nesocratón del Deseado, en II Simposio de Geología Regional Argentina. Tomo 2: 1389-1430. Academia Nacional Ciencias, Córdoba.

DELHAES, G., 1913. Sobre la presencia del Rético en la costa Patagónica. Dirección General Minería, Geología e Hidrología, Boletín 1 Serie B (Geología): 5-10.

DI PERSIA, C., 1955. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Segunda Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.

DI PERSIA, C., 1956. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Tercera Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.

DI PERSIA, C., 1957. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Cuarta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.

DI PERSIA, C., 1958. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Quinta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.

DI PERSIA, C., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (Prov. de Santa Cruz). I Jornadas Geológicas Argentinas, Actas II: 65-68. Buenos Aires, Argentina.

DI PERSIA, C., 1965. Presencia de Sedimentos Triásicos en el ambiente del Deseado. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas, 2: 147:154. Buenos Aires.

DONG, G., MORRISON, G. y JAREITH S., 1995. Quartz textures in epithermal veins in Queensland: Classification, origin and implication. Economic Geology, Scientific Communications Vol 90: 1841-1856.

ECHAVARRÍA, L. 1997. Estudio geológico-minero del área El Dorado-Montserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

ECHEVESTE, H. 2005. Metalogénesis del Distrito argento-aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R. BELLIENI, 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.

ECHEVESTE, H. J., TESSONE M. O., RAMAYO CORTES, L., JOVIC, S. M., GUIDO D. M., SCHALAMUK, I. B. 2008. Descubrimiento y modelización de clavos mineralizados en vetas polimetálicas a partir de exploración geoeléctrica. Proyecto Pingüino, Macizo del Deseado. Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Tomo 2: 551-552.

FERAUD, G., ALRIC, B., FORNARI, M., BERTRAND, H., HALLER M., 1999. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letter, 172: 83-96.

FERELLO, R., 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz Norte. Actas 4as Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 293–310. Buenos Aires.

FERNANDEZ, R. y de BARRIO, R., 1994. Mineralizaciones de oro y plata del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista de Comunicaciones, Universidad de Chile. N° 45: 59-66.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. 3 Tomos, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.

FRIEDMAN, I. y GLEASON, J., 1973. Notes on the bromine pentafluoride technique of oxygen extraccion. Journal of Research. U.S. Geological Survey 1, 6: 679-680.

GEMMA S.R.L., 2001. Informe palinológico pozo YPF.SC.ET.CL. x-1 (Cañadon Largo). YPF, Inédito.

GENINI, A., 1984. Informe general área n° 43 "Cerro Vanguardia". Incluye estudio calcográfico de la Dra. L. Malvichini y estudio geofísico por el Ing. R. Curcio. Informe inédito. Secretaría de Minería de la Nación.

GENINI, A., 1990. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auro-argentífero. III Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: 97-110.

GIACOSA, R., MARQUEZ, M. y PANZA, J., 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. En: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-2: 33-44.

GIACOSA, R., ZUBIA, M., MARTÍNEZ, H. FUENTES, J. Y SÁNCHEZ, M. (2008). Evolución estructural meso-cenozoica del sector oriental de la Comarca del Deseado, (68º 00' y 69º 30'O, 47º00‘S y 48º30'S Santa Cruz, Argentina). Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Tomo 2: 837-838.

GIGGENBACH, W., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 113: 495-510.

GODEAS, M. C., 1985. Geología del Bajo de La Leona y su mineralización asociada. Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (3-4): 262-277.

GONZALEZ GUILLOT, M., de BARRIO, R. y GANEM, F., 2004. Mina Martha: un Yacimiento epitermal argentífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Actas 7mo Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 199-204.

GOTHAN, W., 1925. Sobre restos de plantas fósiles procedentes de Patagonia. Boletín Academia de Ciencias de Córdoba, 28: 197-212.

GUIDO, D., 2002. Geología y Metalogénesis del sector oriental del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

GUIDO, D., 2004. Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59(4): 727-742.

GUIDO, D., SCHALAMUK, I., 2003. Genesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. In: Eliopoulos et al. (editors). Mineral Exploration and Sustainable Development. Balkema-Rotterdam, Vol I, 493-496.

GUIDO, D.M., ESCAYOLA, M., DE BARRIO, R., SCHALAMUK, I.B., TAKASHI ONOE A., 2004. Edad y rasgos petrográficos y geoquímicas de cuerpos subvolcanicos asignables a la Formación Cerro León, este del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59(4): 707-714.

GUIDO, D.M., JOVIC, S.M., SCHALAMUK, I.B., 2005. A new metallogenic association (Sn-Cd-In-Zn-Ag-Au) in the Deseado Auroargentiferous province, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge-8th SGA Meeting, Beijing, China, Volume 2, p. 965-968.

