FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

TESINA PRESENTADA PARA OBTENER
EL GRADO ACADÉMICO DE
LICENCIADA EN GEOLOGÍA

“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”.

Francis Andrea Gauman

SANTA ROSA (LA PAMPA) ARGENTINA

2016

PREFACIO

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa y 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 y Minería de Yacimientos Minerales, dependiente del Departamento de Ciencias Naturales, durante el período comprendido entre el 7 de Agosto de 2015 y el 14 de Marzo de 2016, bajo la dirección de la Dra. Viviana A. Martínez, la codirección del Lic. Vicente Sánchez y la asistencia del Dr. Hugo Tickyj.

AGRADECIMIENTOS

- ✓ A mi familia, mis amigos y compañeros, por su apoyo.
- ✓ A la Universidad Nacional de La Pampa y Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- ✓ A la Directora, Dra. Viviana Martínez por su tiempo y guía.
- ✓ Al co-director, Lic. Vicente Sánchez por su colaboración y ayuda.
- ✓ Al Lic. Danilo Silva, presidente de la empresa Cerro Cazador S.A por permitirme desarrollar mi tesina en el proyecto "La Josefina", y al Lic. Jorge Garay y Lic. Mariano Ibaldi por su ayuda.
- ✓ Al Dr. Hugo Tickyj por su gran colaboración.

Fecha: …….

Francis Andrea Gauman
DNI: 35.889.629

Departamento de Ciencias Naturales

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

RESUMEN

En el presente trabajo se estudiaron las rocas volcánicas jurásicas hospedantes en profundidad de la Veta Sur, en el proyecto de exploración “La Josefina”, ubicado en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.

A través del estudio de los sondeos de 3 secciones se identificaron 5 unidades litológicas correspondientes principalmente a las facies volcaniclástica, subfacies piroclásticas de flujo de la Formación Chon Aike: 1) Toba gruesa matriz sostén, pobremente seleccionada, masiva, con contenidos moderados de cristaloclastos y vitroclastos; 2) Toba lapillítica matriz sostén pobremente seleccionada, con textura eutaxítica dominada por fiammes y líticos; 3) Brecha volcánica heterolítica matriz soportada, con fragmentos sub-redondeados de vulcanitas; 4) Toba con textura eutaxítica leve, pobremente seleccionada con pequeños fiammes y escasos cristaloclastos y litoclastos y 5) Toba finamente laminada y pobremente seleccionada, dominada por vitroclastos y escasos cristaloclastos. Estas unidades se corresponden con los Miembros Piedra Labrada y Mogote Hormigas que son los más antiguos de la Formación Chon Aike del Complejo Bahía Laura. La mineralogía de las cinco unidades es similar y no se evidencian cambios composicionales; entre los minerales primarios se identificaron cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita como minerales esenciales. Asociados a la alteración hidrotermal, se observaron minerales secundarios como sericita, clorita, muscovita, arcillas y pirita; además, los minerales relacionados a la mineralización están representados por cuarzo, pirita, galena y esfalerita.

La roca huésped principal de la estructura mineralizada es una toba lapillítica, matriz sostén, pobremente seleccionada, con textura eutaxítica y dominada por fiammes y líticos. Su alto grado de soldamiento y competencia favorecen el control litológico-estructural de la mineralización, ya que resultan ser los más propicios para el desarrollo de fallas y fracturas en las que ha tenido lugar el emplazamiento de la veta.

Asimismo se comprobó que la Veta Sur mantiene su orientación NO reflejada en superficie y que buza hacia el este. Esta es la dirección más favorable para la prospección de vetas con espesores económicos portadoras de metales preciosos en el Macizo del Deseado.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN 1

1.2 OBJETIVOS 3

1.3 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO 3

CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA DE TRABAJO

2.1 TRABAJOS DE CAMPO 5

2.2 TRABAJOS DE GABINETE 5

2.3 TRABAJOS DE LABORATORIO 5

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA

3.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL 11

3.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL 21

CAPÍTULO 4: VETA SUR

4.1 ANTECEDENTES 28

4.2 GEOLOGÍA DEL SUBSUELO: UNIDADES LITOLÓGICAS 29

4.3 SECCIONES TRANSVERSALES 46

4.4 MINERALIZACIÓN Y SU RELACIÓN CON LAS UNIDADES LITOLÓGICAS 58

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES

5.1 CONCLUSIONES 64

CAPÍTULO 6: BIBLIOGRAFÍA Y ANEXOS

6.1 BIBLIOGRAFÍA 66

6.2 ANEXOS 73

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) 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 supercontinente 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 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.

Por la existencia de un gran número de depósitos en él, Schalamuk *et al.* (1999) definieron al MD como Provincia Auroargentífera del Deseado (PAD). Algunos de estos depósitos son Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, Mina Marta, Huevos Verdes, La Josefina, El Dorado-Montserrat, La Valenciana, Cerro Negro y Cerro Moro (Genini 1990; Schalamuk *et al.* 1995, 1997, 1999, 2002; entre otros); los cuales en su mayoría han sido interpretados como depósitos epitermales de baja sulfuración (Fernández y de Barrio 1994; Schalamuk *et al.* 1995,1997), aunque se han descripto algunos casos de sulfuración intermedia (Guido y Schalamuk 2003; Echavarría *et al.* 2005; Fernández *et al.* 2008) y polimetálicos (González Guillot *et al.* 2004 y Jovic 2009).

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 por 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) y 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 zanjas, así como 4.100 metros de perforación superficial, lo que permitió la determinación de varios blancos de exploración (Cerro Cazador S.A. 2014).

En la actualidad Hunt Mining opera en Santa Cruz a través de su subsidiaria "Cerro Cazador S.A." que es la encargada de explorar y desarrollar 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 km^2 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 20.000 Km^2 de propiedades mineras, perforando más de 60.000 metros lineales, 416 Km de líneas geofísicas y alrededor de 50.000 muestras de superficie y sondajes diamantinos.

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 realizar la presente tesina en el área correspondiente al Proyecto de exploración avanzada "La Josefina",

ubicado en el Macizo del Deseado (Santa Cruz); específicamente en las rocas volcánicas de la Formación Chon Aike del Grupo Bahía Laura, que se destacan como rocas hospedantes de las mineralizaciones 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 en relación con la mineralización de la Veta Sur, en el proyecto La Josefina. Asimismo, en conjunto con estudios realizados previamente se espera que estos nuevos trabajos permitan encontrar herramientas que puedan aplicarse como guías de exploración.

Los objetivos particulares son:

- Analizar si la litología que hospeda la veta en subsuelo es la misma que aflora en superficie.
- Integrar la información de la geología de subsuelo de modo tal de ampliar la información existente, con el fin de aportar datos petrológicos, mineralógicos y estructurales que permitan caracterizar el evento volcánico jurásico que se comporta como roca hospedante de 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, perfiles y mapas de superficie, lo cual es fundamental para la exploración.

1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se localiza en la porción centro-norte de la provincia de Santa Cruz, en el suroeste del departamento Deseado y está incluida dentro de la Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María (Panza y Cobos 1999). El proyecto La Josefina comprende una superficie de aproximadamente 400 km^2, limitada por los meridianos 69º 15’ y 69º 30’de longitud oeste y los paralelos 47º 45’ y 47º 59’ de latitud sur. Se encuentra a 150 km al nordeste de la ciudad de Gobernador Gregores. El acceso desde esta ciudad, se realiza por la Ruta Provincial (RP) N° 29 en un recorrido de unos 35 km hacia el este y luego por la RP N° 12, transitando unos 110 km hasta llegar al acceso sur del área. Desde el norte se puede acceder desde la ciudad de Pico Truncado, a través de la RP N° 12 en dirección sur por unos 200 km aproximadamente hasta alcanzar el acceso norte situado a 23 km del casco de la estancia Piedra Labrada, donde se encuentra el campamento base de la empresa Cerro Cazador S.A. y a 27 km del casco de la estancia La Josefina (Fig. N° 1a).

La Veta Sur se encuentra a una distancia de 7,7 km en línea recta con el casco de la estancia Piedra Labrada, donde es posible llegar a partir de caminos internos situados dentro del proyecto (Fig. N° 1b).

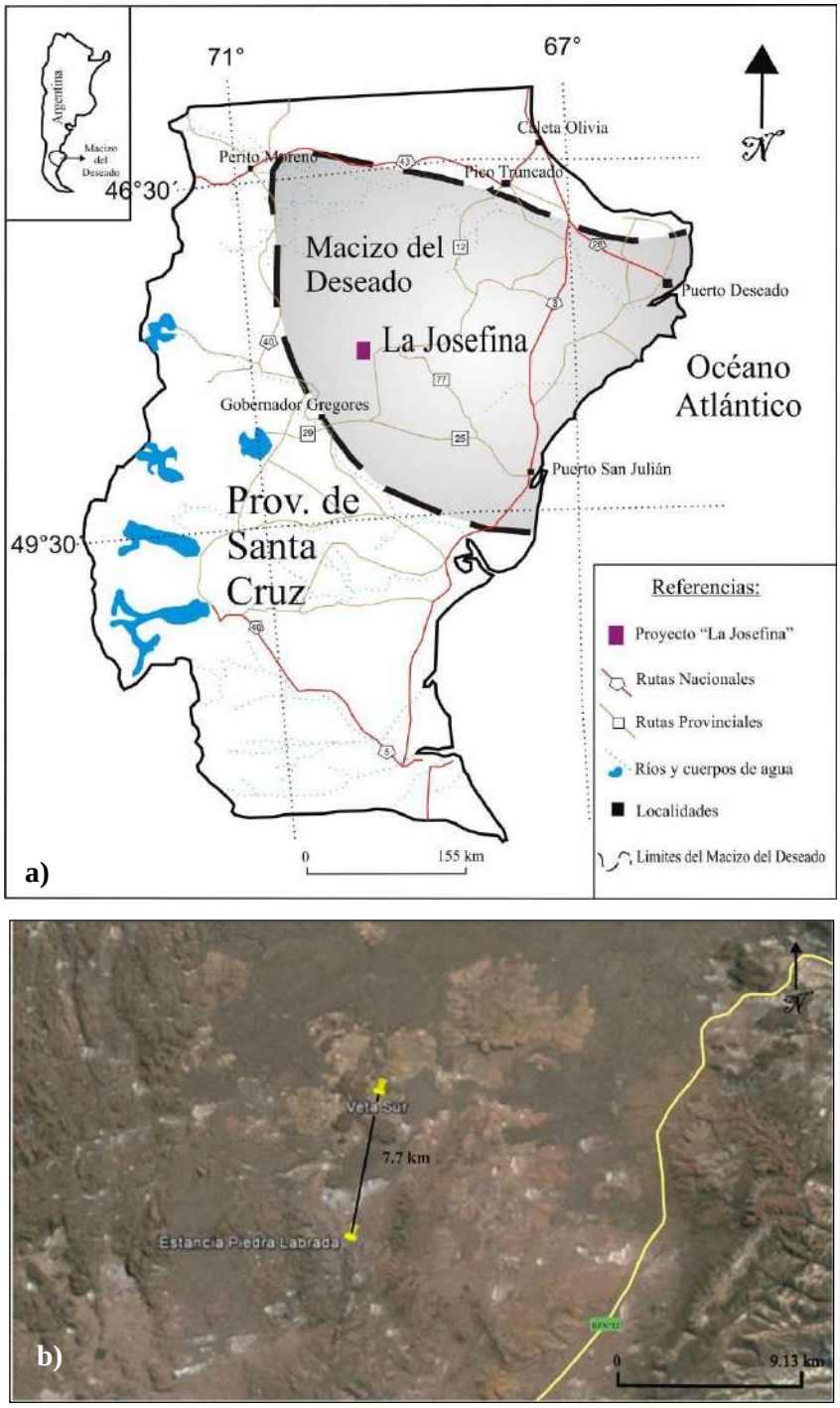


Figura N° 1. a) Mapa de ubicación del área de estudio y límites del Macizo del Deseado. b) Detalle de la distancia en línea recta de la Estancia Piedra Labrada a la Veta Sur (tomada de Google Earth 2015).

CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA DE TRABAJO

2.1 TRABAJOS CAMPO

Los trabajos de campo consistieron en un reconocimiento en superficie del área del proyecto, que ayudó a identificar las distintas litologías aflorantes en el sector, sus alteraciones, las estructuras geológicas y la presencia de venillas de cuarzo.

2.2 TRABAJOS DE GABINETE

En gabinete se procedió a la búsqueda y recopilación bibliográfica y cartográfica del área e información relacionada con depósitos epitermales, rocas piroclásticas encajonantes, texturas volcánicas, alteraciones hidrotermales y trabajos previos geológicos y mineros en el MD.

A partir de los datos proporcionados por la empresa Cerro Cazador S.A., se seleccionaron 3 secciones de la Veta Sur de las cuales se describieron los testigos corona de tres pozos representativos de todas las unidades en profundidad. Estos sondeos habían sido interpretados previamente con distintos criterios por parte de la misma empresa, por lo cual con la información obtenida en este trabajo se realizaron correlaciones entre sondeos y se reinterpretaron las secciones de modo tal que permitieran conocer en detalle las variaciones litológicas y las zonas de falla, entre otros aspectos. Además, se confeccionaron columnas estratigráficas integradas, que muestran la variación litológica y su relación con la veta 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: descripción litológica de testigos corona de pozos, análisis de muestras, elaboración de secciones delgadas y clasificación de las rocas. La descripción litológica de los testigos se llevó a cabo con lupa de mano, cinta métrica y posteriormente se procedió al muestreo de las unidades más representativas, las cuales se fotografiaron con cámara digital Nikon® Coolpix L340. Se recolectaron un total de 17 muestras para realizar cortes petrográficos y petrocalcográficos.

El análisis de las muestras se abordó desde dos puntos de vista que se complementaron: el análisis macroscópico y el microscópico.

En lo que respecta al análisis macroscópico se procedió a la descripción de las muestras bajo lupa binocular, donde se tuvieron en cuenta como elementos básicos la granulometría, composición, cantidades relativas y grado de soldamiento de los componentes principales 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 se siguieron las propuestas de Fischer (1961) y Cas y Wright (1982) (Tabla N° 1). Para clasificar las tobas se siguieron los criterios de Pettijohn *et al.* (1987), utilizando comparadores visuales para estimar las cantidades relativas de cada componente principal (Fig. N° 2). Por último, se utilizaron los criterios de facies de Cas y Wright (1987) para identificar los tipos de depósitos piroclásticos.

Los componentes principales de las rocas piroclásticas son:

(a) Cristaloclastos: cristales enteros (fenocristales) o fragmentos de estos (fenoclastos).

(b) Vitroclastos: fragmentos juveniles del magma como pómez y trizas vítreas.

(c) Litoclastos: fragmentos de rocas de variada composición y diversos tamaños.

Los criterios dados por Cas y Wright (1982) y McPhie *et al.* (1993) incluyen facies magmática (subfacies lávica y subvolcánica) y facies volcaniclástica (subfacies piroclástica de flujo, caída, surge y volcaniclásticos 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 volcaniclásticas 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).

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
		redondeados o con forma fluidal	angulosos		
256	grueso fino	bombas	bloques	Aglomerado (de bombas) o brecha piroclástica	Aglomerado (de bombas) o brecha piroclástica
64					
		lapilli		capa de lapilli	lapillita
2					
1/16	grueso fino	ceniza		capa de ceniza	toba

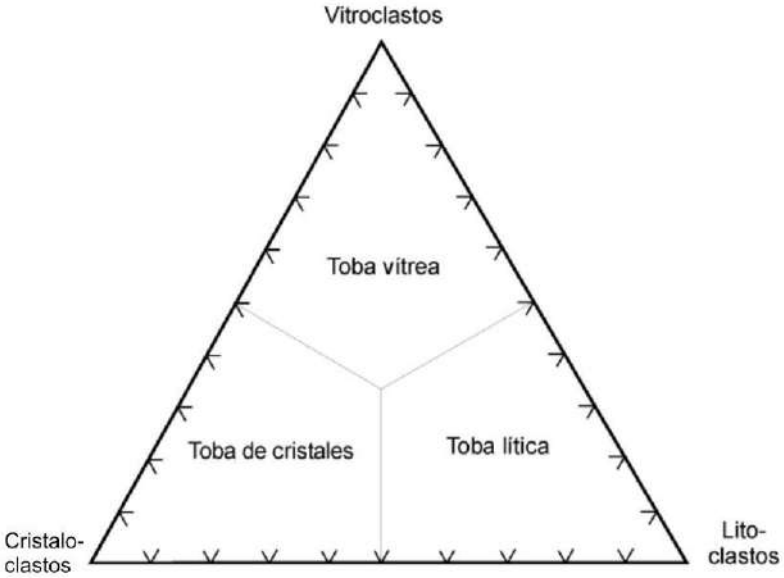


Figura N° 2: Clasificación de las tobas en función de sus componentes principales (Pettijohn *et al.* 1987).

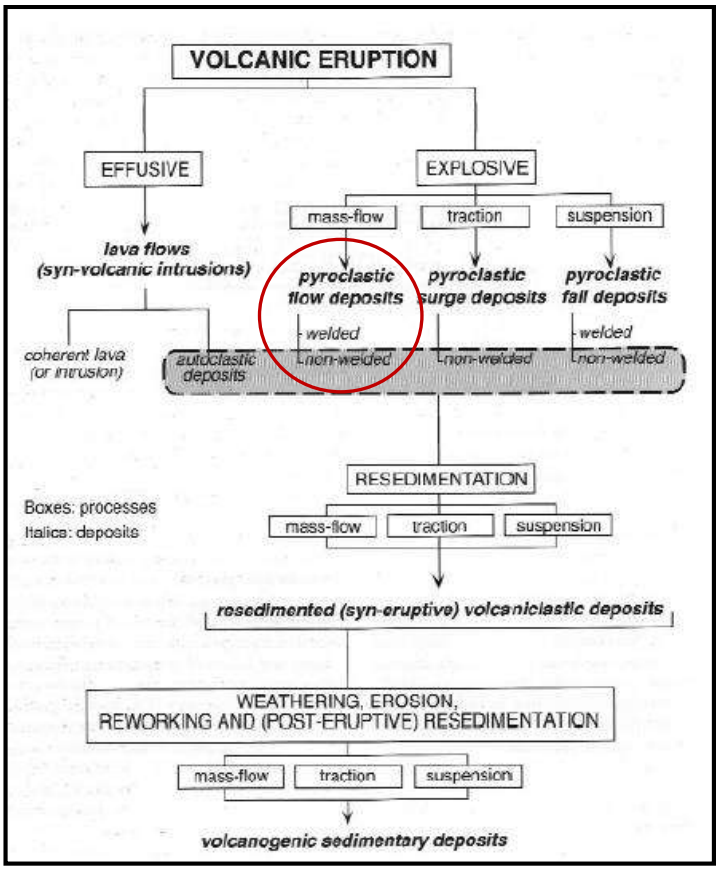


Figura N° 3: Clasificación genética de los depósitos volcánicos (McPhie *et al.*1993). El círculo rojo representa las litologías predominantes encontradas en los pozos.

En lo concerniente al grado de soldamiento de los depósitos piroclásticos, estos 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 formando fiammes con las trizas vítreas aglutinadas y deformadas 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 hialopilítica o vítrea	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 pueden estar afectadas por procesos de alteración hidrotermal, como en este trabajo, que obliteran algunos rasgos de la roca original, asimismo presentan generalmente 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 figura N° 5 e incluye tamaño de grano, componentes, litofacies y tipo de alteración.

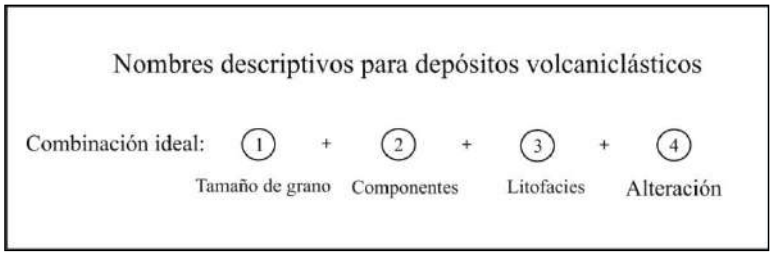


Figura N° 5: Combinación ideal para nombrar rocas volcánicas (según McPhie *et al*. 1993).

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

(a) Fragmentos: clastos que resultan de rocas fragmentadas.

(b) 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.

(c) Cavidades: espacios abiertos desarrollados entre los fragmentos.

En cuanto al enfoque microscópico, el objetivo fue refinar las descripciones macroscópicas y conocer, en la medida de lo posible, las texturas y petrografía de cada unidad de las rocas de caja. Para realizar esta tarea se elaboraron 13 secciones delgadas en el laboratorio de cortes de la Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam) y 4 muestras fueron enviadas al laboratorio de cortes de la Universidad Nacional de San Luis para la confección de secciones pulidas petrocalcográficas.

