



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

TESIS DE LICENCIATURA EN GEOLOGÍA

“GEOLOGÍA EN PROFUNDIDAD DE LAS ROCAS HOSPEDANTES DE LA VETA
NORTE Y SU RELACIÓN CON LA MINERALIZACIÓN, PROYECTO LA JOSEFINA,
MACIZO DEL DESEADO, SANTA CRUZ”

KEVIN LEZCANO

SANTA ROSA

LA PAMPA

ARGENTINA

2017

PREFACIO

Esta Tesina es exhibida como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa. No ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en la Cátedra de Génesis de Yacimientos Minerales, dependiente del Departamento de Geología, durante el período comprendido entre el 12 de Julio de 2016 y el 17 de Marzo de 2017, bajo la dirección de la Dra. Viviana A. Martínez, la codirección del Lic. en Cs. Geológicas Danilo P. Silva y la asistencia del Dr. Hugo Tickyj.

AGRADECIMIENTOS

- A LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA, por permitir desarrollarme profesionalmente en la institución.
- A LA DOCTORA VIVIANA MARTINEZ, por su constante guía, por la alegre estadía en la oficina, por todo su apoyo y paciencia.
- AL LICENCIADO DANILO SILVA, por posibilitar mi estadía en el campamento de Cerro Cazador S.A., así como también por sus correcciones y predisposición.
- AL DOCTOR HUGO TICKYJ, por su voluntad, ayuda e instrucción.
- A TODOS LOS DOCENTES, que durante toda la carrera, compartiendo su experiencia y transmitiendo conceptos, me formaron en esta hermosa profesión.
- A LOS LICENCIADOS VICENTE SÁNCHEZ, JORGE GARAY, MARIANO IBALDI Y A LOS TRABAJADORES DE CERRO CAZADOR S.A. EN SANTA CRUZ, por compartir conmigo sus conocimientos y experiencia.
- A MI FAMILIA, por el eterno apoyo y los miles de empujoncitos.
- A MIS AMIGOS Y MI NOVIA, por el gran aguante de siempre.

Fecha:

.....

Kevin Lezcano
DNI: 34.231.990

Departamento de Ciencias Naturales

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

RESUMEN

El presente trabajo comprende el estudio de las vulcanitas ácidas Jurásicas que hospedan mineralización de metales preciosos en la Veta Norte, perteneciente al Proyecto La Josefina, situado en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.

A través de las observaciones de testigos de perforación se identificaron en subsuelo 4 litologías que conforman la secuencia volcanoclástica con las vetas mineralizadas. Las mismas pertenecen principalmente a las facies volcanoclástica, subfacies piroclásticas de flujo de la Formación Chon Aike, a saber: 1) toba vítrea con moderada selección y estructura masiva, con abundantes trizas vítreas; 2) toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos; 3) toba lapillítica brechada y matriz sostén, muy pobremente seleccionada con textura eutaxítica y venillas rellenas con sílice gris y minerales opacos y; 4) toba lapillítica matriz sostén, moderadamente seleccionada con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados.

Las unidades corresponden principalmente a depósitos originados por actividad volcánica explosiva, tales como flujos piroclásticos y depósitos de caída de ceniza. Los mismos pertenecen a los miembros Piedra Labrada y Mogote Hormigas incluidos en la Formación Chon Aike. Estas rocas se componen principalmente por cristaloclastos, vitroclastos y litoclastos y no presentan cambios composicionales significativos entre ellas. Los minerales primarios identificados son sanidina, plagioclasa, cuarzo, y biotita. Los minerales de alteración observados son muscovita, sericita, clorita y arcillas. Los minerales relacionados a la mineralización están representados por pirita y esfalerita. Mientras que, los vitroclastos son fiammes y los litoclastos pertenecen a unidades del basamento. Las rocas presentan diferentes grados de alteración y soldamiento, producto de diagénesis y de circulación de fluidos hidrotermales.

La unidad más favorable para la precipitación de la actividad hidrotermal es la nombrada *unidad 2*, principalmente debido a su competencia.

ABSTRACT

The present work describes the study of Jurassic acidic volcanic which host precious metal mineralization at the Veta Norte, La Josefina Project, Santa Cruz Province, Argentina.

Through the observations of several core drill holes, four lithologies were identified. Corresponding to a volcanoclastic sequence they host mineralized veins, that belong mainly to volcanoclastic facies and flow pyroclastic subfacies of the Chon Aike Formation, named as follows: 1) vitreous tuff with moderate selection and massive structure, rich in vitreous shards; 2) matrix support lapilli tuff, very poorly selected with eutaxitic texture, rich in pumiceous clast and sparse to abundant lithic clast; 3) brecciated lapilli tuff and support matrix, very poorly selected with eutaxitic texture and veinlets filled with gray silica and opaque; 4) support matrix lapilli tuff, moderately selected with abundant cristalloclasts and small altered glassy components.

The units mainly correspond to deposits originated by explosive volcanic activity, such as pyroclastic flows and ash falls; which belong to the members Piedra Labrada and Mogote Hormigas (Chon Aike Formation). These rocks mainly composed of cristalloclasts, glassy components and lithic clasts, do not shows significant compositional changes between them. Sanidine, plagioclase, quartz, are primary minerals and biotite, including muscovite, sericite, chlorite and clays as altered minerals. Pyrite and sphalerite represent minerals related to mineralization, pumiceous clast consist of fiamme and basement lithic clasts. The rocks show different degrees of alteration and welding, as a result of diagenesis and circulation of hydrothermal fluids.

The *unit 2* is interpreted as a more favorable unit for the precipitation of the hydrothermal activity, mainly due to competence.

ÍNDICE

Capítulo 1: INTRODUCCIÓN

- 1.1 Introducción 1
- 1.2 Objetivos 2
- 1.3 Ubicación y accesos 3

Capítulo 2: METODOLOGÍA

- 2.1 Trabajos de campo 6
- 2.2 Trabajos de gabinete 6
- 2.2 Trabajos de laboratorio 6

Capítulo 3: MARCO GEOLÓGICO:

- 3.1 Geología regional del Macizo del Deseado: 11
 - 3.1.1 Estratigrafía y marco Geotectónico 11
 - 3.1.2 Sistemas de Fracturación del Macizo del Deseado 20
 - 3.1.3 Depósitos Epitermales 22
- 3.2 Geología local 23
 - 3.2.1 Estratigrafía 23
 - 3.2.2 Manifestaciones hidrotermales en La Josefina 28

Capítulo 4: GEOLOGÍA DE VETA NORTE

- 4.1 Antecedentes 30
- 4.2 Geología de subsuelo: Descripción de unidades litológicas 35
- 4.3 Secciones transversales 52
- 4.4 Mineralización y su relación con la litología hospedante 66
 - 4.4.1 Controles de la mineralización en depósitos epitermales 66
 - 4.4.2 Controles de la mineralización en el área de La Josefina 68
 - 4.4.3 Mineralización en la Veta Norte 70

Capítulo 5: CONCLUSIONES 73

Capítulo 6: BIBLIOGRAFÍA Y ANEXOS 75

Capítulo 1: INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

En la Patagonia extraandina se extienden grandes volúmenes de vulcanitas riolíticas de edad jurásica media a superior conocidas como Complejo Volcánico Bahía Laura (Santa Cruz) y Complejo Marifil (Chubut), ambas correlacionables litológica y genéticamente. Este vulcanismo fue definido como una Gran Provincia Ígnea (LIP - Large Igneous Province) por Pankhurst *et al.* (1998). Es una de las provincias riolíticas más grandes del mundo y se desarrolló bajo un ambiente tectónico extensional referente a la temprana ruptura del super continente Gondwana y al inicio de la apertura del Océano Atlántico (Pankhurst *et al.* 1998; Féraud *et al.* 1999; Uliana *et al.* 1985).

En particular, en el Macizo del Deseado (MD) ubicado en el centro-Norte de la Provincia de Santa Cruz, los productos de este vulcanismo cubren extensas superficies formando un verdadero plateau ignimbrítico que representa más del 50% de los afloramientos. Desde el punto de vista estratigráfico pertenecen al Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972). Asociado a estas vulcanitas se encuentran mineralizaciones vetiformes de cuarzo, escasas brechas, stockworks y yacimientos diseminados portadores de Au y Ag. Esta relación entre los ambientes volcánicos jurásicos y las mineralizaciones auríferas del MD fue señalada por Fernández y de Barrio (1994), y Schalamuk *et al.* (1997, 1995), entre otros.

Los depósitos epitermales fueron definidos por Lindgren (1933) en función de su mineralogía, textura de mena, alteraciones, temperatura y profundidad de formación. Estos depósitos son poco profundos (menos de 1-1,5 km bajo el nivel paleofreático), portadores de metales preciosos y ocasionalmente metales base, se forman a bajas temperaturas (<300 °C) y se asocian a rocas volcánicas subaéreas. Bonham (1986), Hayba *et al.* (1985), Heald *et al.* (1987), Berger y Henley (1989) y Hedenquist (1987) entre otros, coincidieron en una división general para los depósitos epitermales en dos tipos de acuerdo a su mineralogía, composición del fluido que les da origen y estado de sulfuración del azufre. Los términos más aceptados son los propuestos por Hedenquist (1987): de baja sulfuración y de alta sulfuración. Hedenquist *et al.* (2000) proponen un tercer tipo de depósito epitermal con características intermedias al cual llaman “de sulfuración intermedia”. Otros autores han propuesto subdivisiones de los depósitos epitermales destacándose las ideas de Bonham

(1986), Sillitoe (1993), White y Poizat (1995) y Hedenquist *et al.* (2000). Además se conocen varios modelos genéticos de los depósitos como los de Buchanan (1981), Hayba *et al.* (1985) y Heald *et al.* (1987).

Debido a su importancia económica, y la posibilidad de encontrar otros yacimientos significativos, el MD ha sido objeto de numerosos estudios, entre los que se incluyen trabajos doctorales, de prospección y exploración tanto por entes nacionales (estatales y privados) como internacionales. En lo referente a los trabajos de exploración realizados por empresas mineras en el Proyecto La Josefina se encuentran las tareas de Fomicruz S.E. y Minamerica S.A., que incluyeron hasta el año 2007, 8.000 muestras de superficie, 3.900 metros de excavación de trincheras, así como 4.100 m de perforación superficial, lo que permitió la determinación de varios “targets” de exploración (Cerro Cazador S.A. 2014).

En la actualidad Hunt Mining Corp opera en Santa Cruz a través de su subsidiaria “Cerro Cazador S.A.”, donde realiza actividades de exploración y prospección en los Proyectos La Josefina y La Valenciana bajo un acuerdo con la empresa minera estatal de Santa Cruz, Fomicruz S.E. La reserva mineral comprende un área de 528 km² y consta de 15 manifestaciones de descubrimiento, parcialmente cubiertas por 399 concesiones mineras (Cerro Cazador S.A. 2014). Cerro Cazador S.A. lleva 10 años de manera ininterrumpida invirtiendo en la provincia donde posee más de 2800 km² de propiedades mineras, perforando con diamantina más de 60.000 m lineales, 416 km de líneas geofísicas y alrededor de 50.000 muestras de superficie.

Esta empresa, en gestión con la Universidad Nacional de La Pampa, posibilitó la realización de una pasantía, a partir de la cual surge la oportunidad de elaborar la presente tesina en el área correspondiente al Proyecto de exploración avanzada “La Josefina”, ubicado en el MD; específicamente en las rocas volcánicas del Grupo Bahía Laura, las cuales se comportan como rocas hospedantes de los sistemas de vetas y vetillas que contienen la mineralización de metales preciosos.

1.2 OBJETIVOS

Este trabajo de investigación tiene como objetivo principal contribuir con la caracterización geológica de las unidades reconocidas en subsuelo y sus equivalentes en superficie. Estas unidades litológicas hospedan la mineralización de la Veta Norte, ubicada en el target homónimo en el proyecto minero La Josefina.

Estos estudios se proponen aportar información, que en conjunto con los ya realizados previamente, permitan desarrollar herramientas que sirvan como guías de exploración para depósitos minerales.

Los objetivos particulares son:

- Descripción de las rocas hospedantes de la mineralización de Au y Ag.
- Determinar si la litología que hospeda la veta en subsuelo es la misma que aflora en superficie.
- Integrar la información de la geología de subsuelo con el objeto de ampliar el conocimiento existente, de modo tal de aportar datos petrológicos, mineralógicos y estructurales que permitan caracterizar estas secuencias volcánicas Jurásicas que hospedan la mineralización.
- Conocer la relación entre el control litológico y estructural del emplazamiento de la veta a través de un estudio integrado de testigos corona, secciones, trincheras, perfiles y mapas de superficie, considerado como un elemento fundamental para la exploración.

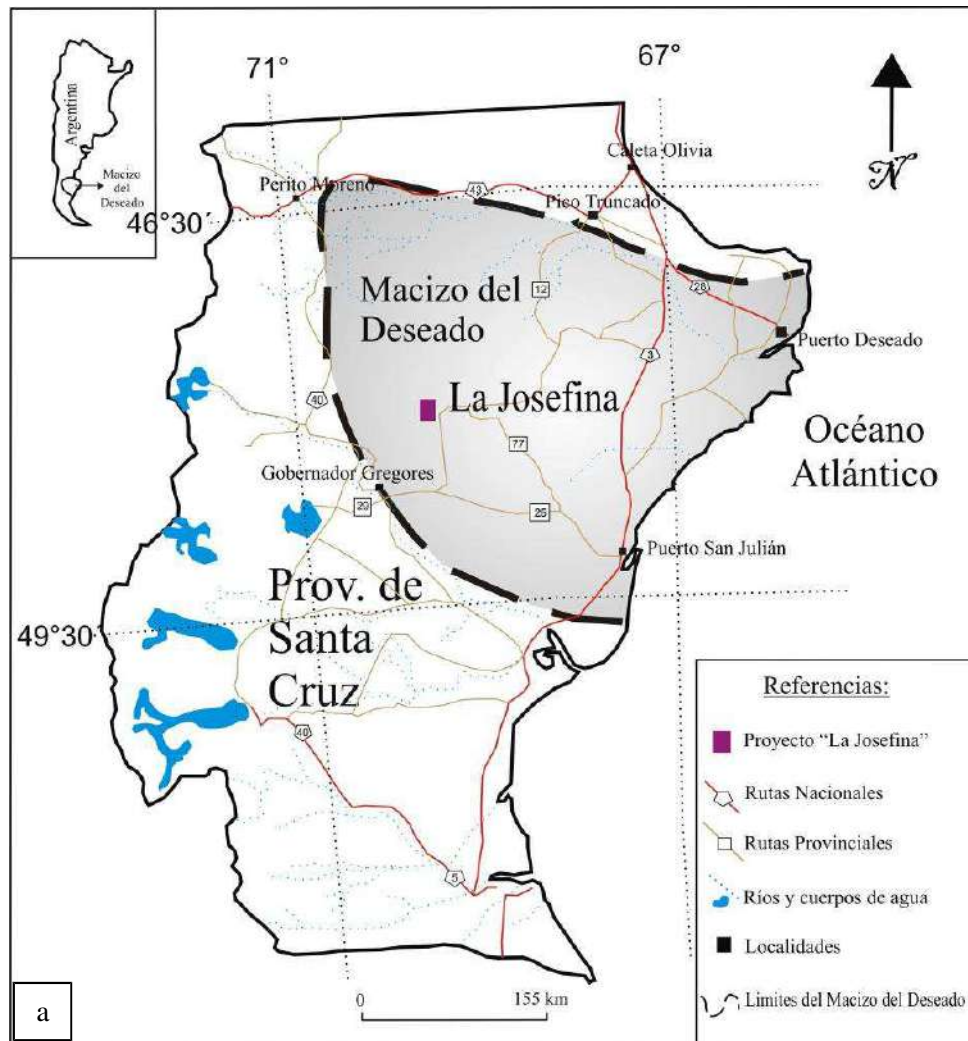
1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

El sector estudiado se localiza en la porción centro-norte de la provincia de Santa Cruz, en el suroeste del departamento Deseado, y es incluido en el extremo suroeste de la Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María (Panza y Cobos 1999). El proyecto La Josefina está delimitado por los meridianos 69° 15' y 69° 30' de longitud oeste y los paralelos 47° 45' y 47° 59' de latitud sur, y abarca una superficie de aproximadamente 400 km² (Fig. N° 1a).

La localidad más cercana es Gobernador Gregores que dista a 150 km al sur y el acceso desde ésta, se realiza por la Ruta Provincial (RP) N° 29 transitando unos 35 km hacia el este (en dirección a Puerto San Julián) y luego por la RP N° 12, hacia el norte, unos 110 km, hasta el acceso sur del Proyecto La Josefina. También, es posible acceder desde la ciudad de Pico Truncado por la RP N° 12 hacia el sur transitando 200 km hasta alcanzar el acceso norte. A través del mismo se deben recorrer, por caminos internos, 23 km hacia el oeste, hasta la Estancia Piedra Labrada. Allí se encuentran las instalaciones del

campamento de Cerro Cazador S.A., el cual se utilizó como base logística para los trabajos de campo de este estudio (Fig. N° 1b).

El Sector Veta Norte, está situado a una distancia de 13 km hacia el norte de la estancia Piedra Labrada y se accede pasando por la estancia La Josefina, a través de caminos internos del Proyecto.



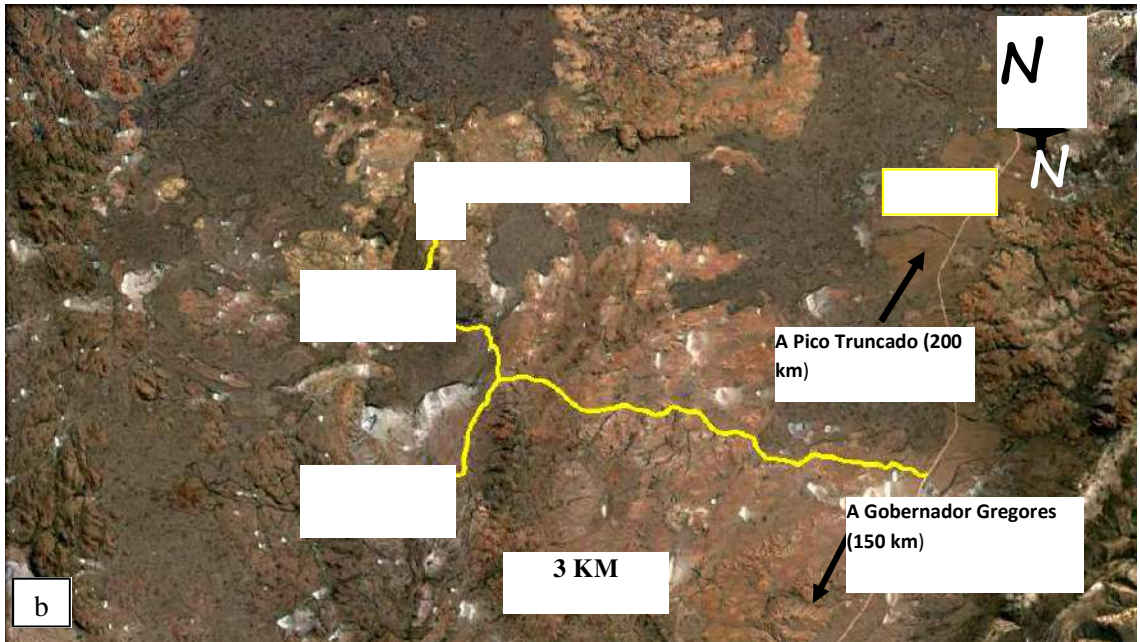


Figura N° 1. a) Mapa de ubicación del área de estudio y límites del MD. b) Detalle de los caminos internos del proyecto que conducen a la Estancia Piedra Labrada y a la Veta Norte (extraído de Google Earth 2015).

Capítulo 2: METODOLOGÍA DE TRABAJO

2.1 TRABAJOS DE CAMPO

Los trabajos de campo consistieron en un reconocimiento en superficie del área de estudio, que contribuyó a identificar las distintas litologías aflorantes en el sector, sus alteraciones, estructuras geológicas y relaciones estratigráficas.

2.2 TRABAJOS DE GABINETE

En gabinete se procedió a la búsqueda, recopilación bibliográfica y cartográfica de trabajos llevados a cabo en el área de interés e información relacionada con depósitos epitermales, rocas piroclásticas, texturas volcánicas, alteraciones hidrotermales y trabajos científicos previos en el MD.

A partir de los datos proporcionados por la empresa Cerro Cazador S.A., se seleccionaron 3 secciones de la Veta Norte, de las cuales se describieron los testigos corona de las perforaciones que incluían las unidades litológicas más representativas. El trabajo consistió en correlacionar las descripciones realizadas, con otras ya existentes, que fueron anteriormente elaboradas por el personal de la empresa. A partir de esa información se reinterpretaron las descripciones para visualizar en detalle los cambios litológicos, presencia de zonas de fallas, productos hidrotermales, etc. Además, se confeccionaron columnas estratigráficas integradas que muestran la variación litológica y su relación con la mineralización a escala 1:500. Posteriormente, se digitalizaron las secciones, los perfiles y se confeccionaron mapas geológicos y de ubicación con los programas Autocad® y Corel Draw®.

2.3 TRABAJOS DE LABORATORIO

Las tareas de laboratorio incluyeron la descripción litológica de testigos corona de 60 mm de diámetro, realizadas y dispuestas por Cerro Cazador S.A. Se prosiguió con la elaboración de secciones delgadas y clasificación petrográfica de las mismas. La descripción de las muestras se realizó con lupa de mano, cinta métrica y posteriormente se procedió al muestreo de las unidades más representativas, las cuales se fotografiaron con cámara digital KODAK EasyShare M530.

El análisis de las muestras se abordó desde dos puntos de vista que se complementaron: el análisis macroscópico y el microscópico. Desde el enfoque macroscópico se tuvo en cuenta principalmente la granulometría, composición, cantidades relativas y grado de soldamiento de los componentes mayoritarios de las rocas piroclásticas estudiadas. Para la clasificación genética, se empleó la nomenclatura recomendada por Mc Phie *et al.* (1993), mientras que para los límites granulométricos la propuesta de Fischer (1961) y Cas y Wright (1982) (Tabla N° 1). Para clasificar las tobas se siguieron los criterios de Fisher y Schmincke (1984), utilizando comparadores visuales para estimar las cantidades relativas de cada componente principal (Fig. N° 2).

Tabla N° 1: Criterios para la clasificación granulométrica de los fragmentos, depósitos y rocas piroclásticas (Fisher 1961).

TAMAÑO DE GRANO (mm)	FRAGMENTOS PIROCLÁSTICOS	NOMBRE DEL DEPÓSITO NO CONSOLIDADO	DEPÓSITO LITIFICADO
256 grueso ----- fino	redondeados o con forma fluidal bombas	angulosos bloques	Aglomerado (de bombas) o brecha piroclástica Aglomerado (de bombas) o brecha piroclástica
64 ----- 2	----- lapilli	----- capa de lapilli	----- lapillita
1/16 grueso ----- fino	----- ceniza	----- capa de ceniza	----- toba

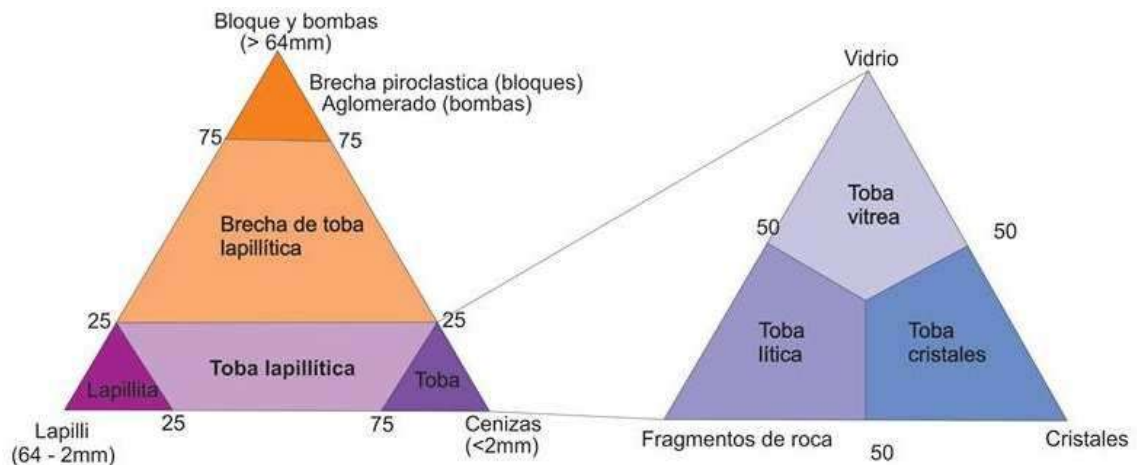


Figura N° 2: Clasificación de las tobas en función de sus componentes principales (modificado de Fisher y Schmincke 1984)

Para el estudio de facies se aplicaron los criterios dados por Cas y Wright (1982) y McPhie *et al.* (1993) que incluyen facies magmática (subfacies lávica y subvolcánica) y facies volcanoclástica (subfacies piroclástica de flujo, caída, surge y volcanoclásticas)

resedimentados). Por tal motivo, con los datos obtenidos en campaña e integrados con los de gabinete y laboratorio, se trabajó desde un enfoque litofacial, adoptando como base las propuestas de Fernández *et al.* (1996) y Moreira (2005), donde se divide a la Formación Chon Aike en 9 Miembros integrados por distintas facies y subfacies.

Las rocas de las facies volcanoclásticas incluyen todos los depósitos volcánicos fragmentarios; englobando a las rocas piroclásticas (depósitos producidos por erupciones explosivas) y las rocas volcánicas retrabajadas (tufitas) (Cas y Wight 1982 y McPhie *et al.* 1993). Las rocas piroclásticas se subdividen genéticamente en tres subfacies: piroclástica de flujo, de surge y de caída, en función del modo de transporte y depositación de los materiales (Fig. N° 3).