GUIDO, D., ESCAYOLA, M., de BARRIO, R., SCHALAMUK, I., y FRANZ, G. 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia Argentina: Vinculación con el Grupo Bahía Laura. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (2): 187-196.

GUIDO D., JOVIC, S., ECHEVESTE H., TESSONE, M., RAMALLO CORTEZ, L. y SCHALAMUK I., 2009. Descubrimiento y modelización de clavos mineralizados en vetas polimetálicas a partir de exploración geoeléctrica. Proyecto Pingüino, Macizo del Deseado. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA). EN PRENSA.

GUST, D., BIDDLE, D., PHELPS y ULIANA, M., 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extention in southern South America. Tectonophysics 116: 223-253.

HALLER, M.J., 2002. La cuenca triásica de El Tranquilo. En: Haller, M.J. (Ed). Geología y recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino: 83-88.

HARRINGTON, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 46 (10): 1773-1814, Tulsa.

HECHEM, J. y HOMOVC, J., 1985. Modelo de facies volcaniclástico y consideraciones estratigráficas para la Formación Bajo Grande y el Grupo Bahía Laura, Jurásico superior-Cretácico inferior, provincia de Santa Cruz. Y.P.F., Comodoro Rivadavia (inédito).

HECHEM, J. y HOMOVC, J., 1988. Facies y paleoambientes volcaniclásticos en el Nesocratón del Deseado. Boletín de Informaciones Petroleras N° 16: 2-23.

HEDENQUIST, J., 2002. Exploration for and assessment of epithermal precious-metal deposits: Critical characteristics, and their variations. Charla en la FCNyM, UNLP. Diciembre 2002.

HEDENQUIST, J., ARRIBAS, A. y GONZALEZ-URIEN, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits, Reviews in Economic Geology, V 13: 245-278.

HERBST, R., 1961. Algunos datos geológicos y estratigráficos de la zona Estancia Roca Blanca y alrededores, provincia de Santa Cruz. Ameghiniana, 2(4): 55–60. Buenos Aires.

HERBST, R., 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca (provincia de Santa Cruz- Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. Opera Lilloana, 12: 3-101. Tucumán.

HERBST, R Y LUTZ, A., 1995. Tranquiloxylon petriellai nov gen et sp (Pteridospermales) from the Upper Triassic Laguna Colorada Formation, Santa Cruz province, Argentina. Ameghiniana 32 (3) : 231-236.

HILDRETH, W. AND MOORBATH, S., 1988. Crustal contributions to arcmagmatism in the Andes of Central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98: 455-489.

HOEFS J., 1987. Stable Isotope Geochemistry. Springer, 237 p.

HOMOVC, J., CONSTANTINI, L., FERREIRA, R. y PELLON DE MIRANDA, A., 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina, and its relationship with the San Julián Offshore Area in the South Atlantic Ocean. Informe YPF SA Argentina - Petrobras International Brazil.

IAEA/WMO. 2004. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accesible en: http://isohis.iaea.org.

HOMOVC, J., y CONSTANTINI, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within interplate shear-related depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin, 85 (10): 1795-1816.

IRVINE, T. y BARAGAR, W., 1971. Guide to the chemical classifications of the common volcanics rocks. Canadian Journal of Earth Science, Vol 8: 523-548.

JALFIN, G., 1987. Estratigrafía y paleogeografía de las Formaciones pérmicas de la provincia de Santa Cruz y su relación con rocas de similar edad de las islas Malvinas. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán. Inédito.

JALFIN, G., CUNEO, R. y ARCHANGELSKY, R., 1990. Paleoambientes, paleobotánica y bioestratigrafía de la Formación La Golondrina en la localidad Dos Hermanos, Pérmico superior,

Santa Cruz, Argentina. Reunión Anual Proyecto 211 (Paleozoico tardío de América del Sur), Abstracts.

JALFIN, G., HERBST, R., 1995. La Flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). Estratigrafía. Ameghiniana, 32 (3): 211-229.

JOVIC, S. 2006. Cerro León Polymetallic (Sn-Cd-In-Zn-Ag-Au) Epithermal Vein Deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. First International SEG Student Chapter Conference-SEG 2006 Biennial Conference "Wealth Creation in the Minerals Industry", Colorado, USA. Extended abstracts, p 287-289.

JOVIC, S. M., GUIDO, D., TIBERI, P. y SCHALAMUK, I., 2004. Cerro León, una variación del modelo epitermal de baja sulfuración del Macizo del Deseado. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia (Minmet). Río Cuarto, Octubre de 2004. Actas: 225-230.