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 debieron impregnar por su grado de alteración. Posteriormente, comenzó un proceso de pulido con abrasivos de granulometrías decrecientes para obtener superficies perfectamente lisas con el fin de ser adheridas al portaobjetos. A continuación se procedió a desbastar las muestras por su cara libre utilizando una sierra de diamante y diferentes abrasivos en polvo sobre placas de vidrio hasta llegar a un espesor aproximado de 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: GEOLOGÍA

3.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1.1 Estratigrafía del MD

El MD (Feruglio 1949) es una provincia geológica que abarca una superficie de 60.000 km^2 y está situada en la porción central norte de la provincia de Santa Cruz en el sur de la Patagonia extraandina Argentina. Está limitada por los ríos Deseado al norte y Chico al sur, que lo 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). Se define como una unidad morfoestructural positiva y de comportamiento rígido, con escasa deformación (Panza *et al*. 1995).

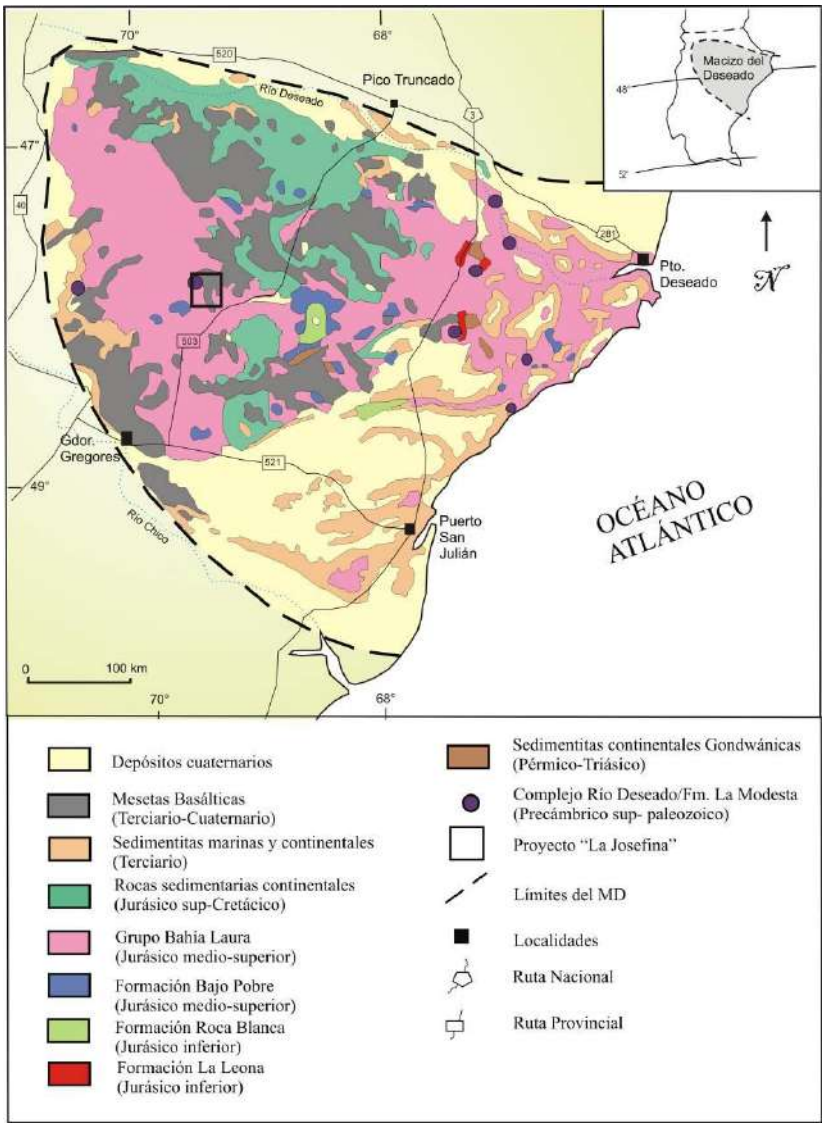


Figura N° 6: Mapa geológico del Macizo del Deseado (Según Schalamuk *et al.* 1999).

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 ubicados entre el Neoproterozoico y el Cámbrico (565 a 540 Ma) (Pezzuchi 1978; Pankhurst *et al.* 2001). Las metamorfitas de este complejo se encuentran intruídas por granitoides y cuerpos subvolcánicos del Ordovícico al Carbonífero inferior (Chebli y Ferello 1975; Loske *et al.* 1999 y Pankhurst *et al.* 2001). Guido (2002) interpretó estas rocas como producto de una evolución neoproterozoica que involucraría la formación de corteza oceánica hasta el desarrollo de un arco magmático de islas. Producto de la dinámica de este arco las rocas fueron afectadas por 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 incluyen en 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, del Silúrico-Devónico con 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 las zonas orientales y un paquete de 3.000 m de espesor de rocas sedimentarias y volcaniclásticas 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 formó 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, vinculado al Ciclo Gondwánico (Pérmico a Triásico), formó una cuenca de tipo rift en el noreste del MD denominada “La Golondrina”, 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, e incluye a la Formación La Golondrina (Archangelsky 1967) y a la Formación La Juanita (Arrondo

1972) de edad Pérmica inferior a superior (Arrondo 1972; Archangelsky y Cúneo 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, de tipo intermontana, con subducción occidental, se desarrolló sobre un substrato leptometamórfico atenuado (Jalfin 1987; Bellosi y Jalfin 1989). Los movimientos de la Fase San Rafael condujeron a la conformación de ese espacio depositacional (Ramos y Palma 1991). 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 se depositaron sedimentitas en una cuenca tafrogénica de orientación NNO-SSE, que conforman el Grupo El Tranquilo. Está compuesto por la Formación Cañadón Largo de edad mesotriásica tardía a neotriásica temprana y por 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 intensificaron los fenómenos extensionales localizados, relacionados al Ciclo Patagonídico (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. En la zona central del Macizo, por encima del Grupo El Tranquilo, se desarrolló un evento epi-piroclástico 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), Toarciano a Aaleniano según Stipanicic y Bonetti (1970) debido a su contenido paleontológico, mientras que Homovc 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 (Homovc 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 del Triásico superior a Jurásico inferior de la Formación La Leona (Godeas 1985; Pankhurst *et al.* 1993), también denominado Batolito Patagónico Central por Stipanicic 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 interpretó 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 de 172 a 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 Silícica Chon Aike (Pankhurst *et al.* 1998, 2000) (Fig. N° 7). En el ámbito del MD este es el evento geológico más importante que generó un complejo volcánico-sedimentario predominantemente riolítico, caracterizado por grandes depósitos de rocas volcánicas y piroclásticas de carácter bimodal que rellenaron grabens producidos por una extensión generalizada de tendencia NNO asociada a un ambiente de retroarco 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 ocurrió 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 que se trata de rocas subalcalinas representadas por una tendencia continua de andesita, dacita y riolitas con una firma calcoalcalina.

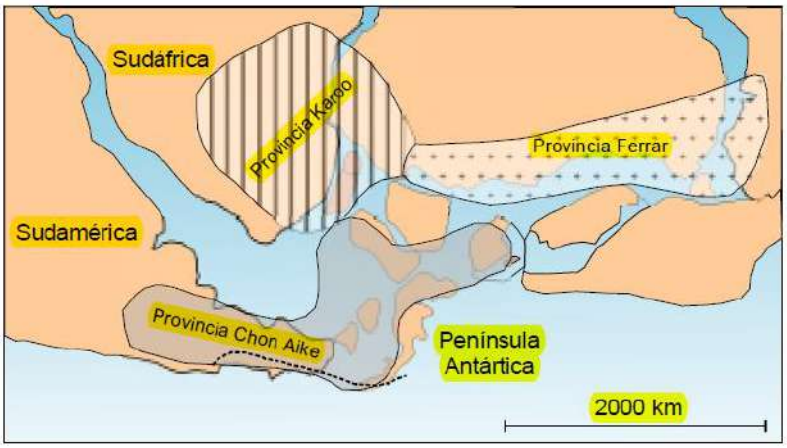


Figura N° 7: Mapa esquemático que representa la actividad magmática de la Provincia Chon Aike asociada a la pre-ruptura de Gondwana (Tomado de Moreira 2005).

El término de composición básica a intermedia de esta suite volcánica es abarcado por la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello 1972) y el término de composición ácida corresponde al Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972), que incluye a las Formaciones Chon Aike (Stipanicic y Reig 1957; Archangelsky 1967) y La Matilde (Stipanicic y Reig 1957; Archangelsky 1967). Ambos términos son del Jurásico medio a superior (Alric *et al.* 1996; Féraud *et al.* 1999; Tessone *et al.* 1999; Pankhurst *et al.* 2000) y varios autores proponen que se trata de unidades 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 volcaniclásticas 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 de espesor promedio (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, 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 Ma a menos de 160 Ma (Guido 2002) y se intercalan con la Formación La Matilde con relaciones estratigráficas complejas (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).

Este vulcanismo según lo plantean Pankhurst *et al.* (2000) ocurrió durante aproximadamente 30 Ma (178-151 Ma), con un pico de actividad a los 10 Ma, apoyados en edades de U-Pb en circones. Durante este tiempo la combinación de los factores mencionados dieron origen a 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 grabens y hemi-grabens con un paralelismo activo entre vulcanismo y fallamiento normal en la etapa de sinrift pero volviéndose menos importante en las etapas finales y postrift (Giacosa *et al.* 2010).

Hacia el Jurásico superior-Cretácico inferior se produjo una nueva reactivación de la tectónica extensional que generó la apertura de pequeñas cuencas cerradas en las que se depositaron sedimentos de origen epi-piroclástico continentales agrupados bajo las Formaciones Bajo Grande y Baqueró.

La Formación Bajo Grande (Di Persia 1958) 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 instauró un régimen tectónico de carácter compresivo, dando comienzo al ciclo Ándico. Panza *et al.* (1995) señalaron estabilidad en el ámbito del MD para este ciclo, y durante la mayor parte del Fanerozoico. A fines del Cretácico, ligado a este ciclo orogénico comenzó en el sector central del MD un ciclo efusivo basáltico con la Formación Las Mercedes (Panza 1982), presente durante todo el Cenozoico y que continuó a lo largo del Paleógeno y Neógeno. Esto marcó el comienzo de un magmatismo basáltico de carácter olivínico al que Panza y Franchi (2002) agruparon bajo siete ciclos dentro de los que se destacan Basalto Cerro del Doce, Alma Gaucha, Basalto Cóndor Ciff, Basalto La Angelita y 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) interpretaron que son 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 el Mioceno se depositó la Formación Sarmiento (Feruglio 1949) compuesta por tobas y bentonitas continentales. Durante el Cenozoico se conocen además, dos ingresiones atlánticas representadas por las areniscas coquinoides y areniscas verdosas de la Formación Salamanca (Lesta y Ferello 1972) de edad Daniana; y la segunda transgresión de areniscas coquinoides que corresponden a las Formaciones San Julián y Monte León (Bertels 1970), del Mioceno inferior.

Hacia el Terciario superior el vulcanismo explosivo cordillerano generó 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 están distribuidos irregularmente en toda el área del MD.

3.1.2 Geología estructural del MD

El desarrollo tectónico del MD asociado a lo ocurrido durante el Mesozoico y el Cenozoico condujo a una leve deformación de las rocas por la combinación de dos regímenes tectónicos diferentes: un régimen compresivo hacia el oeste, relacionado a la subducción del margen convergente, y un régimen extensional al este, generado por los estadios de rift temprano durante la apertura del Océano Atlántico sur (Reimer *et al.* 1996). El fallamiento ha sido el rasgo más importante ocurrido y generó bloques rígidos que delimitaron grabens y hemi-grabens controlados por fallas normales de alto ángulo de rumbo principal NO (Homovc y Constantini 2001) y algunos pliegues con suaves buzamientos de los flancos (Fernández *et al.* 1996).

Existen variaciones en las fracturas que dependen principalmente de la estructura previa del basamento y de la orientación respecto a los esfuerzos principales que permiten asociarlas a distintos sistemas. Muchas fallas han sido reactivadas por la compresión del Cretácico y Cenozoico manteniéndose hasta la actualidad.

Los sistemas de fallas más representados dentro del MD (Fig. N°8; Tabla N° 2) son El Tranquilo, Bajo Grande (Panza 1982), La Frisia y Zanjón del Pescado (Reimer *et al.* 1996). 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 sinestral, 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 15º, una dirección de cizalla y fallas de sentido dextral de azimut 170º con una dirección de cizalla conjugada sinestral de 40º. La migración del σ_1 hacia el oeste produjo el sistema de cizalla Zanjón del Pescado con una dirección de máximo esfuerzo en 350º que generó planos de cizalla sinestrales de azimut 15º y una conjugada dextral en 145º; 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 110º, 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 (290º-296º), pero Panza (1987) planteó que el esfuerzo principal que lo generó sería oeste-sudoeste con desplazamientos contrarios a los planteados por los otros autores.

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.

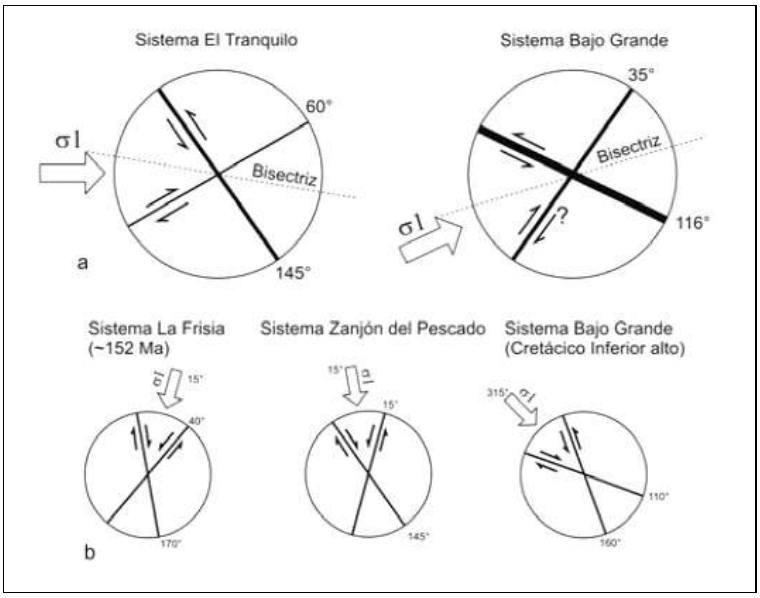


Figura N° 8: a) Sistemas de fracturación de Panza (1982) para el MD y b) Sistemas de deformación de Reimer *et al*. (1996) (Tomado de Echeveste 2005).

Tabla N° 2: Características de los cuatro principales sistemas de fallas en el Macizo del Deseado según Panza (1982) y Reimer *et al.* (1996) (Modificado de Palomera 2015).

	Movimiento/Azimut	
Sistema	**Dirección principal**	**Dirección conjugada**
El Tranquilo	Sinestral / 143°-160°	Dextral / 57°-65°
Bajo Grande	Sinestral / 116°-130°	Dextral / 21°-36°
La Frisia	Dextral / 170°	Sinestral / 40°
Zanjón del Pescado	Sinestral / 15°	Dextral / 145°

Estos sistemas de fallas son de gran importancia desde el punto de vista metalogenético 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°, N65°, N302° y N36° (Fernández *et al.* 1996).

Moreira (2005) a través de estudios detallados planteó que hay dos direcciones principales de fracturación: N15° con desplazamiento sinestral y N330° de comportamiento dextral, coincidentes con ligeras variaciones, con las del sistema Zanjón del Pescado. Además, postuló 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 Depósitos epitermales del MD

La presencia de abundantes depósitos hidrotermales vetiformes del tipo epitermal de baja sulfuración caracteriza al MD (Hedenquist 1987), esto motivó a Schalamuk *et al.* (1999) a definir una entidad metalogenética denominada Provincia Auroargentífera del Deseado.

Estos depósitos llevan a esta región a ser una importante productora de Au y Ag, con 3 millones de onzas y más de 40 millones de onzas respectivamente (Páez *et al*. 2011). Actualmente se conocen más de 50 proyectos en distintas etapas de exploración, 3 minas activas (Cerro Vanguardia, San José y Manantial Espejo), una mina que lixivia mineral en pilas (Lomada de Leiva) y tres minas en etapas de construcción (Cerro Negro, Cerro Moro y Don Nicolás).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 ligados principalmente a las vulcanitas de la Formación Chon Aike y a la Formación Bajo Pobre, aunque algunos depósitos 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 de Au. 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).

La paragénesis refleja asociaciones de cuarzo + calcita + adularia + illita que acompañan a los depósitos de sulfuración baja e intermedia que se encuentran en vetas, brechas y stockworks de cuarzo con metales preciosos (Fernández *et al.* 2008). La alteración hidrotermal está normalmente restringida a las vetas y está representada por silicificación, argilización (illita, esmectita y caolinita), sericitización y propilitización.

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 precámbrico, vulcanitas jurásicas y basaltos cenozoicos. Además, los blancos de exploración por metales preciosos fueron agrupados en 6 sectores: Noreste, Veta Norte, Central, Paredones, Sorpresa y Domo María Esther (Fig. N° 9).

Basamento

En el área se encuentran las metamorfitas de la Formación La Modesta en su localidad tipo, que se conoce por dos pequeños afloramientos: uno occidental, que conforma una faja N-S de aproximadamente 2 km de largo y 500 m de ancho promedio; y el otro oriental que forma una faja de rumbo NO de 4 km y que se localiza aproximadamente a 3 km al oeste del casco de la estancia La Josefina.

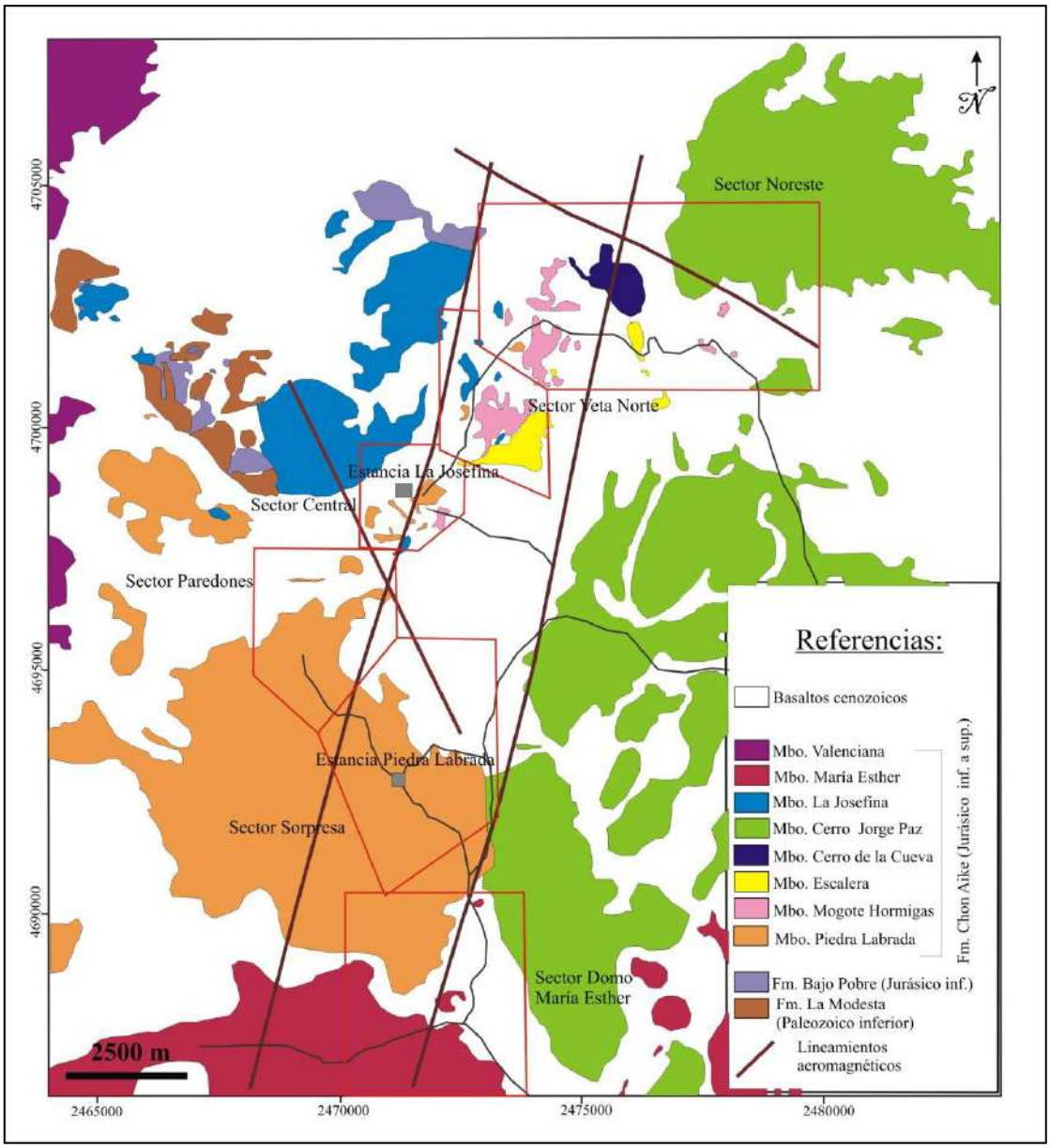


Figura N° 9: Mapa geológico del Proyecto La Josefina, mostrando la ubicación de los distintos sectores de exploración (polígonos rojos) con las coordenadas en el sistema Gauss Krugger. Según Andrada de Palomera (2015).