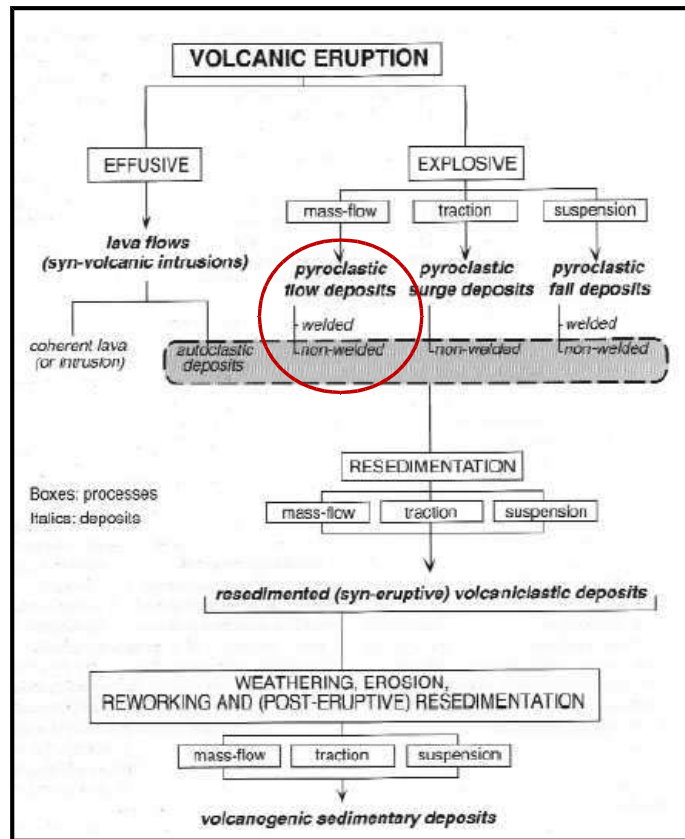


Figura N° 3: Clasificación genética de los depósitos volcánicos (McPhie *et al.* 1993). El círculo rojo representa las litologías predominantes encontradas en los testigos de perforación.

Respecto al grado de soldamiento de los depósitos piroclásticos, éstos fueron estimados siguiendo los criterios de Quane y Russell (2005) quienes proponen centrar la atención en los vitroclastos (Fig. N° 4). Cuando las trizas vítreas y pómez no están compactadas ni deformadas forman ignimbritas no soldadas. Las rocas que presentan los fragmentos

pumíceos aplastados y deformados generando fiammes con las trizas vítreas aglutinadas y distorsionadas, forman ignimbritas densamente soldadas con textura eutaxítica. Entre estos extremos están las ignimbritas parcialmente soldadas, que pueden tener evidencias de una incipiente compactación y aglutinamiento de las trizas vítreas y los pómez ligeramente aplastados.

Grado de soldamiento	Matriz cinerítica	Pómez o fragmentos pumíceos
I	Inconsolidada, friable, con poca o ninguna adhesión entre las trizas	Sin deformación, orientación al azar
II	Poco consolidada, trizas adheridas, material vítreo sin coalescencia	Sin deformación, orientación al azar; fracturas alrededor de los pómez
III	Trizas con leve deformación y algo de coalescencia, muy porosa	Aplastamiento leve o débil
IV	Con foliación moderada pero las trizas poseen deformación dúctil leve, clastos adheridos en forma moderada	Textura eutaxítica con deformación moderada de pómez
V	Trizas muy adheridas; foliación bien definida	Textura eutaxítica bien desarrollada; pómez colapsados a fiammes con vesículas aún visibles
VI	Trizas completamente adheridas y colapsadas; textura hialopíltica o vítreo	Textura eutaxítica completamente desarrollada; fiammes vítreos.

Figura N° 4: Características de los distintos grados de soldamiento de los depósitos piroclásticos (Quane y Russell 2005).

Cabe destacar que las rocas volcánicas asociadas a sistemas epitermales generalmente están afectadas por procesos de alteración hidrotermal, ya sea, producto de fluidos calientes posteriores a la formación del depósito, o a fluidos que circulan por la roca mientras se consolida (diagenéticos). Las unidades estudiadas en este trabajo no escapan a tales fenómenos de alteración, que obliteran algunos rasgos de la roca original; además, presentan relaciones estratigráficas complejas, por lo que suele ser difícil distinguir su origen. La propuesta para nombrarlas según Mc Phie *et al.* (1993) se muestra en la Fig. N° 5 e incluye tamaño de grano, componentes, litofacies y tipo de alteración.

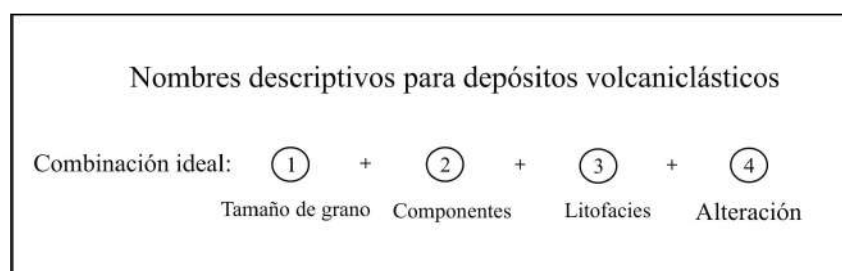


Figura N° 5: Combinación ideal para nombrar rocas volcánicas (Modificado de McPhie *et al.* 1993).

Para la descripción de rocas con textura de brecha se aplicó la terminología y clasificación de Corbett y Leach (1998), distinguiendo tres componentes principales:

- Fragmentos: clastos que resultan de rocas fragmentadas.
- Matriz: incluye los minerales (inclusive los de mena) depositados entre los fragmentos a partir de los fluidos hidrotermales; así como al material derivado de la molienda de los fragmentos y al material rocoso introducido, de granulometría más fina que los fragmentos.
- Cavidades: espacios abiertos desarrollados entre los fragmentos.

Para determinar criterios de la estructura de la roca se utilizaron los parámetros propuestos por Simpson (1995), donde se estima el grado de selección de las muestras.

Con respecto al cromatismo de las rocas, se utilizó la carta de colores de Munsell® (Rock-Color Chart) para unificar los valores.

En cuanto al enfoque microscópico, el objetivo fue refinar las descripciones macroscópicas y reconocer las texturas, petrografía y alteraciones de cada unidad de las rocas de caja. Para realizar esta tarea se elaboraron 3 secciones delgadas en el laboratorio de cortes de la Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam) y 1 muestra fue enviada al laboratorio de cortes de la Universidad Nacional de San Luis para la confección de una sección petrocalcográfica.

En la UNLPam la preparación de las secciones delgadas consistió en primera instancia en reducir el tamaño de las muestras a pequeños prismas regulares, para lo cual se utilizó una sierra circular con incrustaciones de diamantes lubricada con una mezcla de aceite soluble y agua. Algunas muestras se impregnaron con resina Epoxy diluida con alcohol, debido a su estado de alteración e inconsistencia. Posteriormente, se pulieron los prismas con una secuencia de abrasivos de granulometrías decrecientes para obtener superficies lisas, para adherirlas al portaobjetos. A continuación se procedió a desbastar las muestras por su cara libre utilizando una sierra de diamante y diferentes abrasivos sobre placas de vidrio hasta llegar a un espesor aproximado a 30 μm . El pegamento utilizado fue una mezcla de resina Epoxy con endurecedor. Las secciones delgadas se analizaron a través de un microscopio óptico Nikon® Modelo Eclipse E400 Pol perteneciente a la UNLPam.

Capítulo 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 GEOLOGÍA REGIONAL DEL MACIZO DEL DESEADO

3.1.1 ESTRATIGRAFÍA Y MARCO GEOTECTÓNICO

La zona de trabajo se encuentra en el centro de la provincia geológica del Macizo del Deseado (MD) que se define como una unidad morfoestructural positiva y de comportamiento rígido, con escasa deformación (Panza *et al.* 1995). Abarca una superficie de 60.000 km² y está situada en la porción central norte de la provincia de Santa Cruz, en el sur de la Patagonia extraandina Argentina, limitada por los ríos Deseado al norte y Chico al sur, que la separan de las Cuencas San Jorge y Austral, respectivamente, y al oeste por la Dorsal del Río Mayo extendiéndose hasta la costa atlántica al este (Fig. N° 6).

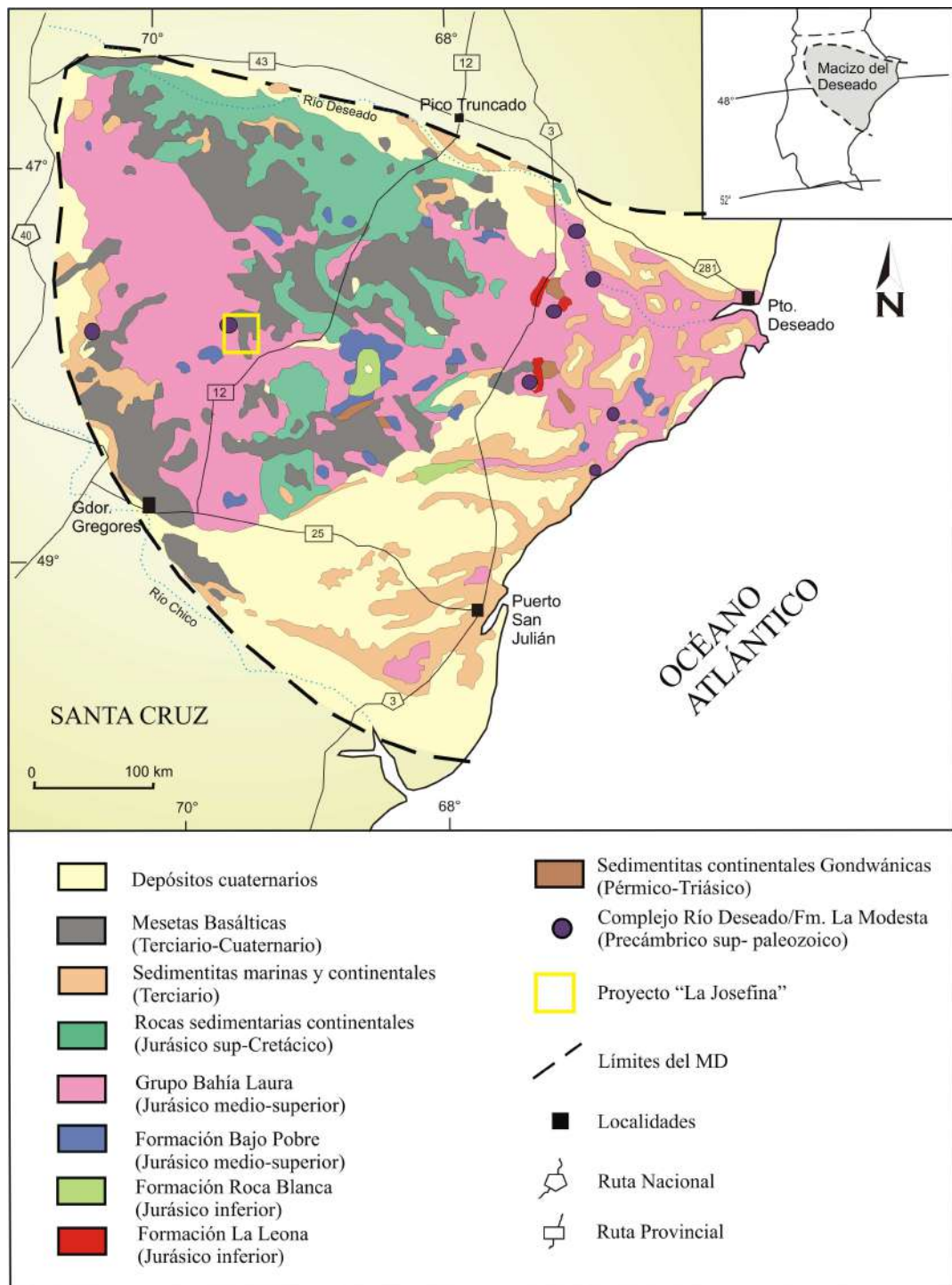


Figura N° 6. Mapa geológico del Macizo del Deseado (Modificado de Schalamuk *et al.* 1999).

Las rocas más antiguas que conforman el basamento de esta provincia geológica son el Complejo Río Deseado y la Formación La Modesta que constituyen asomos aislados de poca extensión areal y están asociadas al Ciclo Pampeano (Neoproterozoico a Cámbrico inferior) y Famatiniano (Ordovícico a Devónico medio). Hacia el este del MD se encuentra el complejo ígneo-metamórfico denominado Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi

1976), compuesto por filitas, metacuarcitas, filitas cuarzosas, esquistos anfibólicos, anfibolitas, gneises, migmatitas y granitoides deformados de edad Neoproterozoica a Cámbrica (565 a 540 Ma) (Pezzuchi 1978; Pankhurst *et al.* 2001). Las metamorfitas de este complejo se encuentran intruídas por granitoides y cuerpos subvolcánicos de edad Ordovícica a Carbonífera inferior (Chebli y Ferello 1975; Loske *et al.* 1999 y Pankhurst *et al.* 2001). Guido (2002) interpreta estas rocas como producto de una evolución neoproterozoica que involucraría la formación de la corteza oceánica hasta el desarrollo de un arco magmático de islas. Producto de la dinámica de este arco las rocas son afectadas por un metamorfismo de alto grado a los 540 Ma, seguido por el desarrollo del arco magmático Famatiniano. El segundo grupo de rocas del basamento, aflora en el centro-oeste del MD y se agrupan bajo la Formación La Modesta (Di Persa 1962); son rocas metamórficas de bajo grado, como esquistos muscovíticos y muscovítico-cloríticos, esquistos cuarzo-cloríticos, metacuarcitas, rocas calcosilicáticas, menores metavolcanitas mesosilícicas, turmalinitas y bancos de óxidos de Fe y Mn, de edad Silúrica-Devónica con la edad máxima de sedimentación de 446 ± 6 Ma (Panza y Cobos 1999; Moreira *et al.* 2013). Moreira (2005) planteó una posible evolución geológica pre-Mesozoica, en la que la Formación La Modesta podría integrarse en una cuenca desarrollada a partir de un margen protopacífico, que pasó a formar parte del prisma de acreción Gondwánico.

Una potente secuencia de 2.500 m de sedimentos continentales del Pérmico en el este y un paquete de 3.000 m de espesor de rocas sedimentarias y volcanoclásticas del Triásico Medio a Jurásico Inferior en la zona central del MD, se depositaron sobre el basamento como consecuencia de la instauración de un régimen extensional generalizado que forma una serie de grabens y hemigrabens con orientación NO-SE (Uliana y Biddle 1987), desde el Pérmico hasta fines del Triásico (Homovc y Constantini 2001 y Cortiñas *et al.* 2005). Este evento está vinculado al Ciclo Gondwánico (Pérmico a Triásico) y formó la cuenca de tipo rift La Golondrina; está rellena por sedimentos continentales de ambiente fluvial, discordantes con las rocas del basamento. Este paquete de sedimentitas fue agrupado bajo el nombre Grupo Tres Cerros, aflora en el noreste del MD e incluye a la Formación La Golondrina (Archangelsky 1967) y la Formación La Juanita (Arrondo 1972) de edad Pérmica inferior a superior (Arrondo 1972; Archangelsky y Cuneo 1984 y Jalfin 1987). La primera está integrada por conglomerados, areniscas, pelitas fluviales y la segunda por un conjunto de areniscas cuarzosas y ortoconglomerados polimícticos. Esta cuenca de intraarco, era de tipo intermontana, con subducción occidental, desarrollada sobre un

substrato leptometamórfico atenuado (Jalfin 1987; Bellosy y Jalfin 1989). Los movimientos de la Fase San Rafael (Ramos y Palma 1991), condujeron a la conformación de ese espacio depositacional. Las Formaciones La Golondrina y La Juanita según Ramos (2002) corresponden a facies de sinrift pertenecientes al relleno sinextensional en la cuenca La Golondrina.

En el Triásico medio a superior en una cuenca tafrogénica, de orientación NNO-SSE, se depositan sedimentitas reunidas dentro del Grupo El Tranquilo. Este Grupo está compuesto por la Formación Cañadón Largo de edad mesotriásica tardía a neotriásica temprana y la Formación Laguna Colorada del neotriásico tardío (Jalfin y Herbst 1995), ambas separadas por una discordancia que marca un período de ascenso tectónico y actividad volcánica que abarcó la parte alta del neotriásico temprano (Moreira 2005). Constituyen una secuencia pelítica-psamítica de ambiente continental, representada por areniscas, wackes, lutitas y limonitas, fangolitas micáceas, areniscas y conglomerados.

Hacia finales del Triásico y principios del Jurásico se intensifican los fenómenos extensionales localizados, relacionados al Ciclo Patagónico (Triásico superior al Cretácico superior) donde el comienzo de la subducción en el margen sudoccidental de Gondwana dio lugar al evento magmático de mayor importancia para el MD.

Un evento epi-piroclástico se desarrolla en la zona central del MD, y se apoya en discordancia por encima del Grupo El Tranquilo, conocido como Formación Roca Blanca (Di Persia 1956 y De Giusto 1956), con espesores máximos de 900 m (Panza 1982) depositados en las cuencas de rift activas. Está compuesta por areniscas tobáceas, tufitas, tobas piroarenitas, tobas finas laminadas y silicificadas, y escasos bancos lenticulares de conglomerados finos; la edad de la Formación es discutida: Liásico medio- Dogger inferior, según Herbst (1965), Toarciense a Aaleniano según Stipanovic y Bonetti (1970) debido a su contenido paleontológico, mientras que Homoc y Constantini (2001) le asignan una edad Triásica superior alta (Retiano). Estos depósitos junto a los del Grupo El Tranquilo representan el relleno de subsidencia térmica o SAG de la cuenca La Golondrina (Homoc y Constantini 2001; Cortiñas *et al.* 2005), los cuales traslaparon los bordes de las fosas como consecuencia de la lenta subsidencia de la cuenca durante el Triásico superior-Liásico.

Al mismo tiempo, en el sector oriental del MD se emplazó un complejo granítico-granodiorítico tipo-I integrado por facies plutónicas e hipabisales de edad Triásica superior a Jurásica inferior de la Formación La Leona (Godeas 1985; Pankhurst *et al.* 1993), también denominado Batolito Patagónico Central por Stipanovic y Methol (1972) y Rapela *et al.* (1991), que intruye a las sedimentitas de las Formaciones La Golondrina y La Juanita y a las sedimentitas y piroclastitas triásicas del Grupo El Tranquilo. La presencia de diques basálticos a traquiandesíticos calcoalcalinos de la Formación Cerro León (Panza 1982) marca también este fenómeno distensivo de edad Jurásica inferior alta (Guido 2002). El último autor interpreta a estas rocas como material básico que ascendió por fracturas, sin llegar a la superficie, dando lugar al inicio del proceso de rifting Jurásico, con su máxima expresión en el volcanismo ácido del Grupo Bahía Laura.

Durante el Jurásico medio a superior y posiblemente parte del Cretácico, en un lapso aproximado de 23 Ma (desde 172 hasta 149 Ma) (Alric *et al.* 1996; Arribas *et al.* 1996; Feraud *et al.* 1999; Moreira *et al.* 2009; Pankhurst *et al.* 2000), un extenso evento volcánico de naturaleza bimodal tuvo lugar en la Patagonia extendiéndose hasta la Península Antártica, que originó la denominada Provincia Silícea Chon Aike (Pankhurst *et al.* 1998, 2000) (Fig. N° 7). En el ámbito del MD éste es el evento geológico más importante que genera un complejo volcánico-sedimentario predominantemente riolítico y en parte dacítico, caracterizado por grandes depósitos de rocas volcánicas y piroclásticas que rellenan grabens producidos por una extensión generalizada de tendencia NNO asociada a un ambiente de retroarco (*back-arc*) difuso, relacionado con los primeros estadios del desmembramiento del sudoeste de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico (Pankhurst *et al.* 2000; Riley *et al.* 2001; Ramos 2002). Los aportes de Feraud *et al.* (1999) explicaron que el magmatismo ocurre entre la transición de un rifting continental asociado a abundantes basaltos tipo “flood basalt”, ayudado por una pluma mantélica al este y a la subducción al oeste y se trata de rocas subalcalinas representadas por una tendencia continua de andesita, dacita y riolitas con una firma calco-alcalina.

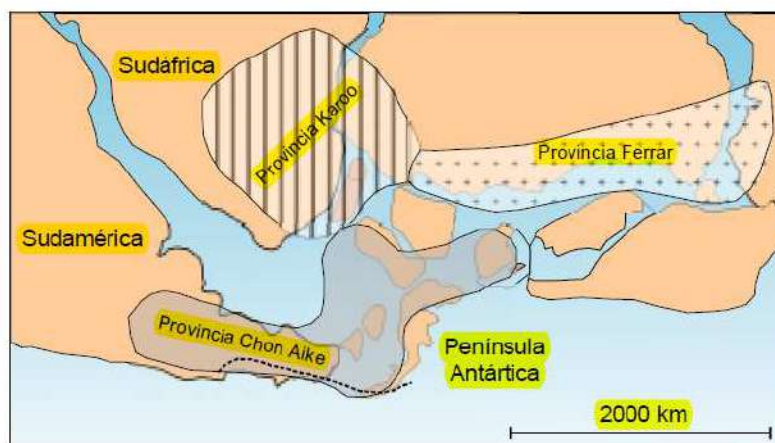


Figura N° 7. Mapa esquemático que representa la actividad magmática de la Provincia Chon Aike asociada a la pre-ruptura de Gondwana (Tomado de Moreira 2005).

La combinación de ésta subducción de velocidad lenta a muy lenta en el margen Pacífico y la presencia de la pluma Karoo-Antartic-Tasmania genera el importante vulcanismo Jurásico, con el término de composición básica a intermedia de esta suite volcánica abarcado por la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello 1972) y el término de composición ácida correspondiente al Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972), que incluye a las Formaciones Chon Aike (Stipanovic y Reig 1957; Archangelsky 1967) y La Matilde (Stipanovic y Reig 1957; Archangelsky 1967). Ambos términos son de edad jurásica media a superior (Alric *et al.* 1996; Féraud *et al.* 1999; Tessone *et al.* 1999; Pankhurst *et al.* 2000) y varios autores proponen que ambas unidades son coetáneas y cogenéticas.

La Formación Bajo Pobre aflora de manera aislada a lo largo de todo el MD, con espesores variables desde 150 a 200 metros, está compuesta por rocas volcánicas calcoalcalinas de composición intermedia a básica (basaltos, andesitas y aglomerados volcánicos básicos) y rocas volcanoclasticas mayormente de composición andesítica (sedimentitas y tobas) (Panza y Haller 2002). Sus equivalentes subvolcánicos corresponden a la Formación Cerro León (de Barrio *et al.* 1999; Jovic *et al.* 2008).

La Formación Chon Aike es una potente secuencia de 200 a 600 m (Panza *et al.* 1994), alcanzando en ocasiones 1.200 m y representa el 50 % de los afloramientos del MD. Está compuesta por una secuencia de ignimbritas riolíticas a riodacíticas de naturaleza calcoalcalinas, peraluminosas y de bajo potasio, con menores aglomerados, brechas volcánicas, escasas tobas y domos de lava y diques riolíticos y en menor medida dacíticos (Panza *et al.* 1994). Esta unidad constituye un verdadero plateau, en el que dominan las

facies magmáticas y piroclásticas de flujo con edades que van de 177 a menos de 160 Ma (Guido 2002) y se intercalan con la Formación La Matilde con relaciones estratigráficas complejas con rápidos cambios laterales de facies y espesores de la pila volcánica (de Barrio *et al.* 1999).

La Formación La Matilde incluye a las rocas que se localizan hacia el techo de la secuencia jurásica, con espesores inferidos en un máximo de 150 m para algunas zonas (Panza *et al.* 1994). Dominan las facies piroclástica de caída y facies retrabajadas representadas por tobas y tufitas que se han depositado en ambientes de baja energía, fluviales y lacustres, asociados a una intensa actividad volcánica contemporánea en las zonas distales que genera escasos niveles de ignimbritas intercaladas (de Barrio *et al.* 1999).

Según lo plantean Pankhurst *et al.* (2000), apoyados en edades de U-Pb en circones, este vulcanismo, ocurrió durante aproximadamente 30 Ma (178-151 Ma), con un período de actividad pico de 10 Ma. Durante este tiempo la combinación de los factores mencionados dieron origen a la actividad hidrotermal y al desarrollo de depósitos epitermales de Au-Ag con abundantes ocurrencias de tipo hot spring (Guido y Schalamuk 2003; Guido y Campbell 2011). Esta gran suite volcánica estuvo controlada por los grabens y hemigrabens con un paralelismo activo entre vulcanismo y fallamiento normal en la etapa de syn-rift pero se vuelve menos importante en las etapas finales y post-rift (Giacosa *et al.* 2010).

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 - Cretácico inferior y Baqueró (Archangelsky, 1967; Archangelsky *et al.*, 1984) del Cretácico inferior.

La Formación Bajo Grande del Jurásico superior (Kimmeridgiano)-Cretácico inferior (Hauteriviano) se apoya en discordancia sobre la Formación Chon Aike, con un espesor variable entre 80 y 350 m (Panza y Marín 1998). Está conformada por tobas, tufitas, areniscas y conglomerados desarrollados en el sector central y sur del MD.

La Formación Baqueró (Archangelsky 1967) del Cretácico inferior (Barremiano alto-Aptiano) se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Bajo Grande y tiene un espesor de 100-140 m. Se compone de conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas, en su

miembro inferior, y una secuencia de cineritas y tobas rítmicamente intercaladas en su miembro superior (Panza y Marín 1998).

Las unidades anteriores son cubiertas por sedimentitas continentales del Cretácico inferior a superior que forman el Grupo Chubut (Lesta 1969), distribuidas con un rumbo ONO-ESE en la zona norte del MD. Contienen gran cantidad de material piroclástico con espesores de 450 m y son de gran importancia en la Cuenca de San Jorge por ser rocas productoras de petróleo; en el MD el Grupo está compuesto por las Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios (Teruggi y Rossetto 1963).

Con el inicio de la separación entre África y Sudamérica y como consecuencia de un aumento en la deriva continental se instaura un régimen tectónico de carácter compresivo, dando comienzo al ciclo Andico. Panza *et al.* (1995) señalan estabilidad para el ámbito del MD para este ciclo, y durante la mayor parte del Fanerozoico. A fines del Cretácico, ligado a éste ciclo orogénico comienza en el sector central del MD un ciclo efusivo basáltico con la Formación Las Mercedes (Panza 1982) presente durante todo el Cenozoico, continuando a lo largo del Paleógeno y Neógeno. Esto marcó el comienzo de un magmatismo basáltico de carácter olivínico al que Panza y Franchi (2002) agrupan bajo siete ciclos dentro de los que se destacan Basalto Cerro del Doce, Alma Gaucha, Basalto Cóndor Ciff, Basalto La Angelita, Basalto Tres Cerros entre otros. Estos amplios mantos basálticos son consecuencia de la persistencia de ambientes distensivos post-orogénicos según de Barrio *et al.* (1999), además Ramos y Kay (1992) interpretan que es el 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.