JOVIC, S., GUIDO, D.; SCHALAMUK, I., MELGAREJO, J.C., PROENZA, J. 2005. Mineralogía de veta Ivonne, deposito Cerro León: ¿Paragénesis de alta temperatura en la Provincia Auroargentifera del Deseado? XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Septiembre 2005. Actas tomo II, pag. 257:262.

JOVIC, S., GUIDO, D.; SCHALAMUK, I. 2006a. Exploration potential for sulfide-rich vein deposits in the Deseado Massif, Argentina, Patagonia. SEG 2006 Biennial Conference "Wealth Creation in the Minerals Industry", Colorado, USA. Extended abstracts, p 156-159.

JOVIC, S., GUIDO, D., SCHALAMUK, I. 2006b. Presencia de mineralizaciones polimetálicas en la Provincia Auroargentifera del Deseado, Macizo del Deseado, Argentina. XXV Curso Latinoamericano de Metalogenia UNESCO-SEG-SGA. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile. Junio 2006. Actas CD pag.37:40.

JOVIC, S., GUIDO, D., PAÉZ, G., LOPEZ, R. Y SCHALAMUK, I. 2006c. Marco estructural de las mineralizaciones polimetálicas del área del anticlinal El Tranquilo, Macizo del Deseado, Santa Cruz.. XIII Reunión de Tectónica, Comisión de Tectónica de la Asociación Geológica Argentina, San Luís. Actas CD XIII RT:ISBN: 978-987-1031-49-8.

JOVIC, S. M., GUIDO, D. M., SCHALAMUK, I. B., RIOS F. J., FUZIKAWA, K., ALVES J. V. 2007. NIR/SWIR microscopy and microthermometry of fluid inclusions from Fe-rich sphalerites, Cerro León (Zn-Pb-Ag-In-Au) polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. "Mineral Exploration and Research: Digging Deeper" - 9th SGA Biennial Meeting, Dublín, Irlanda, Volume 1, p. 757-760.

JOVIC, S., JOVIC, N., GUIDO, D.; SCHALAMUK, I. 2008a. Caracterización de cuerpos intrusivos de la formación Cerro León en el área del anticlinal El Tranquilo, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Tomo 2: 851-852.

JOVIC, S., LORENTI BORDA, M., GUIDO, D. y SCHALAMUK, I. 2008b. Primera mención de rodocrosita en vetas epitermales del Macizo del Deseado. Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Tomo 2: 590-592.

JOVIC, S., LIÑAN, P., GUIDO, D., PAÉZ, G., RUIZ, R. y SCHALAMUK, I. 2009. Metals distribution and correlations in polymetallic veins from Pingüino Indium-bearing deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. 24th International Applied Geochemistry Symposium. En prensa

KAY, S., RAMOS V., MPODOZIS C. y SRUOGA P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America. Geology V17: 324-328.

KEIDEL, J., 1920. Investigaciones especiales. Memorias de la Dirección General de Minas Geología e Hidrología correspondientes al año 1917. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Mineralogía, Geología y Minería, 14 (2): 23-35.

KOKOGIAN, D., SPALLETTI, L., MOREL, E., ARTABE, A., MARTÍNEZ, R., ALCOBER, O., MILANA, J., ZAVATTIERI, A., Y PAPÚ, O., 1999. Los depósitos continentales triásicos. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, anales 29 (15): 377-398, Buenos Aires, 1999.

LE MAITRE, R., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Ed. Blackwell, Oxford. 153 p.

LEANZA, A., 1958. Geología Regional. En: La Argentina, Suma de Geografía, Tomo I, Capítulo III: 217-349, Editorial Peuser, Buenos Aires.

LESTA, P. y FERELLO, R. 1972. Región Extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Tomo II, p. 602-687. Córdoba.

LOFGREN, G., 1970. Experimental devitrification rates of rhyolitic glass. Geological Society American Bulletin, 82: 111-124.

LOKE, M.H. y DAHLIN, T., 2002. A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. Journal of Applied Geophysics, 49, 149- 162.

LOPEZ, R. G., 2006. Estudio Geológico-Metalogenético del area oriental al curso medio del Río Pinturas, sector noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

LOPEZ, R., TASSINARI, C., GUIDO, D., SCHALAMUK, I. y BABINSKI, M., 2006. Metals and fluid source using Pb isotopes in Eureka-La Mariana Jurassic epitermal deposit, northwestern Deseado Massif, Argentinean Patagonia. V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Punta del Este, Uruguay.

LOSKE, W., MARQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. y FERNANDEZ, M. 1999. U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. XIV Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, p 102. Salta. Argentina.

MACDONALD, R., SMITH, R. y THOMAS, J., 1992. Chemistry of the subalkalic silicic obsidian. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1523, 214 p.

MANIAR, P. y PICCOLI, P., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin. Vol. 101: 635-643.