Las litologías que la componen son esquistos muscovíticos y muscovítico-cloríticos, esquistos cuarzo-cloríticos, metacuarcitas, rocas calcosilicáticas y menores metavolcanitas mesosilícicas, 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 vulcanismo jurásico es el evento geológico más importante del MD y en La Josefina este evento sigue siendo uno de los más destacados, cubriendo una superficie de 200 km^2. 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 corriente subdividirlas en Grupos, Formaciones y Miembros. Por otro lado, como ya se mencionó en el capítulo 1, autores como Cas y Wight (1982) y McPhie *et al.* (1993) proponen trabajar en términos de facies cuando se estudian rocas de un complejo volcano-sedimentario. Es por esto que en todo el MD, los mapeos de detalle de carácter académico se han llevado a cabo abordando las litologías que componen cada Miembro con un enfoque litofacial de sucesiones volcánicas. La facies magmática incluye a las subfacies lávica y a las subfacies subvolcánica. Las facies volcaniclásticas comprenden las subfacies piroclásticas de flujo, de surge y de caída y la subfacies volcánicas retrabajadas (Fig. N° 3).

La Formación Bajo Pobre consiste en facies magmáticas mesosilícicas, 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 volcaniclásticas con una subfacies volcaniclástica retrabajada (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 la Veta Sur. Para este prospecto, 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 formada por facies magmáticas con subfacies

lávicas fenoriolíticas (coladas y domos) y facies volcaniclásticas riolíticas y dacíticas que comprenden a las subfacies piroclásticas 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 volcaniclástica 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 (Fig. N° 9) con espesores totales cercanos a los 125 m. Todas estas rocas contienen abundantes cristaloclastos (20%) de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita, localmente con abundantes fiammes. Representan facies volcaniclásticas 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 los pozos han demostrado su posición inferior; esta unidad es la 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±2,8 Ma para estas unidades, estableciendo el inicio del vulcanismo para este sector.

Miembro Mogote Hormigas

Este Miembro comprende facies volcaniclásticas, cuyas unidades tienen su mejor expresión al NNE del área La Josefina, en el Sector Noreste y Veta Norte, con espesores de 150 m aproximadamente (Fig. N° 9). 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 co-ignimbrítica asociada y un paquete de toba lapillítica) con moderado a alto grado de soldamiento, subfacies piroclástica de caída y subfacies volcaniclástica 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 Noreste (Fig. N° 9). Está compuesto por facies volcaniclásticas 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 (Fig. N° 9), incluyen facies volcaniclásticas con subfacies piroclásticas de flujo (ignimbritas de líticos y pómez y toba lapillítica) y volcaniclástica retrabajada (brecha conglomerádica y tufitas) (Moreira 2005).

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° 9). Las variaciones litológicas incluyen facies volcaniclásticas y subfacies piroclástica de surge, de flujo y volcaniclástica 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° 9). Se compone principalmente de facies eruptivas con subfacies lávicas que conforman complejos de domos y coladas de lavas riolíticas ubicadas a lo largo de un lineamiento de orientación NO-SE de aproximadamente 7 kilómetros de largo. Las subfacies lávicas presentan asociadas facies volcaniclásticas con subfacies piroclásticas de flujo y volcaniclástica 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 área, 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 % (Fig. N° 9) (Moreira 2005).

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 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° 9).

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

Los 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), con la mineralización alojada en estructuras, con buzamientos de 60° hacia el este a subverticales que poseen un metro de ancho o más, y cientos de metros de largo (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,

escarapela, bandeados coloformes-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).

Las mineralizaciones 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.

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: VETA SUR

4.1 ANTECEDENTES

El Proyecto La Josefina está comprendido por una serie de sectores de exploración entre los que se destacan el Sector Veta Norte y el Sector Central debido a sus dimensiones y contenido en metales. El Sector Veta Norte incluye una importante estructura sigmoide de tendencia NNO-SSE con la porción oblicua de disposición NE-SO, integrado por las vetas Flaca, Amanda, Cecilia, Cruzada, Norte y Sur cuyas potencias oscilan entre unos pocos centímetros hasta 3,5 m de ancho, 1.500 m de largo total y con inclinaciones que varían de 65° a 80° hacia el NE.

Los antecedentes bibliográficos y la información de superficie (Anexo 1) sugieren que las vetas están hospedadas en ignimbritas y tobas del Miembro Mogote Hormigas, exceptuando la veta Flaca que está alojada en los domos del Miembro La Josefina y María Esther. La Veta Sur, objeto de este estudio, contiene la mayor parte de los recursos económicos minables 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, presenta texturas de veta-brecha y su modelado se muestra en la Fig. N°10 (Cerro Cazador S.A. 2014). La mineralización de esta veta consiste en rellenos multiepisódicos con cuatro tipos de texturas que incluyen 1) cuarzo en partes amatista, calcita, adularia, oro, minerales de plata, pirita, calcopirita, bornita, hematita, galena, esfalerita y tetraedrita con texturas maciza, brechosa y en peine y tamaños de grano sacaroide y grueso; 2) cuarzo con textura en peine y tamaño de grano grueso; 3) ópalo rojo y verdoso con óxidos de hierro y manganeso con texturas en mosaico y tamaño de grano muy fino y 4) cuarzo blanquecino y gris oscuro con sulfuros de metales base con texturas maciza y en peine de tamaño grueso (Moreira 2005).

Con respecto a los valores de metales preciosos en superficie, estos oscilan entre 1,00 g/t a 5,00 g/t de Au y 60,00 g/t de Ag; los cuales, están acompañados por contenidos localmente altos de metales base. A través de perforaciones, la empresa Cerro Cazador S.A. comprobó que la veta posee un clavo mineralizado (ore shoot) cuya dimensión es aproximadamente de 120 x 350 m, el espesor promedio de 2-3 m, buza al sureste y es abierto en profundidad (Cerro Cazador S.A. 2014).

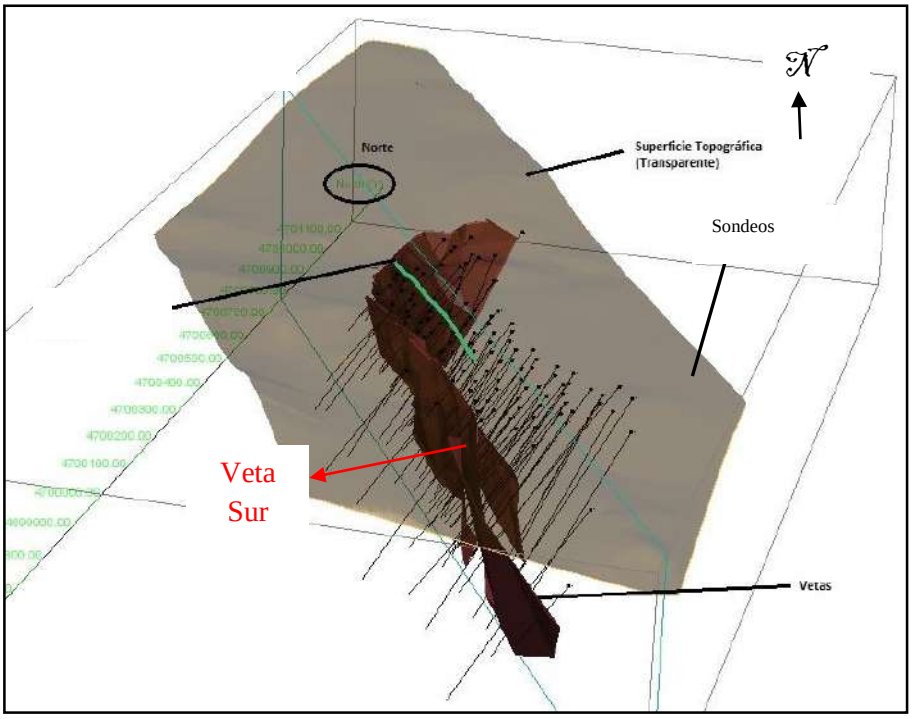


Figura N° 10: Modelado 3D de las vetas Norte y Sur en tres dimensiones donde se observa la dirección NO de la Veta Sur (Cerro Cazador S.A. 2015).

4.2 SUBSUELO DE LA VETA SUR: 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 eligieron tres secciones transversales a la Veta Sur denominadas SW_325, SW_275 y SW_175, las cuales alcanzan una profundidad máxima de 212,25 m. (Fig. N° 11). En cada sección se analizaron todos los sondeos de los cuales 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 dentro de 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 la facies volcaniclástica, subfacies piroclásticas de flujo, representadas por tobas y tobas lapillíticas con variable grado de soldamiento y que genéricamente se las denomina con el término de ignimbritas. A continuación se muestran las descripciones de las 5 unidades determinadas, desde la más antigua a la más joven.

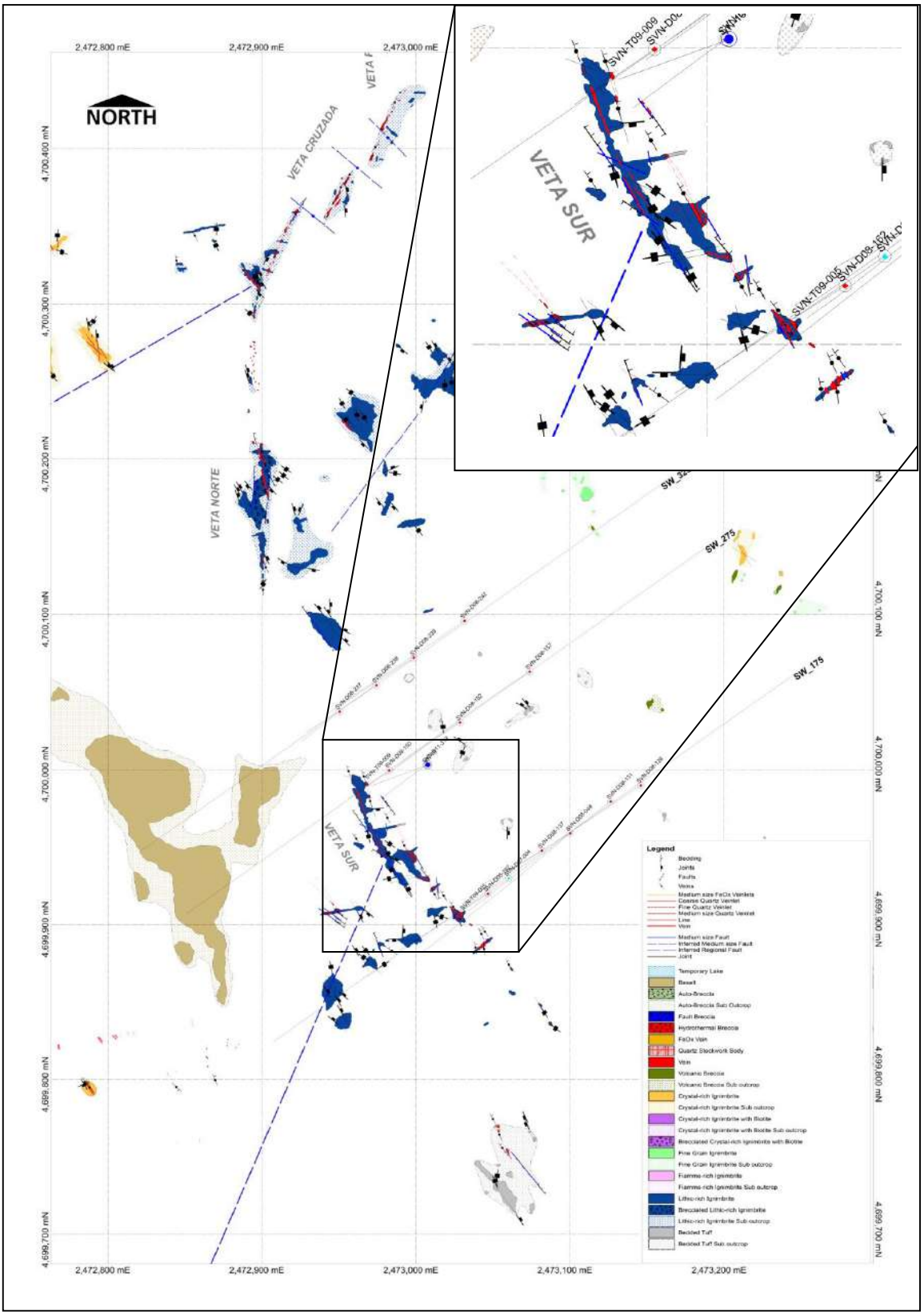


Figura N° 11: Mapa de detalle de las Vetas Norte y Sur (Proporcionado por Cerro Cazador S.A., 2015).

4.2.1 Toba gruesa matriz sostén, pobremente seleccionada, masiva con contenidos moderados de cristaloclastos y vitroclastos.

Descripción macroscópica: Granulométricamente corresponde a una toba gruesa a lapillítica matriz sostén y masiva que presenta una coloración gris amarillento y un grado de selección pobre (Fig. N° 12.1 a). La matriz representa el 55% de la roca y el 45% restante corresponde a los componentes principales, los cuales se estimaron en 20 % de cristaloclastos, 20 % de vitroclastos y 5% de litoclastos. Además, esta toba se encuentra muy consolidada.

Descripción microscópica: Los componentes se encuentran inmersos en una matriz parcialmente recristalizada a cuarzo de grano muy fino.

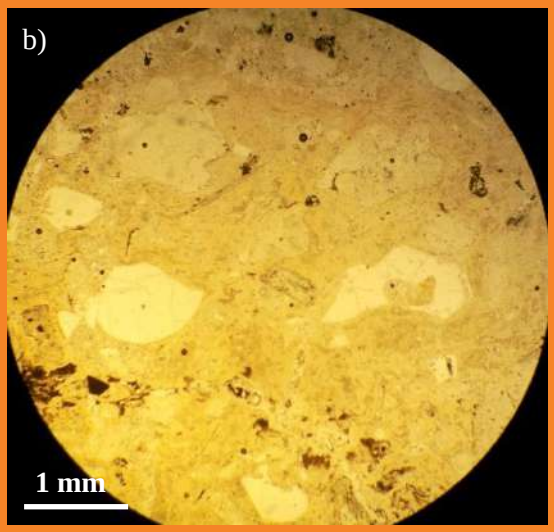
Entre los cristaloclastos se observó fundamentalmente cuarzo anhedral, fracturado y con engolfamientos, feldespato subhedral, biotita alterada a muscovita y minerales alterados a filosilicatos no identificados y sericita (Fig. N° 12.1 b, c); también se registró como mineral secundario pirita diseminada de forma euhedral y en agregados (Fig. N° 12.1 d, e). Los minerales de alteración corresponden a arcilla y sericita (illita) y en menor proporción muscovita, que reemplazan tanto a los cristaloclastos como a la matriz. El tamaño de grano en general de los cristales varía de 1 mm a 2,5 mm.

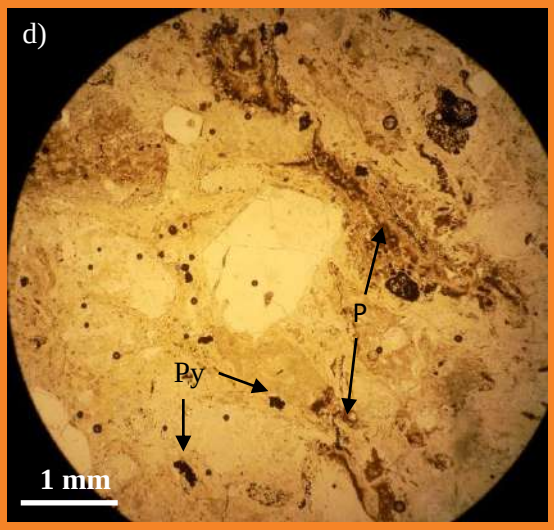
Los vitroclastos son fundamentalmente fragmentos pumíceos que se encuentran moderadamente deformados con una orientación incipiente, generalmente están recristalizados y a partir de los cuales se estima que el grado de soldamiento es moderado a alto, grado III-IV. El tamaño general es de 0,8 mm de longitud.

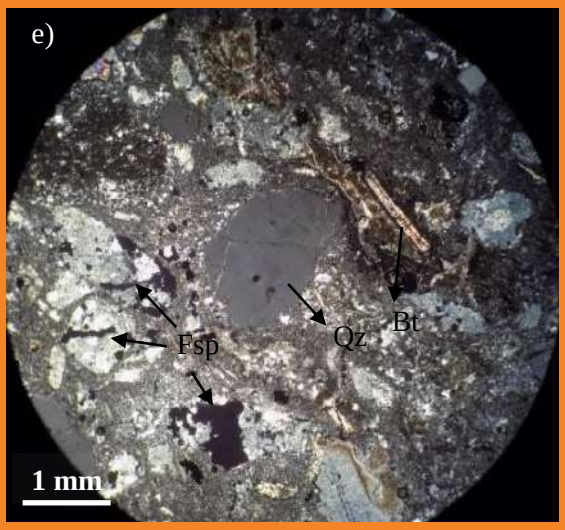
Los litoclastos son escasos y están recristalizados a agregados de cuarzo y filosilicatos.

Hacia la parte superior de la unidad existe una variación dada por la disminución de cristaloclastos y presencia de vitroclastos sin deformar (Fig. N° 12.2 a, b y c).

a) Muestra de mano de la toba gruesa con cristaloclastos (Cc) y vitroclastos (fragmentos pumíceos: P). Fotomicrografías: b) se observan cristaloclastos de cuarzo (Qz) fragmentados y engolfados, feldespatos (Fsp) alterados y biotita (Bt) alterada en una matriz de grano fino parcialmente recristalizada (nic. //); c) Idem a la anterior (nic. x); d) Cristal de cuarzo (Qz) rodeado por fragmentos pumíceos (P) que no muestran desvitrificación total, feldespato (Fsp) y biotita (Bt) alterada con pirita (Py) en agregados (nic. //); e) Idem anterior (nic. x).

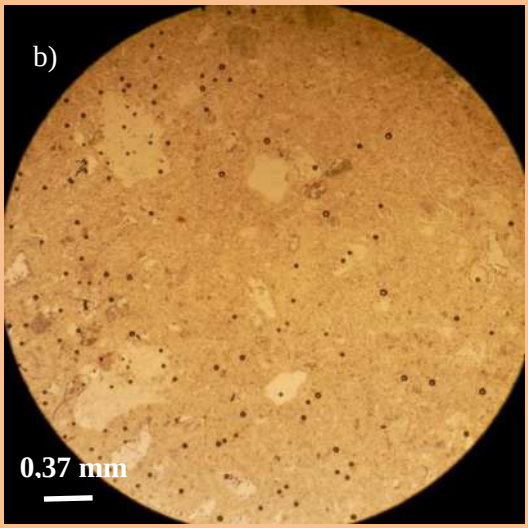


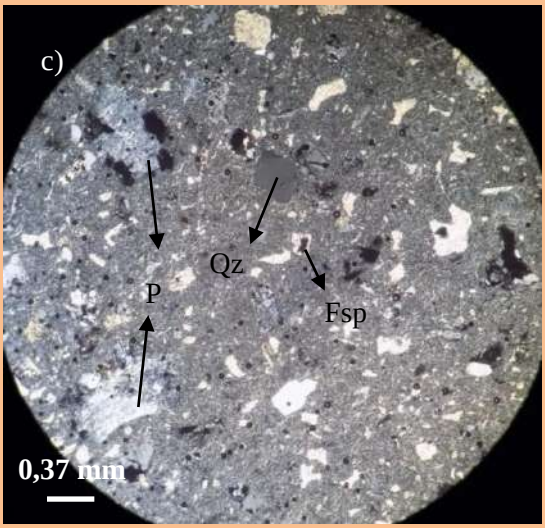




<u>Figura N° 12.1:</u> Toba gruesa matriz sostén, pobremente seleccionada, masiva, con contenidos moderados de cristaloclastos y vitroclastos.

a) Muestra de mano de la parte superior de la unidad con moderados vitroclastos sin deformar y cristaloclastos reemplazados. b) Microfotografía de la toba con pequeños cristales de cuarzo (Qz), feldespato (Fsp) alterado y fragmentos pumíceos (P) alterados a filosilicatos en una matriz muy fina (nic. //). c) Idem anterior (nic. x).





<u>Figura N° 12.2:</u> Toba gruesa matriz sostén, pobremente seleccionada, masiva, con contenidos moderados de cristaloclastos y vitroclastos.