Entre el Eoceno y Mioceno se deposita la Formación Sarmiento (Feruglio 1949) compuesta por tobas y bentonitas continentales. Durante el Cenozoico se conocen además dos ingresiones atlánticas representadas por las areniscas coquinoideas y areniscas verdosas de la Formación Salamanca (Lesta y Ferello 1972) de edad Daniana; y la segunda transgresión de areniscas coquinoideas que corresponden a las Formaciones San Julián y Monte León (Bertels 1970), del Mioceno inferior.

Hacia el Terciario superior el vulcanismo explosivo cordillerano genera depósitos continentales adjudicados a la Formación Santa Cruz (Ameghino 1898), del Mioceno inferior.

La estratigrafía de esta provincia geológica se completa con un delgado manto discordante de gravas y arenas asignadas a las Formaciones Mata Grande (Panza y de Barrio 1987; 1989) y La Avenida (Marín 1982) del Plioceno superior-Pleistoceno inferior conocidos como “Rodados Patagónicos”, que junto con los basaltos modelan el paisaje mesetiforme típico de la región.

Por último, se encuentran depósitos aluviales, coluviales, de bajos y costeros del Cuaternario que son distribuidos irregularmente en toda el área del MD (Fig. N° 8).

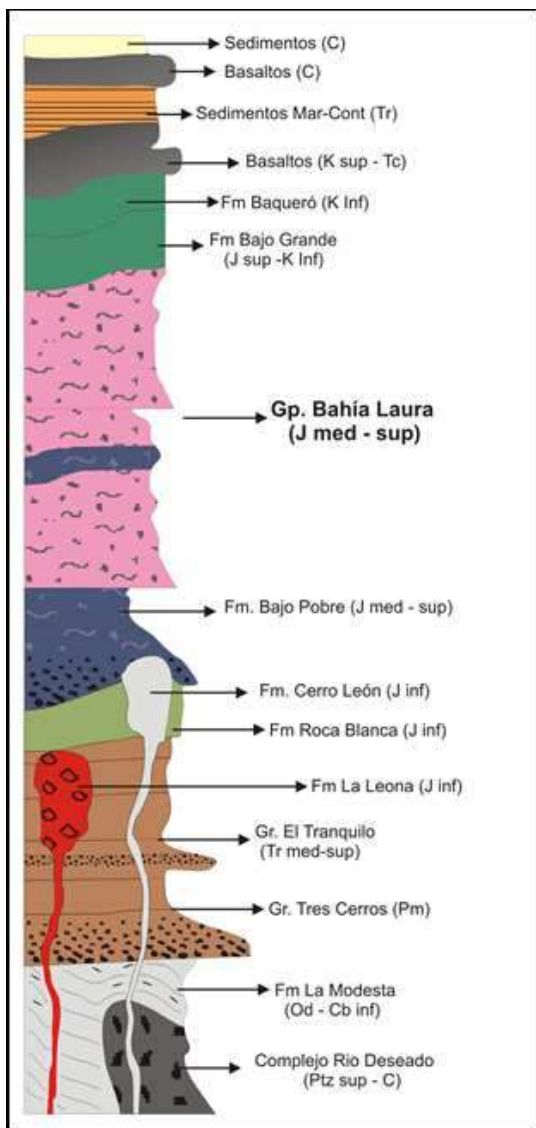


Figura N° 8. Estratigrafía del Macizo del Deseado (modificado de Jovic, 2009).

3.1.2 SISTEMAS DE FRACTURACIÓN DEL MACIZO DEL DESEADO

Explicar el origen y evolución de los sistemas de fracturación en el MD no es sencillo, ya que se han originado (o reactivado) a partir de una tectónica desarrollada a mediados del Mesozoico, relacionada con la ruptura del sur de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico, generando un régimen extensional en el este, combinado con un régimen tectónico compresivo al oeste, relacionado a subducción del margen convergente (Reimer *et al.* 1996).

Sumado a esto, la estructuración del MD es producto de la acción combinada de varias fases diastróficas, desde el Jurásico superior hasta el Neógeno, donde prevaleció la deformación frágil. El fallamiento ha sido el rasgo sobresaliente con un estilo estructural dominado por bloques rígidos limitados por fallas, con plegamiento subordinado (Panza 1986). Este fallamiento delimitó grabens y hemi-grabens controlados por fallas directas de alto ángulo de rumbo principal NO (Homocv y Constantini 2001).

Los sistemas de fallas mejor representados en el MD son: El Tranquilo, Bajo Grande (Panza 1982), La Frisia y Zanjón del Pescado (Reimer *et al.* 1996) (Fig. N° 9). El Sistema El Tranquilo habría comenzado a desarrollarse durante el Triásico superior y actuó hasta el Jurásico medio, con una dirección principal de azimut de 145° y desplazamiento sinistral, y una dirección conjugada de azimut de 60° con desplazamiento dextral, con una componente vertical no muy marcada. La Frisia, activo durante el Calloviano alto y Oxfordiano temprano, se generó a partir de un σ_1 en 15°, una dirección de cizalla y fallas de sentido dextral de azimut 170° con una dirección de cizalla conjugada sinistral de 40°. La migración del σ_1 hacia el oeste produjo el sistema de cizalla Zanjón del Pescado con una dirección de máximo esfuerzo en 350° que generó planos de cizalla sinestrales de azimut 15° y una conjugada dextral en 145°; por último, durante el Cretácico temprano alto, una nueva migración del máximo esfuerzo en el mismo sentido antihorario lo ubicó en 315°, donde se desarrolló un nuevo sistema de cizalla conjugado conocido como Bajo Grande, de mayor extensión, con fallas principales sinestrales de azimut 160° y planos de cizalla dextrales en 110°, con componente vertical (Reimer *et al.* 1996). Es importante destacar que este último sistema es propuesto por ambos autores mencionados y comparten la dirección ONO (290°-296°), pero Panza (1987) planteó que el esfuerzo principal que lo generó sería OSO con desplazamientos contrarios a los planteados por los otros autores.

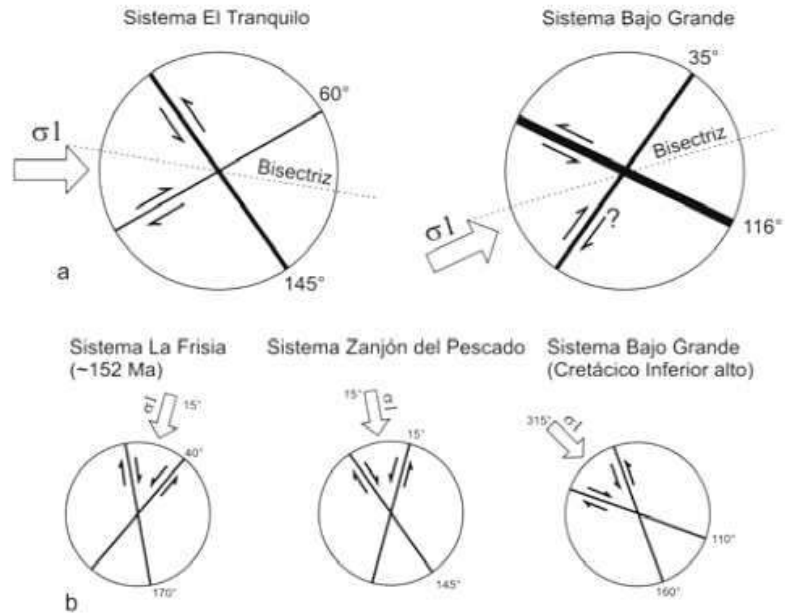


Figura N° 9: a) Sistemas de fracturación de Panza (1982) para el MD y b) Sistemas de deformación de Reimer *et al.* (1996) (Tomado de Echeveste, 2005).

Estudios a escala regional realizados por Echavarría (1997) a través de lineamientos confirman que la dirección dominante de fracturación es la NO-SE para toda la provincia geológica. Además, este autor plantea que las fallas de los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande son las que han transmitido los esfuerzos principales de deformación por cizalla, el primero con desarrollo en el sector occidental y el segundo hacia el sector central y oriental del MD, con esfuerzos compresivos provenientes del ONO y del SO respectivamente.

Estos sistemas de fallas son de gran importancia desde el punto de vista metalogénico y están relacionados directamente con las mineralizaciones epitermales. Las vetas más importantes del MD son el resultado de zonas de cizalla sinestrales que están asociadas fundamentalmente a fallas de dirección NO. La dirección ONO a E-O de fallas de rumbo dextrales corresponden a un segundo control en la mineralización (Dubé 1997).

Para el área del proyecto La Josefina, los sistemas de fallas que están representados son los de Bajo Grande y El Tranquilo, con cuatro direcciones de mayor desarrollo $N340^\circ$, $N65^\circ$, $N302^\circ$ y $N36^\circ$ (Fernández *et al.* 1996). Moreira (2005) a través de estudios detallados plantea que hay dos direcciones principales de fracturación $N15^\circ$ con desplazamiento sinistral y $N330^\circ$ de comportamiento dextral y son coincidentes con ligeras variaciones, con las del sistema Zanjón del Pescado. Además, postula que las estructuras generadas por el sistema Zanjón del Pescado fueron afectadas posteriormente por fallas dextrógiras de

rumbo ONO y con menor desarrollo de rumbo NNO que corresponderían a la dirección principal y conjugada del sistema Bajo Grande.

3.1.3 DEPOSITOS EPITERMALES EN EL MD

En la Patagonia Argentina se conocen gran cantidad de ocurrencias de depósitos metalíferos de variada tipología. En el centro de la misma, la presencia de decenas de manifestaciones hidrotermales vetiformes del tipo epitermal de baja sulfuración caracteriza a la provincia geológica del MD (Hedenquist 1987), lo que motivó a Schalamuk *et al.* (1999) a nombrarla como una entidad metalogenética particular, denominada Provincia Auroargentífera del Deseado. Desde entonces se han descrito numerosos proyectos relacionados con este tipo de depósitos, por lo cual se considera al volcanismo jurásico en esta área de la Patagonia como un importante objetivo regional para la búsqueda de depósitos de Au-Ag (Fernández *et al.* 2008).

En esta región se extrajeron, hasta el 2011, 3 millones de onzas de Au y más de 40 millones de onzas de Ag, lo que la convirtió en una zona muy importante a nivel minero de la Argentina (Páez *et al.* 2011). Actualmente, se conocen en el MD más de 50 proyectos en distintas etapas de exploración, y la mayor cantidad de minas activas de la Patagonia: Cerro Vanguardia (Au+Ag), con un campo filoniano considerado de "clase mundial" (> 100 t Au), San José (Ag+Au), Manantial Espejo (Ag+Au) y Mina Martha (Ag) (reactivada en 2017), entre otros. Por su parte, son motivo de una intensa exploración los prospectos de Au y Ag Cerro Moro, Martinetas (ahora Don Nicolás), La Josefina (Au-Ag y polimetálico), Cerro León (polimetálico complejo), el Dorado-Monserrat (más de 10.000 m de vetillas con Au y Ag según Echavarría (1999)).

Estos depósitos hospedan mineralizaciones de metales preciosos, formados en sistemas hidrotermales superficiales relacionados a magmas que se emplazan en sectores poco profundos de la corteza. Se encuentran vinculados principalmente a las vulcanitas de la Formación Chon Aike y a la Formación Bajo Pobre, aunque algunos también se asocian a la Formación Roca Blanca y a la Formación El Tranquilo.

Los minerales fueron precipitados a partir de soluciones diluidas o de baja salinidad, con un importante aporte de aguas meteóricas y temperaturas generalmente inferiores a los 300°C, que circularon a profundidades no mayores a 1,5 km por debajo de la superficie

(Hedenquist 1987; Hedenquist *et al.* 2000; Sillitoe y Hedenquist 2003; Simmons *et al.* 2005)

La mena de estos depósitos está constituida por oro nativo, electrum, plata nativa y argentita, tetraedrita, galena, esfalerita, calcopirita, sulfosales de Ag y menores teluros Au. Y en el caso particular de los polimetálicos complejos, Jovic *et al.* (2011) reconoce en el proyecto Cerro León, minerales portadores de In, Cd, Sn, W y Bi (o bien elevados contenidos geoquímicos en estos elementos) además de metales base, oro y plata. La ganga está conformada principalmente por cuarzo y calcedonia con menores cantidades de pirita, calcita, adularia, baritina, y raramente zeolitas y fluorita (Moreira y Fernández 2014).

Los estudios realizados en el MD demuestran que las mineralizaciones son del Jurásico superior, unos millones de años más jóvenes que sus rocas hospedantes (Arribas *et al.* 1996; Schalamuk *et al.* 1997). Echavarría *et al.* (2005) propusieron que la circulación de fluidos hidrotermales y la depositación de metales ocurrieron cuando el evento volcánico se estaba extinguiendo, en un ambiente dominado por esfuerzos extensionales. El control estructural es el más relevante en estos depósitos, con fallamiento de orientación predominante NO y en menor medida NE y E-O que se refleja tanto a nivel regional como local. Según Dubé (1997) la primera corresponde a las direcciones que poseen las mineralizaciones vetiformes más importantes del MD, producto de zonas de cizalla sinestrales y las segundas representan un segundo control en la mineralización, de menor importancia económica y están asociadas a fallas de rumbo dextrales.

3.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

3.2.1 ESTRATIGRAFÍA

En el área del Proyecto La Josefina, en rasgos generales, la estratigrafía incluye rocas del basamento silúrico-devónico, vulcanitas jurásicas y basaltos cenozoicos. Además, los blancos de exploración por metales preciosos son agrupados en 6 sectores: Noreste, Veta Norte, Central, Paredones, Sorpresa y Domo María Esther (Fig. N° 10).

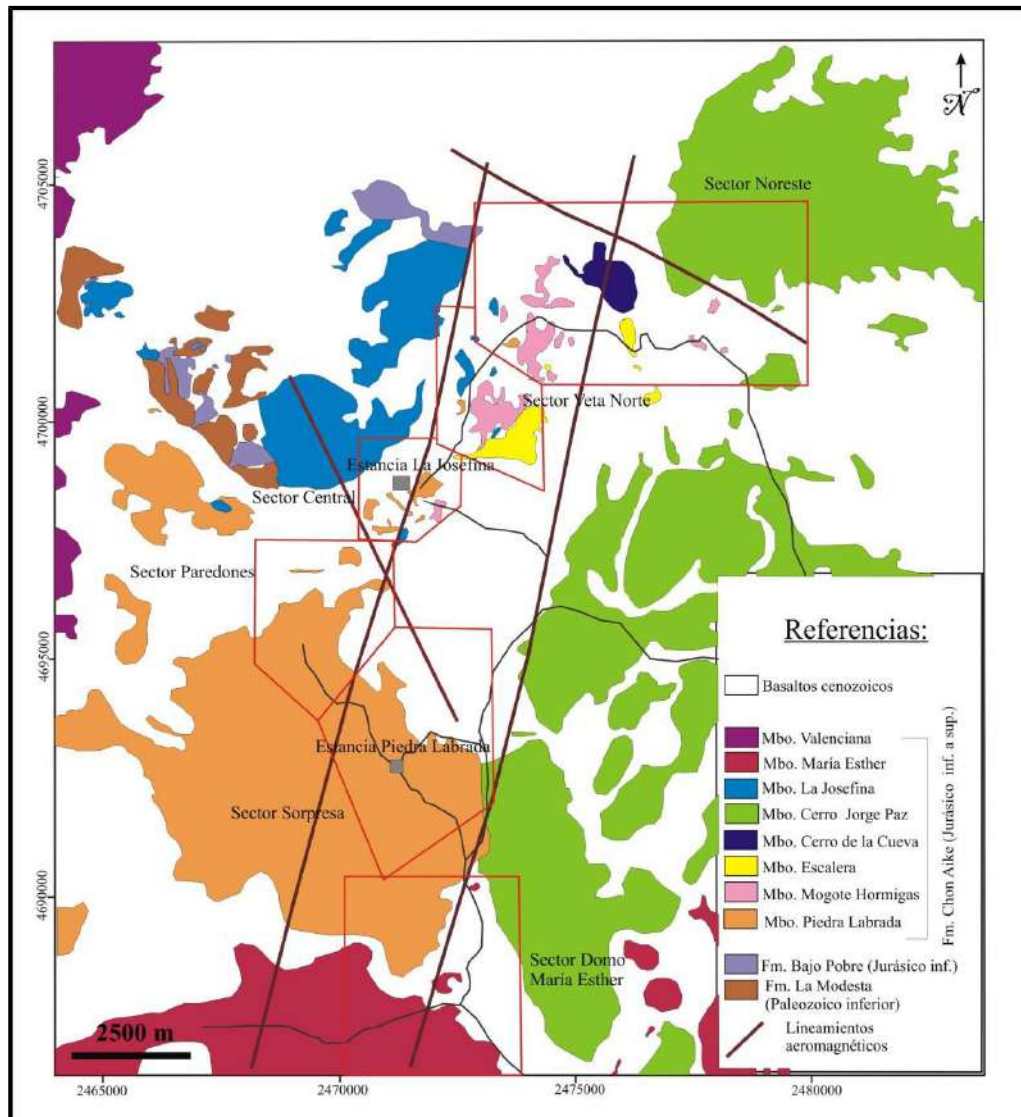


Figura N° 10: Mapa geológico del Proyecto La Josefina, mostrando la ubicación de los distintos sectores de exploración (polígonos rojos) con las coordenadas en el sistema Gauss Krüger. Modificado de Andrada de Palomera (2015).

Basamento

Dentro de los límites del proyecto aflora una de las unidades que componen el basamento del MD; se encuentran las metamorfitas de la Formación La Modesta en su localidad tipo, ubicadas aproximadamente a 3 km al oeste del casco de la estancia La Josefina. Las litologías que la componen son esquistos muscovíticos y muscovítico-cloríticos, esquistos cuarzo-cloríticos, metacuarcitas, rocas calcosilicáticas y menores metavolcanitas mesosilíceas, rocas esquistosas ricas en turmalina y bancos de óxidos de Fe y Mn (Moreira 2005). De acuerdo con la misma autora el metamorfismo habría alcanzado las facies prehnita-pumpellita en transición a facies de esquistos verdes. Estas metamorfitas

tienen dataciones Rb-Sr que arrojaron una errorcrona de 413 ± 17 Ma, es decir del Silúrico medio y Devónico temprano.

Vulcanitas jurásicas

El volcanismo Jurásico es el evento geológico más importante del MD y en La Josefina este evento abarca una superficie de 200 km². Las rocas de este período que afloran en el área se engloban dentro de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike que son parcialmente sincrónicas y apoyan en discordancia sobre las rocas del basamento. La relevancia de estas unidades está dada fundamentalmente por su relación con los depósitos epitermales y en trabajos de escala detallada es correcto subdividir las en Grupos, Formaciones y Miembros.

Por otro lado, como ya se mencionó anteriormente, autores como Cas y Wight (1982) y McPhie *et al.* (1993) proponen trabajar en términos de facies cuando se estudian rocas de un complejo volcánico-sedimentario. Es por esto que los mapeos de detalle de carácter académicos en el MD se han llevado a cabo sobre las litologías que componen cada Miembro con un enfoque litofacial de sucesiones volcánicas. Las facies magmáticas incluyen a las subfacies lávica y subvolcánica. Mientras que, las facies volcánicas están comprendidas por las subfacies piroclásticas de flujo, de surge, de caída, y la subfacies volcánica retrabajada (Fig. N° 3).

La Formación Bajo Pobre consiste en facies magmáticas mesosilíceas, en las que se identifican subfacies lávicas (domos y coladas de lava) y subfacies subvolcánicas andesíticas a dacíticas (filones capa, diques y pórfidos), menores facies volcánicas con una subfacies volcánicas retrabajadas (aglomerado volcánico). Los afloramientos son restringidos, algunos de ellos están en contacto con el basamento, localizados en la parte central y noroccidental del distrito La Josefina. Moreira (2005) a través de relaciones de campo interpretó que todos estos cuerpos están espacial y genéticamente relacionados a los complejos de domos que integran el Miembro La Josefina de la Formación Chon Aike. La misma autora propuso que las rocas de esta formación se han generado en varios pulsos de distintas edades, siendo algunos posteriores a la Formación Chon Aike; dada la compleja cronología de las rocas y apoyados en estudios geoquímicos e isotópicos, varios autores han planteado que ambas formaciones serían coetáneas y cogenéticas.

La Formación Chon Aike, es la más importante en extensión areal y se detalló más su descripción por su relación con la mineralización en todo el proyecto y en particular en el

Sector Veta Norte. El vulcanismo que involucra a esta formación tuvo lugar en el Jurásico Superior (Oxfordiano) durante unos 4 Ma (Moreira 2005). Fernández *et al.* (1996) y Moreira (2005) han diferenciado 9 Miembros dentro de esta Formación: Piedra Labrada, Cerro Jorge Paz, La Josefina, María Esther, Mogote Hormigas, Cerro de la Cueva, Escalera, Ventana y Valenciana. Está compuesta por facies magmáticas con subfacies lávicas fenoriolíticas (coladas y domos) y facies volcanoclásticas riolíticas y dacíticas que comprenden a las subfacies piroclástica de flujo (ignimbritas, ignimbritas brechosas, brechas coignimbríticas, tobas lapillíticas y depósitos de bloques y cenizas), subfacies piroclástica de caída (tobas), subfacies piroclástica de surge y a la subfacies volcanoclástica retrabajada (tufitas y brechas).

Miembro Piedra Labrada

Las unidades más antiguas son incluidas en este miembro y afloran fundamentalmente en el área occidental el proyecto, en los sectores Paredones y Central con espesores totales cercanos a los 125 m (Fig. N° 9). Todas estas rocas contienen abundantes cristaloclastos (20%) de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita, con abundantes fiammes. Representan facies volcanoclásticas con subfacies piroclásticas de flujo y surge que forman paquetes de ignimbritas soldadas y ricas en cristales acompañadas por un surge tipo “ash cloud surges”. En el Sector Veta Norte las perforaciones han demostrado su posición estratigráfica inferior; este Miembro es el que hospeda las mineralizaciones más importantes en los sectores Central, Paredones y Sorpresa (Moreira 2005; Andrada de Palomera 2015).

Además, estudios isotópicos realizados por Moreira (2005), arrojaron una edad de $152 \pm 2,8$ Ma para estas unidades, estableciendo el inicio del vulcanismo para este sector.

Miembro Mogote Hormigas

Este Miembro comprende facies volcanoclásticas, cuyas unidades tienen su mejor expresión al NNE del área La Josefina, en los Sectores Sinter y Veta Norte, con espesores de 150 m aproximadamente (Fig. N° 10). Estas litologías se presentan como una secuencia groseramente estratificada con abundantes fragmentos pumíceos y líticos variables tanto en tamaño como en distribución y contienen baja proporción en cristales, abundante matriz y fiammes. Comprende subfacies piroclástica de flujo (con ignimbritas, una brecha coignimbrítica asociada y un paquete de toba lapillítica) con moderado a alto grado de soldamiento, subfacies piroclástica de caída y subfacies volcanoclástica retrabajada (brecha

conglomerádica y tufitas). En el Sector Veta Norte aloja la mayor parte de las mineralizaciones (Moreira 2005; Andrada de Palomera 2015).

Miembro Escalera

El Miembro Escalera está conformando por un conjunto de afloramientos que se ubican al SE del Sector Veta Norte y en el Sector Sinter y al O del Subsinter (Fig. N° 10). Está compuesto por facies volcánicas con subfacies piroclástica de flujo (ignimbritas ricas en cristales y brecha co-ignimbrítica) y subfacies piroclástica de surge (surge basal y ash cloud surges) (Moreira 2005; Andrada de Palomera 2015).

Miembro Cerro de la Cueva

Las unidades que conforman este Miembro afloran en la parte centro-norte del proyecto, incluyen facies volcánicas con subfacies piroclásticas de flujo (ignimbritas con líticos y pómez y toba lapillítica) y volcánica retrabajada (brecha conglomerádica y tufitas) (Moreira 2005) (Fig. N° 10).

Miembro Cerro Jorge Paz

Los afloramientos de este miembro están ubicados en la parte más oriental del área La Josefina, con un espesor total de 200 metros (Fig. N° 10). Las variaciones litológicas incluyen facies volcánicas y subfacies piroclástica de surge, de flujo y volcánica retrabajada formando una secuencia de flujos ignimbríticos con mayor cantidad de líticos grandes hacia la base, asociada a un surge de tipo basal y afectado por un retrabajo que forma una brecha de talud (Moreira 2005).

Miembro La Josefina

Las rocas de este Miembro afloran en la porción noroccidental de la faja de alteración (Fig. N° 10). Se compone principalmente de facies eruptivas con subfacies lávicas que conforman complejos de domos y coladas de lavas riolíticas que se ubican a lo largo de un lineamiento de orientación NO-SE de aproximadamente 7 kilómetros de largo. Las subfacies lávicas presentan asociadas facies volcánicas con subfacies piroclásticas de flujo y volcánica retrabajada, que corresponden a depósitos de bloques y cenizas y una brecha de talud, respectivamente. Moreira y Fernández (2014) han mencionado a este miembro como litología hospedante de la Veta Flaca del Sector Veta Norte.

Miembro María Esther

Las rocas de este miembro afloran en el sector sur del Proyecto comprenden litologías que representan facies efusivas con subfacies lávicas que forman un “Complejo de Domos Riolítico” y vitrófiros acompañados por facies volcaniclásticas con subfacies piroclástica de flujo, piroclástica de caída y volcaniclástica retrabajada que incluyen depósitos de flujo de bloques, tufitas y brechas de talud. Se incluyen dentro de este Miembro a un grupo de mantos ignimbríticos muy soldados similares a las lavas. Estas unidades presentan coloración rojiza a castaño rojiza de la matriz soldada, y el porcentaje de cristales es menor al 5 % (Moreira 2005) (Fig. N° 10).

Miembro Ventana

Estas unidades asoman al norte del área La Josefina y se componen exclusivamente de facies volcaniclásticas, con subfacies piroclásticas de flujo y piroclásticas de caída (Moreira 2005).