MARIN, G., 1982. Descripción geológica de la Hoja 55c "Gobernador Gregores", provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (inédito).

MESCHEDE, M., 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56: 207-218.

MOREIRA, P., 2005. Geología y Metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

MOREIRA, P., FERNÁNDEZ, R., SCHALAMUK, I., ETCHEVERRY, R. y ROLANDO A., 2005. Jurassic magmatism and Au-Ag mineralization in the Deseado Massif (Patagonia Argentina): Lead and sulfur isotopic studies. 8th SGA Meeting, Beijing, China., p. 801-804.

MORRISON, G.,DONG, G. y JAREITH S., 1990. Textural zoning in epithermal quartz veins in Queensland. Manual de campo. Tomesville, James Cook Univesity of North Queensland. AMIRA proyect (P247): 25 pg.

MULLEN, E.D., 1983. MnO/TiO2/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis: Earth and Planetary Sciences Letters, v. 62, p. 53–62.

MYKIETIUK, K., 2006. Volcanismo y alteración hidrotermal en el prospecto de metales preciosos del área de la estancia La Ezperanza, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

OHMOTO, H. y RYE, R., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits; John Whiley & Sons: 509-561.

OHTA, E., 1995. Common features and Genesis of Tin-polymetallic veins. Resource Geology Special Issue (18): 187-195.

PANKHURST, R., RAPELA C. y MARQUEZ, M., 1993a. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141.

PANKHURST, R., SRUOGA, P. y RAPELA, C., 1993b. Estudio Geocronológico Rb-Sr de los complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47º30' L.S. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas IV: 171-178.

PANKHURST, R.S. y C. W. RAPELA, 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth and planetary Science Letters 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 Antartica: 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 Antartic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. Journal of Petrology, Volume 41, Nº5: 605-625.

PANKHURST, R., RAPELA, C., LOSKE, W. y FANNING, C., 2001. Chronological study of the pre-Jurassic basement rocks of Southern Patagonia. III South American Symposium on Isotope Geology. Pucón, Chile. Session 6, Actas en CD-ROM.

PANZA, J. L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53d "Gobernador Moyano" y 54e "Cerro Vanguardia", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Buenos Aires. (inédito).

PANZA, J. L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f "Bajo La Leona" y 54g "Bahía Laura", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 170 p. (inédito).

PANZA, J.L., 1986. Descripción geológica de las Hojas 53d, "La Manchuria", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional: 141 pp. (inédito).

PANZA, J., 1995. Hoja geológica 4969 – II Tres Cerros escala 1: 250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 213: 1- 103.

PANZA, J., 1998. Hoja geológica 4769 –IV, Monumento Natural Bosques Petrificados, escala 1: 250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero, Boletín 258: 1-145.

PANZA, J. y COBOS, J., 1998. Hoja geológica 4769 –I, Destacamento La María, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 296:1-115.

PANZA, J. y de BARRIO, R., 1987. Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f "Cordón Alto" y 55g "Puerto San Julián", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 122 p. (inédito).

PANZA, J. y de BARRIO, R., 1989. Descripción geológica de las Hojas 56f "Cordón Alto" y 56g "Puerto San Julián", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 p. (inédito).

PANZA, J.L. Y HALLER, M.J., 2002. El volcanismo jurásico. En: Haller, M.J. (Ed). Geología y recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino: 89-102.

PEARCE, J., 1981. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis attached continental margins. En: Continental Basalts and mantle xenoliths, C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds). Shiba Publishing Limited, UK, pp 230-249.

PEARCE, J. y CANN, J., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, Vol.19: 290-300.

PEARCE, J. y NORRY, M., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb. Variations in Volcanic Rocks, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.69, pp.33-47.

PEARCE, J., HARRIS, N. y TINDLE, A., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25: 953-956.

PEÑALVA, G., 2007. Report of geophysical interpretation. Magnetic quantitative model. El Piche area, Macizo del Deseado. Argentex Mining Coorporation, Inédito.

PEÑALVA, G., JOVIC, S., CHERNICOFF, C., GUIDO, D., SCHALAMUK, I., 2008. Cuerpos intrusivos asociados a las mineralizaciones polimetálicas del depósito Cerro León, área del anticlinal El Tranquilo, Santa Cruz: Evidencias Geofísicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 63(1): 14-23.

PEZZI, E. E., 1970. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49p. (Inédito).

PEZZUCHI, H.D. 1978. Estudio geológico de la zona de Ea Dos Hermanos, Ea 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral (inédito), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 99 p. Argentina.

PIÁTNITZKY, A., 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genoa. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín 13, 137: 83-118.

RAMOS, V.A., H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ, 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. Earth–Science Reviews, 18: 411–443.