4.2.2 Toba lapillítica matriz sostén pobremente seleccionada, con textura eutaxítica y dominada por fiammes y líticos.

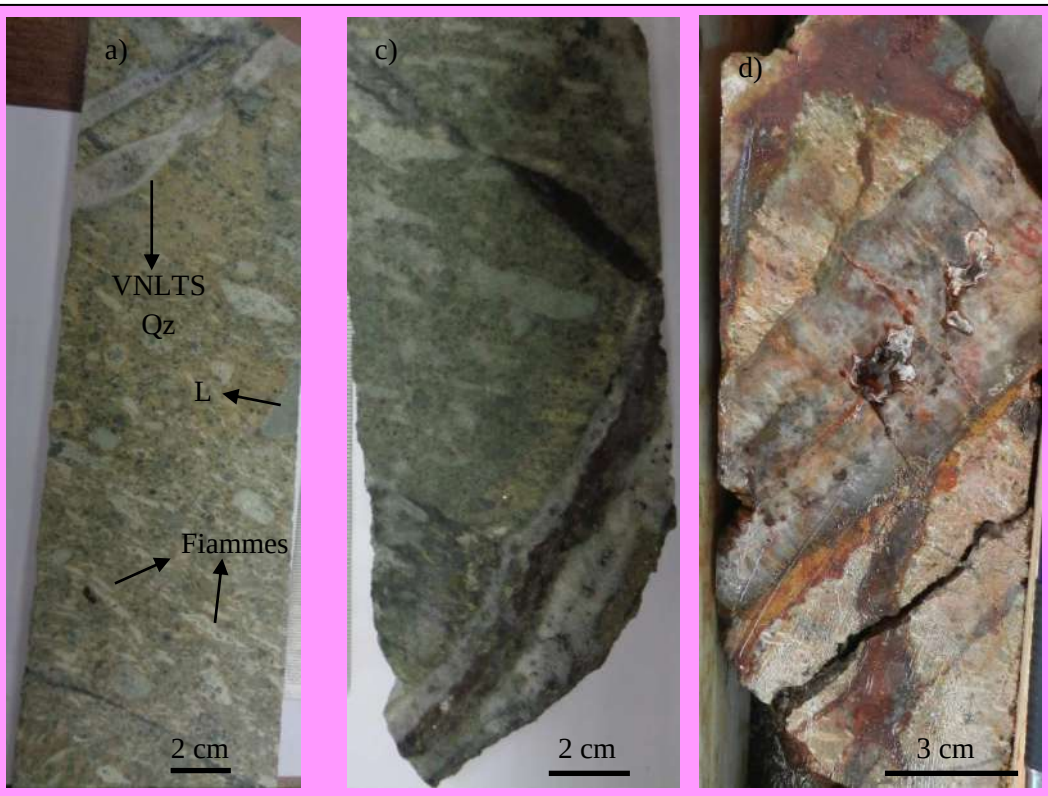
Descripción macroscópica: Granulométricamente es una toba lapillítica, tiene un arreglo matriz sostén y un grado de selección pobre a muy pobre. El color general de la roca varía entre oliva pálido y amarillo pálido verdoso, dependiendo de la alteración. La matriz es de granulometría muy fina y corresponde al 45% y los componentes principales al 55% entre los que se distinguen un 30% de vitroclastos, un 20% de litoclastos y un 5% de cristaloclastos (Fig. N° 13.1 a).

Los vitroclastos son fragmentos pumíceos ondulosos, muy deformados que se acomodan a los contornos de cristales y líticos y son interpretados como fiammes, tienen una marcada orientación que le da a la roca una textura eutaxítica, presentan color gris muy claro y tienen longitudes de 0,5 mm a 2 cm (Fig. N° 13.1 b). Los litoclastos presentan morfologías sub-redondeadas, son de tamaño variable, en general miden 1,5 cm de diámetro pero se han registrado de hasta 6 cm y son en su mayoría de origen volcánico aunque se han observado algunos que posiblemente pertenecen al basamento. Esta toba lapillítica se encuentra muy consolidada y muy soldada con grados de soldamiento de V a VI dado por los fiammes colapsados. Además, contiene abundantes venillas de cuarzo y sulfuros (Fig. N° 13.1c y d, Anexo 2), presenta alteración argílica, sericítica y propilítica en profundidad (Fig. N°13.3 a, b, c y d) y se encuentra localmente brechada (Fig. N° 13.1 e y 13.4 a, b, c y d).

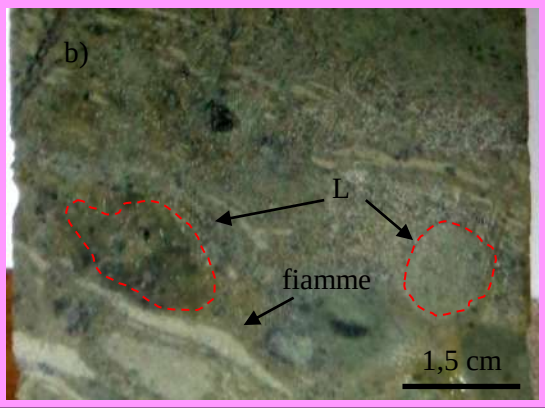
Descripción microscópica: Se pudo determinar que la matriz se encuentra desvitrificada a un mosaico fino de sílice. En lo que respecta a los vitroclastos, se observaron fundamentalmente fiammes y fragmentos pumíceos elongados generalmente desvitrificados con esferulitas y reemplazados en algunos casos por arcillas y en otros casos por agregados de cuarzo/feldespato; también se identificaron en menor proporción trizas vítreas que se encuentran desvitrificadas y reemplazadas a la misma asociación mineral que los fiammes. Estos últimos poseen en su interior cristales de cuarzo y feldespato muy alterados y son cortados por finas venillas de sulfuros negros, cuarzo y en ocasiones sericita indicando que son de un pulso posterior (Fig. N° 13.2 a, b, e y f).

Los cristaloclastos que se identificaron son feldespato potásico muy alterado a sericita (illita), cuarzo en menor proporción y biotita alterada. Como mineral secundario se identificó pirita diseminada y entre los minerales de alteración se observaron argilominerales, muscovita, clorita y posiblemente jarosita.

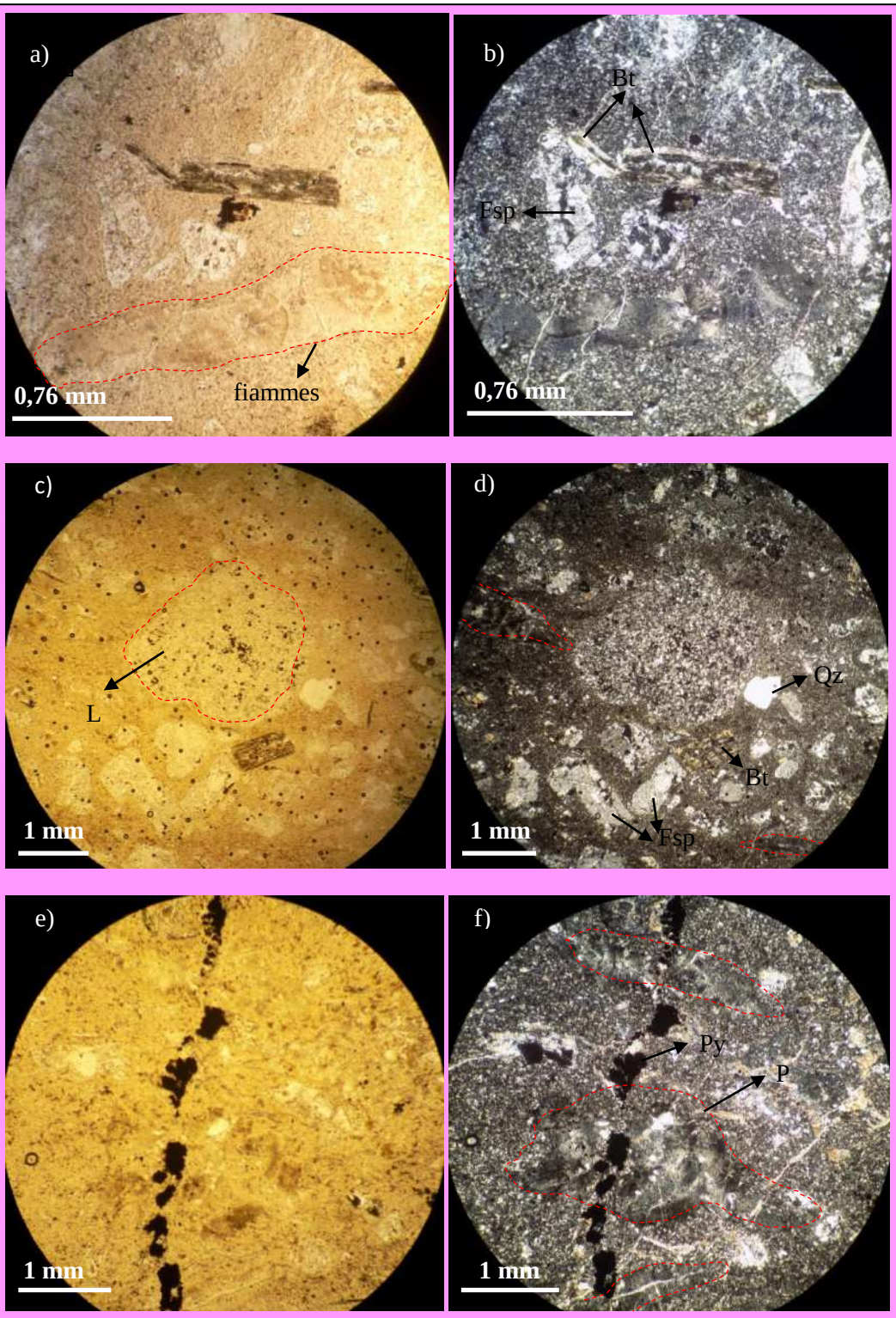
Los litoclastos se presentan alterados y reemplazados por arcillas y cuarzo (Fig. N° 13.2 c y d).



Muestras de mano: a) Aspecto de la toba lapillítica dominada por fiammes y líticos con textura eutaxítica y venillas de cuarzo (VNLTS de Qz) con textura en peine; b) Detalle de los fragmentos pumíceos aplastados y colapsados formando fiammes y líticos sub- redondeados (L); c) Venilla de cuarzo (Qz) y sulfuros, cortando la orientación dada por la textura eutaxítica; d) Venilla de cuarzo con textura diente de perro en la toba lapillítica asociada a óxidos de hierro; e) Sectores brechados hidráulicamente con textura tipo "crackle" con relleno de sulfuros y sílice gris oscura.

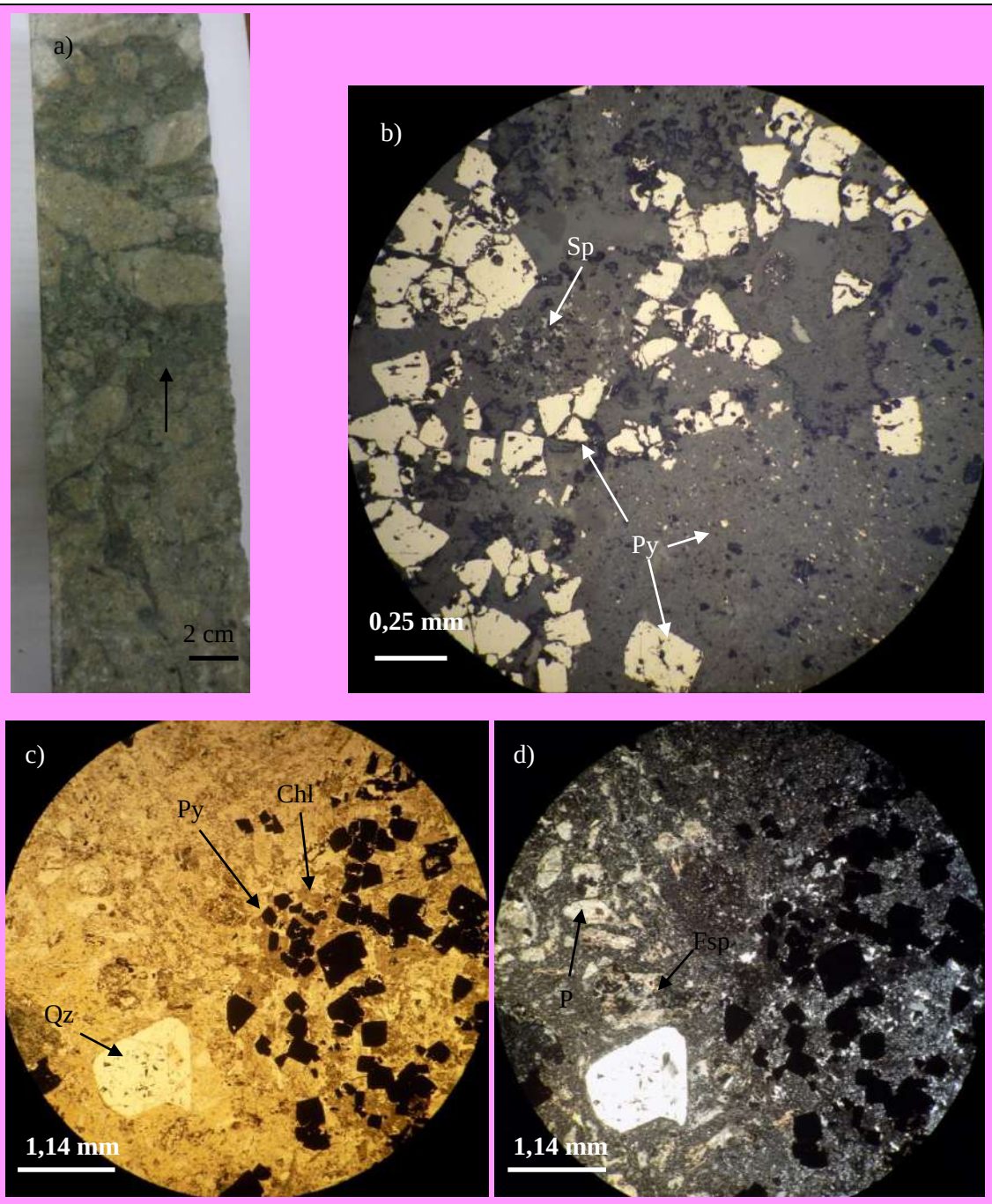


<u>Figura N° 13.1:</u> Toba lapillítica matriz sostén pobremente seleccionada, con textura eutaxítica dominada por fiammes y líticos.



Fotomicrografías: a) Detalle de los fiammes desvitrificados (P), feldespato sericitizado y biotita (Bt) cloritizada en una matriz fina que es un mosaico de cuarzo recristalizado (nic. //); b) Idem anterior (nic. x); c) Posible lítico recristalizado (L), feldespatos alterados (Fsp), cuarzo (Qz) y biotita (Bt) (nic. //). d) Idem anterior (nic. x) e) Fragmentos pumíceos (fiammes) desvitrificados y atravesados por una fina venilla de pirita (Py) (nic //). f) Idem anterior (nic. x).

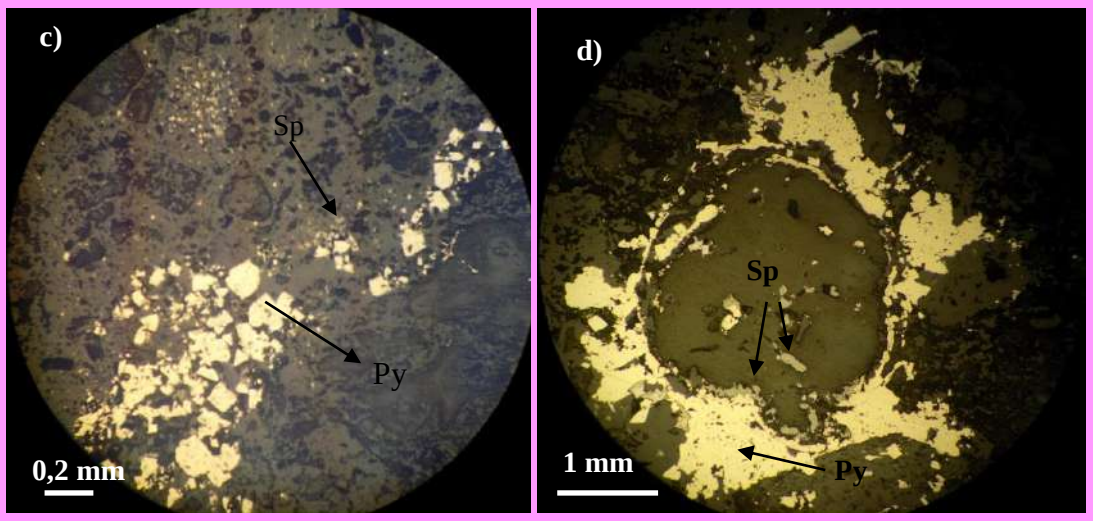
Figura N° 13.2: Toba lapillítica matriz sostén pobremente seleccionada, con textura eutaxítica y dominada por fiammes y líticos.



a) Muestra de mano de la base de la unidad, caracterizada en profundidad por la alteración propilítica en parches indicada por la flecha negra. Fotomicrografías: b) Sección pulida con luz reflejada, se observa pirita de dos tamaños (Py) que forman parte de los parches de alteración y en menor proporción esfalerita (Sp). c) Toba con cristaloclastos de cuarzo (Qz) acompañado por feldespato (Fsp) y probablemente fragmentos pumíceos (P) alterados a sericita, con parches de alteración propilítica con pirita (Py) asociada a clorita (Chl) (nic. //). d) Idem anterior (nic. x).

Figura N° 13.3: Alteración propilítica en la toba lapillítica.

Muestras de mano a) Brechamiento hidrotermal local en la toba lapillítica de fiammes y líticos b) Brecha hidrotermal monolítica con fragmentos sub-redondeados y rotados con matriz negra silicificada con presencia de sulfuros y polvo de roca. Fotomicrografías: c y d) Pirita (Py) y esfalerita (Sp) en la matriz de la brecha con luz reflejada.



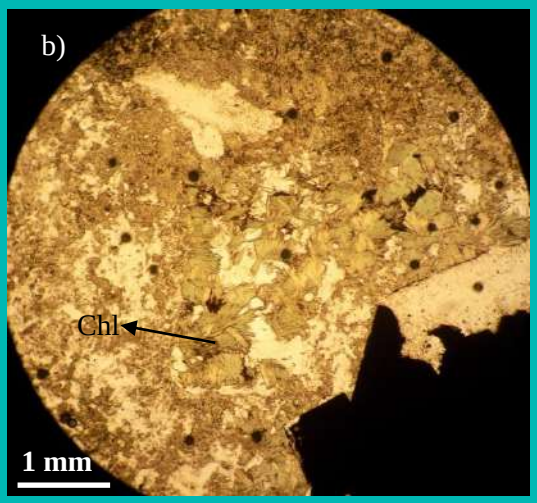
<u>Figura N° 13.4:</u> Brecha hidrotermal monolítica con fragmentos de toba lapillítica con fiammes y líticos y matriz oscura.

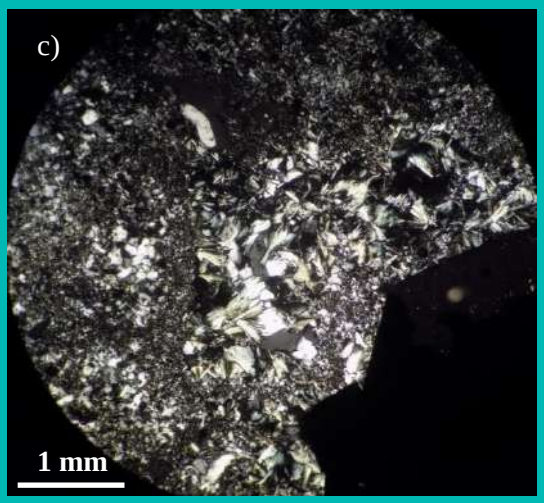
4.2.3 Brecha volcánica polimíctica, matriz sostén con fragmentos sub-redondeados de distintas vulcanitas.

Descripción macroscópica: Esta roca es granulométricamente una brecha, es de naturaleza volcánica, con un arreglo matriz sostén y en partes clasto-sostén, con fragmentos de tamaños que van desde 1 cm a 8 cm de diámetro y corresponden a distintas ignimbritas, dentro de las que se identificaron algunos fragmentos de la toba de fiammes, otros de tobas con cristales, fragmentos silicificados y otros fragmentos no identificables inmersos en una matriz cloritizada (Fig. N° 14 a). También, se observó pirita diseminada y en agregados, tanto en la matriz como en los fragmentos.

Descripción microscópica: La matriz de la brecha es muy fina, está cloritizada y recristalizada a cuarzo de grano muy fino, también presenta cristales de cuarzo normalmente fracturados y en ocasiones engolfados, feldespato alterado y biotita alterada a clorita (Fig. N° 14 b y c).

a) Aspecto de la brecha matriz sostén con sectores clasto sostén compuesta por fragmentos de volcanitas ácidas. Fotomicrografías: b) Intensa cloritizacion (Chl) en la matriz de la brecha (nic. //); c) Idem anterior (nic. x).





<u>Figura N° 14:</u> Brecha volcánica polimíctica matriz soportada, con fragmentos sub-redondeados de vulcanitas.

4.2.4 Toba de grano fino rica en matriz, moderada a pobremente seleccionada dominada por vitroclastos.

Descripción macroscópica: Esta roca granulométricamente corresponde a una toba fina, tiene un arreglo matriz sostén y el grado de selección es moderado a pobre. Presenta un color amarillo grisáceo y en algunas partes se torna gris rosa anaranjado.