Miembro Valenciana

Los afloramientos del Miembro Valenciana se ubican en el sector occidental del área La Josefina e integran facies volcaniclásticas y subfacies piroclástica de flujo. Estas unidades corresponden a las ignimbritas tardías de alto grado de la Formación Chon Aike (Moreira 2005).

Unidades pos-jurásicas

Las efusiones basálticas cenozoicas (Plioceno superior) corresponden a la Formación Cerro del Doce, que constituyen las mesetas más altas y la Formación La Angelita, con mayor distribución areal, que aflora en las partes más bajas del relieve (Fig. N° 10).

Por último, los depósitos cuaternarios cubren irregularmente el área, y son el producto de relleno de zonas bajas, derrubio de los faldeos y depósitos aluviales (Moreira 2005).

3.2.2 MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

Las manifestaciones hidrotermales del área se asocian a una faja de alteración hidrotermal con tendencia N-S de unos 10 km de largo por 1 a 3 km de ancho que involucra a las rocas de la Formación Chon Aike (Fernández *et al.* 2005). En esta faja, hacia el noreste se

encuentran ocurrencias tipo “hot spring”, donde se preserva el sistema epitermal íntegro y hacia el sur se presentan los sistemas de vetas (Moreira y Fernández 2014).

Las mineralizaciones son clasificadas bajo un modelo epitermal de baja-intermedia sulfuración (Schalamuk *et al.* 1997), donde la mineralización se aloja en estructuras que poseen un metro de ancho o más, y cientos de metros de largo y buzamientos de 60° hacia el este a subverticales (Cerro Cazador S.A. 2014). Están compuestas por vetas, sistemas de vetillas, stockworks y brechas hidrotermales formadas a partir del sistema geotermal en profundidad; presentan rellenos multiepisódicos con cuarzo, calcedonia, ópalo y en menor medida, adularia y baritina. Exhiben texturas masivas, en peine, escarpela, bandeados coliformes-crustiformes y de reemplazo espático (lattice-bladed) portadoras de oro, plata, electrum, sulfosales de Ag (freibergita), pirita, galena, esfalerita, calcopirita y hematita especular con arsenopirita menor, marcasita, tetraedrita y bornita (Moreira 2005). Éstas fueron emplazadas en fallas de orientación predominantemente NO y comportamiento dextrógiro, subverticales o con fuertes inclinaciones hacia el este; la curvatura de las fallas permitió la formación de clavos mineralizados (*ore shoots*).

Las manifestaciones hidrotermales en el área se caracterizan por:

- Descargas en superficie del sistema geotermal (sinter, precipitados silíceos, depósitos carbonáticos, brechas de erupción hidrotermal y alteraciones).
- Conjunto de vetas y vetillas de cuarzo de orientación predominantemente NO, con algunas menores de direcciones NE y N-S.
- Alteración en halos difusos de silicificación, argilización y propilitización asociada a las vetas y vetillas.

Capítulo 4: GEOLOGÍA DEL SUBSUELO DE VETA NORTE

4.1 ANTECEDENTES

El proyecto minero La Josefina está conformado por varios sectores de exploración, como se describió en la sección anterior, entre los que se destacan el Sector Veta Norte y el Sector Central por ser los más significativos en cuanto a su magnitud y contenido de metales, de lo que se deduce su buen potencial económico.

El Sector Veta Norte es un sistema de vetas y venillas que abarca un área aproximada de 3 km² e incluye una importante estructura sigmoidea de tendencia NNO-SSE con la porción oblicua de disposición NE-SO. Este sistema está integrado por las vetas Flaca, Amanda, Cecilia, Cruzada, Norte y Sur cuyas potencias oscilan entre unos pocos centímetros hasta 3,5 m de ancho y 1.500 m de largo total, y el buzamiento varía de 65° a 80° hacia el NE (Moreira 2005) (Fig. N° 11).

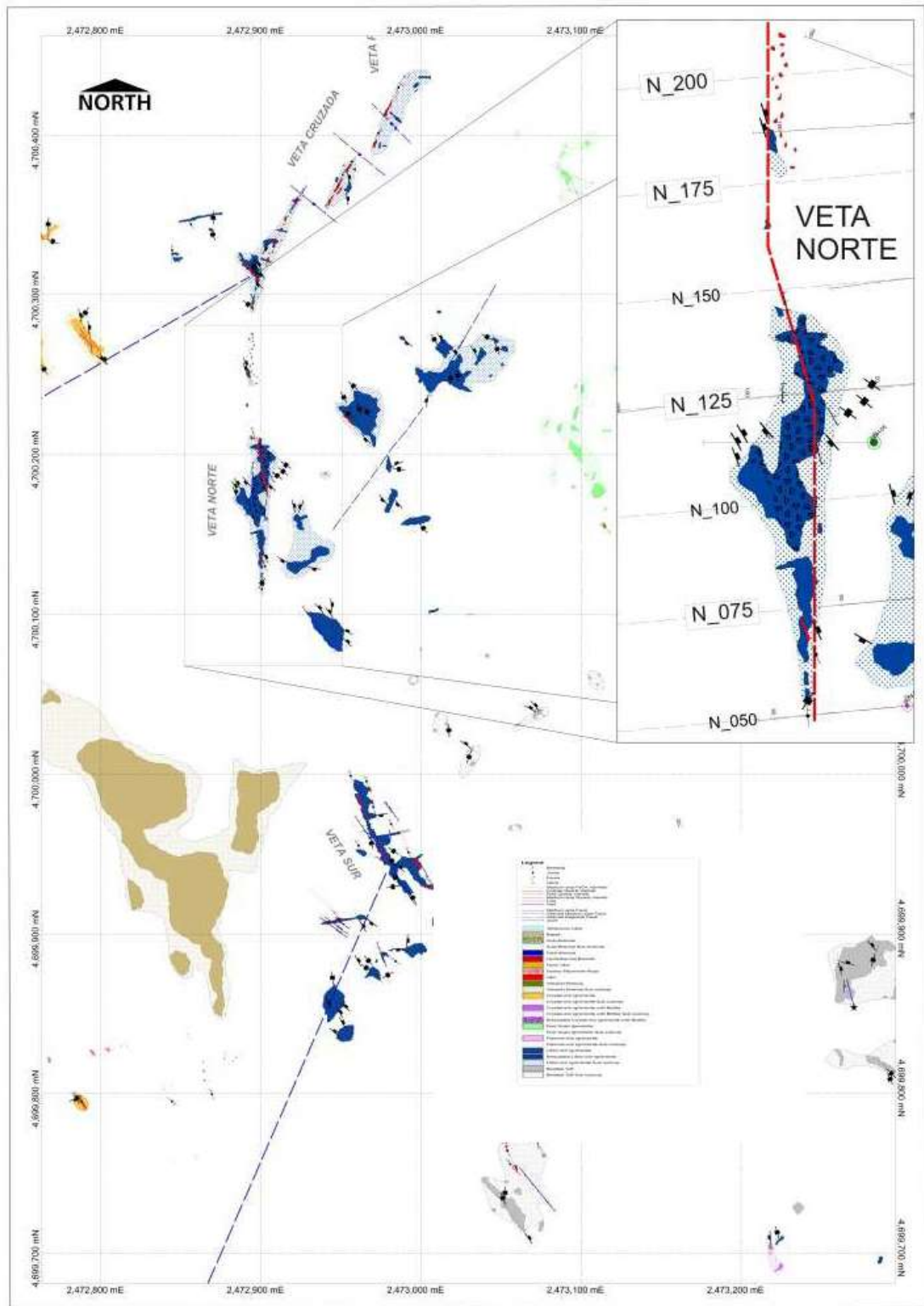


Figura N° 11: Mapa en planta del sector Veta Norte con una ampliación de la zona de estudio (Cerro Cazador S.A. 2015).

La información brindada por mapeo y muestreo de afloramientos detallados en el trabajo de tesis doctoral de Moreira (2005) y por el resto de los antecedentes bibliográficos indican que las vetas y vetillas se emplazan fundamentalmente en ignimbritas pertenecientes a las

unidades que conforman el Miembro Mogote Hormigas, excepto la veta Flaca que está alojada en las lavas riolíticas del Miembro La Josefina.

La Veta Sur contiene la mayor parte de los recursos económicos explotables de los sistemas de vetas de este sector, es una estructura de rumbo general N320° a N340° con dimensiones de 350 m de largo por 1 a 3 m de ancho y presenta texturas de veta-brecha. Con respecto a su potencial económico se han obtenido valores de metales preciosos en superficie, que oscilan entre 1,00 g/t a 5,00 g/t de Au y 60,00 g/t de Ag (Cerro Cazador S.A. 2014). En subsuelo, muestra una estructura tipo clavo mineralizado (*ore shoot*) de 120 m de profundidad por 350 m de largo y espesor promedio de 2,5 m (Gauman 2016) (Figura N° 12).

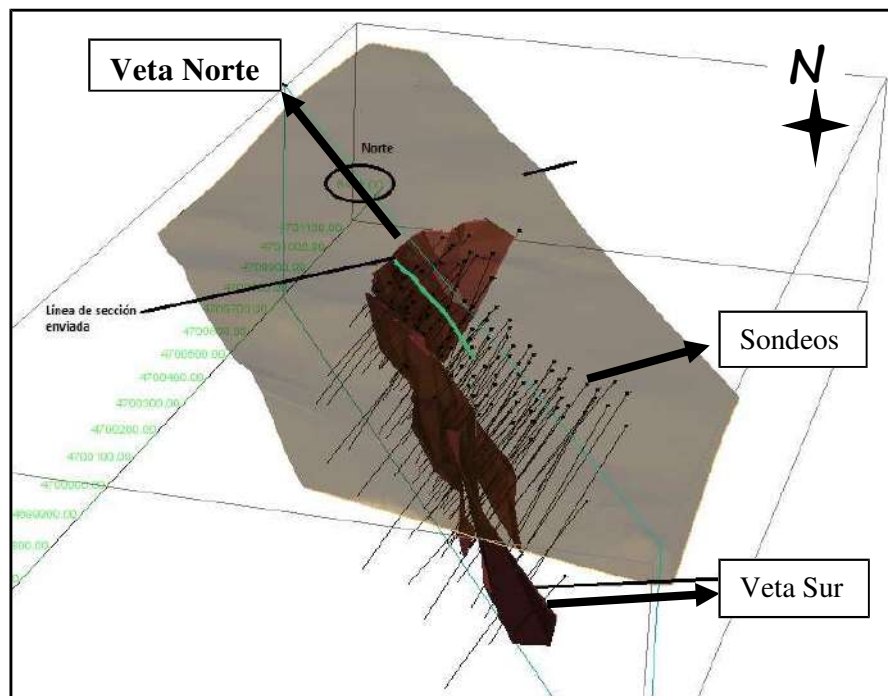


Figura N° 12: Modelado 3D de las vetas Norte y Sur, y los respectivos sondeos que intersectan las estructuras. (Cerro Cazador S.A. 2015).

El objetivo de este trabajo es caracterizar la Veta Norte que tiene una longitud total de unos 180 m y una orientación aproximada N-S. En superficie este cuerpo comienza como una serie de asomos de vetas y venillas discontinuos, con rumbo predominante N 15° que se extienden por 40 m; hacia el sur la veta se presenta brechada tectónicamente y se manifiesta por 30 m con rumbo N 350°/ 60-70° E. Finalmente se resuelve en una estructura

brechosa inclinada al este y compuesta por vetillas de cuarzo orientadas con Rb N 310-330° (Moreira 2005) (Fig. N° 13 a y b).

En el área de La Josefina los sistemas de vetas y vetillas que componen los cuerpos mineralizados tienen una tendencia a orientarse hacia el NO y cada sistema presenta distintos tipos de rellenos de espacios vacíos (TR) (Moreira, 2005). En el trabajo realizado por el citado autor, se hace un estudio completo de las estructuras presentes en éste Proyecto Minero (Tabla N° 2). Específicamente, en la Veta Norte, las mineralizaciones se encuentran asociadas a cuatro tipos de rellenos TR 5, 8, 12 y 14. De acuerdo a Moreira (2005) el TR 5 es el relleno más importante por contener una asociación de minerales de cuarzo, amatista, calcita, adularia, oro, pirita, bornita, hematita, galena, esfalerita, tetraedrita y minerales de plata; la estructura que presenta es maciza y brechosa, con textura en peine y de tamaño de grano grueso de aspecto sacaroide. El denominado TR 8, es un relleno estéril, que presenta cuarzo con textura en peine de grano grueso, así como también el tipo de relleno 12, no contiene minerales económicos y está compuesto por ópalo rojo y verdoso con óxidos de hierro y manganeso en granos muy finos que se presentan en textura de mosaico. Con respecto a TR 14, se compone de cuarzo blanco y gris oscuro y una cantidad significativa de sulfuros de metales base, con desarrollo de textura en peine con tamaño de grano grueso.

Tabla N° 2: Detalle de los distintos tipos de relleno de vetas y vetillas del área La Josefina, se destacan la TR 1, TR2 y TR5 por la presencia de mineralización de Au-Ag. (Tomado de Moreira 2005).

Tipos de relleno de vetas	Mineralogía	Estructura y/o Textura	Tamaño de grano
TR1	qzbl + hem + py + sulf mb + Au	bandeada	fino
TR2	hem + py ± sulf mb ± Au	maciza a brechosa	fino
TR3	qzbl y qzv + py ± cpy ± br ± ga ± sph	bandeado coliforme a en peine	fino-sacaroide grueso
TR4	qzbl y qztransl + arc (ill o ad?) + opr	bandeado coliforme a débil bandeado	fino sacaroide
TR5	qz + amat + calc + ad + Au + fahlore + py + cpy + br + hem + ga + sph + tet + min Ag	Maciza brechosa en peine	sacaroide grueso
TR6	qzg + py ± cpy ± br	maciza	muy fino sacaroide
TR7	ba + qz	maciza	grueso
TR8	qz	en peine	grueso
TR9	qzbl + qzg + qztransl	bandeado	fino
TR10	qztransl	en peine	grueso
TR11	qztransp y qzv	en peine	grueso
TR12	opr + opv + ox Fe-Mn	mosaico	muy fino
TR13	opcastcl	Bandeado mosaico	muy fino
TR14	qzb y qzgo + sulf mb (hasta 90%)	maciza en peine	grueso

Referencias: qz: cuarzo, qzbl: cuarzo blanquecino, qztransl: cuarzo translúcido, amat: cuarzo amatista, qzv: cuarzo verdoso, qzg: cuarzo gris, qztransp: cuarzo transparente, qz go: cuarzo gris oscuro, hem: hematita especular, py: pirita, sulf mb: sulfuros de metales base, cpy: calcopirita, br: bornita, ga: galena, sph: esfalerita, arc (ill o ad): arcillas (illita o adularia?), opr: ópalo rojo, opv: ópalo verdoso, opcastcl: ópalo castaño claro, calc: calcita, ad: adularia, tet: tetraedrita, fahlore: minerales del grupo Fahlore, min Ag: minerales de plata, ba: baritina, ox Fe-Mn: óxidos de hierro y manganeso.

Cerro Cazador S.A., hasta el 2014 realizó 18 perforaciones sobre la Veta Norte, obteniendo 2126,05 m lineales de testigos de perforación, numerosas trincheras y muestras de afloramientos que arrojan valores entre 2 a 5 g/t Au en espesores de 1 a 4 m.

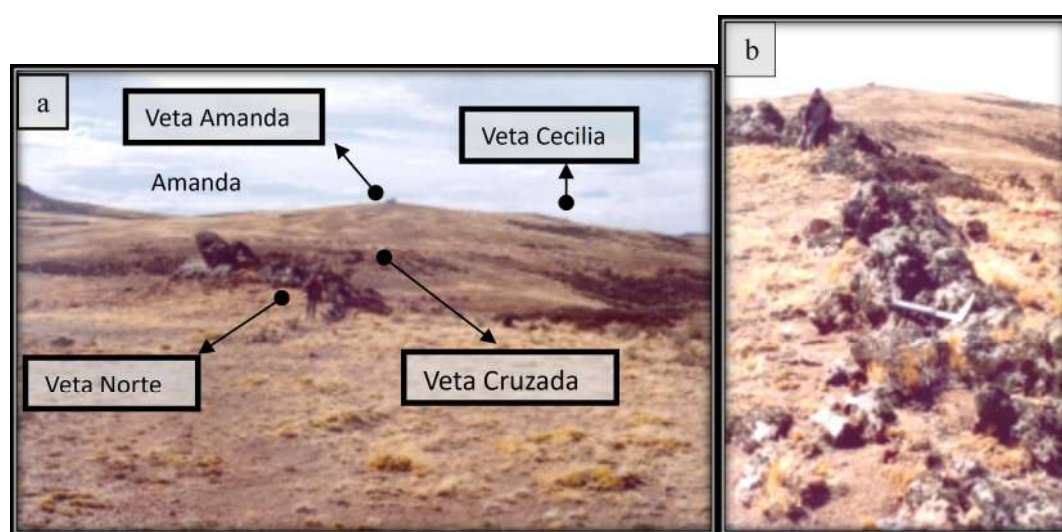


Figura N° 13: a) Vista general de los afloramientos en el sector Veta Norte. b) Afloramientos de la Veta Norte en primer plano (Modificadas de Moreira 2005).

4.2 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS

El estudio de las rocas hospedantes de la estructura mineralizada se llevó a cabo mediante una integración de elementos. La base sobre la que se trabajó, fue un mapa de superficie del que se seleccionaron cuatro secciones transversales a la Veta Norte denominadas N_075, N_125, N_175 y N_200, las secciones N_075 y N_125 se encuentran próximas a la transición con la Veta Sur y las restantes en el extremo norte al final de la estructura, en cercanías de la Veta Cruzada (Fig. N° 11). La profundidad promedio de los sondeos es de 140 m, alcanzando los 203,15 m el más profundo y 62 m el más somero. Si bien, en cada sección se analizaron todos los sondeos; solo se seleccionaron tres que se consideraron los más representativos, con el objeto de realizar las descripciones detalladas.

A través del estudio de los testigos corona, se correlacionaron los pozos en las secciones y finalmente se realizaron perfiles de integración con espesores aparentes que muestran las principales variaciones litológicas y su relación con la mineralización.

En este trabajo se identificaron principalmente unidades litológicas de naturaleza explosiva que corresponden a las facies volcánicas, subfacies piroclásticas de flujo, representadas por tobas y tobas lapillíticas con grado variado de soldamiento y que genéricamente se las denomina con el término de ignimbritas.

De acuerdo con las propuestas de clasificación antes mencionada en el capítulo II, se logró identificar cuatro litologías que caracterizan el subsuelo de la Veta Norte, las cuales se describen a continuación:

- ❖ **Toba vítrea matriz sostén con estructura masiva, muy pobremente seleccionada y con abundantes trizas vítreas.**

Descripción macroscópica: esta roca piroclástica presenta una estructura masiva con un bandeo generado por óxidos de hierro; tiene un tamaño de grano ceniza y escasos componentes tamaño lapilli; presenta un grado de selección moderado y un arreglo matriz sostén. La roca tiene una coloración grisácea-amarilla (5Y 8/4) y está atravesada por venillas rellenas con óxidos de manganeso y sílice gris oscura.

Los componentes tamaño lapilli son cristaloclastos (cc) y litoclastos que se encuentran inmersos en una abundante matriz afanítica (80%). Se estimó sobre la muestra de mano una abundancia de 10% de cada componente.

Los cc identificados corresponden a feldespato (5%) y cuarzo (5%). El feldespato es de tamaño promedio de 2 mm aunque hay de hasta 4 mm; se presenta de forma subhedral, fracturado y está alterado y reemplazado a argilominerales. El cuarzo (5%) de tamaño promedio 2 mm es de forma anhedral y se encuentra fracturado. Los litoclastos (10%) tienen un tamaño promedio de 5 mm, forma subredondeada y se encuentran alterados y tapizados por óxidos de hierro. La matriz es de aspecto afanítico y en ella se observan oquedades rellenas por cristales euhedrales de cuarzo de tamaño de grano muy fino (Fig. N° 14 a).

La roca presenta un grado de soldamiento (III) según Quane y Russell (2005), debido a la morfología de sus trizas y su baja porosidad; sin embargo, la roca es tenaz y competente, tal vez producto de silicificación.

Descripción microscópica: La fracción lapillítica está compuesta por cristaloclastos y litoclastos. Los cc están representados por feldespato y cuarzo; el feldespato tiene un tamaño promedio de 2 mm, de forma subhedral, fracturado y está completamente alterado a argilominerales (caolinita±illita?) y sericita. En menor proporción aparecen cc de cuarzo que tienen tamaño ceniza gruesa/lapilli (1-2 mm de promedio), se presenta anhedral, fracturado, con engolfamientos y a menudo con bordes redondeados. Los litoclastos, de tamaño similar al componente anterior, presentan forma subredondeada, están asociados a pátinas de óxidos de hierro y se encuentran totalmente reemplazados por un agregado de grano fino de composición silíceo o felsítica (Fig. N° 14 b, c, d).

La matriz presenta una textura microgranosa felsítica y está compuesta principalmente por moldes y fragmentos de trizas planiformes y cuspidales recristalizados a cuarzo y feldespato de un tamaño ligeramente mayor que el resto de la matriz (Fig. N° 14 b). También, se identifican venillas de sericita que atraviesan la matriz y los cc de feldespato; y además, bandas finas de óxidos de hierro y minerales opacos (posiblemente pirita).

Las alteraciones principales que se observan son silicificación que se desarrolla sobre los litoclastos y la matriz; y sericitización, fundamentalmente en los cc de feldespato.



a) Muestra de mano donde observan bandas de óxidos de Fe, sericita y pequeños cristaloclastos.
Fotomicrografías: b) Aspecto general de la muestra. El círculo rojo encierra trizas vítreas (TV) y se observa cuarzo (Qz) engolfado con bordes redondeados (nic. //). c) y d): Ídem anterior. Los cristaloclastos de feldespato (Fsp) se encuentran completamente alterados pero preservan su forma y además, se pueden observar fragmentos líticos (L), minerales opacos (Op) y sericita (S) (nic. // y nic. x respectivamente).

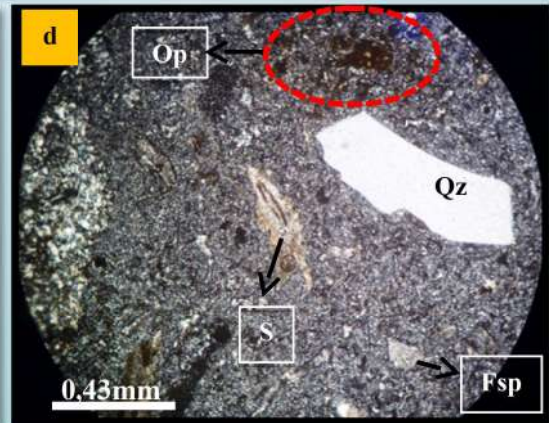
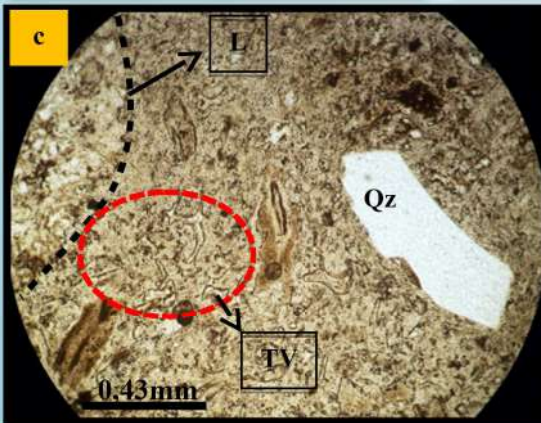
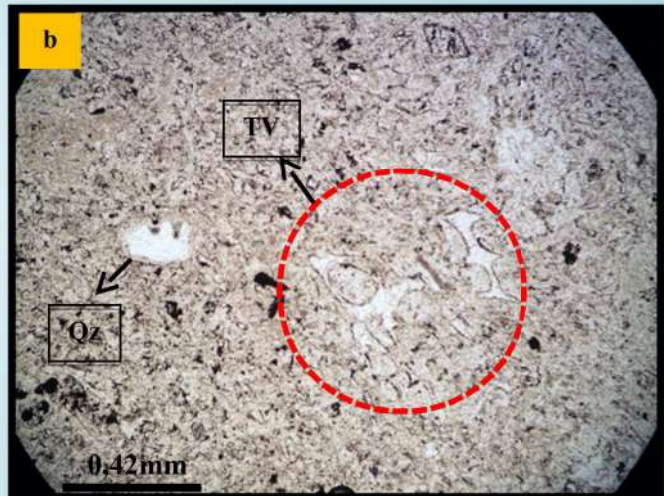


Figura N° 14: Toba vítrea matriz sostén con estructura masiva, muy pobremente seleccionada y con abundantes trizas vítreas.

❖ **Toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos.**

Descripción macroscópica: esta roca piroclástica presenta un tamaño de grano lapillítico, y una menor proporción tamaño ceniza gruesa; se encuentra pobremente seleccionada y desarrolla textura eutaxítica con orientación de los vitroclastos pumíceos elongados; presenta un arreglo matriz sostén. Tiene una coloración gris amarillenta (5Y 7/2) representada por la matriz, mientras que los fenocomponentes presentan tonos más claros.

Los componentes principales son cristaloclastos, vitroclastos y litoclastos, y se encuentran inmersos en una matriz afanítica (50%). En la observación con lupa binocular se estimó un 25% de cc, un 15% de vitroclastos, un 5% de fragmentos líticos y aproximadamente un 5% de minerales opacos.

Los cc están constituidos por feldespato, cuarzo, y biotita. Dentro de estos, el más abundante es feldespato (20%) con dimensiones de 3 mm aprox. y se presenta subhedral, alterado a argilominerales con tonalidades blancas y verdosas. El cuarzo de tamaño promedio 2 mm y se presenta de forma anhedral, conformando el 3% del total de los componentes. Además, se identificó biotita de aproximadamente 2 mm con forma euhedral y hábito tabular, reemplazada casi totalmente por clorita (2%) (Fig. N° 15 a y b).

Los vitroclastos tienen dimensiones de 2 a 4 mm, son fragmentos que se presentan aplastados y elongados, presentan color blanco y se encuentran alterados a argilominerales posiblemente del grupo del caolín y se interpretan como fiammes.