RAMOS, V., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2° Congreso Nacional Geología Económica, Actas 1: 107-124.

RAMOS, V., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America. A collisional history. Episodes, 11: 168-175.

RAMOS, V., 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En: Ramos y Turic (editores). Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto del Petróleo: 385-404.

RAMOS, V., 2002. Evolución Tectónica. En: M. Haller (ed): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-23: 235-387.

RAMOS, V. y KAY, S., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205: 261-282.

RAPELA, C. y KAY S., 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, Vol. 11 (3): 175-181.

RAPELA, C. y PANKHURST, R., 1996. Monzonite Suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. Transactions of the Royal Society of Edimburgh: Earth Sciences, 87: 193-203.

RAPELA, C. y PANKHURST, R., 2002. Eventos tectonomagmáticos del Paleozoico inferior en el margen proto-Atlántico del sur de Sudamérica. XV Congreso Geológico Argentino, Actas: 6 páginas.

RECIO, C., 2000. Isótopos estables en depósitos minerales. Apuntes del curso de postgrado, La Plata, Octubre de 2000: 131 pp.

REIG, O.A., 1961. Noticia sobre un nuevo anuro fósil del Jurásico de Santa Cruz (Patagonia). Ameghiniana, 2(5): 73.78. Buenos Aires.

RICCARDI, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Revista Museo La Plata, Geología, 7: 245–318. La Plata.

RIGGI, J.C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12(2): 65–97. Buenos Aires.

RILEY, T., LEAT, P., PANKHURST, R. y HARRIS, C., 2001. Origin of large volume rhyolitic volcanism in Antartic Peninsula and Patagonia by crustal melting. Journal of Petrology, 42, Nº6: 1043-1065.

ROBINSON, B.W. y KUSAKABE, M., 1975. Quantitative preparation of sulfur dioxide for $^{34}S/^{32}S$ analyses from sulfides by combustion with cuprous oxide. Analytical Chemistry, 47, 7: 1179-1181.

ROLL, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras reimpr., tomo 15 (163): 17-83.

ROLLERI, E., 1973. Acerca de la dorsal del Mar Argentino y su posible significado geológico. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 203-220.

SCHALAMUK, I., FERNANDEZ, R. y ETCHEVERRY, R., 1995a. Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. In: Mineral Deposits, Kribek & Zak (editors), Balkema: 385-388.

SCHALAMUK, I., RIOS, F., FUZIKAWA, K. y PIMENTA, M. 1995b. Fluid inclusions studies in epithermal auriferous-quartz deposits of Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Abstract XIII ECROFI. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía 18: 220-221.

SCHALAMUK, I., ZUBIA M., GENINI A. y FERNANDEZ R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. Ore Geology, Reviews. Vol 12 N° 3: 173-186.

SCHALAMUK, I., de BARRIO, R., ZUBIA, M., GENINI, A. y ECHEVESTE, H., 1999, Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188.

SCHALAMUK, I., de BARRIO, R., ZUBIA, M., GENINI, A. y VALVANO, J., 2002. Mineralizaciones auroargentíferas del Macizo del Deseado y su encuadre metalogénico, provincia de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, Ed. M. Haller, 679-714.

SCOTT, R., 1971. Alkali exchange during devitrification and hydration of glasses in ignimbrite cooling units. Geology, 79: 100-109.

SEGEMAR, 1998. Levantamiento geofísico aéreo (magnetometría y espectrometría de rayos gamma) Bloque Macizo del Deseado. Datos digitales. Servicio Geológico-Minero Argentino.

SEIFERT, T., & SANDMANN, D., 2006. Mineralogy and geochemistry of indium-bearing polymetallic vein-type deposits: Implications for host minerals from the Freiberg district, Eastern Erzgebirge, Germany. Ore Geology Reviews 28, 1 – 31.

SHEPHERD, T., RANKIN, A. y ALDERTON, D., 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. Blakie Ed. 237 p. Glasgow.

SHEPPARD, S., 1986. Stable isotope in high temperature geological processes, Valley, J., Taylor, H., O'Neil, J. (editors), Capítulo 6. Reviews in mineralogy, Vol. 16: 165-184.

SHWARZ-SCHAMPERA, U., HERZIG, P., 2002. Indium. Geology, Mineralogy, and Economics. Springer-Verlag, Berlin. 257 pp.

SILLITOE, R., 2002. Rifting, bimodal volcanism, and bonanza gold veins. Economic Geology Commentary, SEG Newsletter 48: 24-26.

SILLITOE, R., y HEDENQUIST, J., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids, Simmons y Graham (editors). SEG Special Publication 10: 343 pg.

SIMMONS, S. y CHRISTENSON, B., 1994. Origin of calcite in a boiling geothermal system: American Journal of Science, Vol. 294: 99-112.