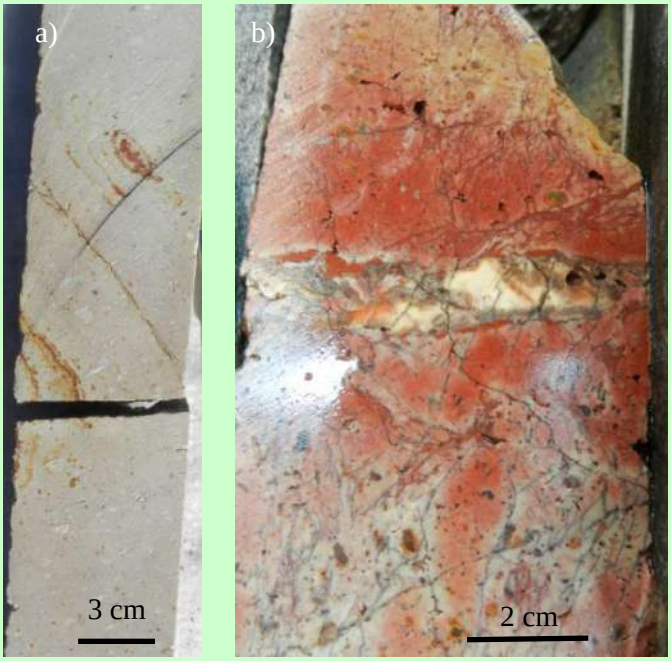
La matriz corresponde al 60% y el restante 40% a los componentes principales entre los que se aprecian un 30% de vitroclastos, un 9% de cristaloclastos y un 1% de litoclastos (Fig. N° 15.1 a). Esta toba está consolidada y el grado de soldamiento es IV, es decir que la textura es eutaxítica con deformación moderada del pómez. Por otro lado, se presenta teñida por abundantes óxidos de hierro los cuales, pueden formar venillas al igual que el cuarzo (Fig. N° 15.1 b). Hacia la base de esta unidad va aumentando el tamaño de los componentes, en algunas partes éstos se encuentran lixiviados y con reemplazo de pirita en nidos (Fig. N° 15.2 a, b, c, d, e y f). Además, presenta una fuerte alteración argílica que afecta tanto la matriz como los vitroclastos (fiammes pequeños) y asimismo, en sectores, la matriz se encuentra también silicificada.

Descripción microscópica: La matriz está recristalizada a un mosaico de sílice de grano fino.

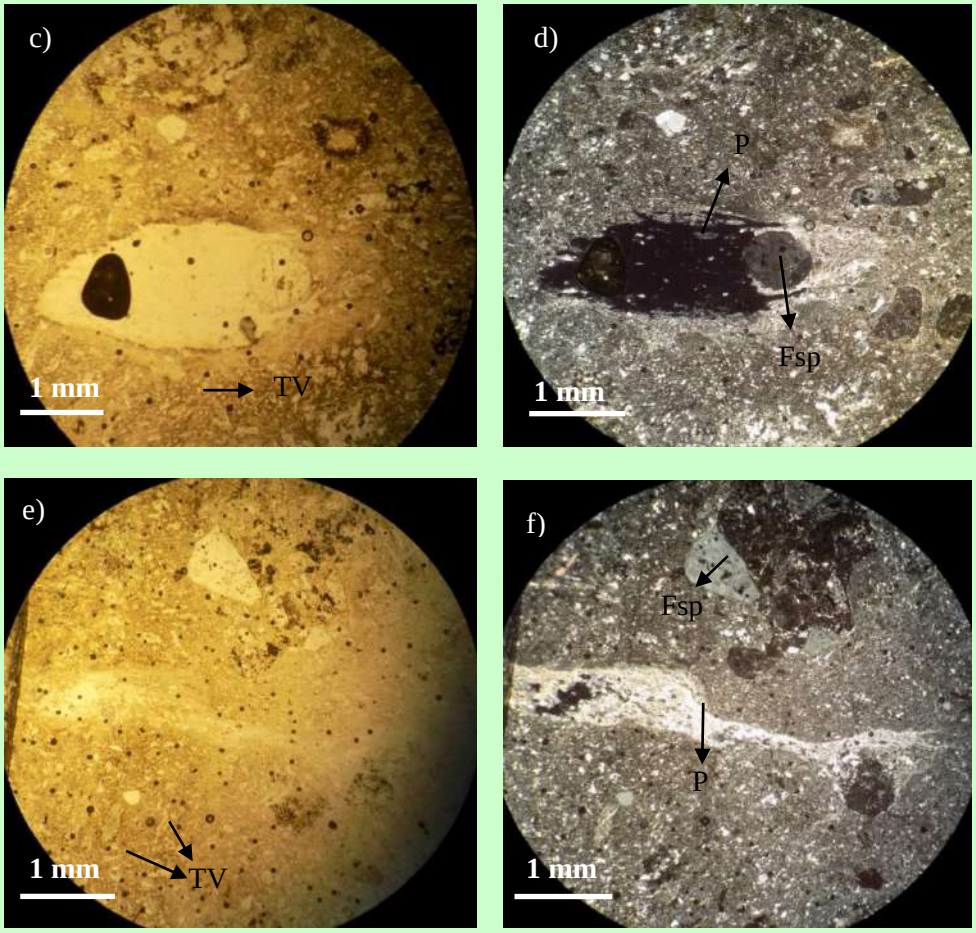
Los vitroclastos observados son principalmente fragmentos pumíceos deformados que llegan a formar fiammes y también se observaron trizas recristalizadas (Fig. N° 15.1 e y f). Los fiammes se encuentran argilizados y reemplazados a filosilicatos y a cuarzo, son de un tamaño general de 2-3 mm y contienen pequeños cristales de feldespato y cuarzo en su interior (Fig. N° 15.1 c y d). Los fragmentos pumíceos no deformados también están alterados a cuarzo-sericita.

Entre los cristaloclastos se identificaron cuarzo, feldespato muy alterado y escasa biotita desferritizada y alterada a muscovita. El mineral secundario observado es pirita y como minerales de alteración se observó muscovita, arcillas, sericita y probablemente jarosita. El tamaño de grano general de los cristaloclastos va de muy fino a 1,3 mm.

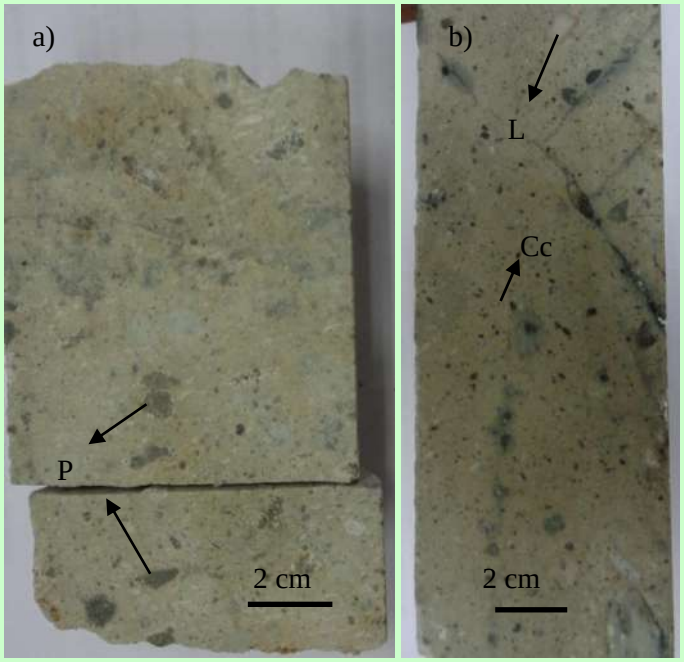
En cuanto a los litoclastos se identificaron algunos totalmente recristalizados a agregados de cuarzo y argilominerales.



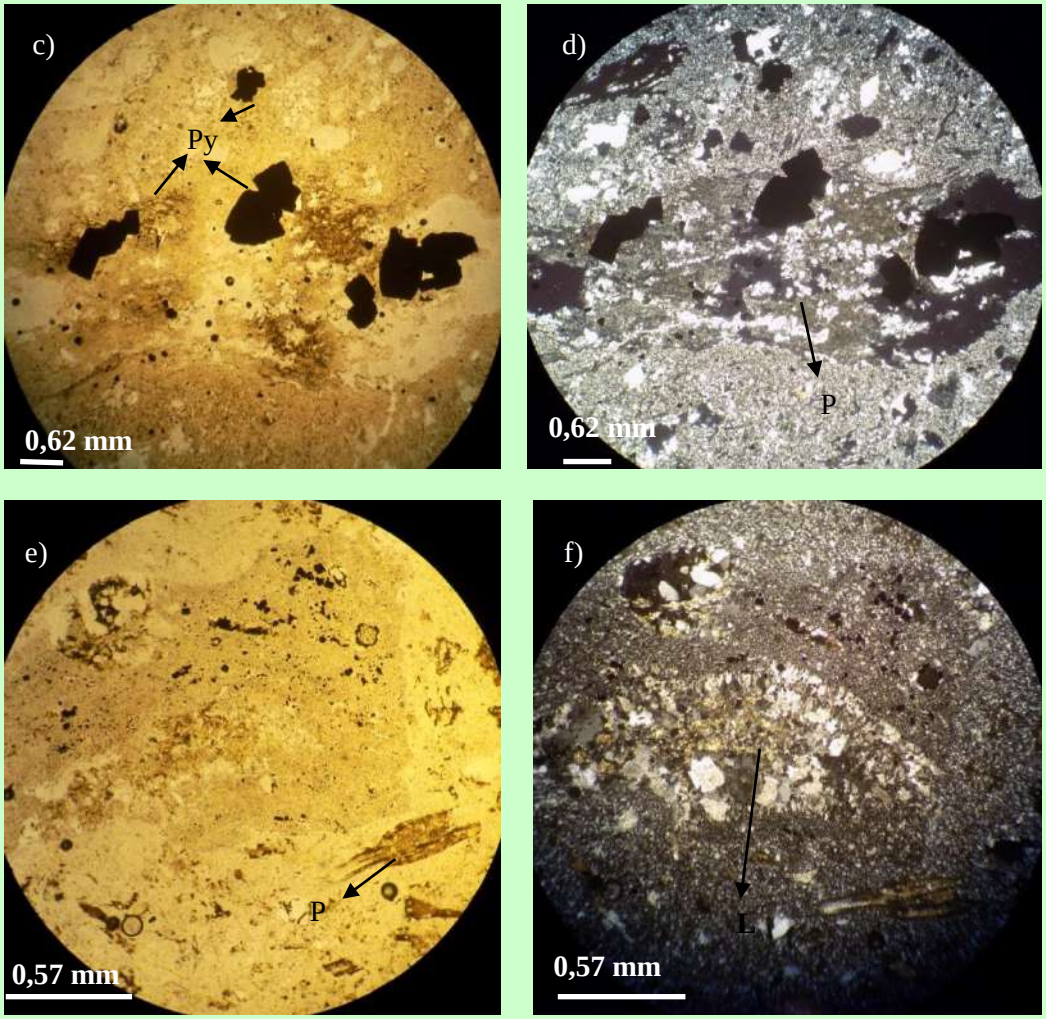
a) Muestra de mano de la toba fina rica en matriz dominada por vitroclastos. b) Venilla de cuarzo en la misma unidad con fuerte oxidación. Fotomicrografías: c) Pómez (P) lixiviado, conservándose solo la parte reemplazada a filosilicatos con feldespato? en su interior y algunos fantasmas de trizas vítreas (TV) (nic. //); d) Idem anterior (nic. x); e) Fiamme (P) reemplazado por filosilicatos, fantasmas de trizas vítreas (TV) y cristaloclastos de feldespato (Fsp) (nic. //); f) Idem anterior (nic. x)



<u>Figura N° 15.1:</u> Toba con textura eutaxítica, pobremente seleccionada con pequeños fiammes y escasos cristaloclastos y litoclastos.



a) Base de la toba: sectores con pómez (P) y fiammes reemplazados por nidos de pirita. b) Base de la toba vítrea de grano fino: Toba con granulometría más gruesa, aumento de líticos (L) de pequeño tamaño y cristaloclastos (Cc) alterados a illita. Fotomicrografías: c) Fragmentos pumíceos (P) reemplazados parcialmente por agregados de pirita (Py) (nic. //); d) Idem anterior (nic. x); e) Relicto de lítico (L) recristalizado a cuarzo y sericita (nic. //); f) Idem anterior (nic. x).



<u>Figura N° 15.2:</u> Transición entre la toba lapillítica dominada por fiammes y líticos a una toba vítrea.

4.2.5 Toba lapillítica finamente estratificada y pobremente seleccionada, dominada por vitroclastos.

Descripción macroscópica: Granulométricamente es una toba, está compuesta de piroclastos que miden 1 mm en promedio y láminas más gruesas de toba lapillítica donde los piroclastos miden hasta 3 mm; es matriz soportada, dominada por vitroclastos y se encuentra pobremente seleccionada. Además, es de color gris muy claro y presenta alteración argílica. La matriz corresponde al 60 % y los componentes principales al 40% con 35% de vitroclastos y 5% de cristaloclastos (Fig. N° 16 a).

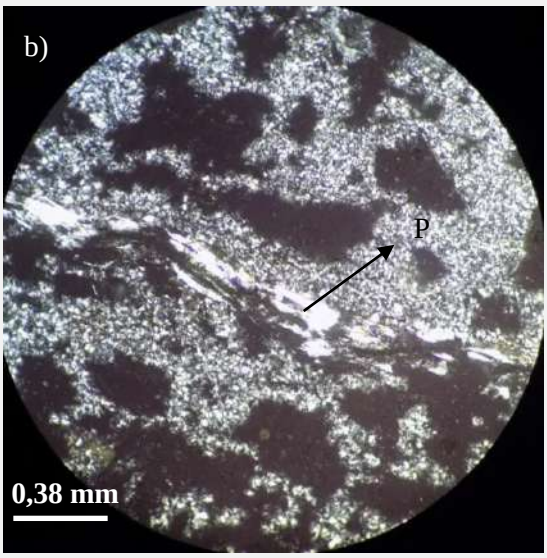
Esta toba se encuentra consolidada y el grado de soldamiento estimado es III.

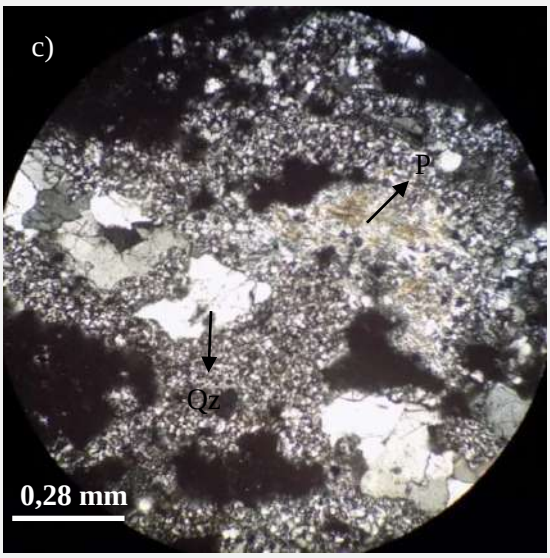
Descripción microscópica: La matriz es silícea de grano muy fino cercano a los 0,025 mm y con textura jig-saw que evidencia recristalización de la misma.

Los vitroclastos observados son fragmentos pumíceos alterados (Fig. N°16 b y c) y trizas recristalizadas.

Entre los cristaloclastos se observaron feldespato potásico (presumiblemente sanidina) con dimensiones de 0,25 mm, en menor proporción cuarzo con tamaños de hasta 0,42 mm y biotita alterada. Como minerales de alteración de observaron muscovita y arcillas.

a) Muestra de mano en la que se observa la fina estratificación que caracteriza a la unidad. Fotomicrografías: b) Detalle de un relicto del fragmento pumíceo achatado (fiamme: P) reemplazado a filosilicatos en una matriz recristalizada de grano fino (nic. x). Las partes negras corresponden a espacios vacíos; c) Cristaloclastos de cuarzo (Qz) y restos de un fragmento pumíceo (P) con reemplazo a filosilicatos (nic. x).





<u>Figura N° 16:</u> Toba finamente laminada y pobremente seleccionada, dominada por vitroclastos y escasos cristaloclastos.

Los análisis microscópicos permiten inferir que las unidades observadas son de composición riolítica a riodacíticas. Los cambios observados no se relacionan con la composición, sino que éstos son fundamentalmente texturales.

4.3 SECCIONES TRANSVERSALES

4.3.1 Sección SW_325

Esta sección cuenta con 4 sondeos que alcanzan una profundidad máxima de 148,4 m. El análisis de la misma demuestra que la unidad más antigua corresponde a la toba gruesa matriz sostén, de estructura masiva, caracterizada por la presencia de cristaloclastos, contenidos moderados de vitroclastos y escasos litoclastos con alteración argílica. La unidad tiende a aumentar considerablemente el contenido en cristaloclastos en los últimos tramos de los pozos (Fig. N° 17 a y b) y presenta sulfuros diseminados, fundamentalmente pirita. La litología que se encuentra inmediatamente por encima corresponde a la toba lapillítica matriz sostén, con textura eutaxítica, dominada por fiammes y litoclastos (Fig. N° 17c). Se presenta argilizada y sericitizada en sectores y exhibe una importante participación de óxidos de hierro, tanto en venillas como diseminados. Además se observó que esta unidad tiene una posible gradación normal de líticos e inversa de pómez, esto último es una característica de las rocas piroclásticas de flujo denso. Como se puede observar en el perfil esta unidad es la más representativa de la sección (Fig. N° 18 y 19). En algunas partes esta toba lapillítica presenta una textura de brecha hidrotermal con relleno de sílice oscura y sulfuros. En la base, el contacto con la unidad infrayacente es abrupto pero no neto, en tanto que hacia la parte superior del depósito pasa transicionalmente a la toba matriz sostén, dominada por vitroclastos y con contenidos escasos de cristaloclastos, que se encuentra principalmente argilizada (Fig. N° 17 d y e). Presenta una oxidación de hierro muy fuerte y en ocasiones muestra anillos de Liesegang.

En el pozo SVN-D08-242 se observó la brecha polimíctica matriz sostén de naturaleza volcánica, compuesta de fragmentos sub-redondeados de distintas ignimbritas y una matriz localmente silicificada y cloritizada, con un espesor aparente de 3 m, asociada a la toba lapillítica de fiammes y líticos con contactos abruptos con ella.

Los tramos con intenso fracturamiento se interpretaron como zonas de falla.

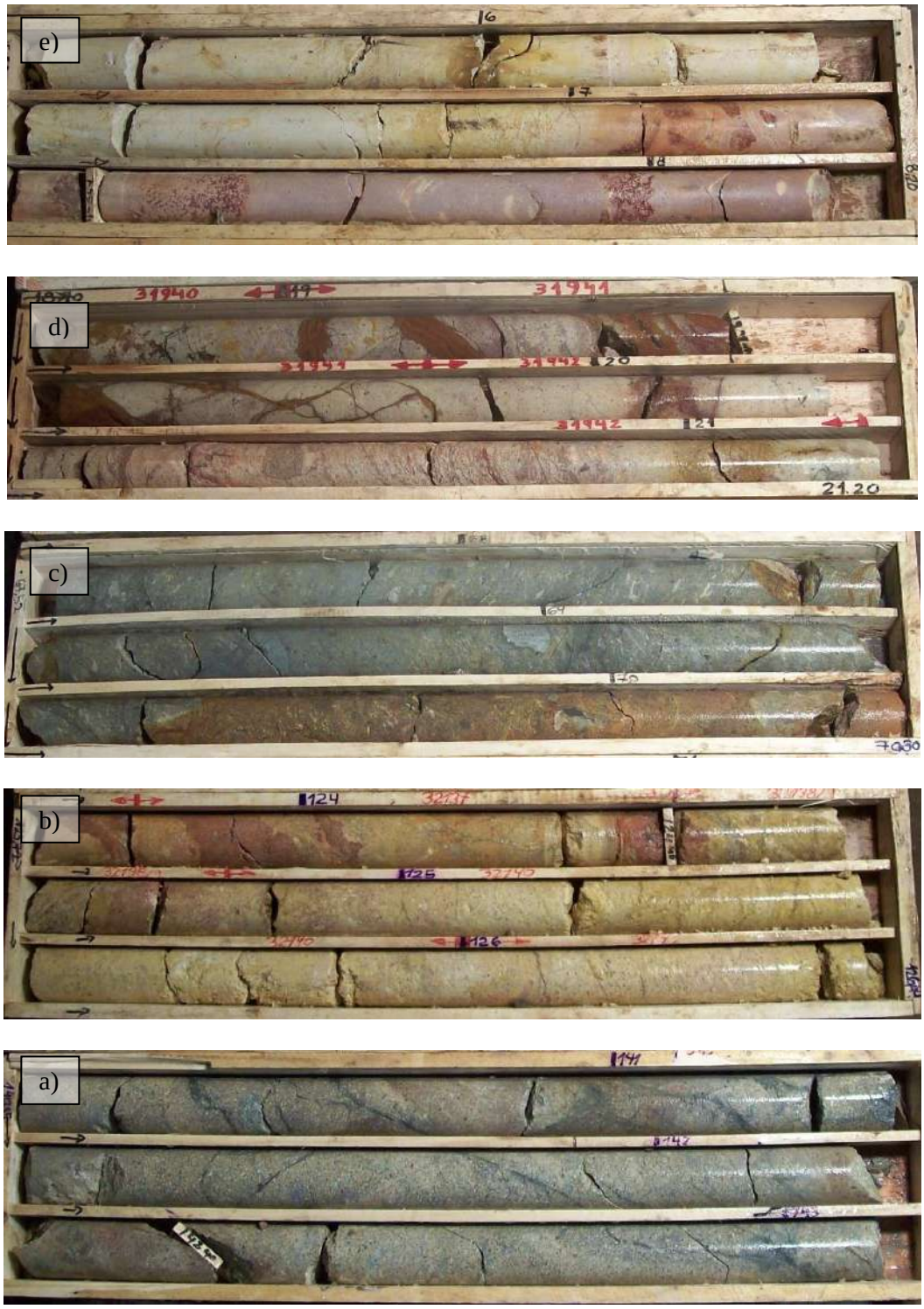


Figura N° 17: Imágenes ilustrativas de la variación litológica de la sección SW_325. a) Toba gruesa con cristales y vitroclastos masiva de 140,35 a 143 m. b) Disminución en el contenido en cristaloclastos, zona de variaciones internas dentro de la unidad de 123,72 a 126,44 m. c) Toba lapillítica dominada por fiammes y líticos volcánicos con textura eutaxítica de 67,52 a 70,30 m. d) Pasaje transicional de la toba vítrea a toba lapillítica de 18,40 a 21,20 m. e) Toba vítrea de grano fino argilizada y oxidada de 5,60 a 8,20 m.