Los líticos representan menos del 5% del total de los componentes, su tamaño de grano alcanza los 2,5 cm, siendo en promedio de 1 cm y tienen forma subredondeada. La proveniencia se analiza en microscopía ya que no ha sido posible determinarla macroscópicamente.

Además se observó pirita oxidada dispersa en toda la roca, siendo su tamaño promedio 2 mm y se exhiben subredondeados; representan el 5% de los componentes.

Con respecto a las alteraciones, se observa argilización reemplazando cc de feldespato y vitroclastos.

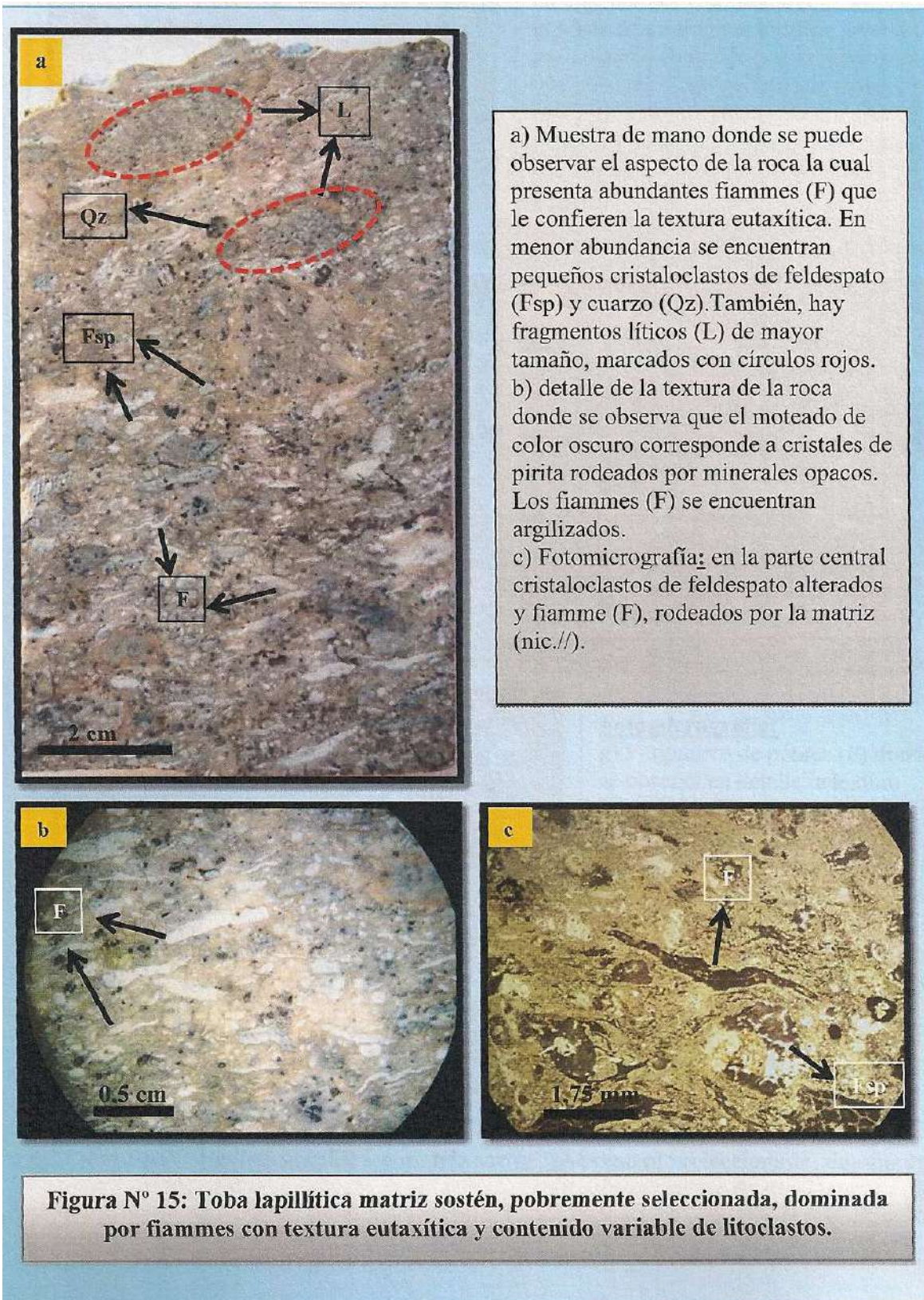
El grado de soldamiento de la muestra es IV a V según Quane y Russell (2005), debido a que presenta una textura eutaxítica bien desarrollada generada por deformación y orientación de los fragmentos pumíceos.

Descripción microscópica: Los componentes principales son cristaloclastos de feldespato, muscovita y cuarzo. En lo que respecta al feldespato, presenta un tamaño promedio de 2-3 mm, tiene forma subhedral y en algunos casos está completamente alterado y reemplazado por argilominerales y/o sericita. La muscovita es de tamaño medio de 0,5 mm, de forma subhedral a euhedral y hábito tabular; es probablemente derivada de la alteración de biotita y generada por procesos de desferrización; en algunos casos presenta un borde de óxidos de Fe e inclusiones de minerales opacos. El cuarzo es relativamente escaso, con tamaño de 2 mm aproximadamente y se presenta de forma anhedral, con fracturas y en ciertos casos bordes redondeados por reacción con el fluido.

Los vitroclastos tienen tamaño de grano de 3 mm y están representados por fragmentos pumíceos elongados y aplastados y se interpretan como fiammes (Fig. N° 15 c). Éstos se presentan con texturas esferulítica y axiolítica, evidenciando procesos de desvitrificación a alta temperatura y están formados por cristales fibrosos de feldespato. La diferencia que existe entre estas texturas se evidencia en la disposición de los cristales; en las esferulitas, los cristales irradian a partir de un núcleo central y en las axiolitas se desarrollan a partir de una línea o plano (Fig. N° 16 g). Los vitroclastos presentan un aspecto terroso, probablemente originado por cristalización de zeolitas que dificultan la observación.

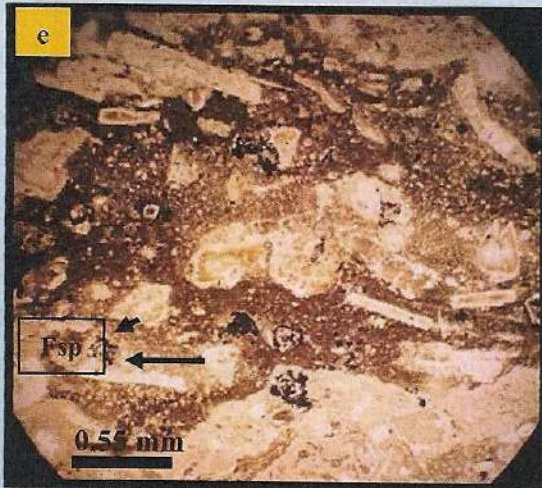
Los litoclastos presentan un tamaño que varía desde 6 mm hasta 2 cm en su eje de mayor longitud. Se distinguen componentes de diferente procedencia: unos de origen volcánico y otros metasedimentario. Los líticos volcánicos se observan de forma subangulosa y tienen textura porfídica, con cristales reemplazados pseudomórficamente por bandas concéntricas de calcedonia que están incluidos en una matriz afanítica. Por su parte, los litoclastos de origen metasedimentario tienen forma subredondada y se infiere que corresponden a una metaarenisca, con bajo grado de metamorfismo evidenciado por la textura granoblástica, con desarrollo incipiente entre granos de cuarzo; el cemento que aún se conserva es microcristalino y se distinguen sectores con sericita; éstos líticos probablemente provengan del basamento (Fig. N° 16 d, e, f).

La matriz de la muestra tiene textura microcranosa felsítica, donde se observan trizas vítreas con formas típicas de “X”, “Y” y plataformas.





Fotomicrografías: d) Lítico de origen volcánico (limitado por línea roja) donde se observan remplazos pseudomórficos en cristales por calcedonia (nic. x). e) Vista de un fragmento lítico juvenil de gran tamaño (limitado por la línea roja) que hospeda cristaloclastos de muscovita (Ms) y feldespato (Fsp). También se observan pequeños cristaloclastos de cuarzo en la matriz (nic//). f) Ídem anterior (nic.x)



Fotomicrografía:

g) Fragmento de pómez (P) donde se observa en detalle la textura esferulítica (E) por desvitrificación. También se observa un fiamme de menor tamaño con textura axiolítica (Ax). Ambos componentes se encuentran inmersos en una matriz criptocristalina. La tonalidad parda de los vitroclastos es debido a cristalización de zeolitas (nic. x).

Figura N° 16: Toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos.

- ❖ **Toba lapillítica brechada y matriz sostén, muy pobremente seleccionada con textura eutaxítica y venillas rellenas con sílice gris y minerales opacos.**

Descripción Macroscópica: Esta piroclastita presenta un tamaño de grano lapillítico, los componentes se encuentran muy pobremente seleccionados y se observa textura eutaxítica; además se identifica un arreglo matriz soportado. Esta roca se encuentra brechada, formando una brecha en la cual los fragmentos corresponden a la misma roca, la matriz de esta brecha esta tiene aspecto afanítico y es de origen hidrotermal. El color de la roca es grisáceo amarillento a verdoso (10 Y 7/4) con fenocomponentes blancos y vetillas gris oscuro que corresponden a la matriz de la brecha (Fig. N° 17 a y b).

Los fragmentos que componen la brecha están integrados por vitroclastos, cristaloclastos, y escasos fragmentos líticos alojados en una matriz que representa el 55% restante de la roca. Se estimó que el componente más abundante corresponde a vitroclastos (20%), un (15%) de cc y (5%) de litoclastos.

Los vitroclastos son de tamaño oscilante entre 1 y 2 cm y por su morfología se interpretan como fiammes, ya que se encuentran aplastados y elongados. Son de color blanco, debido a la presencia de argilominerales resultantes de alteración (posiblemente del grupo del caolín) y se observan orientados, otorgando a la roca una textura eutaxítica.

Los cc presentan un tamaño promedio de 1 mm y un máximo de 1,5 mm están constituidos por feldespato y cuarzo. El feldespato se encuentra subhedral y alterado a minerales del grupo de las arcillas, de color blanco y en muchos casos está lixiviado. Por su parte, el cuarzo es anhedral y se encuentra fracturado.

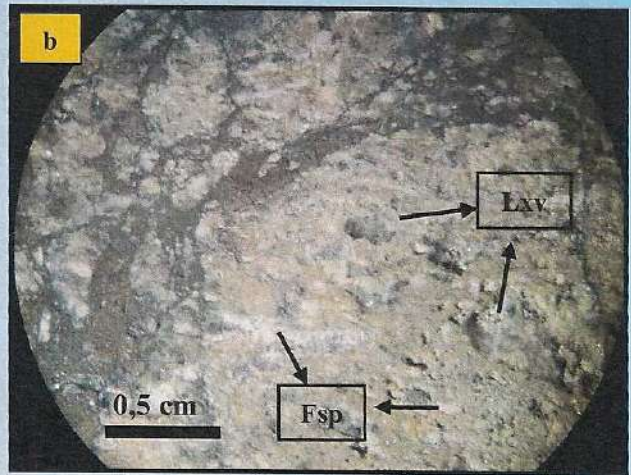
Los líticos representan el 5% del total de los componentes, su tamaño de grano promedio es 1 cm y tienen forma subredondeada. La proveniencia se analiza en microscopía ya que no ha sido posible determinarla macroscópicamente.

Los fragmentos de la brecha se encuentran inmersos en una matriz es de color gris oscuro, probablemente compuesta por sílice gris oscura y cristales de pirita con tamaño promedio de 1 mm. También se observa, con la misma composición de la matriz, el desarrollo de vetillas en el interior de los clastos de la toba lapillítica. Las venillas de mayor espesor

alcanzan los 4 mm. Sobre esta unidad se realizó una sección delgada petrocalcográfica, de la cual se obtuvo la siguiente información:

Descripción microscópica: Se identificaron minerales opacos que componen la matriz de la brechada; el principal componente es pirita, de forma anhedral (solo se observa euhedral a nivel macro) que rellena espacios vacíos; también, se presenta en agregados framboidales con diferentes estadios de formación, finalizando con el desarrollo de cristales idiomorfos de pirita (Fig. N° 18 c, d y e). Además se identifica un mineral de color gris, posible esfalerita, incluida en los agregados de pirita masiva, la cual se encuentra frecuentemente asociada con un cúmulo de minerales de color gris oscuro de un tamaño de grano muy fino no identificado (Fig. N° 18 f y g).

Según criterios de Quane y Russell (2005) se determinó que la roca tiene un grado de soldamiento (IV) y en partes presenta comportamiento friable debido a la intensa argilización.



a) Muestra de mano de la toba lapillítica con textura eutaxítica brechada donde se observan fiammes argilizados y venillas rellenas con minerales opacos y sílice gris, que fragmentan la roca. En el extremo superior derecho (limitado por línea roja) la roca se encuentra muy argilizada, formando un gran parche que resulta friable al tacto. b) Detalle de la muestra, donde se observan cavidades de feldspatos o vitroclastos lixiviados (Lxv). También, se distinguen pequeños fiammes y cristaloclastos de cuarzo y feldspatos (Fsp).

Figura N° 17: Toba lapillítica brechada y matriz sostén, muy pobremente seleccionada con textura eutaxítica y venillas rellenas con sílice gris y minerales opacos.



Fotomicrografías: c) Estadío temprano de formación de agregado framboidal de pirita (Py), rodeado de minerales opacos no identificados e incluido dentro de minerales translúcidos (nic. //). d) y e) Agregados framboidales bien desarrollados (nic. //). f) y g) Probable agregado de esfalerita (Sp), incluida en pirita masiva (nic. //)

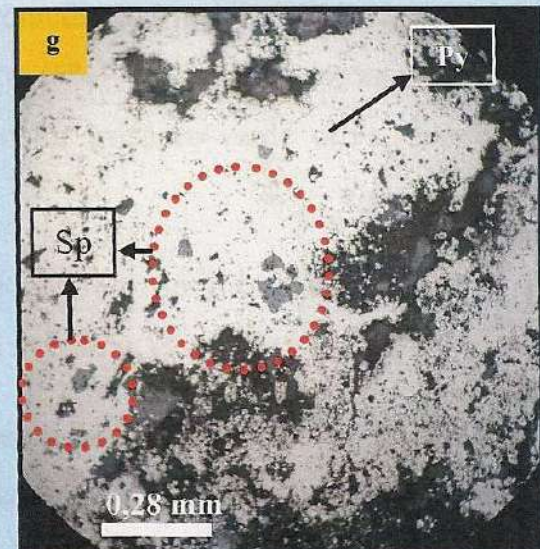
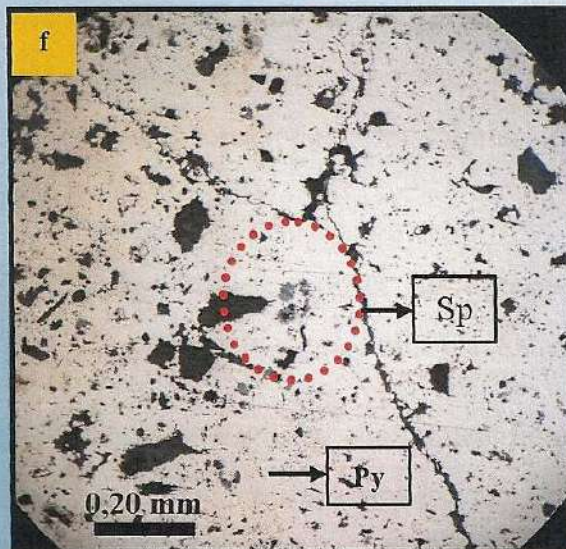
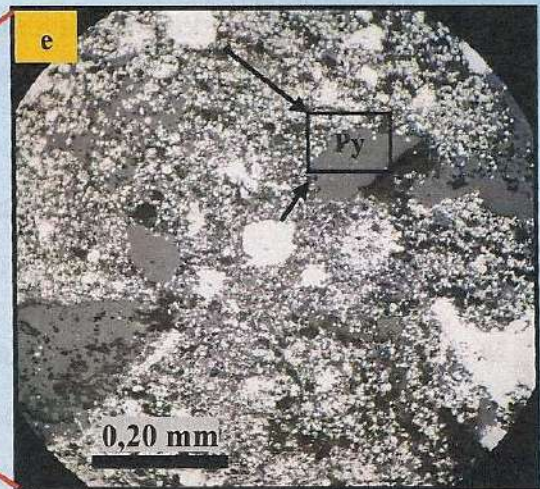
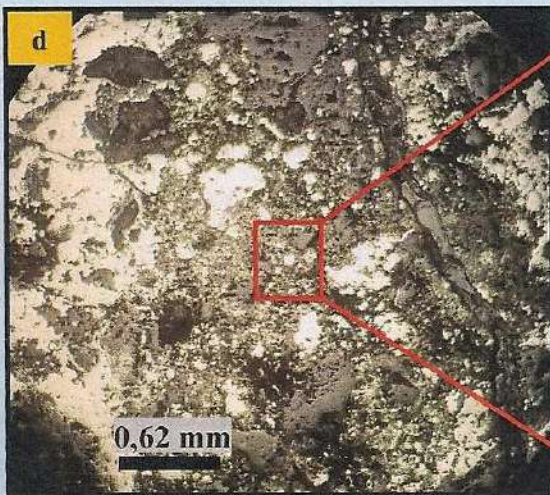


Figura N° 18: Toba lapillítica brechada y matriz sostén, muy pobremente seleccionada con textura eutaxítica y venillas rellenas con sílice gris y minerales opacos.

❖ **Toba lapillítica matriz sostén, moderadamente seleccionada con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados.**

Descripción macroscópica: Esta roca piroclástica presenta estructura masiva y un tamaño de grano lapillítico predominante y una fracción tamaño ceniza gruesa y se observa un grado de selección moderado entre sus piroclastos y están dispuestos con un arreglo matriz sostén. La coloración de la roca es grisácea amarillo verdosa (5GY 7/2) (Fig. N° 19 a y b).

En esta unidad se destaca una gran abundancia de fenocomponentes, inmersos en una matriz afanítica con una relación 60% - 40% respectivamente. La fracción lapillítica está conformada por cristaloclastos, vitroclastos y fragmentos líticos. Por medio de la observación con lupa binocular se estima que contiene una abundancia relativa de 35% de cc, 15 % de vitroclastos y 10% de litoclastos

Los cc están compuestos por feldespato, cuarzo y biotita; el feldespato (15%), tiene un tamaño promedio los 2 mm aunque hay componentes de hasta 4 mm y se presenta en forma euhedral a subhedral, está alterado a argilominerales de color gris y verde claro. Los cc de cuarzo (15%) de un mayor tamaño promedio 3-5 mm, se observan translúcidos y de forma redondeada. Por su parte, la biotita (5%) con tamaño promedio es 1 mm, se encuentra de forma euhedral tabular, de color grisáceo-verde oliva, con contornos de colores más oscuros.

También, se observa pirita de 1 mm de tamaño, de forma euhedral e incluidos en fenocristales de feldespato, vitroclastos y en la matriz.

Entre los vitroclastos se distinguen fiammes y otros fragmentos de pómez que no están deformados; en ambos casos tienen una coloración verde a un verde amarillento. Los fiammes son más abundantes, muestran una incipiente orientación y su tamaño oscila los 2 mm. En cuanto a los fragmentos de pómez, son de mayor tamaño (hasta 1,5 cm de longitud); tienen forma subredondeada a suavemente elíptica, y se observa la peculiaridad que alojan cc, principalmente de biotita y feldespato. Estos fragmentos se interpretan como líticos juveniles; son relictos del magma vesiculado que se conservan con escasa deformación mecánica.

Los fragmentos líticos, tienen dimensiones de hasta 2 cm y se presentan con forma subangulosa. A esta escala no es posible determinar su procedencia.

El grado de soldamiento de la roca es IV o V según Quane y Russell (2005), evidenciado por la morfología de los vitroclastos.

Descripción microscópica: Los componentes que integran la roca son cristaloclastos, vitroclastos y litoclastos; dentro de los cc, el feldespato tiene un tamaño promedio de 2 mm y es posible diferenciar dos tipos, teniendo en cuenta su comportamiento ante la alteración. Una población de feldespato (posiblemente sanidina) es de forma subhedral, y con planos de fracturas subparalelos rellenos con sericita y además presenta una débil alteración. El otro grupo de feldespato (posiblemente plagioclasas), está completamente alterado a sericita y a un agregado de microcristalino de cuarzo (Fig. N° 21 a, b, c y d). El cuarzo, por su parte tienen un tamaño similar a los feldespato, es de forma anhedral, y en algunos casos subhedral y se encuentra fracturado, presenta engolfamientos y bordes redondeados (Fig. N° 20 a, b, c y d). La muscovita con tamaño promedio de 0,4 mm se muestra subhedral tabular. Se infiere que es de origen secundario, producto de desferrización de biotita, ya que se observa un borde de minerales oxidados en su contorno e inclusiones de clorita. La clorita es anhedral (<2%), y el tamaño promedio es de 0,15 mm se interpreta también como producto del proceso de desferrización.

Los vitroclastos son fragmentos pumíceos que se encuentran aplastados y elongados y son interpretados como fiammes. Presentan desvitrificación formando una textura esferulítica, y axiolítica. Los fragmentos juveniles, de mayor tamaño, presentan en su interior fenocristales de cuarzo fracturado, feldespato y muscovita alterados. Los vitroclastos en general se encuentran alterados, posiblemente a zeolitas, que se presentan como una pátina de color pardo-oscura (Fig. N° 22 a, b, c y d).

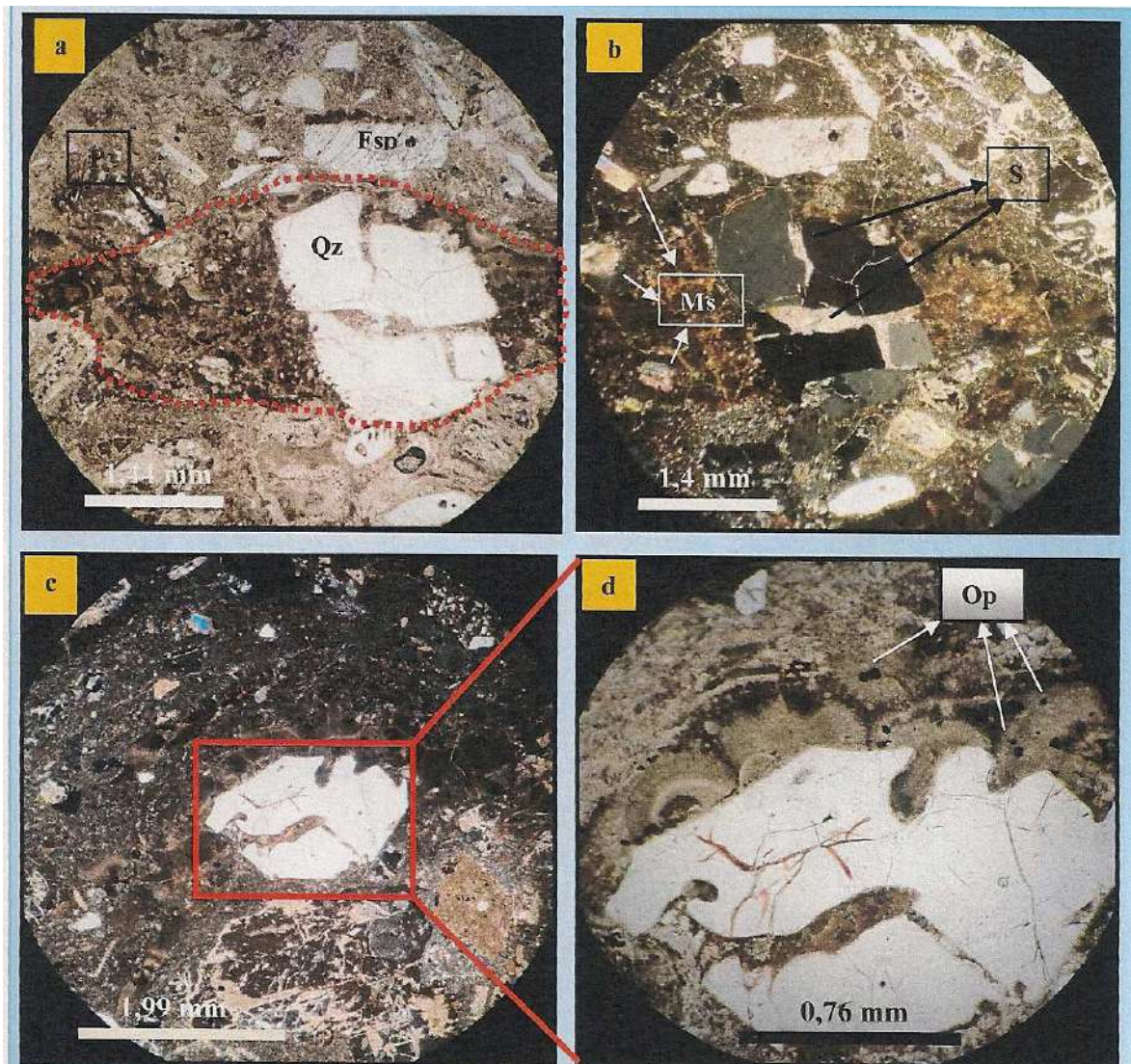
Los fragmentos líticos tienen hasta 1,5 cm de longitud y se interpreta que son de origen volcánico debido a que se identificó textura porfídica, éstos se hallan totalmente silicificados, exponiendo una textura microgranosa felsítica; esta textura es de tamaño de grano mayor sobre el relicto de los cristales, desarrollando un reemplazo pseudomórfico.

Los minerales accesorios que se determinaron son pirita, circón y apatita. El más abundante es pirita que se presenta de forma euhedral y se encuentra diseminada, tanto en la matriz como en los vitroclastos y feldespatos argilizados. La apatita se encuentra

generalmente asociada a muscovitas y el circón está incluido en el feldespato y en la matriz.