SINCLAIR, W.D., KOOIMAN, G.J.A., MARTIN, D.A., KJARSGAARD, I.M., 2005. Geology, geochemistry and mineralogy of indium resources at Mount Pleasant, New Brunswick, Canada. Ore Geology Reviews 28, 123–145.

STACEY, J. y KRAMMERS, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters 26, 207–221.

STIPANICIC, P. y BONETTI, M., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. Floras Liásicas, Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, 7 (1): 57-78. Buenos Aires.

STIPANICIC, P. y METHOL, E. J., 1972. Macizo de Somuncurá. En: Leanza, A.F. (Editor), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 581-599, Córdoba.

STIPANICIC, P. y REIG, A., 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina", con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. Revista Asociación Geológica Argentina, 10 (4): 215-233.

STIPANICIC, P. y REIG, A., 1957. El "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.

STOREY, B. y ALABASTER, T., 1991. Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: evidence from the proto-pacific margin of Antártica. Tectonics 10: 1274-1288.

SUERO, T. y CRIADO ROQUE, P., 1955. Descubrimiento del Paleozoico superior al oeste de Bahía Laura (Territorio Nacional de Santa Cruz) y su importancia paleogeográfica. Notas Museo de La Plata, 18, Geología. 68-157.

SUN, S.S. AND MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, pp.313-345.

TESSONE, M., DEL BLANCO, M., MACAMBIRA, M. y ROLANDO, A., 1999. New Radimetric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology. Villa Carlos Paz, Argentina. Actas: 132-135.

TURIC, M., 1969. Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del Río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), 55 p.

TWISS,R., & MOORE, E., 1992. Structural Geology, W.H. Freeman, New York.

ULIANA, M., BIDDLE K., PHELPS, D. y GUST, D., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (3-4): 231-253.

ULIANA, M. y BIDDLE K., 1987. Mesozoic – Cenozoic Palaeogeographic and Geodynamic evolution of Southern South America. Second Symposium South Atlantic Evolution, Río de Janeiro.

VARELA, R., PEZZUCHI, H., GENINI, A. y ZUBIA, M., 1991. Dataciones de rocas magmáticas en el Jurásico inferior del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 46 (3-4): 257-262.

VIERA, R., PEZZUCHI, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, Ea Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina. Tomo XXXI (4), p. 281-283.

VILLAR, H. J., 2002. Evaluación de rocas generadoras de hidrocarburos en el pozo YPF.SC.ET.CL. x-1 Cañadón Largo, Cuenca "El Tranquilo". YPF, Inédito.

WEAVER, S., GIBSON, I., HOUGHTON, B. y WILSON, C., 1990. Mobility of rare earth and other elements during crystallization of peralcaline silicic lavas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43: 57-70.

WHITE, N. y HEDENQUIST, J., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration, Society of Economic Geologists Newsletter, 23, 1: 9-13.

WHITE, N. y POIZAT, V., 1995. Epithermal deposits: Diverse styles, deverse origins? En: Mauck, j. and St. George J. (editors), Pancrim95, Preceedings of the 1995 PACRIM Congress, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Carlton, Publication 9/95: 623-628.

WICHMANN, 1922. Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). Dirección General de Minas, Boletín 30B.

WINCHESTER, J. y FLOYD, P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differenciation products using immobile elements. Chemical Geology 20:325-343, Amsterdam.

WINDHAUSEN, A. 1931. Geología Argentina. En: Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino (Segunda Parte). Editorial Peuser. (Buenos Aires), 1-40.

ZAMBRANO, J. y URIEN, C., 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation of the Atlantic shore. Journal of Geophysical Research, 75(8): 1363-1396.