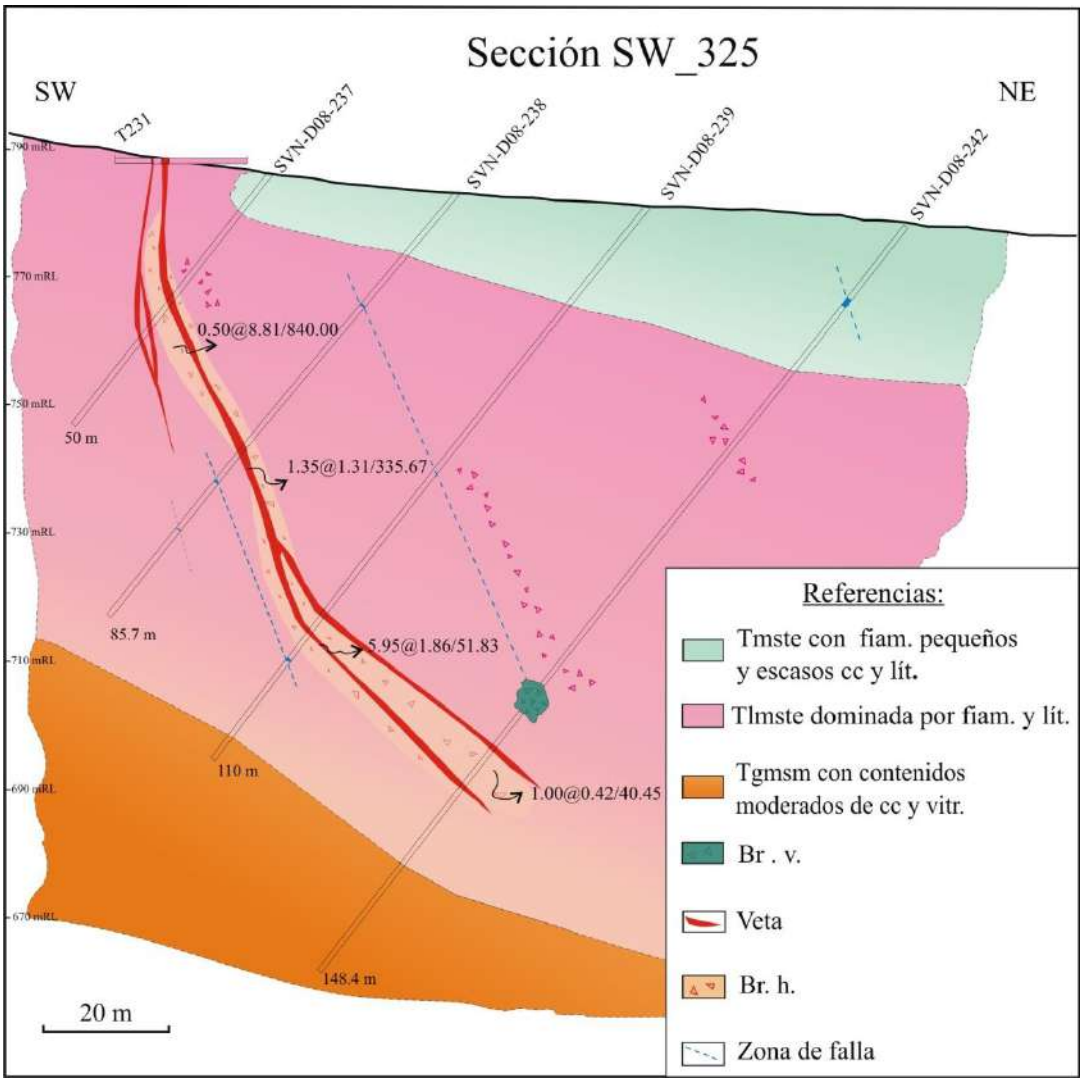


Figura N° 18: Interpretación de la variación litológica y su relación con la estructura en la sección SW_325. Se muestran para cada sondeo los valores promedio de Au y Ag (m@g/t Au / g/t Ag). Simbología: T: toba; Tl: toba lapillítica; Tg: toba gruesa; Br.v: brecha volcánica; Br.h: brecha hidrotermal; m.s: matriz sostén; p.s: pobremente seleccionada; txt. e.: textura eutaxítica; vitr: vitroclastos; fiam: fiammes; cc: cristaloclastos; lit: litoclastos

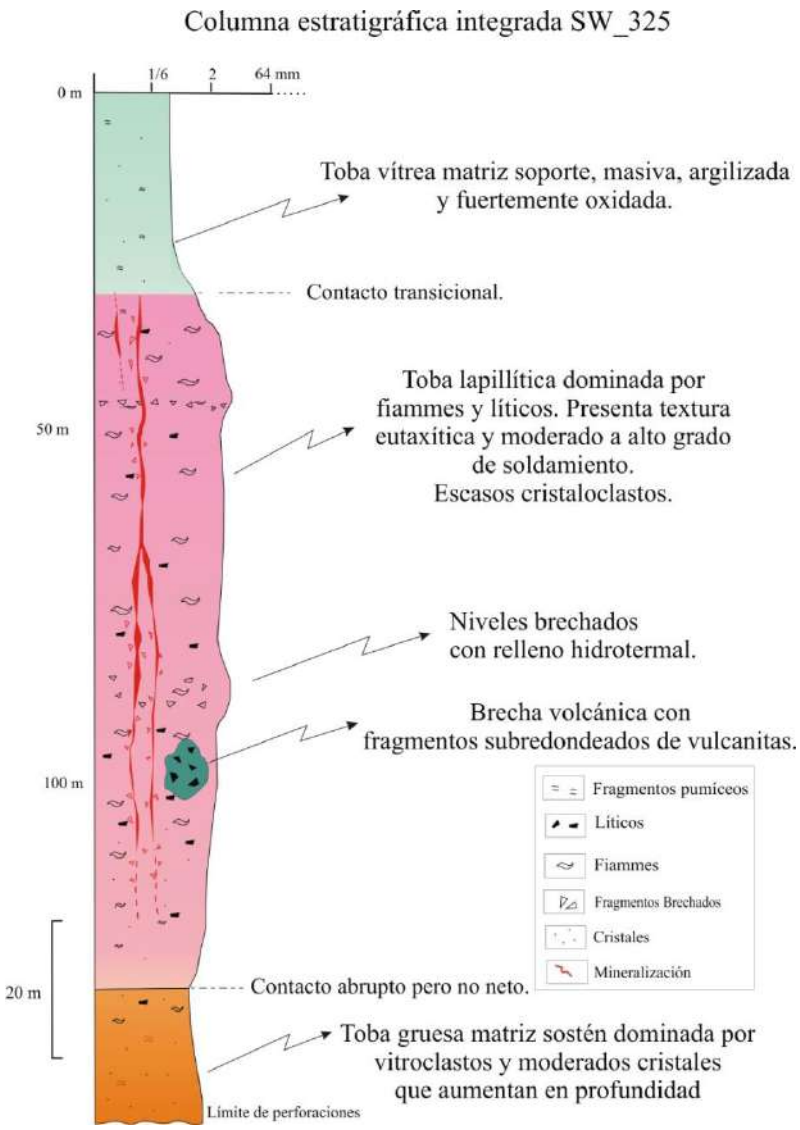


Figura N°19: Columna estratigráfica integrada con espesores aparentes de la sección SW_325.

4.3.2 Sección SW_275

Esta sección cuenta con 5 sondeos que alcanzan una profundidad máxima de 173,35 m. La descripción de los mismos permite observar que la unidad más antigua interceptada corresponde a la toba gruesa matriz sostén, masiva, con contenidos moderados de cristaloclastos y vitroclastos y escasos litoclastos, la cual se encuentra sericitizada, argilizada y algo cloritizada (Fig. N° 20 a y b). Inmediatamente por encima de esta unidad se observa la estructura mineralizada en los pozos de mayor profundidad.

Particularmente en el sondeo SVN-D08-157 al techo de esta toba se asocia la brecha polimíctica de naturaleza volcánica (Fig. N° 20 c).

En contacto abrupto pero no neto con la toba gruesa, se observa la toba lapillítica matriz sostén con textura eutaxítica, dominada por fiammes y líticos; que presenta alteración sericítica, argílica y propilítica (Fig. N° 20 d). Además, esta toba lapillítica se caracteriza por contener sulfuros diseminados y venillas, tanto de óxidos de hierro como de cuarzo y sulfuros como pirita, galena, esfalerita y menor calcopirita. Esta es la unidad más representativa de la sección como se muestra en la sección y en el perfil (Fig. N° 21 y 22).

Hacia el techo de la unidad se aprecia un pasaje transicional a una toba vítrea de grano fino matriz soporte, compuesta principalmente por contenidos moderados de vitroclastos que presentan orientación y que además, exhibe alteración sericítica y argílica (Fig. N° 20e).

Los sectores con intenso fracturamiento se interpretaron como zonas de falla.

Figura N° 20: Imágenes ilustrativas de la variación litológica de la sección SW_275. a) Toba gruesa con cristaloclastos y vitroclastos de 141,37 a 144,15 m. b) Disminución en el contenido de cristaloclastos en una zona de variación interna de la unidad de 122,64 a 125,35 m. c) Brecha volcánica de 128 a 130 m. d) Toba lapillítica dominada por fiammes y líticos volcánicos de 61,19 a 63,95 m. e) Toba vítrea de grano fino con fuerte oxidación de 22,02 a 24,88 m.

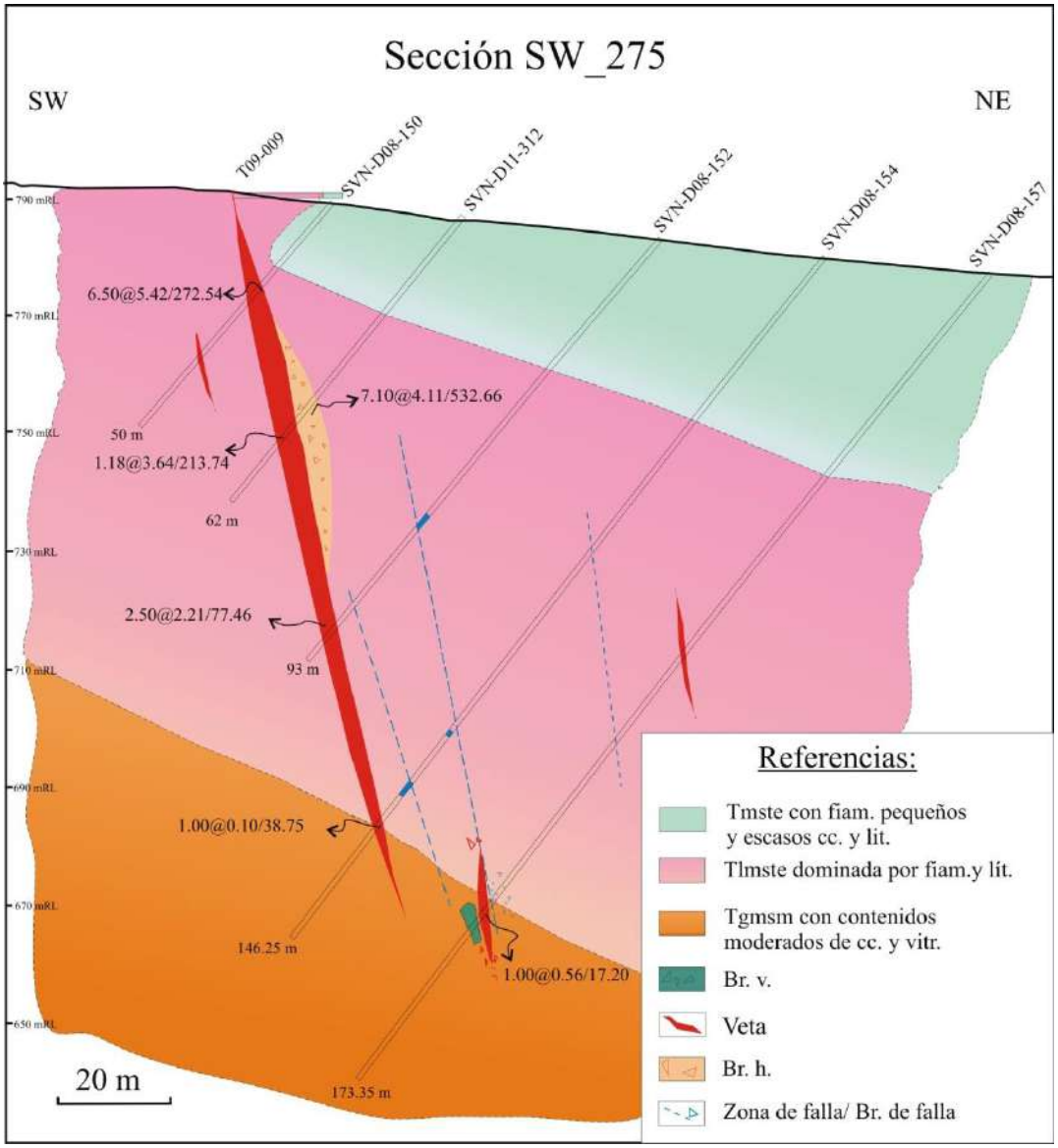


Figura N° 21: Interpretación de la variación litológica y su relación con la estructura en la sección SW_275. Se muestran para cada sondeo los valores promedio de Au y Ag. (m@g/t Au / g/t Ag).

Simbología: T: toba; Tl: toba lapillítica; Tg: toba gruesa; Br.v: brecha volcánica; Br.h: brecha hidrotermal; m.s: matriz sostén; p.s: pobremente seleccionada; txt. e.: textura eutaxítica; vitr: vitroclastos; fiam: fiammes; cc: cristaloclastos; lit: litoclastos.

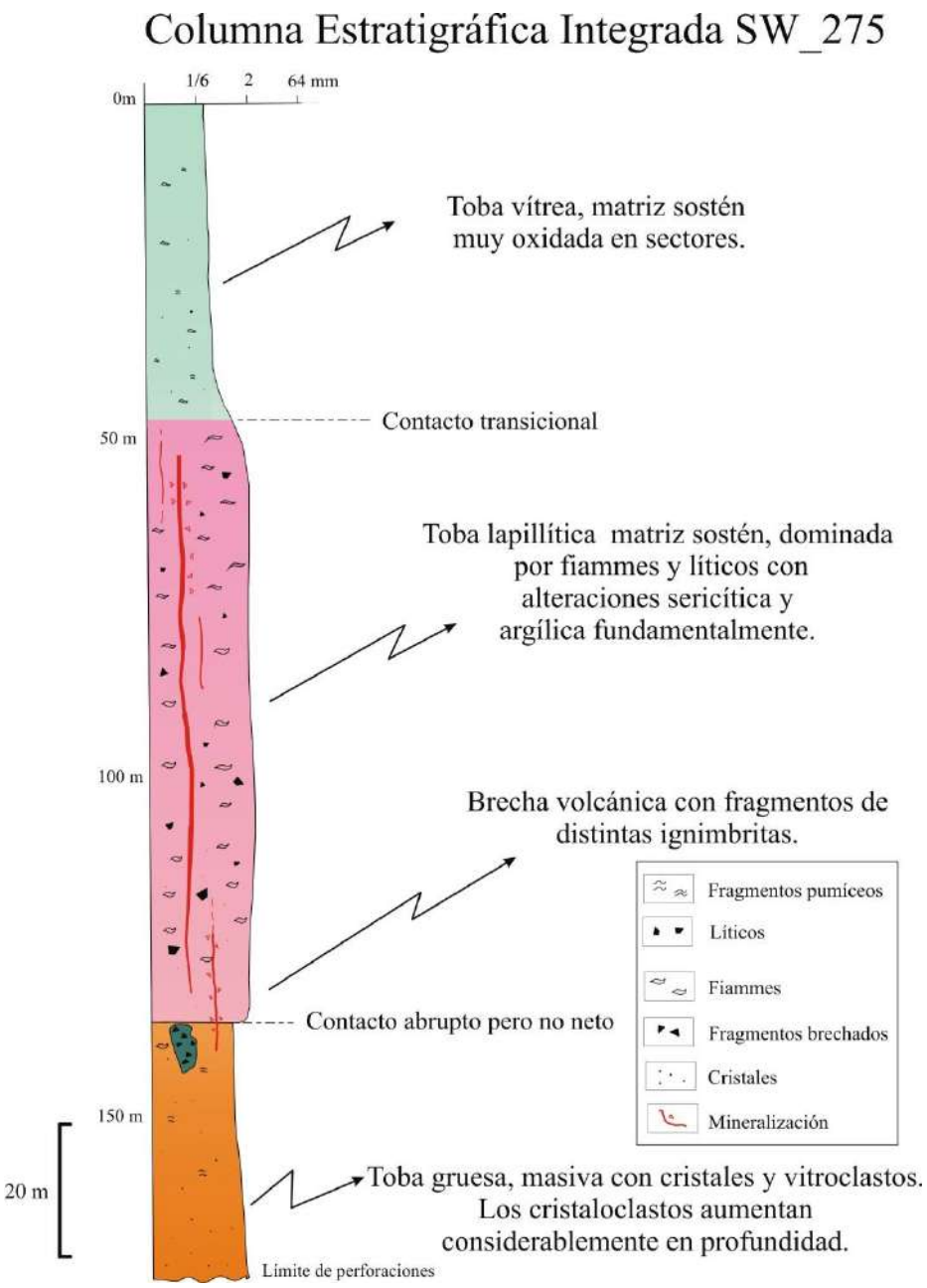


Figura N° 22: Columna estratigráfica integrada con espesores aparentes de la sección SW_275.

4.3.3 Sección SW_175

Esta sección presenta 6 sondeos que alcanzan una profundidad máxima de 212,25 m. El análisis de los mismos permite observar que la unidad más antigua interceptada corresponde a la toba gruesa matriz sostén, masiva con contenidos moderados de

cristaloclastos y vitroclastos (Fig. N° 23a). Esta unidad se observó solo en los tramos finales del pozo SVN-D08-048 mientras que en los restantes se ve una gran zona de variación interna del depósito (Fig. N° 23b) que llega a medir hasta 30 m de espesor. Por encima, en contacto abrupto pero no neto, se observa la toba lapillítica matriz sostén con textura eutaxítica, dominada por fiammes y líticos (Fig. N° 23 d.1 y d.2). Esta roca se encuentra sericitizada y argilizada en sectores, con abundantes venillas de cuarzo y sílice gris que podrían corresponder a un proceso de silicificación y a profundidades mayores presenta alteración propilítica en parches. Contiene abundantes venillas de cuarzo y sulfuros (Anexo 2) como así también de óxidos de hierro tales como hematita y limonita que cortan la textura eutaxítica, indicando que son producto de pulsos posteriores. En algunos sectores la unidad se encuentra brechada con relleno hidrotermal de coloración oscura y fundamentalmente se observó un intenso fracturamiento en el pozo SVN-D08-126 asociado a una brecha hidrotermal de 16 metros de espesor aparente, con fragmentos de la misma roca sub-redondeados y rotados con una matriz compuesta de harina de roca, sulfuros y sílice oscura (Fig. N° 23e).

Hacia el techo de la toba lapillítica de fiammes y líticos hay una zona de transición donde la roca se presenta lixiviada y los componentes se encuentran reemplazados por pirita (Fig. N° 23 f.1 y f.2). A través de este contacto transicional grada a la toba de grano fino, compuesta por contenidos moderados de vitroclastos y escasos litoclastos y cristaloclastos (Fig. N° 23g). Por otro lado, se observa principalmente argilizada con minerales de alteración tales como sericita (illita) y arcillas y además, presenta óxidos de hierro que impregnan la matriz de la roca, aunque también estos se encuentran en venillas y en parches.

A distintas profundidades de los pozos, se observó otra brecha, en este caso polimíctica y de naturaleza volcánica, con fragmentos ignimbríticos sub-redondeados y la matriz cloritizada (Fig. N° 23c). En el pozo SVN-D08-126 se apreció con un importante espesor aparente de 15 metros y generalmente vinculada a la toba lapillítica anteriormente descripta.

La secuencia finaliza con una toba lapillítica finamente estratificada (Fig. N° 23h).