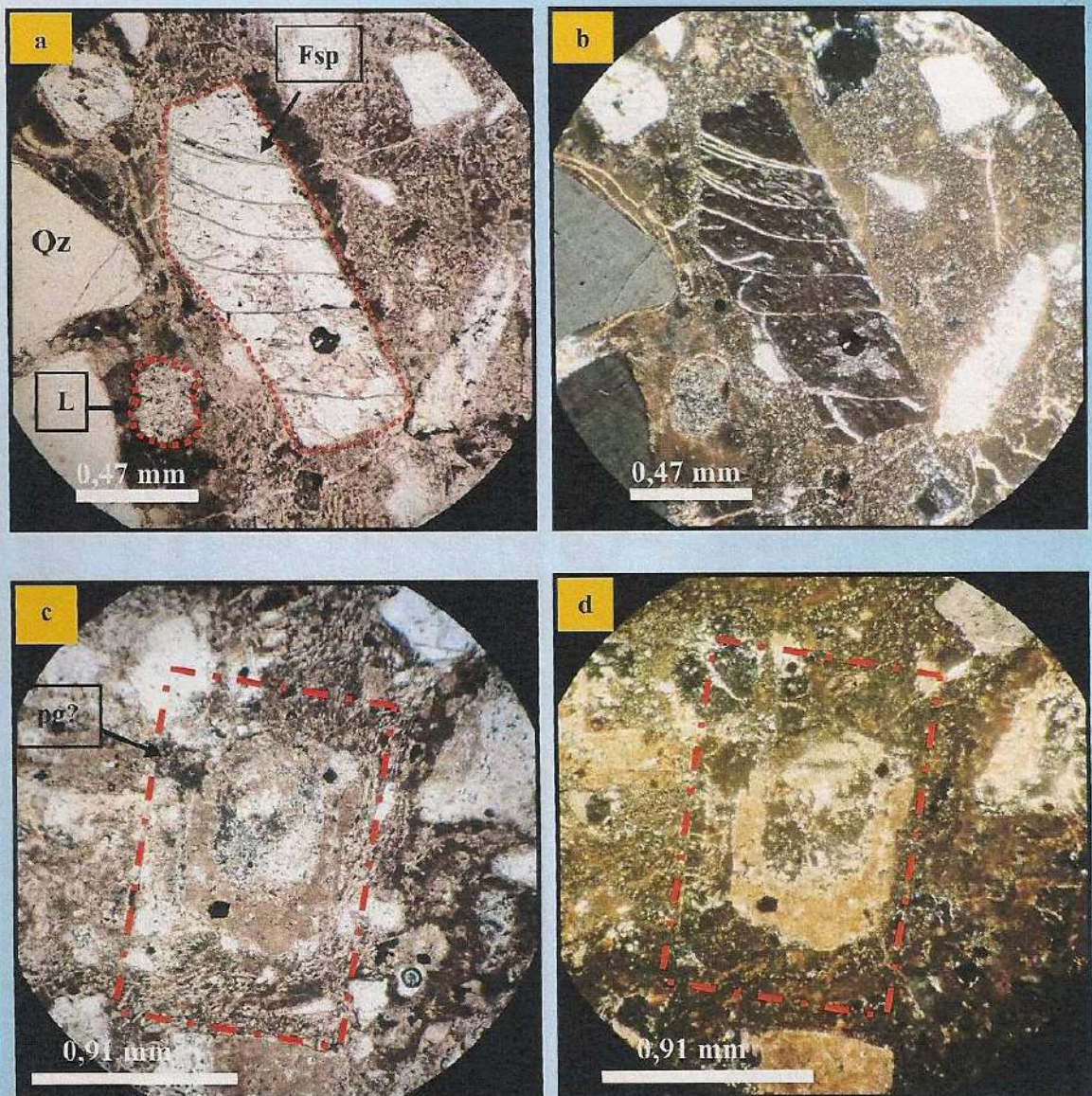
La matriz de la roca presenta textura microcristalina felsítica y en sectores conserva trizas vítreas que se encuentran moderadamente deformadas.





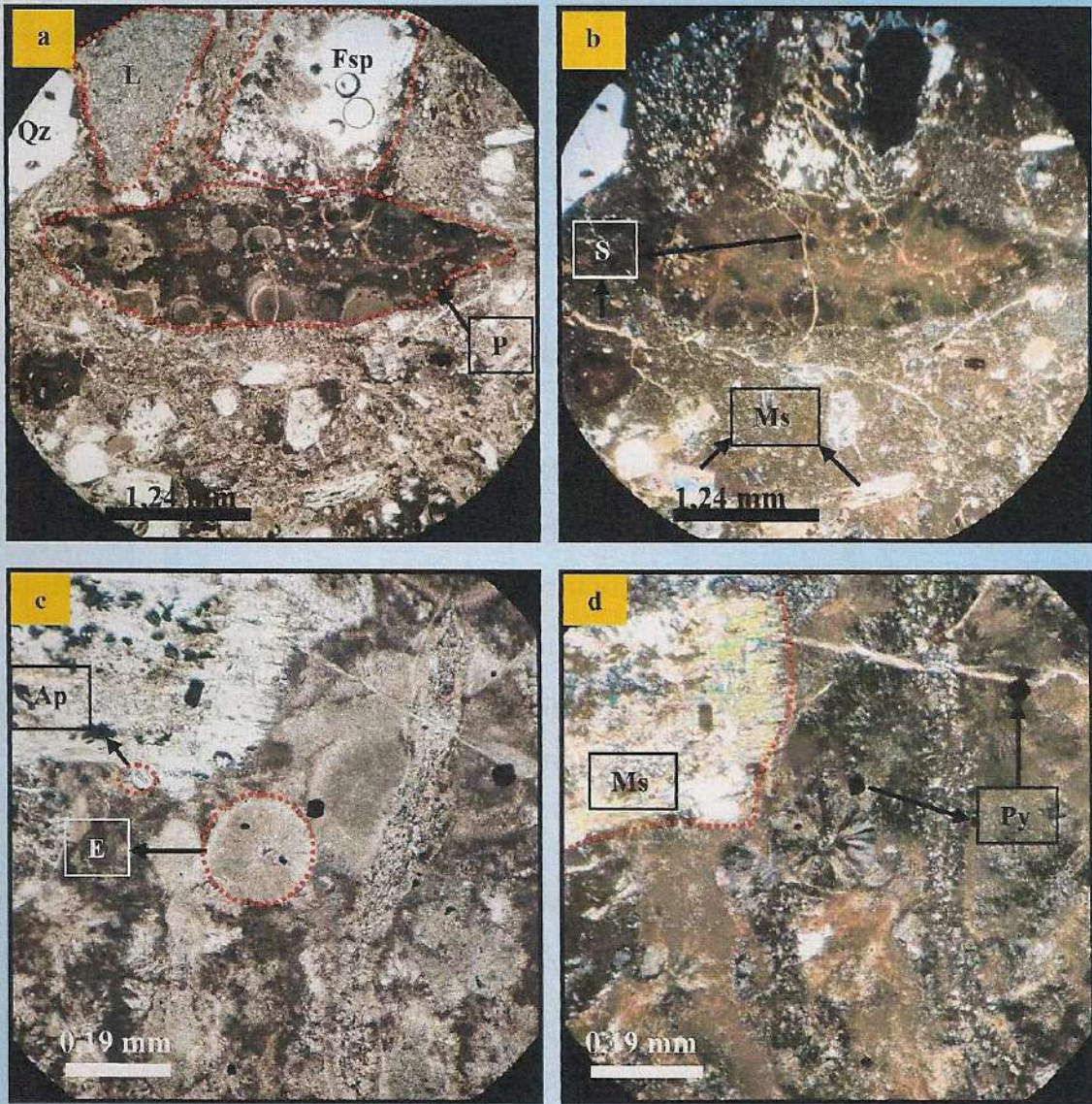
Fotomicrografías: a) Cc cuarzo (Qz) anhedral con fracturas rellenas por sericita (S) que se encuentra incluido en un fragmento de pómez (P) desvitrificado. También, se observan muscovita (Ms) y feldespato (Fsp) (nic. //). b) Idem anterior (nic. x). c) cc cuarzo de hábito subhedral con engolfamientos y fracturas; en segundo plano, rodeando al (Qz), un fragmento de pómez (P) con textura esferulítica (nic. x). d) Detalle de c), donde se distinguen las esferulitas y minerales opacos (Op) (nic. //).

Figura N° 20: Toba lapillítica moderadamente seleccionada de estructura masiva con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados.



Fotomicrografías: a) Cc de feldespato (Fsp), posiblemente sanidina, que se presenta con fracturas rellenas por sericita. También, se observan grandes cc de cuarzo (Qz) y un fragmento lítico (L) de menor tamaño (nic. //). b) Idem anterior (nic. x). c) Cristaloclastos de feldespato (plagioclasa (pg)?), intensamente alterado a sericita y a un agregado microcristalino (nic. //). d) Idem anterior (nic. x).

Figura N° 21: Toba lapillítica moderadamente seleccionada de estructura masiva con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados.



Fotomicrografías: a) Vista en primer plano de un fragmento de pómez (P) con textura esferulítica bien desarrollada. Además, se observan, cc de feldespato (Fsp), cuarzo (Qz), muscovita (Ms) y un fragmento lítico (L) (nic. x). b) Ídem anterior, identificando finas venillas de sericita (S) que atraviesan la sección. c) Detalle de una esferulita (E) con inclusiones de pirita euhedral (Py). También, se observan cristales de apatita (Ap) incluidos en cc de muscovita (Ms) que aparece como mineral accesorio (nic. //). d) Ídem anterior (nic. x).

Figura N° 22: Toba lapillítica moderadamente seleccionada de estructura masiva con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados..

Los análisis descriptivos a escala macro y microscópica permiten inferir que las unidades observadas son de composición riolítica a riodacíticas y no se observan grandes cambios en cuanto a la composición de la roca, sino que los mismos son fundamentalmente texturales.

4.3 SECCIONES TRANSVERSALES

Sección N_075

Esta sección orientada E-O intersecta a la Veta Norte de forma transversal y está integrada por 2 perforaciones, SVN-D11-310 y SVN-D11-318. Éstas, están situadas a 783 msnm, presentan un buzamiento de 56° y 62° respectivamente, y fueron realizadas por la empresa Cerro Cazador S.A. en la campaña de perforación 2011. El sondeo más cercano a la estructura principal alcanza los 62 m de profundidad e intersecta la veta hacia el fin del pozo. Por otro lado, la perforación más profunda alcanza los 128 m, no intersecta la veta y en ella se exponen las litologías más representativas. También, en esta sección se reconoce una trinchera de 40 m que expone la primera porción de las vulcanitas jurásicas (Fig. N° 11).

A través del estudio de los testigos de perforación se han logrado distinguir variaciones en las unidades litológicas que serán descriptas desde las más antiguas a las más recientes (Fig. N° 23). Las muestras más profundas y antiguas, están representadas por la toba lapillítica moderadamente seleccionada con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados, con venillas y bandas rellenas de minerales opacos y/o sílice gris oscura con un contenido de cristales mayor en profundidad. El paso a la unidad superior es transicional, corresponde a la toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos, la cual posee un mayor espesor aparente; se representa en los perfiles de las figs. 24 y 25. Dentro de la misma se reconoce una unidad diferente que se denominó toba lapillítica brechada y matriz sostén, muy pobremente seleccionada con textura eutaxítica y venillas rellenas con sílice gris y minerales opacos que tiene su mejor desarrollo entre los 100 m y hasta los 50 m (Fig. N° 23 a, b y c). A partir de los 50 metros hacia la superficie hay un notorio aumento de litoclastos. Además, se presenta con abundantes pátinas de óxidos de Fe y Mn que le confieren tonalidades moradas y amarillentas. Desde los 20 metros próximos a la

superficie se observó la toba vítrea matriz sostén con estructura masiva, muy pobremente seleccionada y con abundantes trizas vítreas que presenta una intensa argilización; decrece el contenido de litoclastos y se reduce transicionalmente el tamaño de grano de la roca (Fig. N° 23 d).

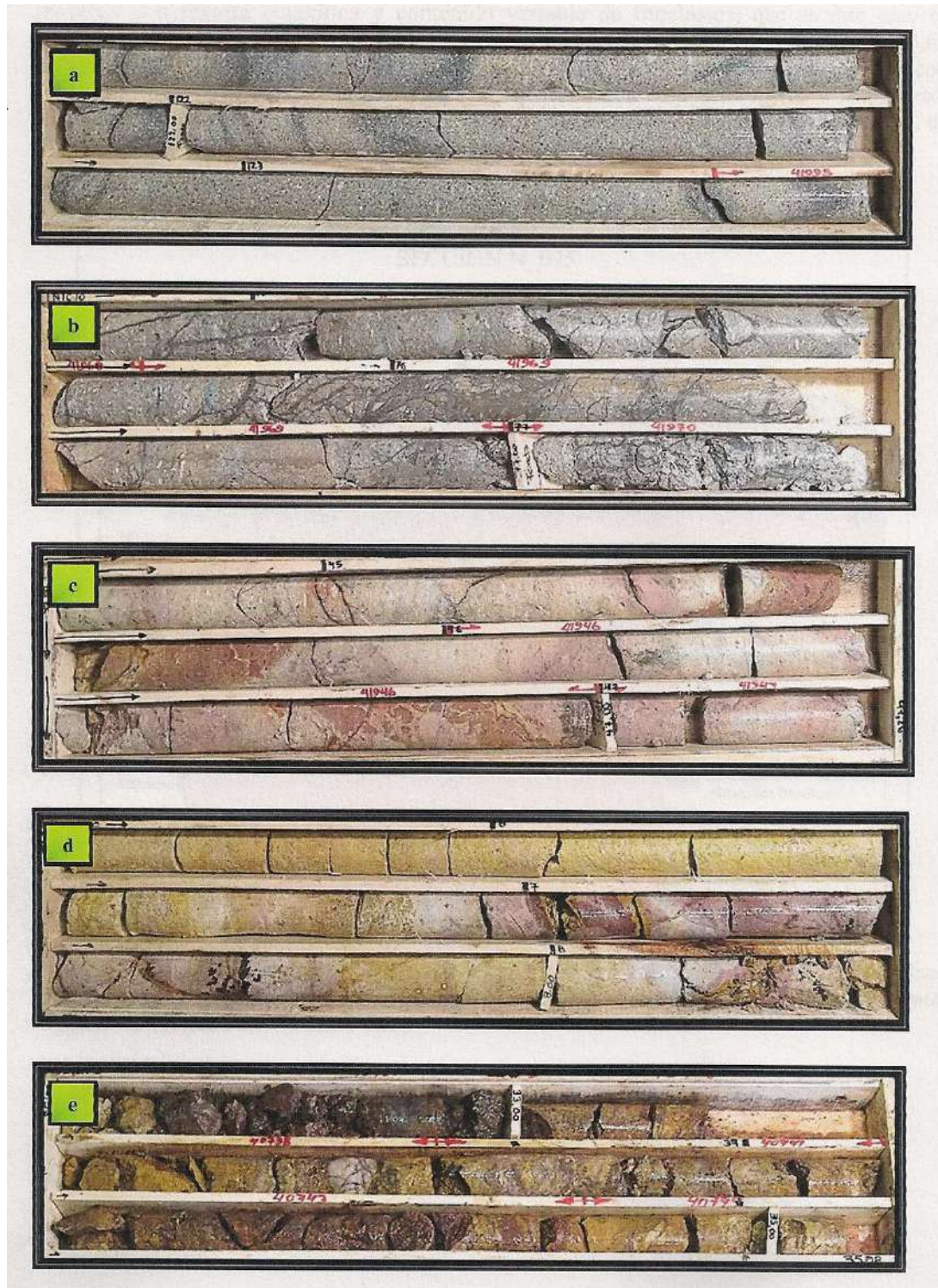


Figura N° 23: Fotografías que ilustran las variaciones litológicas más importantes en la sección N_075. a) Toba lapillítica moderadamente seleccionada, con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados de 120,86 a 123,71 m. b) Toba lapillítica brechada y matriz sostén, muy pobremente seleccionada con textura eutaxítica y venillas rellenas con sílice gris y minerales opacos, que en sectores se presenta con intensa argilización de 74,67 a 77,30 m de profundidad. c) Toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos, que en este caso se presenta con alteración de óxidos de hierro y agregados con cristales idiomorfos de pirita de 44,65 a 47,26 m. d) Toba vítrea matriz sostén con estructura masiva, muy pobremente seleccionada y con abundantes trizas vítreas, que en este sector se encuentra con óxidos de hierro y manganeso, afectada por una intensa argilización de 5,45 a 8,33 m. e) Estructura principal de la Veta Norte, de 32,36 a 35,08 m.

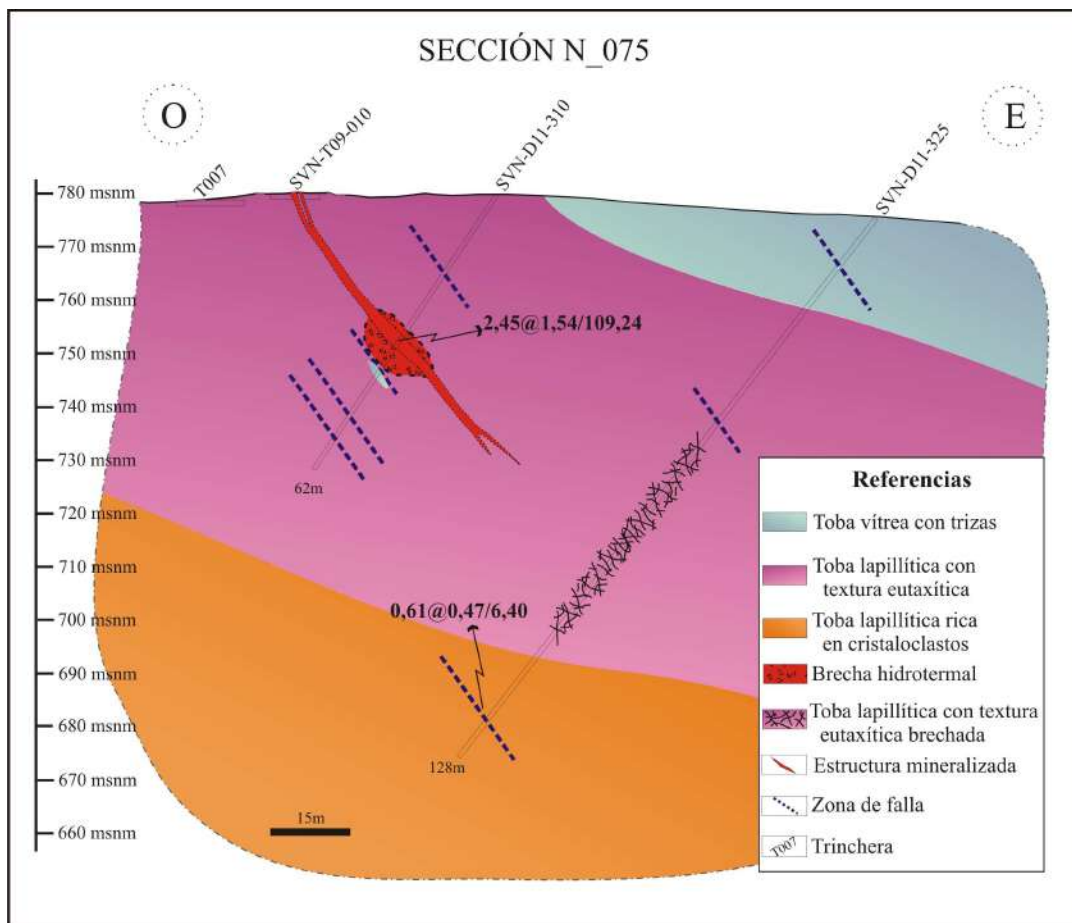


Figura N° 24: Sección transversal N_075 donde se representan los principales cambios litológicos, estructuras y valores de mineralización (espesor en m@ valor promedio de Au/Ag en g/t. Datos proporcionados por Cerro Cazador S.A.).

Columna Estratigráfica Integrada N_075

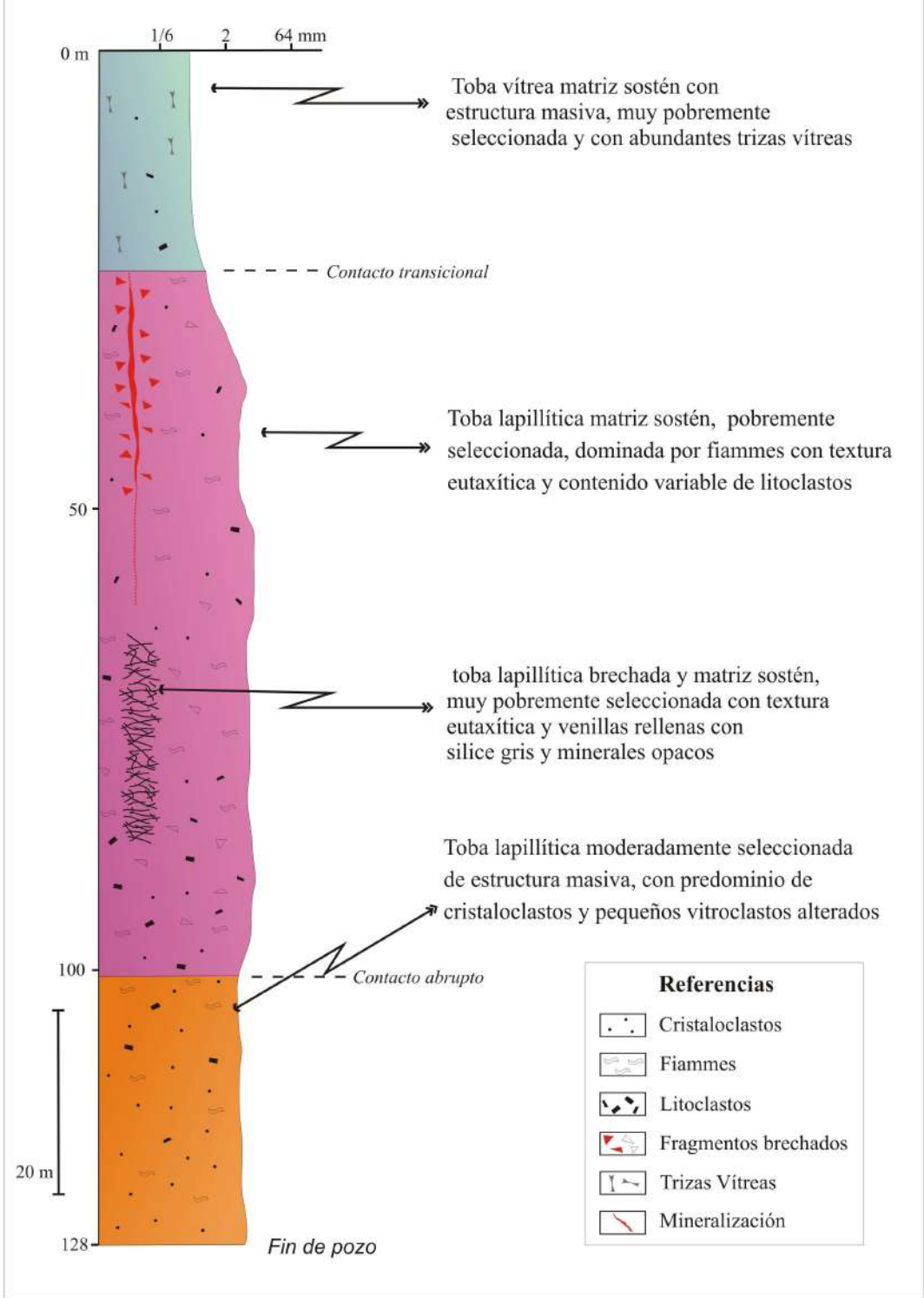


Figura N° 25: Columna estratigráfica integrada, se representan espesores aparentes y relación litología/mineralización.

Sección N_125

La sección denominada N_125 se ubica 100 m hacia el norte de la sección anterior y se encuentra a una cota de 765 msnm y conserva la orientación E-O. Consiste de 4 perforaciones que inclinan 52 ° (SVN-D07-011/012) y 61° (SVN-D11-318/324) que llegan a una profundidad máxima de 203,15 m y dos trincheras que exponen los primeros metros de las unidades más superficiales.

La unidad más antigua y profunda corresponde a la toba lapillítica moderadamente seleccionada con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados, y que en sectores presenta sílice gris oscura y/o minerales opacos como relleno de venillas y diseminado en forma de parches. A través de un contacto transicional, con un incremento en la cantidad de cc y vitroclastos, grada a una toba lapillítica mal seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y es la unidad mejor representada en las perforaciones. Ésta presenta una variación importante en el tamaño de los fiammes, en su coloración debido a alteración y óxidos; y en la cantidad de fragmentos líticos, los cuales llegan a ser en algunos sectores el componente principal (Figs. N° 26 a, c y c1).

En el contacto entre estas unidades se desarrollan zonas de intenso brechamiento que podrían corresponder a una unidad de brecha hidrotermal de composición polimíctica, con fragmentos sub-redondeados e intensa argilización; con una matriz compuesta por cuarzo gris oscuro, y gran cantidad de sulfuros, principalmente pirita (Fig. N° 26 b).

La estructura principal, se encuentra relacionada a la unidad anterior y se presenta muy fracturada, compuesta por cuarzo asociado a limonita y hematita de 1,5 m de espesor máximo aparente (Fig. N° 26 e).

El pasaje a la unidad suprayacente es transicional, disminuye el contenido de fiammes y litoclastos dando paso a la toba moderadamente seleccionada rica en trizas vítreas, que en sectores está intensamente argilizada y tapizada con óxidos de hierro y manganeso (Fig. N° 25 d). La representación gráfica de la disposición de las unidades se expone en los perfiles de las figs. N° 27 y 28.