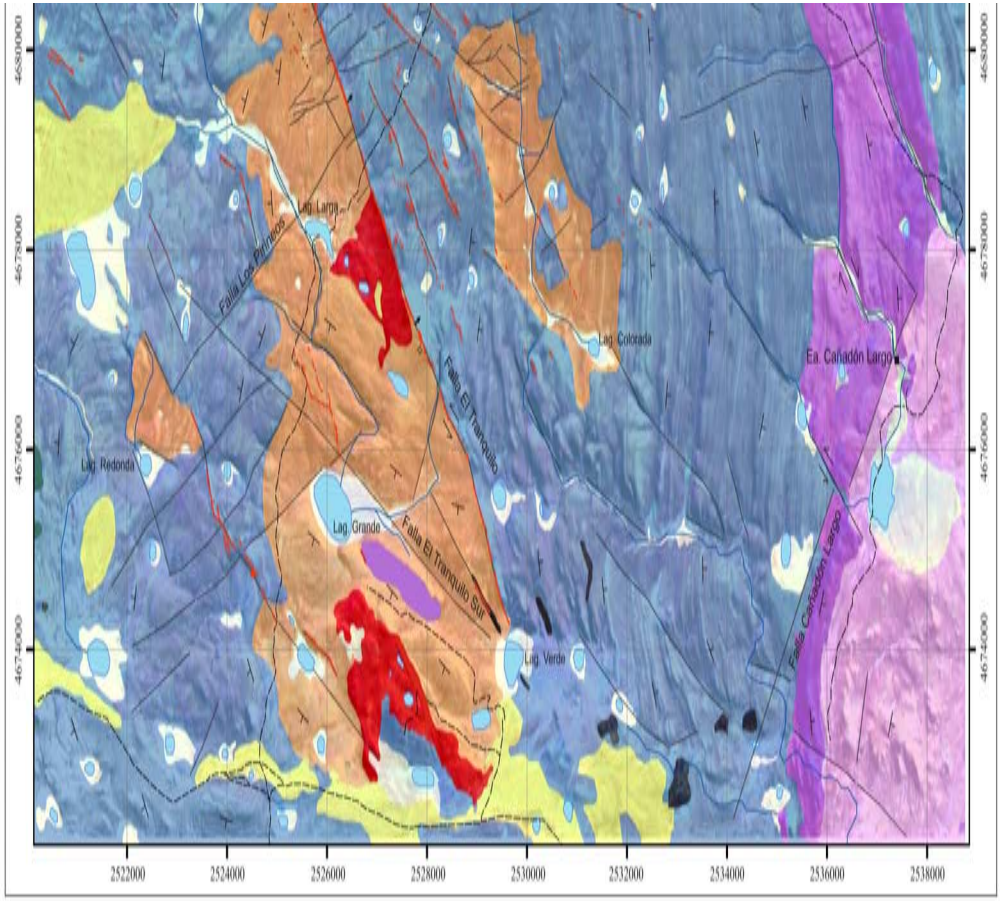
ZARTMAN, R. y DOE B., 1981. Plumbotectonics – the model. Tectonophysics 75:135–162.

ZAVATTIERI, A.M., 1992. Palinología de la Formación El Tranquilo (Triásico), provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 29(4): 305-314. Buenos Aires.

ZHENG, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57: 1079-1091.

ZUBIA, M., GENINI, A. y SCHALAMUK, I. B., 1999. Yacimiento Cerro Vanguardia. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Bs. As.

ANEXO



Basaltos *Basalto Las Mercedes (Cretacico superior - Paleoceno)*

Ignimbritas *Grupo Bahía Laura (Jurásico medio - superior)*

Mineralización

Diques

Andesitas *Formación Bajo Pobre (Jurásico medio)*

Aglomerados

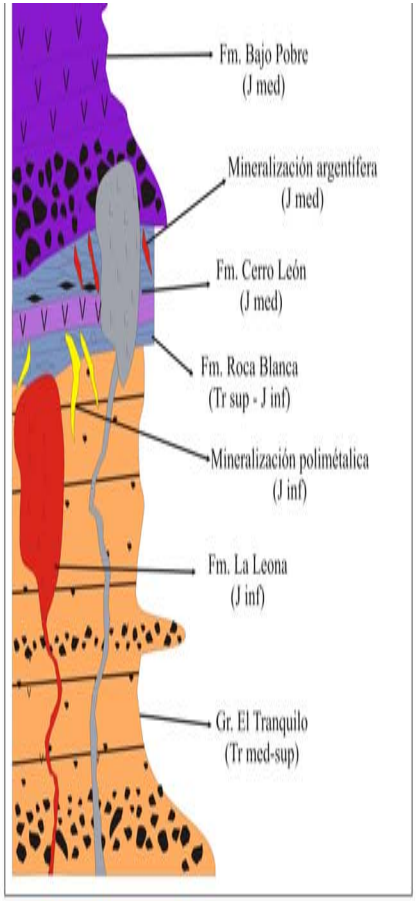
Pórfidos andesíticos *Formación Cerro León (Jurásico medio)*