Los cambios litológicos entre las unidades y su relación con la mineralización se muestran en la sección y en el perfil estratigráfico integrado (Fig. N° 24 y 25).

h)
12356
12357

g)
12364
12365

f.2)
12370
12371

f.1)

e)
22248
22250

d.2)
16075
16076
16077
16078

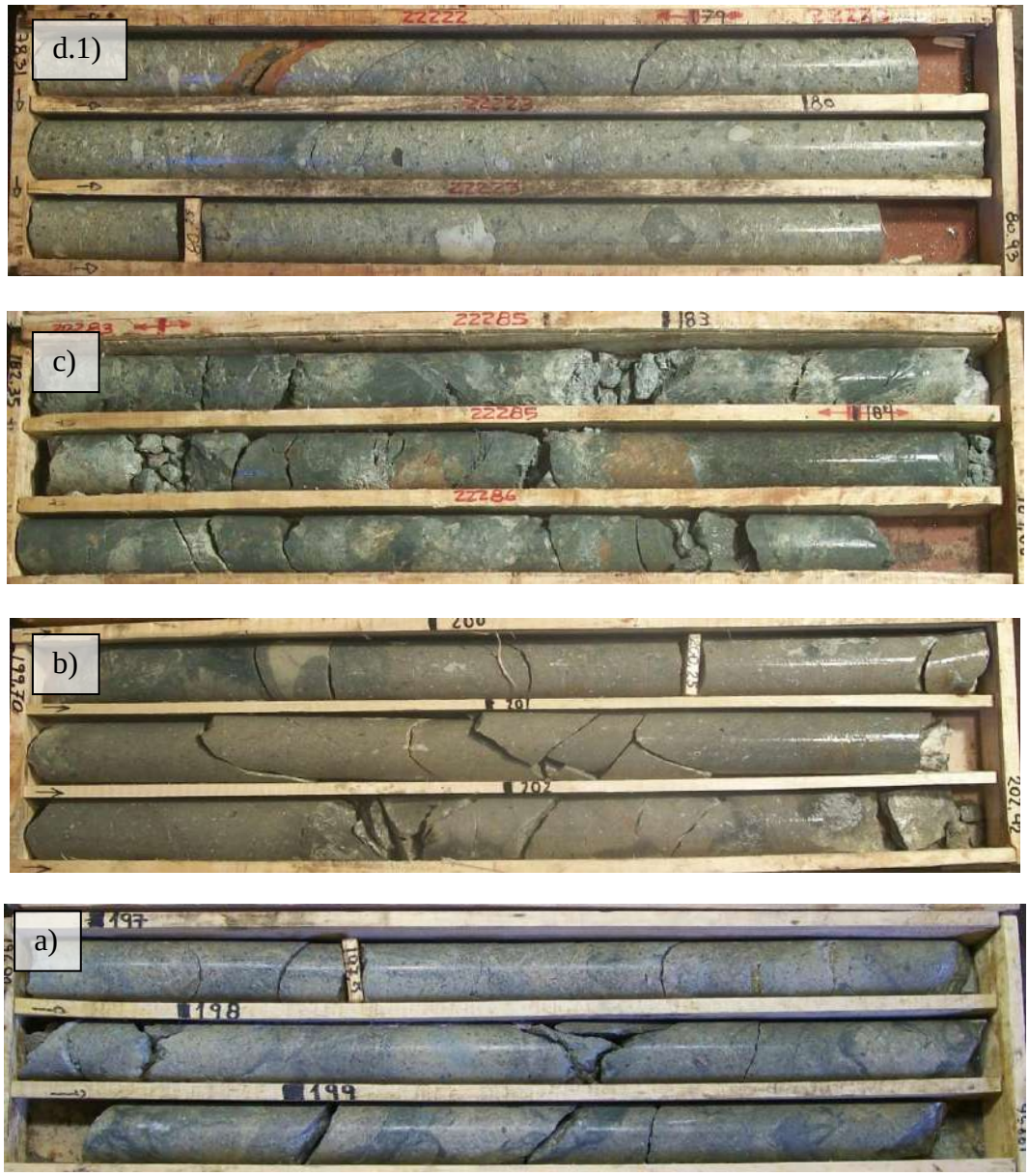


Figura N° 23: Imágenes ilustrativas de la variación litológica de la sección SW_175: a) Toba gruesa con cristaloclastos y vitroclastos, de 196,90 a 199,56 m del pozo D08-048. b) Zona de variación interna en la toba con cristales y vitroclastos de 199,70 a 202,42 m. c) Brecha volcánica de 182,35 a 184,86 m con fragmentos sub-redondeados de otras ignimbritas y matriz cloritizada. d.1/2) Toba lapillítica dominada por fiammes y grandes líticos de 78,1 a 80,93 m. / De 90,65 a 93,41 m venilla de cuarzo con textura diente de perro en la misma unidad. e) Sectores de brecha hidrotermal de sulfuros negros en la toba lapillítica de fiammes y líticos de 136,18 a 138,85 m. f.1/2) Aumento de tamaño de grano hacia la base del paquete de la toba vítrea de 26,83 a 29,58 m. / Zona de transición muy lixiviada de 47,22 a 49,90 m. g) Toba vítrea de grano fino de 19,8 a 2, 86 m. h) Toba vítrea laminada de 8 a 11 m.

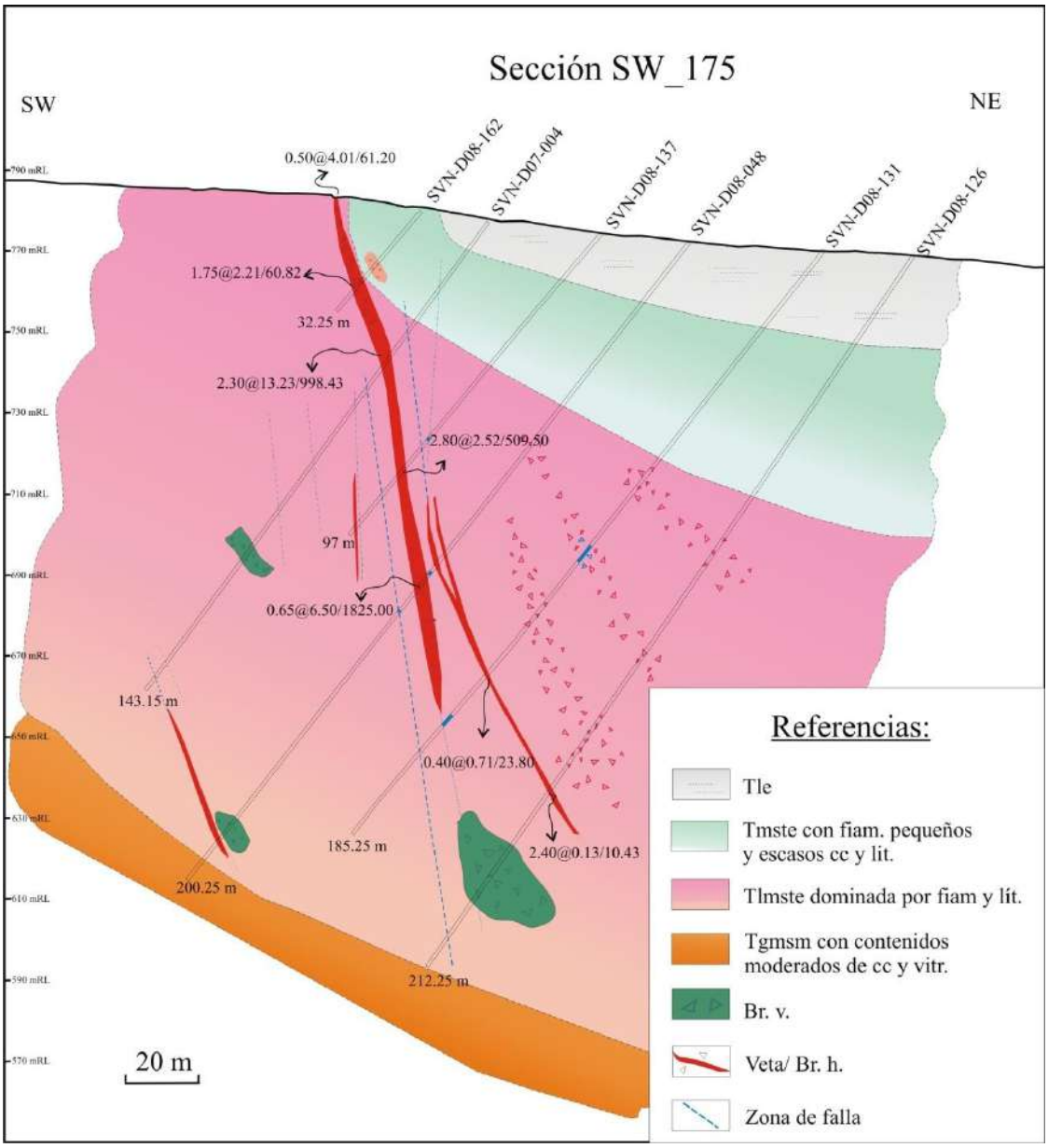


Figura N° 24: Interpretación de la variación litológica y su relación con la estructura en la sección SW_175. Se muestran para cada sondeo los valores promedio de Au y Ag (m@g/t Au / g/t Ag). Simbología: T: toba; Tl: toba lapillítica; Tg: toba gruesa; Br.v: brecha volcánica; Br.h: brecha hidrotermal; m.s: matriz sostén; p.s: pobremente seleccionada; txt. e.: textura eutaxítica; vitr: vitroclastos; fiam: fiammes; cc: cristaloclastos; lit: litoclastos.

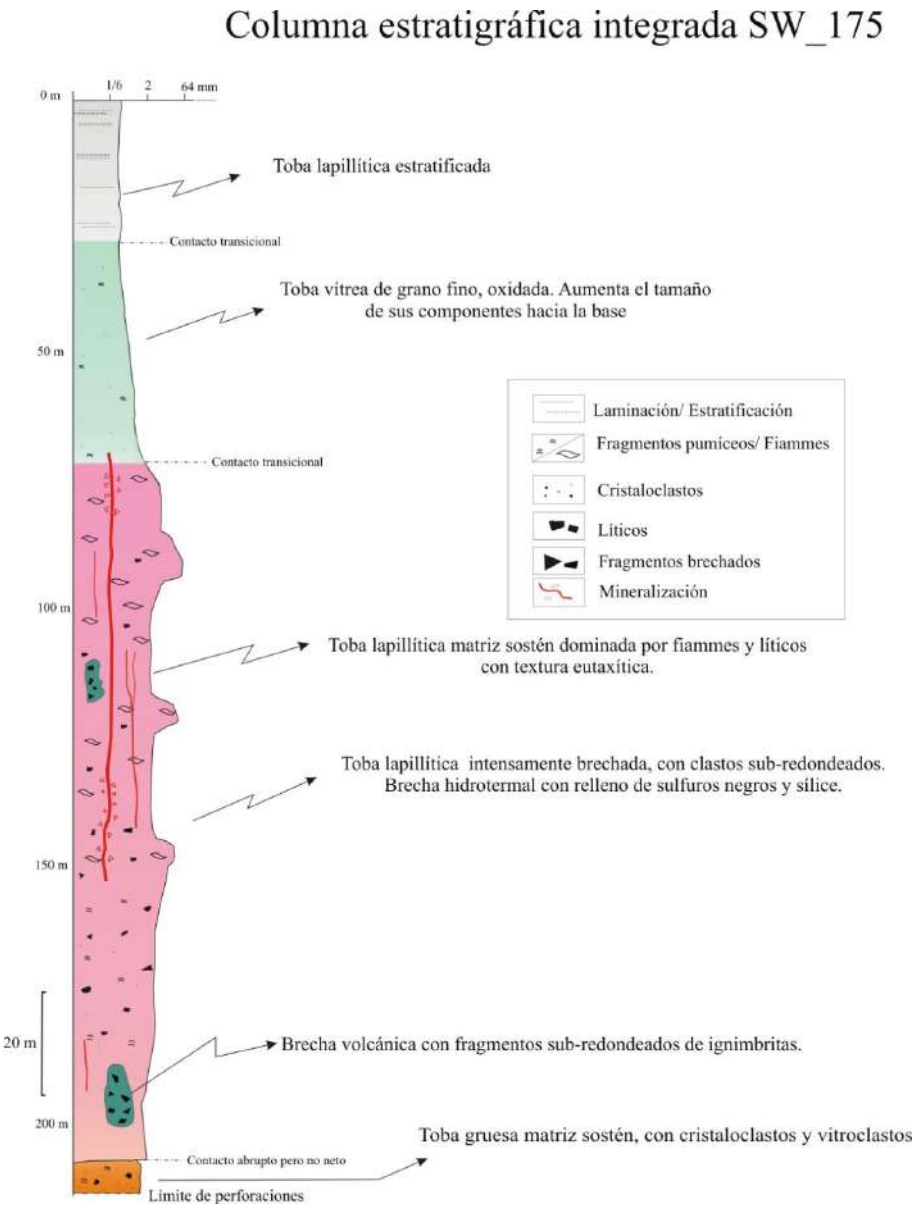


Figura N° 25: Columna estratigráfica integrada con espesores aparentes de la sección SW_175.

El análisis de las tres secciones y sus perfiles integrados revelan que en profundidad se observan cinco unidades litológicas claramente diferenciables, con contactos abruptos pero no netos entre las dos inferiores y transicionales entre las demás litologías, estas rocas se corresponden con los Miembros más antiguos de la Formación Chon Aike. La unidad inferior, caracterizada por su contenido moderado en cristaloclastos y bajo en litoclastos podría pertenecer a la ignimbrita rica en cristales de la subfacies piroclástica de flujo, facies volcaniclástica del Miembro Piedra Labrada definido por Moreira (2005). Las unidades restantes podrían pertenecer al Miembro Mogote Hormigas, caracterizado por distribución variable de los vitroclastos y litoclastos y baja proporción en cristaloclastos; dentro de él, la ignimbrita de líticos y pómez de la subfacies piroclástica de flujo, facies volcaniclástica definidas por Moreira (2005) es la más representativa. Con respecto a la

toba lapillítica laminada y a la brecha volcánica no se tienen certeros conocimientos de su origen, y serían necesarios trabajos más detallados y con mayores relaciones de campo para comprenderlo.

4.4 MINERALIZACIÓN Y SU RELACIÓN CON LAS UNIDADES LITOLÍGICAS

4.4.1 Control de la mineralización: Generalidades

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 fija el flujo de los fluidos y los mecanismos de precipitación del mineral. Esta puede estar dada 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 diseminadas, 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 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 rotura, 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 uniformentente 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 y redes de fracturas, entre otras.

Las vetas en general pueden formarse a partir de estructuras preexistentes de tipo extensionales, híbridas y de cizalla ó a partir de estructuras sin-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 (Corbertt 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).

4.4.2 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 (Guido 2002) 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 que la mineralización también responde principalmente a un control estructural, las estructuras mineralizadas son rellenos de diaclasas y fallas generadas por la tectónica extensional y tienen orientaciones fundamentalmente NO-SE, junto con menores N-S y NNE-SSO 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 sinestral no mineralizada que atraviesa toda el área del proyecto y es evidenciada por lineamientos

magnéticos (Peñalva et al. 2005) (Fig. N° 9). El análisis estructural realizado por Moreira (2005) y Moreira *et al.* (2008) los llevó a interpretar que el campo de esfuerzos que formó las estructuras en el proyecto fue producto de un esfuerzo máximo compresivo (σ1) N340° a N y una dirección de extensión (σ3) 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° 26).

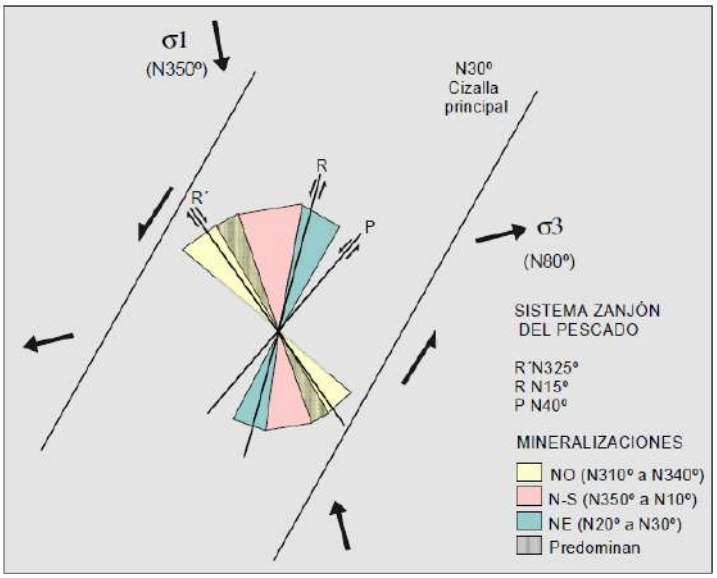


Figura N°26: Distribución de la mineralización según el sistema de fracturación Zanjón de Pescado (Según Moreira 2005).

Puntualmente, el sigmoide de Veta Norte (Anexo I, Fig. N° 27) corresponde a una de esas estructuras mineralizadas que se ubica dentro de la estructura mayor y refleja el movimiento sinestral 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 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 ó step-over, es decir que conecta dos segmentos de falla vecinos y presenta mineralizaciones de menor importancia económica donde se incluye a las vetas Cruzada y Norte. Este tramo oblicuo se pudo haber generado como resultado del crecimiento y propagación de los segmentos (Micklethwaite 2009).

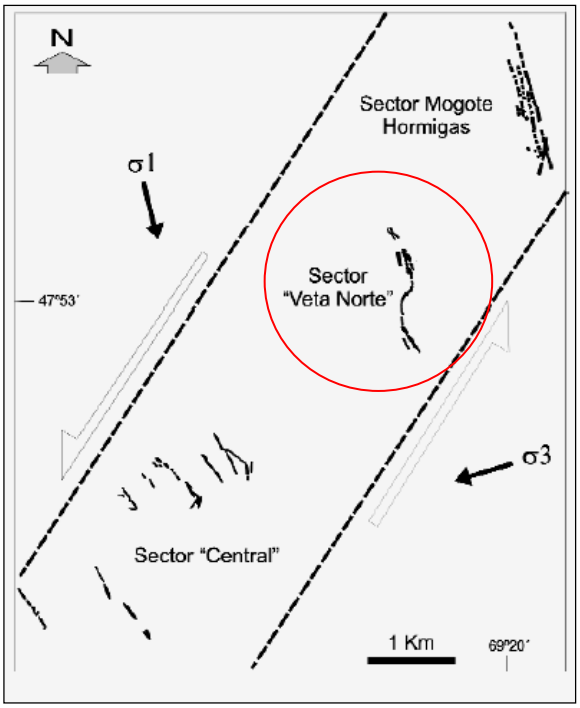


Figura N° 27: Modelo estructural propuesto para las mineralizaciones vetiformes del proyecto La Josefina, los trazos negros se representan las vetas y el círculo rojo muestra el sigmoide del Sector Veta Norte (Según Moreira 2005).

4.4.3 Mineralización en el área de la Veta Sur

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

a) Sección SW_325

En esta sección la estructura mineralizada principal es de tipo veta-brecha, muestra una buena continuidad y se observa con ligeros cambios de espesor y curvatura. En la zona cercana a la superficie consiste en estructuras menores sub-paralelas que se corresponden con lo observado en la trinchera de exploración, mientras que en profundidad los espesores aumentan. Está compuesta por cuarzo hialino a criptocristalino, desarrollando zonas de brecha con presencia de óxidos de hierro principalmente hematita especular y limonita. Los sulfuros como galena, pirita y esfalerita se presentan en forma de venillas.

Los interceptos mineralizados tienen espesores aparentes que varían de 2 a 10 m aunque la mineralización más importante se encuentra acotada a espesores menores, con valores mínimos de 0,5 m en el sondeo SVN-D08-237 y leyes de Au y Ag de 8,81 g/t y 840,00 g/t

respectivamente y máximos de 5,95 m a unos 82 m debajo de superficie en el pozo SVN-D08-239 con valores de Au y Ag de 1,86 g/t y 51,83 g/t respectivamente (Fig. N° 18).
La roca de caja de la mineralización es la toba lapillítica matriz sostén, con textura eutaxítica, dominada por fiammes y líticos (Fig. N° 19).

b) Sección SW_ 275

En esta sección la veta principal se observa con una morfología tabular relativamente constante y en sectores con textura brechosa; se asocia a estructuras menores sub-paralelas de similar orientación y esto mismo se refleja en superficie. Está compuesta por cuarzo masivo hialino a criptocristalino, desarrollando zonas de brecha con presencia de óxidos de hierro (hematita especular predominante y limonita). Los sulfuros como galena, pirita y esfalerita se presentan en forma de venillas con óxidos de cobre. Tiene un espesor aparente que varía entre 2 y 20 m aunque los tramos con mineralización económica están acotados a espesores menores con valores mínimos de 1 m en el sondeo SVN-D08-154 y leyes de Au y Ag de 0,10 g/t y 38,75 g/t respectivamente y máximos de 6,50 m a unos 24 m debajo de superficie en el pozo SVN-D08-150 con valores de Au y Ag de 5,42 g/t y 272,54 g/t respectivamente (Fig. N° 21).
La principal litología que hospeda la estructura corresponde a la toba lapillítica matriz sostén dominada por fiammes y líticos, pero, los pozos más profundos también interceptan mineralización en la toba gruesa con vitroclastos y cristaloclastos (Fig. N° 22).

c) Sección SW_ 175

En esta sección la estructura mineralizada se presenta como una veta-brecha relativamente continua desde la superficie hasta una profundidad de 120 m aproximadamente. Presenta estructuras menores sub-paralelas de potencias aparentes que varían entre 1,5 y 2 m y mineralización de menor importancia económica. Está compuesta por cuarzo sacaroide a criptocristalino, cuarzo en drusas, con óxidos de hierro (hematita) formando stockwork y presencia de pirita, galena y esfalerita.
Tiene un espesor aparente que varía desde 2,5 a 6 m, aunque los tramos con mineralización económica están acotados a menores espesores con valores mínimos de 0,65 m en el sondeo SVN-D08-048 y leyes de Au y Ag de 6,50 g/t y 1825,00 g/t respectivamente y máximos de 2,80 m a unos 74 m debajo de superficie en el pozo SVN-D08-137 con valores de Au y Ag de 2,52 g/t y 509,50 g/t respectivamente (Fig. N° 24).