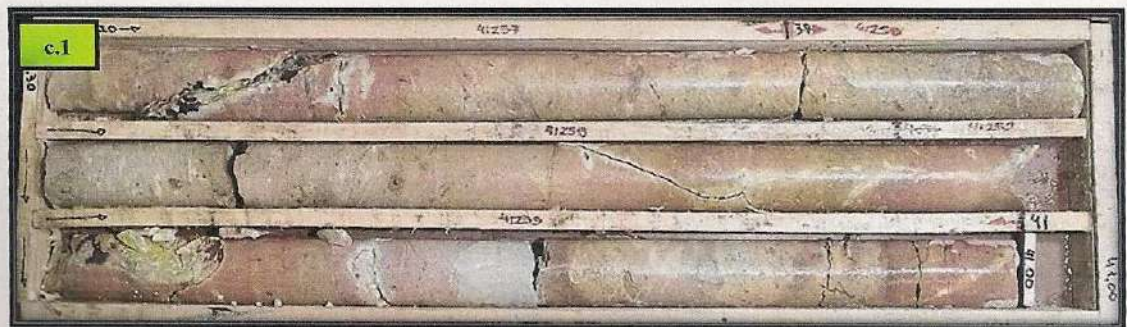
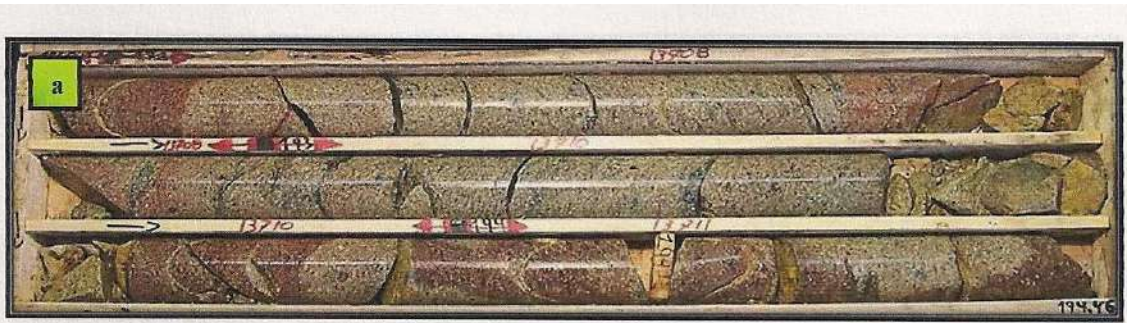




Figura N° 26: Fotografías de las variaciones litológicas de la sección N_175. a) Toba lapillítica moderadamente seleccionada con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados de 191,5 a 194,46 m. b) Brecha hidrotermal que se encuentra relacionada con la estructura mineralizada, en este caso se presenta con abundantes óxidos de hierro y silicificada, de 33,43 a 36,16 m en la perforación. c) Toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos, esta unidad es la de mayor representatividad en las perforaciones de 106,39 a 108,83 m; c1) variación de la unidad anterior con mayor contenido de litoclastos de 64,20 a 67, 50 m. d) Toba vítrea moderadamente seleccionada rica en trizas vítreas en la porción superior del perfil de 38,20 a 41,10 m. e) Aspecto de la estructura mineralizada, intensamente fracturada y oxidada, de 41,34 a 43,65 m.

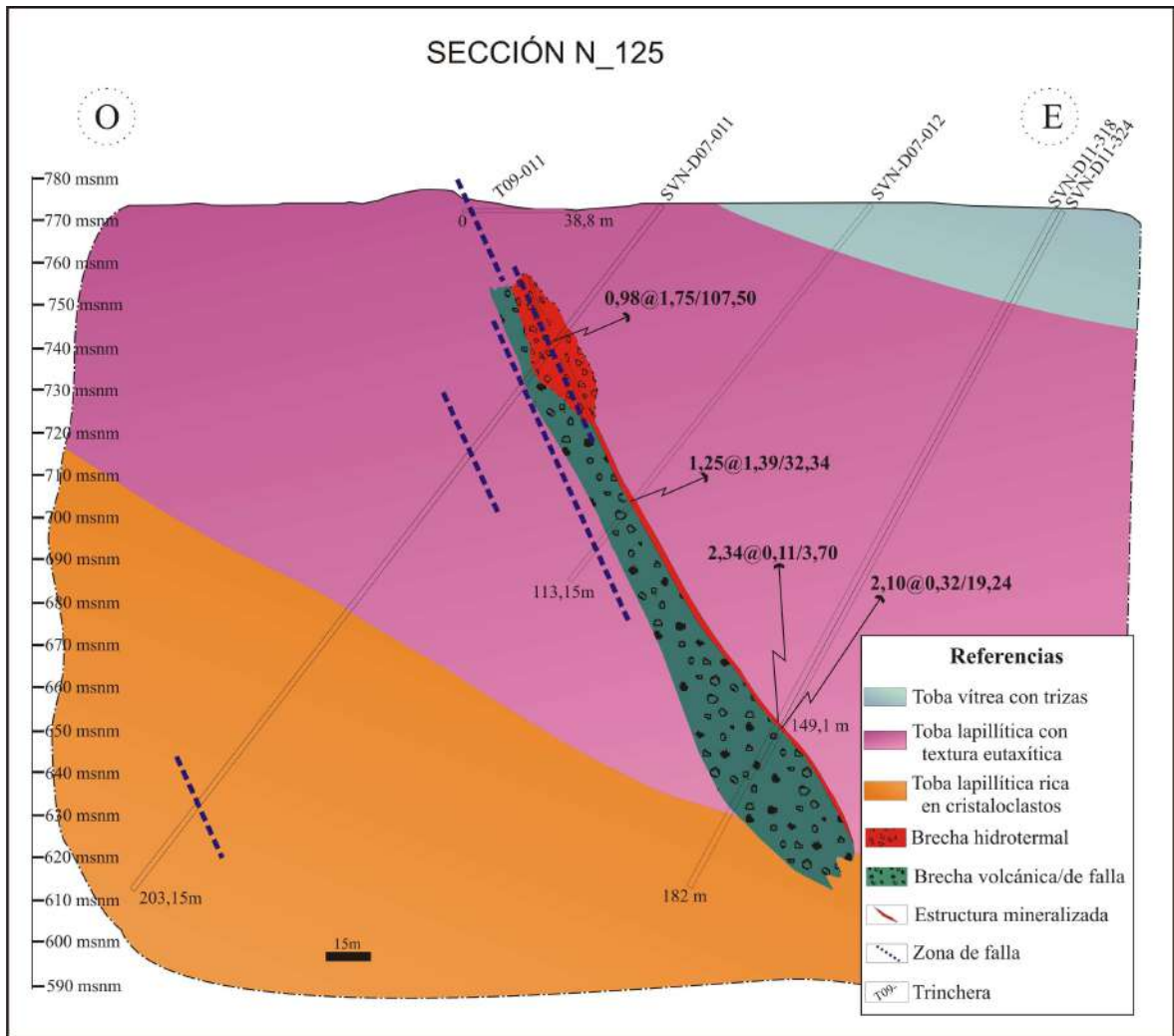


Figura N° 27: Sección transversal N_125 donde se representan los principales cambios litológicos, estructuras y valores de mineralización (espesor en m@ valor promedio de Au /Ag en g/t. Datos Proporcionados por Cerro Cazador S.A.).

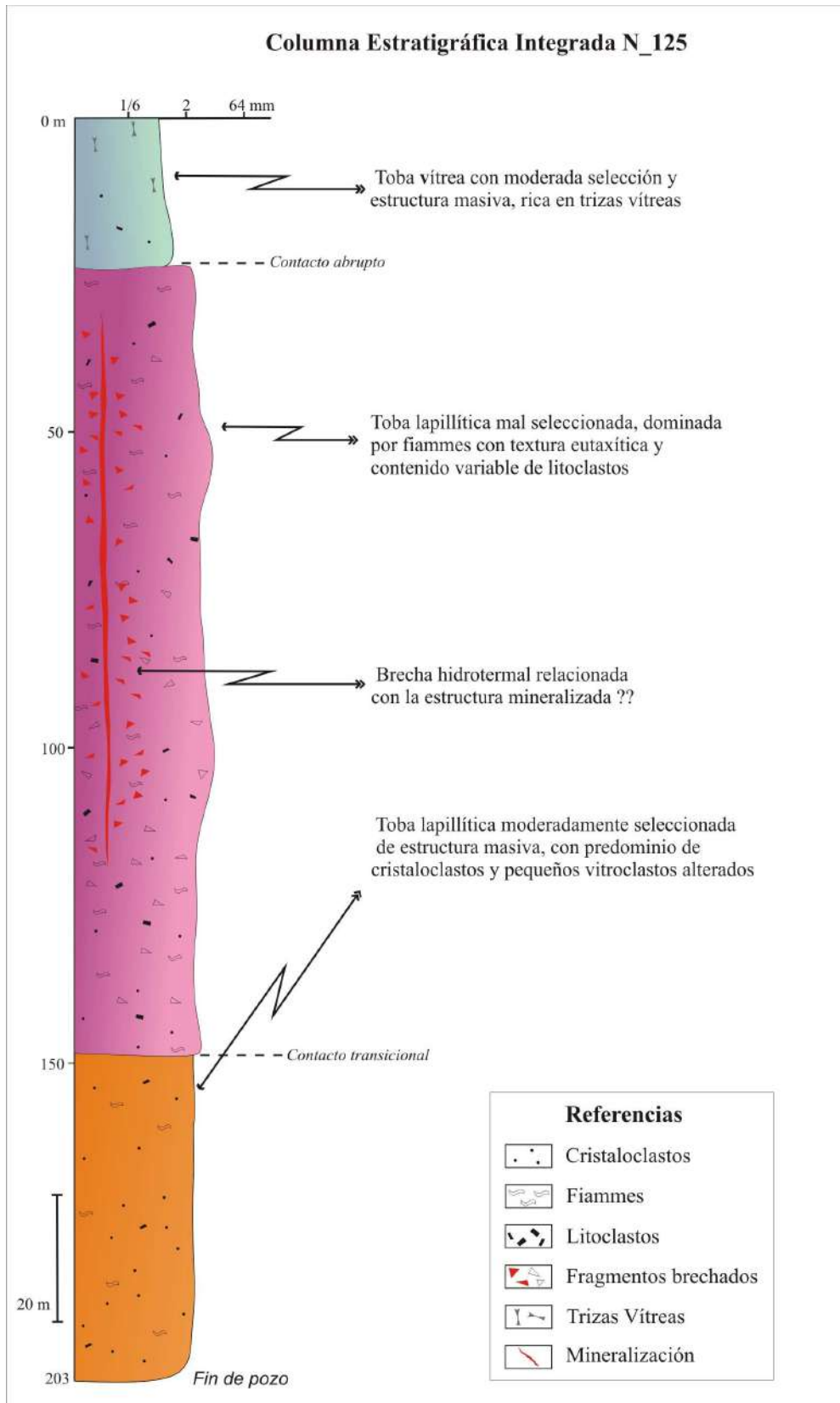


Figura N° 28: Columna estratigráfica integrada de la sección N_125.

Sección N_175 y N_200

Las secciones denominadas N_175 y N_200 se encuentran en el extremo septentrional de la Veta Norte y se componen de 3 perforaciones, SVN-D11-315, con una orientación O-E y un buzamiento aproximado de 50°, mientras que el sondeo SVN-DO8-018 posee una orientación NO-SE y un buzamiento de 55°. La perforación más extensa es SVN-D11-316, está orientada E-O e inclina 74°; tiene con una longitud de 161,20 m y se usó como modelo para la descripción debido a que engloba las litologías representativas de estas secciones.

La unidad más profunda se encuentra desde el fin de las perforaciones hasta los 137 m aproximadamente; se trata de la toba lapillítica moderadamente seleccionada con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados (Fig. N° 29 a); tiene un leve aumento de litoclastos hacia el tope de la unidad y sectores donde se enriquece en fiammes. Presenta un contacto transicional con la unidad suprayacente, ésta es una brecha volcánica o de falla que en sectores evidencia relleno hidrotermal, sin valores económicos positivos de metales. Tiene zonas de intensa oxidación (principalmente hematita), alternando con sectores donde predomina la alteración argílica (Fig. N° 29 b). A los 106 m, se encuentra el contacto con la unidad suprayacente, donde se expone la toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos que se extiende hasta los 42 m. Dentro de esta unidad se encuentra la veta mineralizada a los 100 m, que se compone de cuarzo bandeado, acompañado por una intensa oxidación. Además, entre los 43 m y 93 m se desarrolla la toba lapillítica brechada y matriz sostén, muy pobremente seleccionada con textura eutaxítica y venillas rellenas con sílice gris y minerales opacos (Fig. N° 29 c y c1).

Hacia el tope de la perforación, a partir de los 24 m se encuentra la toba vítrea con moderada selección y estructura masiva, rica en trizas vítreas que tiene un contacto transicional con la unidad inferior marcado por un aumento de litoclastos. En esta unidad la oxidación es la alteración más evidente, conteniendo hematita en mayor cantidad que limonita (Fig. N° 29 d). El desarrollo de las unidades, sus contactos y relación con la mineralización se grafican en las figuras 30 y 31.

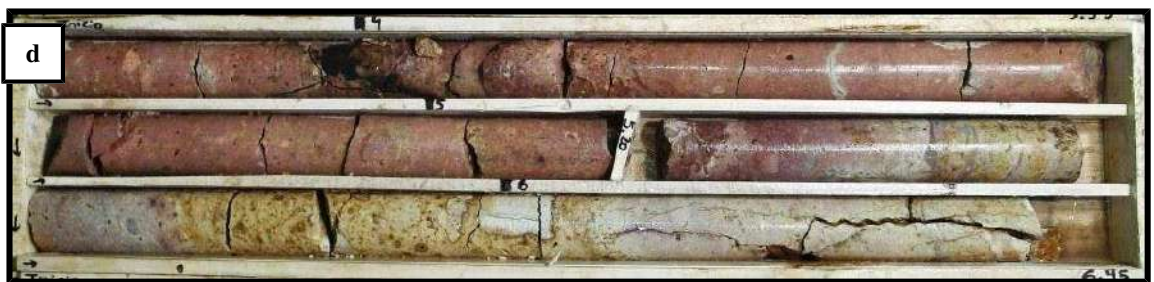




Figura N° 29: Variaciones litológicas de la Sección N_175 y N_200. a) A mayor profundidad se encuentra la toba lapillítica moderadamente seleccionada con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados de 161,2 m a 137 m. b) De 137 m hasta los 106 m se encuentra una brecha volcánica/de falla que en sectores expone relleno hidrotermal. c) Toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos, 106 m a 24 m; c1) toba lapillítica brechada y matriz sostén, muy pobremente seleccionada con textura eutaxítica y venillas rellenas con sílice gris y minerales opacos; inserta en la unidad anterior desde los 43 m hasta los 93 m, aunque hay sectores donde el brechamiento es leve. d) Toba vítrea con moderada selección, estructura masiva, con abundantes trizas vítreas en el tope del perfil y se desarrolla desde los 24 m hasta la superficie. e) Estructura mineralizada, se extiende por 1,5 m desde los 99,5 m hasta los 101 m (se hospeda en la unidad c).

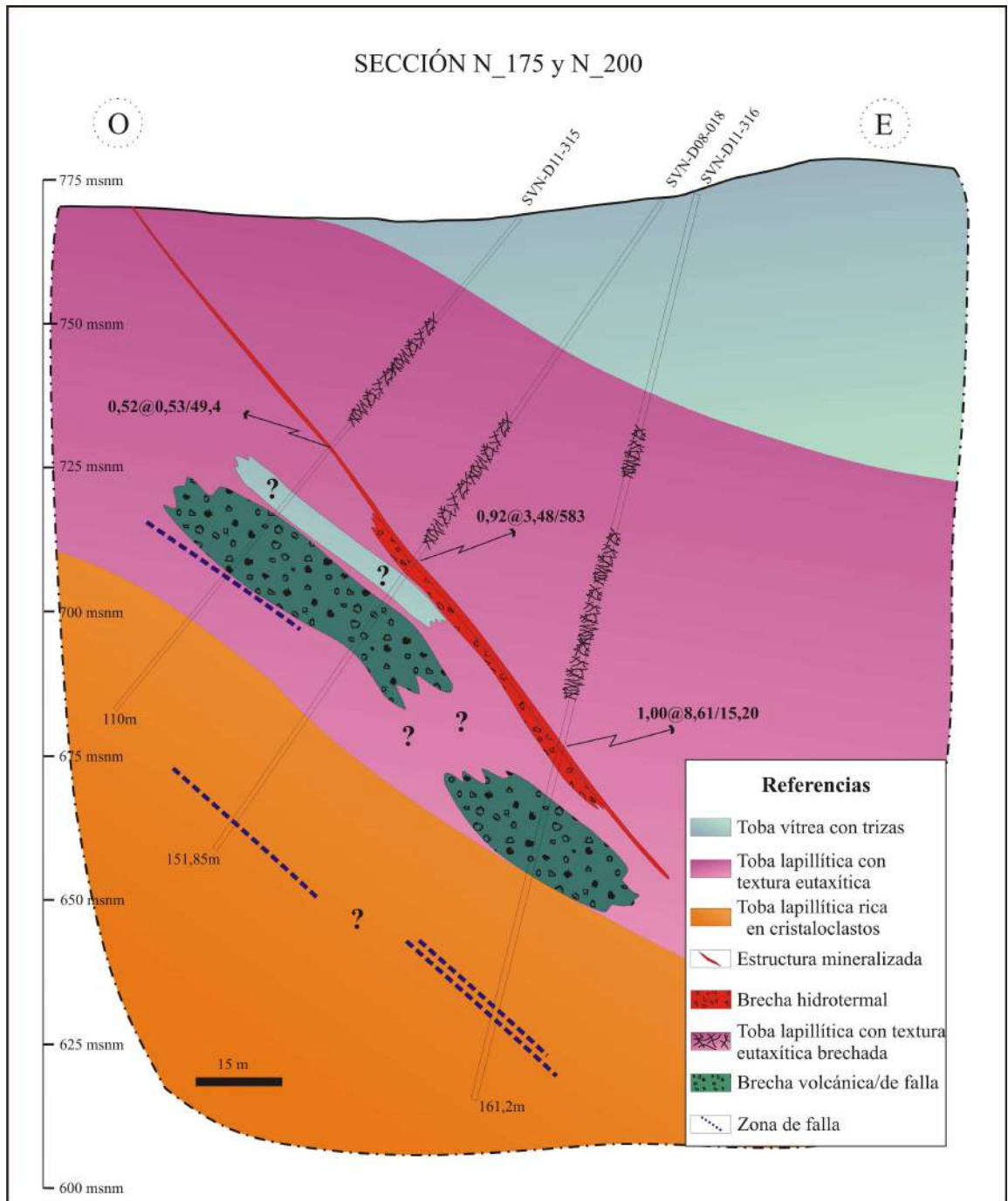


Figura N° 30: Sección transversal N_175 y N_200 donde se representan los principales cambios litológicos, estructuras y valores de mineralización (espesor en m@ valor promedio de Au /Ag en g/t. Datos Proporcionados por Cerro Cazador S.A.).

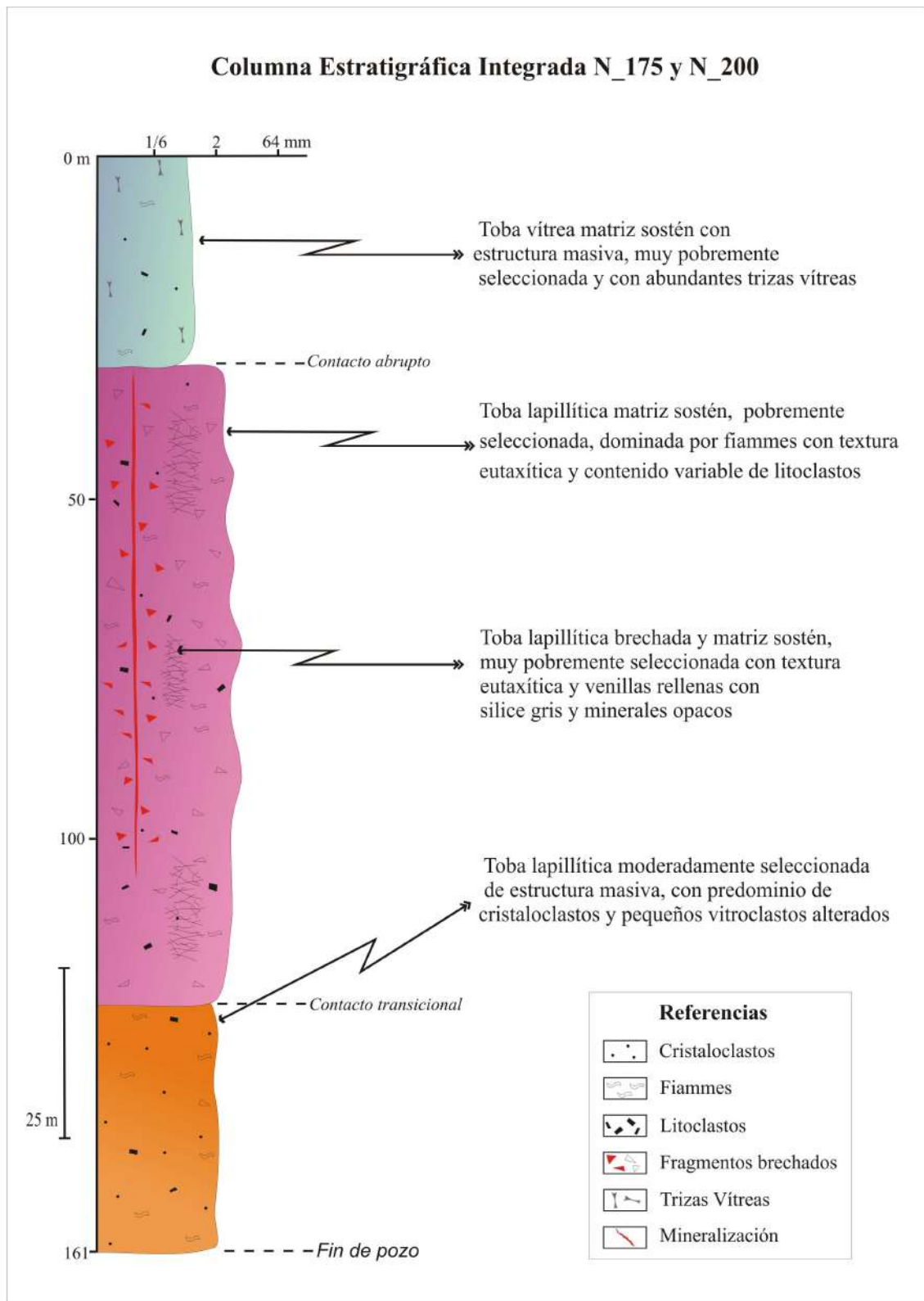


Figura N° 31: Columna estratigráfica integrada de la sección N_175 y N_200

El análisis conjunto de las secciones transversales con las columnas estratigráficas integradas demuestra que en profundidad se reconocen cuatro unidades litológicas

principales, bien diferenciados y con contactos transicionales. Estas rocas se corresponden con los miembros basales de la formación Chon Aike. La unidad inferior, caracterizada por su contenido abundante a moderado en cristaloclastos y bajo en litoclastos, podría pertenecer a la ignimbrita rica en cristales de la subfacies piroclástica de flujo, facies volcanoclástica del Miembro Piedra Labrada.

La unidad que no se reconoce en los antecedentes bibliográficos es la roca brechada con matriz de sílice gris oscura y presencia de sulfuros negros, que se cree que solo se relaciona a sectores cercanos a la estructura principal con escasa extensión areal, aunque para una mejor interpretación, serían necesarios trabajos de campo y examinar mayor cantidad de testigos de perforaciones para comprender su génesis.

4.3 LA MINERALIZACIÓN Y SU RELACIÓN CON LAS UNIDADES LITOLÓGICAS

4.3.1 CONTROLES DE LA MINERALIZACIÓN EN DEPÓSITOS EPITERMALES

Para comprender la formación de un depósito mineral es importante evaluar el contexto general y los controles en la mineralización al momento y lugar de su formación. El origen de un yacimiento epitermal de manera simplificada, involucra una fuente de calor, fluidos hidrotermales, fuente de metales, celdas convectivas que muevan estos metales y un concepto de suma importancia que es el de trampa. La trampa determina la depositación de los metales y está íntimamente ligada al concepto de permeabilidad. Asimismo, la permeabilidad controla el flujo de los fluidos y los mecanismos de precipitación del mineral. Los entrapamientos pueden estar gobernados por distintos tipos de controles: estructural, litológico y/o hidrotermal; el predominio de uno u otro establece el estilo y la geometría de los cuerpos mineralizados (Sillitoe 1993).

Cuando prevalece el control litológico, dado principalmente por el contraste reológico entre unidades con permeabilidad primaria, las mineralizaciones se presentan como diseminados, venillas finas o stockwork. En el caso del control hidrotermal, se genera una permeabilidad secundaria en las rocas como resultado de los procesos hidrotermales. Por otro lado, el control estructural está asociado al marco tectónico regional y es muy importante ya que determina la presencia de un sistema magmático-hidrotermal. En zonas de dilatación y ambientes extensionales se forman anisotropías mecánicas en las rocas como ser fracturas, fallas o zona de cizalla activas que generan una permeabilidad muy

grande y actúan como conductos y trampas de los fluidos; en estos casos la mineralización comúnmente forma vetas bien desarrolladas que rellenan fallas.

En los sistemas epitermales se da una combinación de estos controles, aunque en los ambientes de baja sulfuración el control estructural es el más importante, mientras que los otros dos controles suelen darse a escala más local.

Las mineralizaciones más importantes generalmente se asocian a las estructuras secundarias de los sistemas de fallas que son las zonas de mayor daño, donde los fluidos hidrotermales se canalizan y depositan la mineralización, mientras que las estructuras principales canalizan la deformación y acomodan la mayor parte del desplazamiento (Corbett 2002).

Por otro lado, una misma falla no se mineraliza uniformemente y esto es consecuencia de que la permeabilidad no es la misma en toda la estructura. Las zonas de defectos como curvaturas debidas a cambios en el rumbo de la estructura (pandeos) y otras irregularidades llevan al desarrollo de segmentos extensionales en la falla denominados curvas o codos de relajamiento, también zonas de cruces de fallas, ramificaciones, terminaciones estructurales, jogs dilatantes, entre otras, son buenos sitios para explorar (Rossello 2009). Los elementos geométricos en las fallas y sistemas de fallas son: los segmentos, en donde puede ocurrir una veta única y brechamiento y los conectores o uniones (step-overs) entre segmentos, conocidos a veces como jogs, en los que pueden darse stockwork, redes de fracturas, etc.

Las vetas en general pueden formarse a partir de estructuras preexistentes de tipo extensionales, híbridas y de cizalla o a partir de estructuras syn-mineralización. La tipología de veta formada condiciona la forma y ubicación de clavos mineralizados dentro de ellas. El concepto de clavo mineralizado hace referencia a zonas que alojan la mayor mineralización dentro de una veta (Corbett 2002). De esta manera, las vetas extensionales dan lugar a clavos mineralizados continuos y homogéneos de disposiciones sub-horizontales; las vetas híbridas (extensión y cizalla) forman clavos mineralizados muchas veces de alta ley pero de menores dimensiones y continuidad con inclinación variable entre horizontal y vertical; y las vetas de cizalla presentan las mismas características que las híbridas pero la inclinación del clavo suele ser vertical dentro de la falla (Jovic *et al.* 2014).