Basaltos *Formación El Piche (Jurásico inferior)*

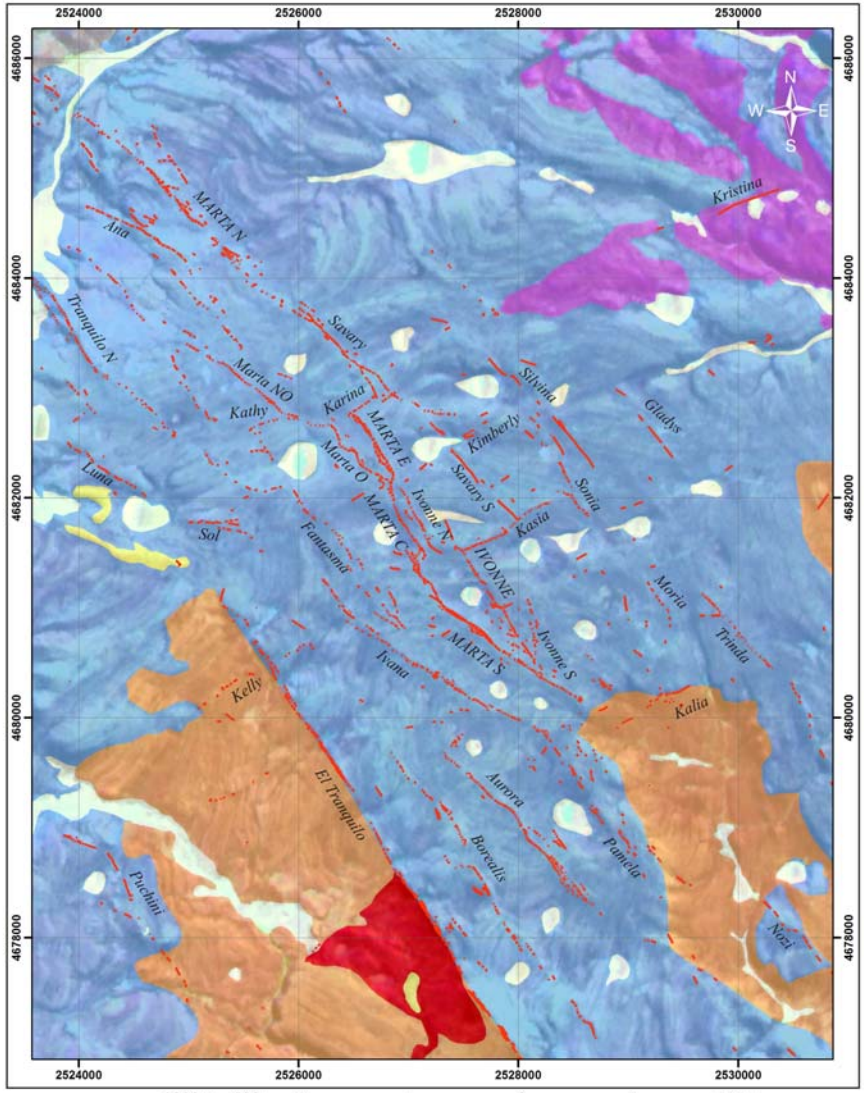
Dioritas *Formación La Leona (Jurásico inferior)*

Tufitas e ignimbritas *Formación Roca Blanca (Triásico superior - Jurásico inferior)*

Pelitas y areniscas *Grupo El Tranquilo (Triásico medio - superior)*

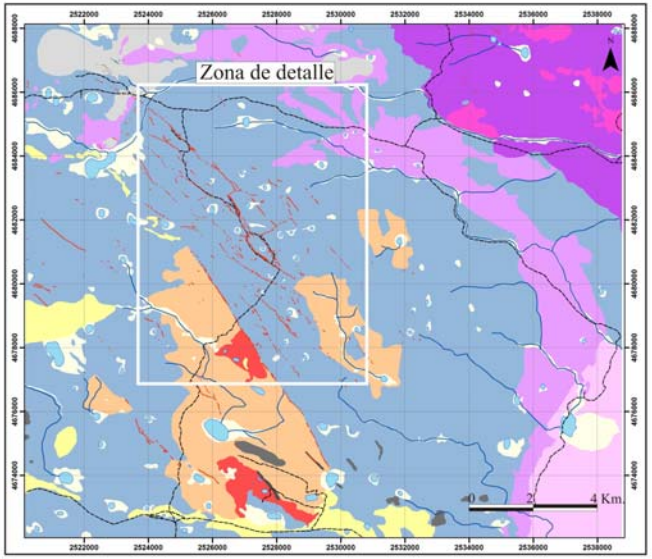


MAPA DE MINERALIZACIONES DEL ÁREA EL TRANQUILO



1000 m. 500 0 1 2 3 4 Km.

Proyección conforme Gauss-Krügger



REFERENCIAS

- Vetas
- Depósitos de aluviales y de bajos *(Cuaternario)*
- Depósitos de pedimento *(Cuaternario)*
- Pórfidos andesíticos *Formación Cerro León (Jurásico medio)*
- Basaltos *Formación El Piche (Jurásico inferior)*
- Dioritas *Formación La Leona (Jurásico inferior)*
- Tufitas e ignimbritas *Formación Roca Blanca (Triásico superior - Jurásico inferior)*
- Pelitas y areniscas *Grupo El Tranquilo (Triásico medio - superior)*