La roca de caja de la mineralización es la toba lapillítica matriz sostén, con textura eutaxítica, dominada por fiammes y líticos (Fig. N° 25).

Las mayores leyes y espesores de la estructura mineralizada se aprecian en las secciones SW_ 275 y 175. En general para las tres secciones, las leyes que arroja la brecha hidrotermal con matriz oscura son bajas/medias en Ag y muy bajas de Au, por lo tanto el control hidrotermal sería muy restringido. Por otro lado la brecha polimíctica presenta valores escasamente anómalos de Ag que podrían corresponderse con una componente de control litológico muy localizado y que no generó mineralización muy importante. Los sectores de pocos centímetros interpretados como zonas de falla, tienen leyes bajas de metales preciosos.

Además, las variaciones en el tipo de roca ó variaciones texturales de un grupo de rocas afines pueden inducir a diferencias substanciales en el comportamiento de una falla o zona de falla. Teniendo en cuenta las rocas que hospedan la estructura, la mineralización más importante se encuentra en una ignimbrita con textura eutaxítica rica en fiammes y líticos y en las partes más profundas se asocia a una ignimbrita masiva con moderados cristaloclastos y vitroclastos, ambas con grado de soldamiento moderado a alto lo cual favorece el control litológico-estructural. Por el contrario, en las unidades superiores que tienen menor competencia, como la toba de grano fino, cuando es atravesada por la falla, la mineralización se refleja como finos sistemas de venillas y stockwork de menor importancia.

Cerro Cazador S.A. ha realizado un número aproximado de 97 pozos en la Veta Sur y determinó que la misma posee un clavo mineralizado con un desarrollo a lo largo del rumbo de unos 250 m y un desarrollo en la vertical de hasta 100 m, el mismo presenta una inclinación hacia el SE de 30° (Cerro Cazador S.A. 2014). Esto permite inferir que la falla que dio origen a la estructura poseía un comportamiento de rumbo en combinación con un comportamiento extensional, sugiriendo que se trata de una veta de tipo híbrida.

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.

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

-La descripción de los sondeos incluidos en las tres secciones trabajadas permitió identificar cinco unidades denominadas: 1) Toba gruesa matriz sostén, pobremente seleccionada, masiva, con contenidos moderados de cristaloclastos y vitroclastos; 2) Toba lapillítica matriz sostén pobremente seleccionada, con textura eutaxítica dominada por fiammes y líticos; 3) Brecha volcánica polimíctica matriz soportada, con fragmentos sub-redondeados de vulcanitas; 4) Toba con textura eutaxitica, pobremente seleccionada con fiammes pequeños y escasos cristaloclastos y litoclastos y 5) Toba finamente estratificada y pobremente seleccionada, dominada por vitroclastos y escasos cristaloclastos.

-Las características como componentes, texturas y grado de selección, entre otras, indican que corresponden a rocas originadas por flujos piroclásticos densos. Estas rocas pertenecen a las facies volcaniclásticas 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 caracterizado por un contenido moderado en cristaloclastos y de posición inferior (Unidad 1) y el Miembro Mogote Hormigas de posición suprayacente (Unidades 2, 3, 4 y 5), caracterizado por su escaso contenido en cristaloclastos y moderados a altos contenidos de vitroclastos y litoclastos. El contacto entre ambos miembros se observó abrupto pero no neto.

-La toba lapillítica matriz sostén, con textura eutaxítica dominada por fiammes y líticos es la principal roca huésped de la mineralización mientras que, en las partes más profundas del subsuelo la toba gruesa matriz sostén, masiva, con contenidos moderados de cristaloclastos y vitroclastos también se comporta como roca de caja. Ambas presentan grados de soldamiento moderado a alto. Hacia la parte superior de las secciones, se observa que las litologías son más finas y menos competentes y no se asocian a la mineralización económica.

- Existe una buena correlación tanto para la estructura mineralizada como para la litología, entre lo observado en superficie y en profundidad.

-A través de los antecedentes bibliográficos y de los estudios realizados en este trabajo se comprueba con datos de subsuelo que la Veta Sur mantiene su dirección NO (N 320-340°), la cual es la más favorable para las vetas portadoras de metales preciosos de mayores espesores en todo el MD. Esta dirección de la estructura sería producto del relleno de fallas de la dirección conjugada (R´) dextral del Sistema Zanjón del Pescado.

-La veta presenta una inclinación fuerte hacia el este hasta sub-vertical, algunas curvaturas, cambios de morfología y espesores. Estas características podrían corresponderse con defectos de la falla que le dio origen, lo que posibilitó la formación de un clavo mineralizado para la Veta Sur.

- Las secciones SW_275 y SW_175 muestran leyes altas de Au y Ag y si bien los sondeos han cortado espesores aparentes de hasta 10 m de estructura mineralizada, los análisis químicos proporcionados por Cerro Cazador S.A. muestran que la mineralización de alta ley se encuentra restringida a espesores menores.

- La presencia de zonas con alta ley dentro de la veta determina un clavo mineralizado, y además, el buzamiento del mismo refleja que se trata de una veta híbrida, donde la falla que le dio origen presentaba un comportamiento de rumbo asociado a extensión.

-El control de primer orden es de tipo estructural, se repite tanto a escala regional, distrital y local y se relaciona con un control litológico local, dado por el nivel de soldamiento moderado a alto de los depósitos piroclásticos que favoreció la formación de la falla.

CAPÍTULO 6: BIBLIOGRAFÍA Y ANEXOS

6.1 BIBLIOGRAFÍA

Alric, V., Haller M.J., Feraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M. 1996. Cronología 40Ar/39Ar 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. Univertity 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.

Bellosi, E. y Jalfin, G. 1989. Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia extraandina e islas Malvinas. En Cuencas Sedimentarias Argentinas (G. Chebli y L. Spalletti editores): 379-393. Serie Correlación Geológica 6, Universidad Nacional de Tucumán.

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. 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., Homovc, J., Lucero, M., Gobbo E., Laffitte, G. y Viera, A. 2005. Las cuencas de la región del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: "Frontera 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).

Di Persia, C. 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (Prov. de Santa Cruz). I Jornadas Geológicas Argentinas, Actas II: 65-68. Buenos Aires, Argentina.

Dubé, B. 1997. Low sulphidation gold mineralization in the Jurassic Deseado Massif, Santa Cruz province, South Argentina. Mission Report (Inédito): 1-57.

Echavarría, L. 1997. Estudio geológico-minero del área El Dorado-Montserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. (Inédito).

Echeveste, H. 2005. Metalogénesis del Distrito argento-aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. 251p.

Feraud, G., Alric, B., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller M. 1999. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letter, 172: 83-96.

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., Mykietiuk, 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.

Genini, A. 1990. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auro-argentífero. III Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: 97-110.

Giacosa, R., 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.

González Guillot, M., de Barrio, R. y Ganem, F. 2004. Mina Martha: un yacimiento epitermal argentífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Actas 7mo Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 199-204.

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.

Homovc, J. y Constantini, L. 2001. Hydrocarbon exploration potential within interplate shearrelated depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. American Association of Petroleum Geologist, 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., 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).

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 epitermal deposit formed in a hot spring environment. Journal for Comprehensive Studies of Ore Genesis and Ore Exploration 67: 297–313.

Moreira, P., Fernandez, 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 Antartica: a silicic large igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 81: 113-136.

Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S. 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antartic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. Journal of Petrology, Volume 41, Nº5: 605-625.

Pankhurst, R., Rapela, C., Loske, W. y Fanning, C. 2001. Chronological study of the pre- Jurassic basement rocks of Southern Patagonia. III South American Symposium on Isotope Geology. Pucón, Chile. Session 6, Actas en CD-ROM.

Panza, J. 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.

Pettijohn, F.J., Potter, R.E., y Siever, R. 1987. Sands and Sandstone. Springer Velarg, New York, 553 p.

Pezzuchi, H.D. 1978. Estudio geológico de la zona de Ea Dos Hermanos, Ea 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral (inédito), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 99 p. Argentina.

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 Antartic Peninsula and Patagonia by crustal melting. Journal of Petrology, Volume 42, Nº6: 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.

Schalamuk, I., de Barrio, R., Zubia, M., Genini, A. y Valvano, J. 2002. Mineralizaciones auroargentíferas del Macizo del Deseado y su encuadre metalogénico, provincia de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, Ed. M. Haller, 679-714.

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.

Stipanicic, P. y Bonetti, M. 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. Floras Liásicas, Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, 7 (1): 57- 78. Buenos Aires.

Stipanicic, P. y Methol, E.J. 1972. Macizo de Somuncurá. En: Leanza, A.F. (Editor), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 581-599, Córdoba.

Stipanicic, P. y Reig, A. 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 Radimetric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology. Villa Carlos Paz, Argentina. Actas: 132-135.

Uliana, M. y Biddle K. 1987. Mesozoic – Cenozoic Palaeogeographic and Geodynamic evolution of Southern South America. Second Symposium South Atlantic Evolution, Río de Janeiro.

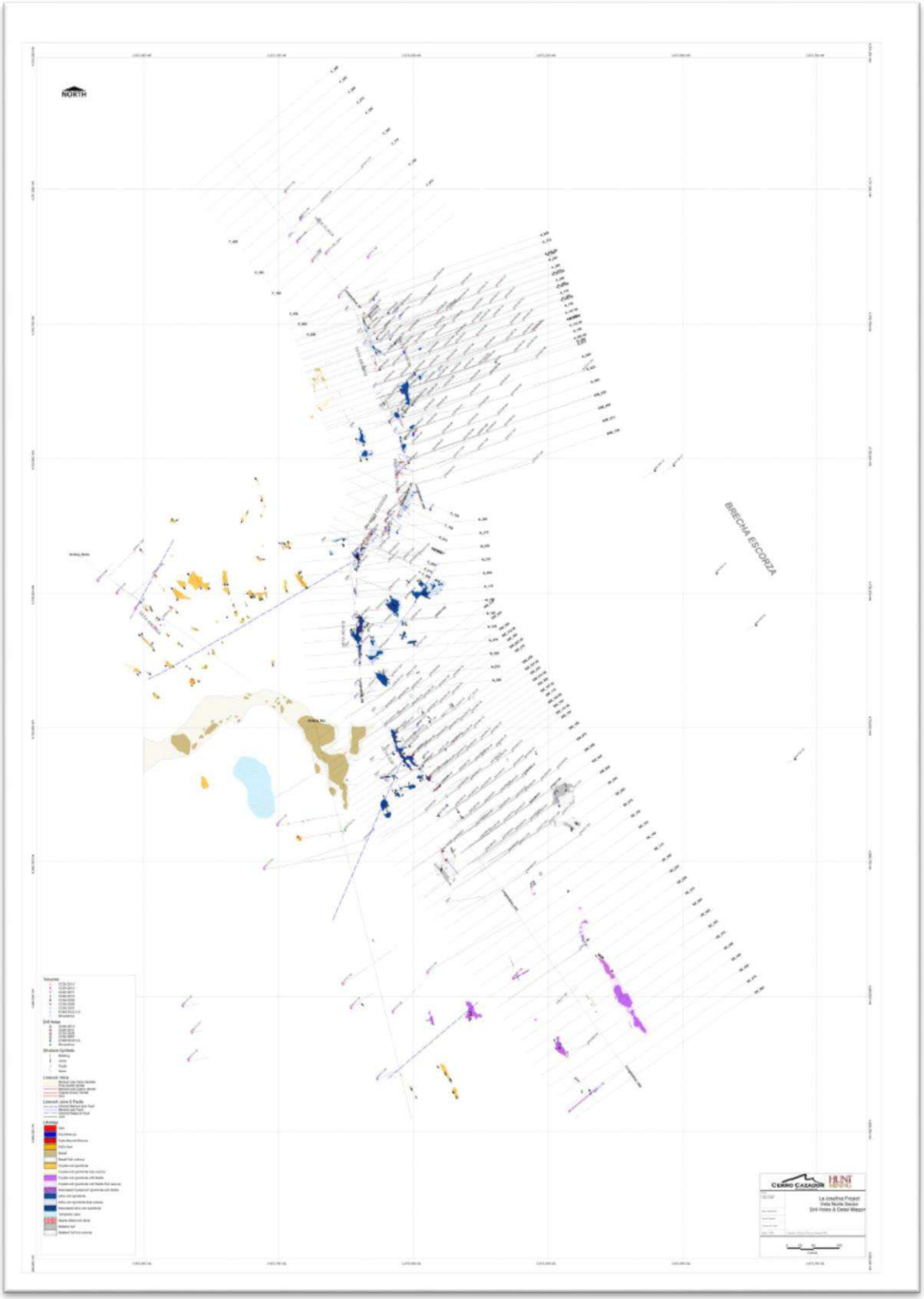
Uliana, M., Biddle K., Phelps, D. y Gust, D. 1985. Significado del vulcanismo y extensión meso jurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (3-4): 231-253.

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, deverse origins? En: Mauck, j. and St. George J. (editors), Pancrim95, Preceedings of the 1995 PACRIM Congress, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Carlton, Publication 9/95: 623-628.

6.2 ANEXOS

Anexo 1: Mapa del sigmoide del Sector Veta Norte



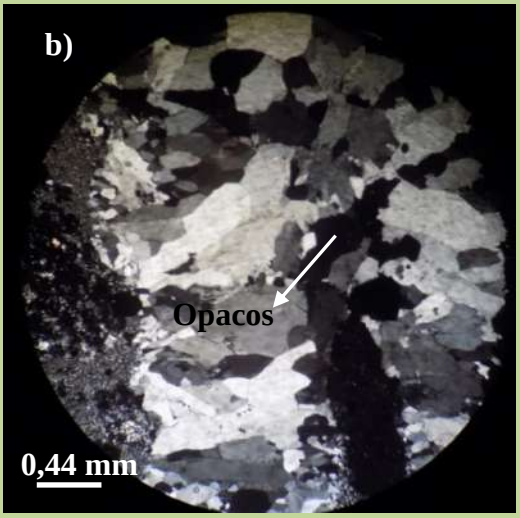
Anexo 1: Mapa del Sector Veta Norte (Cerro Cazador S.A. 2015)

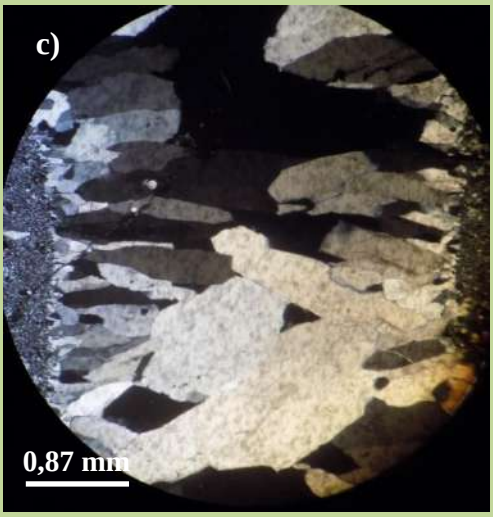
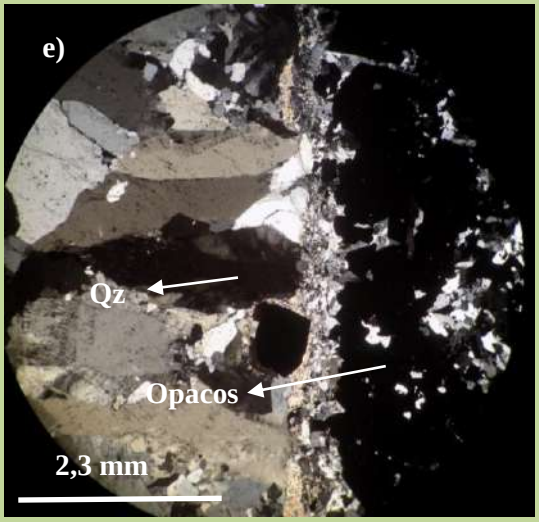
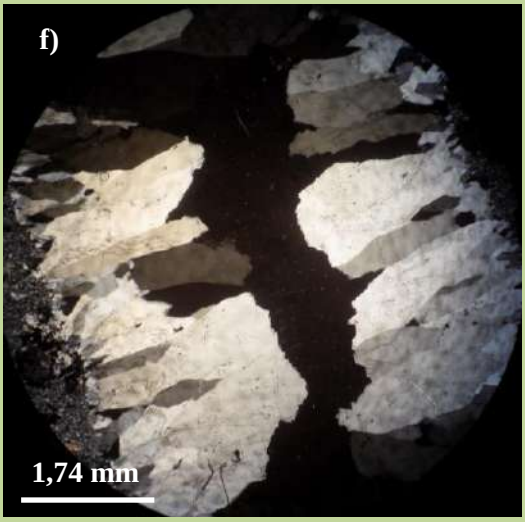
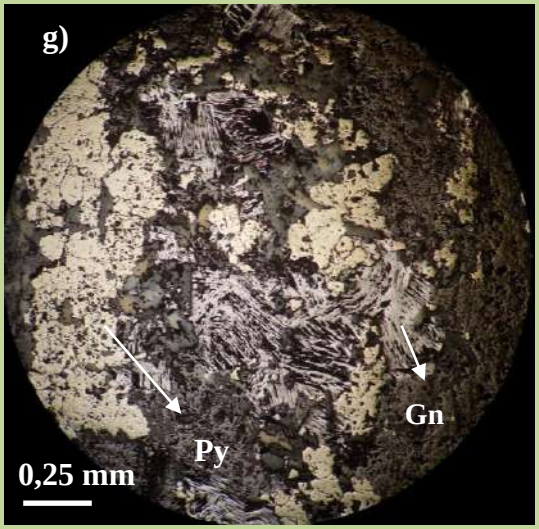
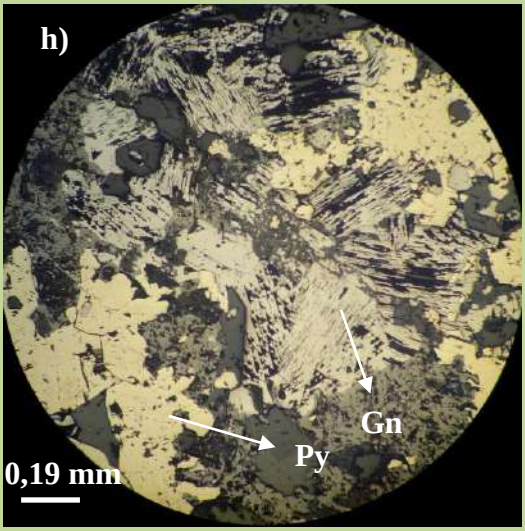
Anexo 2: Venillas de cuarzo y opacos en la toba lapillítica matriz sostén pobremente seleccionada, con textura eutaxítica dominada por fiammes y líticos.

Las venillas de cuarzo que se presentan alojadas en la toba lapillítica matriz sostén pobremente seleccionada, con textura eutaxítica dominada por fiammes y líticos, principal roca de caja de la estructura denominada Veta Sur, poseen textura en peine (a) que evidencia el relleno de espacios abiertos y texturas de recristalización sobreimpuestas como plumosa/llameante, con minerales opacos en su interior (b y c). También, en algunas venillas se observó una textura de crustificación con bandas diferenciadas de cuarzo y otras de opacos, lo cual refleja también relleno de espacios abiertos. Estas venillas cortan la foliación dada por la textura de la roca hospedante indicando que son producto de pulsos posteriores. En la muestra, los cristales de cuarzo se presentan de formas prismáticas, los de menor tamaño se presentan en contacto con la caja y miden en promedio 0,051 mm; se observa un aumento del tamaño de los cristales hacia el centro de la venilla que miden en promedio 2 mm, aunque muchos llegan a 2,5 mm.

Entre los minerales opacos se identificaron cristales de pirita desde euhedral a subhedral con inclusiones de cuarzo, galena que presenta los típicos pits y esfalerita anhedral que acompañan al cuarzo euhedral y muchas veces muestran textura de intercrecimiento, y posibles contactos de reemplazo (d, e y f).

a) Muestra de mano de las venillas de cuarzo y opacos en la toba lapillítica matriz sostén pobremente seleccionada, con textura eutaxítica dominada por fiammes y líticos. b y c) Fotomicrografías de las venillas de cuarzo (nic. x).





d) Muestra de mano de una venilla de cuarzo y opacos. Fotomicrografías: e y f) Venilla de cuarzo plumoso (Qz) y opacos (nic. x) g y h) Venilla con luz reflejada, se observa pirita (Py) y galena (Gn).