4.3.2 CONTROLES DE LA MINERALIZACIÓN EN EL ÁREA DE LA JOSEFINA

En todo el MD las mineralizaciones de metales preciosos se caracterizan por un fuerte control estructural ya que, como se ha mencionado esta provincia geológica estuvo sometida en épocas jurásicas a un ambiente extensional dominado por fallas normales, con componentes de desplazamiento oblicuo.

Los antecedentes del área de La Josefina, muestran las estructuras mineralizadas son rellenos de diaclasas y fallas generadas por la tectónica extensional y tienen orientaciones fundamentalmente NO, junto con menores N-S y NNE las cuales predominan en el sector norte y sur del proyecto respectivamente (Moreira 2005). Todas estas estructuras de dilatación secundarias están controladas por una falla regional denominada Zona de Falla La Josefina con un rumbo NE-SO (N 30°) asociada a una cizalla sinistral no mineralizada que atraviesa toda el área del proyecto y es evidenciada por lineamientos magnéticos (Peñalva et al. 2005). Los análisis estructurales realizados por Moreira (2005) y Moreira *et al.* (2008) los lleva a interpretar que el campo de esfuerzos que formó las estructuras en el proyecto fue producto de un esfuerzo máximo compresivo (σ_1) N340° a N y una dirección de extensión (σ_3) cercana a N 70° a 80°. Esto se correspondería con un control de primer orden puramente estructural, en el que las estructuras secundarias se encuentran mineralizadas y están asociadas a una zona de cizalla que coincide con cizallas regionales del sistema Zanjón del Pescado propuesto por Reimer *et al.* (1996) (Fig. N° 32).

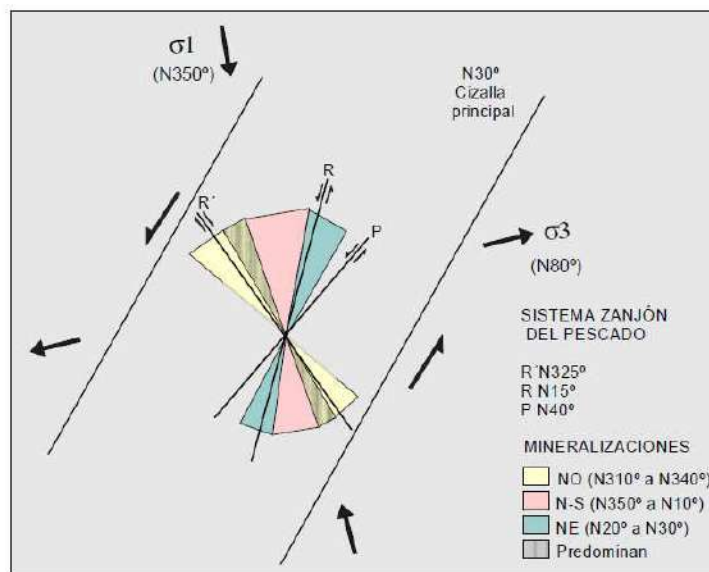


Figura N°32: Distribución de la mineralización según el sistema de fracturación Zanjón de Pescado (Moreira 2005).

Puntualmente, el sigmoide de Veta Norte (Anexo I, figs. N° 11 y 33) corresponde a una de esas estructuras mineralizadas que se ubica dentro de la zona de daño de la estructura mayor y refleja el movimiento sinistral de la misma, donde las orientaciones NO (R') son las más favorables para la extensión. Los tramos NO del sigmoide, como lo son las vetas Amanda y Sur corresponderían a los segmentos de la falla donde hay un buen desarrollo de las vetas y clavos mineralizados y por la tanto mayor mineralización. En cambio el tramo oblicuo, con tendencia NE-SO que es la orientación menos favorable para el desarrollo de la permeabilidad, correspondería a la zona de transferencia o step-overs, es decir que conecta dos segmentos de falla vecinos y presenta mineralizaciones de menor importancia económica donde se incluye a las Vetan Norte y Cruzada. Este tramo oblicuo se pudo haber generado como resultado del crecimiento y propagación de los segmentos (Micklethwaite 2009).

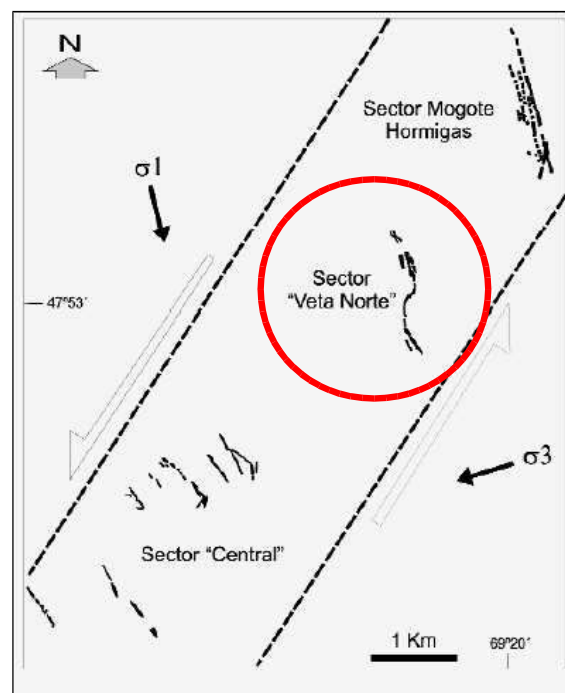


Figura N° 33: Modelo estructural propuesto para las mineralizaciones vetiformes del proyecto La Josefina, los trazos negros se representan las vetas y el círculo rojo muestra el sigmoide del Sector Veta Norte (Moreira 2005).

Reimer *et al.* (1996) postula que intersectando y desplazando a las estructuras generadas por el sistema Zanjón de Pescado se encontraron principalmente fallas dextrógiras de rumbo ONO y estructuras NNO menos desarrolladas que Moreira (2008) interpreta como

la dirección principal y conjugada del sistema Bajo Grande que se originaron por un esfuerzo principal proveniente del oeste (Fig. N° 34).

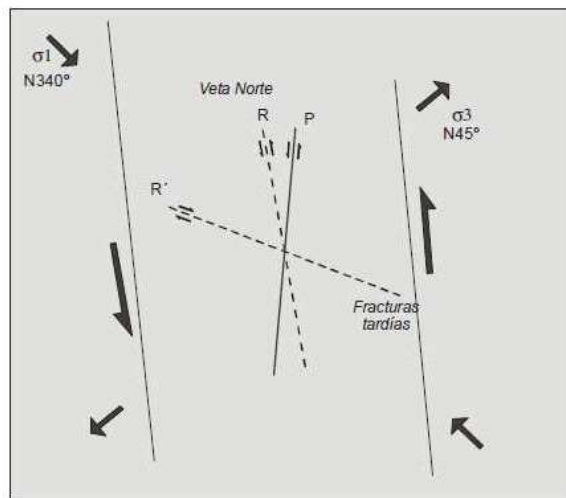


Figura N° 34: Modelización de las estructuras asociadas al sistema de cizalla frágil Bajo Grande (Extraído de Moreira 2005).

Las características observadas en la Veta Norte, permiten interpretar que efectivamente, ésta se emplaza en una zona de transferencia de esfuerzos dentro del sigmoide, con una orientación casi perpendicular al máximo esfuerzo compresivo, desarrollando una subestructura brechada, con bajo tenor de mineralización. La estructura se describe como una veta-brecha caracterizada por gran cantidad de óxidos de hierro e intensa argilización que se asocia a una posible veta de cuarzo blanco bandeado, de escaso desarrollo, que contiene los mayores valores de Au y Ag. Este brechamiento posiblemente derive de una superposición de procesos tectónicos e hidrotermales (Moreira 2005).

Además, las variaciones en el tipo de roca o variaciones texturales de un grupo de rocas afines pueden inducir a diferencias substanciales en el comportamiento de una falla o zona de falla. La estructura mineralizada se encuentra en una ignimbrita con textura eutaxítica rica en fiammes y líticos con grado de soldamiento moderado a alto lo cual favorece el control estructural.

De acuerdo a las observaciones, el control de primer orden es puramente estructural y se repite tanto a nivel regional como distrital y local, dominado por zonas de cizalla y fallamiento; en asociación con un control litológico de menor relevancia.

4.3.3 MINERALIZACIÓN EN LA VETA NORTE

Desde los inicios de las actividades de exploración por parte Cerro Cazador S.A. se han realizado numerosos sondeos distribuidos en secciones transversales al rumbo de la veta. A continuación se exponen las características de la estructura mineralizada observadas en cada sección trabajada.

Sección N_075

Esta sección se encuentra próxima a la Veta Sur y en la posición más austral entre las secciones estudiadas. La estructura mineralizada solo es intersectada por la perforación SVN-D11-310 y muestra un buzamiento hacia el E-NE. Presenta forma de veta-brecha, y está compuesta por cuarzo con textura bandeada y en peine, abundantes óxidos de hierro, como hematita y limonita observándose muy fracturada. Tiene un espesor aparente de 3,10 m con valores máximos de 3,18 g/t de Au y 112,9 g/t de Ag, aunque en promedio se calcula que el espesor es **2,45 m con 1,54 g/t de Au y 109,24 g/t de Ag** (Fig. N° 24).

En la perforación SVN-D11-318, se desarrolla un espeso paquete de aproximadamente 50 m de brechamiento con relleno hidrotermal e forma de venillas compuestas de sílice gris y minerales opacos, mayormente pirita, que podría corresponder a una continuación de la veta intersectada en la otra perforación que compone la sección; cabe mencionar que no presenta valores positivos de mineralización.

Sección N_125

En esta sección la estructura presenta continuidad y cambios de espesor, en todo su desarrollo. El espesor de la veta incrementa en profundidad pero los mayores valores de mineralización se encuentran próximos a la superficie. La estructura tiene forma de veta-brecha, compuesta por cuarzo bandeado con abundantes óxidos de hierro; se encuentra muy fracturada.

El intercepto más somero se observa en la perforación SVN-D07-011 y tiene un espesor promedio de **0,98 cm** con valores medios de **1,75 g/t de Au y 107,5 g/t de Ag**. En el sondeo SVN-D07-012, próximo al anterior, se intercepta la estructura a mayor profundidad exhibiendo en promedio **1,25 m** de espesor y **1,39 g/t de Au y 32,34 g/t de Ag**. Los sondeos que exponen a la veta a mayor profundidad revelan que los espesores promedios son de **2,30 m** pero con valores medios de **0,20 g/t de Au y 11 g/t de Ag** (Fig. N° 27).

Esta sección también incluye una trinchera realizada en cercanías al afloramiento de la estructura, donde las muestras obtenidas arrojan valores de **5,56 g/t de Au y 117,8 g/t de Ag**.

Sección N_175 y N_200

Estas secciones se encuentran en el límite septentrional de la Veta Norte, ésta se manifiesta de forma brechada (veta-brecha) compuesta por cuarzo blanco con textura bandeada y en peine, tapizada por gran cantidad de óxidos de hierro.

El sondeo SVN-D11-315 corta a la estructura a menor profundidad y muestra valores de espesor promedio de **0,52 m** y valores promedios de **Ag y Au de 0,53 g/t y 49,4 g/t** respectivamente. En profundidad las características texturales de la estructuras son similares pero el espesor y la mineralización aumenta considerablemente. La perforación SVN-D08-018 arroja en el intercepto un espesor promedio de **0,92 m** y **3,48 g/t y 58,3 g/t de Au y Ag** respectivamente, en tanto en el sondeo SVN-D11-316 aumenta a **8,61 g/t de Au y 49,4 de Ag** en un espesor similar al anterior (Fig. N° 30).

En todas las secciones se constata que la roca hospedante de la estructura mineralizada es la descrita como: toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos (Fig. N° 25, 28 y 31).

Capítulo 5: CONCLUSIONES

- ❖ A través de la descripción de los sondeos de las 4 (cuatro) secciones estudiadas se lograron diferenciar 4 unidades denominadas: 1) toba lapillítica moderadamente seleccionada de estructura masiva, con predominio de cristaloclastos y pequeños vitroclastos alterados; 2) toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos; 3) toba lapillítica brechada y matriz sostén, muy pobremente seleccionada con textura eutaxítica y venillas rellenas con sílice gris y minerales opacos; 4) toba vítrea matriz sostén con estructura masiva, muy pobremente seleccionada y con abundantes trizas vítreas. Las unidades mencionadas en el estudio como brecha hidrotermal y brecha volcánica, observadas en las secciones se consideran localmente asociadas a la estructura mineralizada principal.
- ❖ Las características tales como componentes, texturas, grado de selección y relaciones de campo, indican que estas unidades fueron generadas por flujos piroclásticos densos. Estas rocas pertenecen a las facies volcanoclásticas ácidas del Complejo Volcánico Bahía Laura. Puntualmente las rocas se incluyen en los Miembros más antiguos de la Formación Chon Aike: el Miembro Piedra Labrada está caracterizado por un contenido moderado en cristaloclastos y se encuentra en la posición inferior (unidad 1) mientras que el Miembro Mogote Hormigas de posición suprayacente (unidades 2, 3 y 4), está caracterizado por su escaso contenido en cristaloclastos y moderados a altos contenidos de vitroclastos y litoclastos. El contacto entre ambos miembros se observó transicional entre las unidades, en ocasiones evidenciado por la presencia de la estructura mineralizada o planos de falla.
- ❖ La toba lapillítica matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes con textura eutaxítica y contenido variable de litoclastos se comporta como roca huésped de la mineralización debido a que solo se han encontrado en esta unidad valores económicos de Au y Ag asociados a estructuras tipo veta-brecha y brecha hidrotermal.

- ❖ El control de primer orden de la mineralización es de tipo estructural, y se repite tanto a escala regional, distrital y local; está relacionado con un control litológico en el área dado por el nivel de soldamiento moderado a alto de los depósitos piroclásticos.
- ❖ La morfología, espesores y cambios de orientación de la Veta Norte se corresponden con las características que habrían generado la estructura, ubicada en una zona de transferencia de esfuerzos o step-overs.
- ❖ La mineralización, se encuentra acotada a las estructuras tipo veta-brecha que presentan espesores aparentes de 1 m aproximadamente y bajas leyes en Au y Ag.

Capítulo 6: BIBLIOGRAFÍA Y ANEXOS

6.1 BIBLIOGRAFÍA

- Alric, V., Haller M.J., Feraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M. 1996.** Cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcanismo jurásico de la Patagonia extraandina. Actas V del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 243-250. Buenos Aires.
- Ameghino, F. 1898.** Sinopsis geológico – paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. Tomo 1: 111-225.
- Andrada de Palomera, R.P. 2015.** Spectral prospectivity mapping of the Deseado Masiff, Argentina-deciphering the geochemistry and mineralogy of a low to intermediate sulfidation epithermal system. Tesis doctoral Faculty of geo-information science and earth observation. University of Twente. 206 p.
- 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.
- 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.
- Berger, B.R. y Henley, R.W. 1989.** Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits of the western United States. In: R. Keays, R. Ramsay and D. Groves (Editors), The Geology of Gold Deposits: The prospective in 1988. Economic Geology Monograph 6: 405-423.
- 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.
- Bonham, H. 1986.** Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review. International Volcanological Congress, New Zealand, Proc. Symposium 5: 13-17.
- Buchanan, L. 1981.** Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. En: Dickinson, W. and Payne, W. (editors). Relations of tectonics to ore deposits in the southern cordillera. Arizona Geological Society, Digest, v XIV: 237-262.
- Cas, R. y Wright, J.V. 1982.** Volcanic successions, modern and ancient. Unwin Hyman, 528 p., Londres.
- Cerro Cazador S.A. 2014.** Field Guide La Josefina Project, Santa Cruz Province, Argentina. (Informe inédito). 48 p., Santa Cruz.

- Chebli, G. y Ferello, R. 1975.** Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Tomo XXIX (4), p. 479-481.
- Corbett, G. 2002.** Epithermal gold for explorationists. *AIG Journal-Applied geoscientific practice and research in Australia*, Paper 2002-01: 1-26.
- Corbett, G. y Leach, T. 1998.** Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. *Economic Geology*. Special publication number 6, 238 p., Society of Economic Geologists.
- Cortiñas, J., Homocv, J., Lucero, M., Gobbo E., Laffitte, G. y Viera, A. 2005.** Las cuencas de la región del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: "Frontera exploratoria 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.
- 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).
- 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. 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).
- Dubé, B. 1997.** Low sulphidation gold mineralization in the Jurassic Deseado Massif, Santa Cruz province, South Argentina. *Mission Report* (Inédito): 1-57.
- Echavarría, L.E. 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).
- Echavarría, L.E. 1999.** Evolución geológica y su relación con la mineralización epitermal en el área El Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Studia Geologica Salmanticensia.*, Vol. 35: págs. 21-39, 6 figs. Salamanca.
- Echavarría, L.E, Schalamuk, I.B.A., Etcheverry, R.O., 2005.** Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 415-432
- 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. 251p.
- Feraud, G., Alric, B., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller M. 1999.** ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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.
- Fernández, 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.
- Fernández, R., Echeveste, H., Echavarría, L. y Schalamuk, I. 1996.** Control volcánico y tectónico de la Mineralización epitermal del Área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 41-54, Buenos Aires.

- Fernández, R., Pérez, D., Moreira, P., Andrada, P., Albornoz, S. y Penzo, H. 2005.** Exploración de la “zona de fractura Mogote Hormigas, Prospecto La Josefina, Santa Cruz, Argentina. Enviado al XVI Congreso Geológico Argentino.
- Fernández, R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada De Palomera, P. y Tessone M. 2008.** Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 665-681.
- Feruglio, E. 1949.** Descripción geológica de la Patagonia. 3 Tomos, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Fisher, R.V. 1961.** Proposed classification of sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72:1409-1414.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. 1984.** *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag, 528 p., Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- Gauman, F. 2016.** Geología en profundidad de las rocas hospedantes de la Veta Sur y su relación con la mineralización, Proyecto La Josefina, macizo del Deseado, Santa Cruz. Tesis de licenciatura en Geología, Universidad Nacional de La Pampa. 80p.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. y Allard, J. 2010.** Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *J. S. Am. Earth Sci.* 30, 134–150.
- 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.
- 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). 226 p.
- Guido, D. y Campbell, K.A. 2011.** Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203(1-2): 35-47.
- Guido, D. y 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.
- Hayba, D., Bethke, P., Heald, P. y Foley, N. 1985.** The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal deposits. En: Berger y Bethke editors, *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Society of Economic Geologists, *Rev. Economic Geology* 2: 129-168.
- Heald, P., Foley, N. y Hayba, D. 1987.** Comparative anatomy of volcanic hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82: 1-26.
- Hedenquist, J.W. 1987.** Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. En: Horn editor, *Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference*, Singapore. American Association of Petroleum Geologists: 513-524.
- Hedenquist, J., Arribas, A. y Gonzalez-Urien, E. 2000.** Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, V 13: 245-278.
- 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.

- Homocv, J. y Constantini, L. 2001.** Hydrocarbon exploration potential within interplate shear-related depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 85 (10): 1795-1816.
- 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. y Herbst, R. 1995.** La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). *Estratigrafía. Ameghiniana (Revista de la Asociación Paleontológica Argentina)* 32 (3): 211-229.
- Jovic, S.M. 2009.** Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. (Inédito). 239 p.
- Jovic, S., Jovic, N., Guido, D. y Schalamuk, I. 2008.** 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. M., Guido, D. M., Schalamuk, I. B., Ríos, F. J., Tassinari, C. C. G. y Recio, C. 2011.** Pingüino in bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 46: 257- 271.
- Jovic, S., Guido, D., Sanchez M., Páez G., Ruiz R., Permuy C. y López L. 2014.** Controles estructurales multi-escala en los sistemas epitermales del Macizo del Deseado. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.
- Lesta, P. 1969.** Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. *Anales 4ª Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 187-194.
- 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.*
- Lindgren, W. 1933.** *Mineral Deposits*. 4th edition. New York. MacGraw Hill Book Company. 930 pp.
- 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.
- Marin, G. 1982.** Descripción geológica de la Hoja 55c “Gobernador Gregores”, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (Inédito).
- Marquez, M. 1994.** El plutonismo mesozoico en el Macizo del Deseado y su vinculación con mineralización de tipo cobre diseminado, provincia de Santa Cruz, Argentina, América del Sur. Coloquio de Geociencia Latinoamericana, *Actas* 1:11-132. Munster. *Zbl. Geol. Palaont. Teil I.H:* 115-132.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993.** *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES, University of Tasmania. Australia. 198 p.
- Micklethwaite, S. 2009.** Mechanisms of faulting and permeability enhancement during epithermal mineralization: Cracow goldfield, Australia. *Journal of Structural Geology*, 31: 288-300.
- 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). 360 p.

- Moreira, P. y Fernández, R. 2014.** La Josefina Au–Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. *Journal for Comprehensive Studies of Ore Genesis and Ore Exploration* 67: 297–313.
- Moreira, P., Fernández, R., Cabana, C. y Schalamuk, I. 2008.** Análisis estructural de las mineralizaciones Jurásicas del proyecto epitermal La Josefina (Au-Ag), Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (2): 244-253.
- Moreira, P., Echeveste, H., Fernández, R., Harmann, L., Santos, J.O. y Schalamuk, I. 2009.** Depositional age of Jurassic epithermal gold–silver ore in the Deseado Massif, Argentine Patagonia: based on Manantial Espejo and La Josefina Prospects. *N. Jb. Geol. Paläont.* 253, 25–40.
- Moreira, P., Fernández, R., Hervé, F., Fanning, M. y Schalamuk, I. 2013.** Detrital zircons U-Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 32-46.
- Páez, G., Ruiz, R., Guido, D., Jovic, S.M. y Schalamuk, I. 2011.** Structurally controlled fluid flow: High-grade silver ore-shoots at Martha epithermal mine, Deseado Massif, Argentina. *J. Struct. Geol.* 33: 985-999.
- Pankhurst, R., Rapela C. y Marquez, M. 1993.** Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141.
- Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Marquez, M., Storey, B y Riley, T. 1998.** The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.
- Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S. 2000.** Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, Volume 41, N°5: 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. 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. y Cobos, J. 1999.** Hoja geológica 4769–III, Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales- SEGEMAR, Boletín 296, 115p.
- Panza, J. 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. y Franchi, M. 2002.** Magmatismo basáltico Cenozoico extrandino. En: M. Haller (Edit): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, I-14: 201-236.
- Panza, J. y Haller, M. 2002.** El volcanismo jurásico. En: Haller, M.J. (Ed). *Geología y recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino: 89-102.

- Panza, J., Cobos, J. y Rabona, D. 1994.** Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, escala 1:750.000, Buenos Aires.
- Panza, J., Marquez, M. y Godeas, M. 1995.** Hoja Geológica 4966 - I y II Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. 83 p. Buenos Aires.
- Panza, J., Marín G. y Zubia M. 1998.** Hoja Geológica 4969-I, Gobernador Gregores, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 239: 104 pp.
- Peñalva, G., Moreira, P. y Chernicoff, J. 2005.** Interpretación geológica a partir de los datos geofísicos del área La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 807-814, La Plata.
- 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 (inérito), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 99 p. Argentina.
- Quane, S.L., y Russell, J.K. 2005.** Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67: 129-143.
- 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: back arc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261-282.
- Ramos, V. y Palma, M. 1991.** Tectónica y Diastrofismo. En: S. Archangelsky (editor): "El Sistema Pérmico en la Argentina y en la República Oriental del Uruguay" (pre-impresión): 239-266.
- Rapela, C., Días, C., Franzese, J., Alonso, G. y Benvenuto, A. 1991.** El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 121-138.
- Reimer, W., Miller, H. y Mehl, H. 1996.** Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress field of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data. En: *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up* (B.C. Storey, E.C. King & R.A. Livermore Eds.), *Geol. Soc. Sp. Publ.* 108: 73-85; London.
- Riley, T., Leat, P., Pankhurst, R. y Harris, C. 2001.** Origin of large volume rhyolitic volcanism in Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, Volume 42, N°6: 1043-1065.
- Rossello, E. A. 2009.** Localización de espacios dilatantes en el fallamiento: controles de la mineralización y pronósticos económicos. 9° Congreso de Geología Económica, Actas: 229-234.
- Schalamuk, I., Fernandez, R. y Etcheverry, R. 1995.** Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. In: *Mineral Deposits*, Kribek & Zak (editors), Balkema: 385-388.
- 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.

- Sillitoe, R. 1993.** Epithermal Models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. En: Kirkham, Sinclair, Thorpe and Duke (editors), Mineral Deposits Modelling: Geological Association of Canada, Special Paper 40: 403-417.
- Sillitoe, R. y Hedenquist, J. 2003.** Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. Giggenbach Volume, Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10, S.F. Simmons ed. Cap 16.
- Simmons, S. F., White, N. C., y John, D. A. 2005.** Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 485-522.
- Stipanovic, 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.
- Stipanovic, P. y Methol, E.J. 1972.** Macizo de Somuncurá. En: Leanza, A.F. (Editor), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 581-599, Córdoba.
- Stipanovic, P. y Reig, A. 1957.** El “Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina” y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.
- Teruggi, M. y Rossetto, H. 1963.** Petrología del Chubutiano del codo del río Senger. Boletín de Informaciones Petroleras, 354: 18-35. Argentina.
- Tessone, M., Del Blanco, M., Macambira, M. y Rolando, A. 1999.** New Radiometric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology. Villa Carlos Paz, Argentina. Actas: 132-135.
- Uliana, M. y Biddle K. 1987.** Mesozoic – Cenozoic Palaeogeographic and Geodynamic evolution of Southern South America. Second Symposium South Atlantic Evolution, Río de Janeiro.
- Uliana, M., Biddle K., Phelps, D. y Gust, D. 1985.** Significado del vulcanismo y extensión meso jurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (3-4): 231-253.
- Viera, R., y 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.
- White, N. y Poizat, V. 1995.** Epithermal deposits: Diverse styles, diverse origins? En: Mauck, J. and St. George J. (editors), Pancrim95, Proceedings of the 1995 PACRIM Congress, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Carlton, Publication 9/95: 623-628.

6.2 ANEXOS

Anexo 1: Mapa del sigmoide del Sector Veta Norte

