



TESIS DOCTORAL

“ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN VOLCANITAS JURÁSICAS DEL MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ: IMPLICANCIA DE LOS FLUIDOS”.

Lic. María Eugenia Rodríguez



Dirección: Dr. Raúl R. Fernández
Co-Dirección: Dr. Leandro Echavarría

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUESO
INSTITUTO DE RECURSOS MINERALES
LA PLATA, 2012

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

ABSTRACT

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Introducción	1
Objetivos de la Tesis	2
Presentación de los resultados	5
Área de estudio	6
Antecedentes geológicos y mineros del área	7
Marco geológico regional	10

CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA DE TRABAJO

Introducción	15
Compilación bibliográfica	15
Trabajos de campo	16
Espectroscopía infrarroja de ondas cortas	17
Difracción de rayos X	23
Estudios petrográficos	24
Inclusiones fluidas	25
Geoquímica	25
Sensores remotos	26
Microsonda electrónica	26
Geocronología	26

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO SAN JOSÉ

Geología local	27
Mineralización del Distrito San José	38
Sector Sorpresa	38
Sector El Pluma	41
Sector Huevos Verdes	45
Sector Saavedra Oeste	48
Sector Cerro Saavedra	49

Consideraciones estructurales regionales y locales	50
<u>CAPÍTULO 4: ANALÍISIS DE ALTERACIÓN</u>	
Introducción	55
Mineralogía de la alteración	57
Sector El Pluma	57
Sector Saavedra Oeste	73
Sector Cerro Saavedra	79
Sector Huevos Verdes	91
Variación en la composición de la illita	111
Balance de masas	123
Análisis de inclusiones fluidas	139
Identificación y mapeo de minerales de alteración hidrotermal con imágenes ASTER	154
Generación de composiciones color	155
Generación de cociente	158
Aplicación de índices mineralógicos	163
Clasificación espectral	165
<u>CAPÍTULO 5: CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DEL SISTEMA HIDROTERMAL</u>	
Introducción	172
Características geoquímicas del Distrito	165
Muestras de superficie: detalle de la zonación lateral	166
Muestras de interior mina: detalle de la zonación vertical de la veta Huevos Verdes	183
Discusión y conclusión de la distribución de las anomalías geoquímicas en el Distrito	198
<u>CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</u>	
Ambiente geológico y tectónico de emplazamiento	208
Características del fluido hidrotermal y la mineralización	211
Evolución del sistema hidrotermal-magmático	213
Consideraciones estructurales en la formación de los clavos de mena	218
Interpretación	220

Consideraciones finales	223
BIBLIOGRAFÍA	226
ANEXO	252
Mapa geológico	
Mapa de alteraciones hidrotermales	
Análisis químicos	
Informe de datación Ar/Ar	

RESUMEN

El Distrito Minero San José está ubicado en el extremo noroeste de la provincia geológica Macizo del Deseado; a unos 100 km de la localidad de Perito Moreno y comprendiendo un área de 500 km². Actualmente, y desde el año 2007, se encuentra en operación subterránea un depósito epitermal de sulfuración intermedia formado por aproximadamente 20 kilómetros de estructuras que constituyen cuerpos vetiformes con texturas bandeadas, coloformes, costriiformes, de brecha y de reemplazo de carbonatos por sílice.

La presente investigación tuvo como objetivo la recolección de datos mineralógicos y geoquímicos de las rocas alteradas hidrotermalmente, ya sea en forma proximal o distal a la mineralización. Para ello, se obtuvieron datos sobre la mineralogía y geoquímica de elementos anómalos dentro del Distrito Minero con la finalidad de comprender los procesos de alteración hidrotermal, migración de los fluidos y depositación de los metales; y por último, con toda la información obtenida se elaboró un modelo de la alteración hidrotermal que incluye una zonación mineralógica y geoquímica, la cual puede ser empleada en futuros trabajos exploratorios en el Macizo del Deseado.

Se emplearon varias metodologías para la identificación de los minerales de arcilla como por ejemplo la espectroscopía de reflectancia aplicada, cuyos resultados obtenidos fueron contrastados con otras técnicas (análisis petrográfico, difracción de rayos X, microscopía electrónica de barrido y microsonda electrónica).

Debido a que extensas áreas dentro del Distrito se encuentran cubiertas por flujos de basaltos modernos; solo quedan al descubierto algunos sectores con alteración hidrotermal: El Pluma, Huevos Verdes, Saavedra Oeste y Cerro Saavedra; en los cuales se ha concentrado el análisis. En ellos, y de acuerdo a los trabajos de campo y laboratorio, se reconocieron diferentes tipos de alteraciones hidrotermales. Alteración argílica intermedia y silicificación, vinculadas estrechamente a la mineralización y zonas con contenidos anómalos de Ag y Au, fueron reconocidas en los sectores El Pluma, Huevos Verdes y Saavedra Oeste. Por otro lado, silicificación y una intensa alteración

argílica avanzada fueron detectadas únicamente en el sector de Cerro Saavedra.

La espectroscopía es una metodología capaz de detectar cambios en determinados componentes de las micas a través del valor de longitud de onda de absorción del rasgo del hidróxido de aluminio, el cual cambia su valor en función de la composición. A los fines de vectorizar la trayectoria de los fluidos hidrotermales en el Distrito, se efectuaron estudios mineralógicos detallados en las micas provenientes de los diferentes sectores con alteración hidrotermal. Por lo general las micas con elevados contenidos de aluminio, o sea con composiciones paragoníticas, se forman en condiciones relativamente ácidas (de pH bajos) a diferencia de las micas potásicas y fengíticas (Fe, Mg) que lo hacen a partir de fluidos con pH cercanos a la neutralidad.

La longitud de onda de absorción del hidróxido de aluminio medida en las muestras de los diferentes sectores muestra ligeras variaciones, las cuales fueron corroboradas a través de análisis con microsonda electrónica.

Los resultados obtenidos indican que la composición de la mica varía espacialmente y registran la interacción de la roca con el fluido a distancias de varios kilómetros desde su fuente. En la roca de caja de las vetas (sector Huevos Verdes) la mica posee composiciones potásicas, distal a la mena (sector El Pluma) tiene una composición que tiende a fengítica, mientras que en las zonas próximas a la fuente de los fluidos (sector Saavedra Oeste) su composición es más paragonítica.

La espectroscopía de reflectancia aplicada demostró ser una herramienta útil para detectar la variación en el contenido de aluminio de las micas usando el rasgo próximo a los 2200 micrones, y de esta manera mapear el pH del fluido en las rocas que poseen asociaciones minerales portadoras de illita. A mayor longitud de onda en el rasgo de absorción de 2200 micrones se correlaciona con composiciones fengíticas, mientras que a menor longitud de onda indica composiciones paragoníticas y un mayor contenido de aluminio.

Los estudios de balance de masas efectuados en las rocas de los diferentes sectores con alteración hidrotermal también permitieron reconstruir la

trayectoria de los fluidos desde su fuente hacia la mineralización, a través de la cuantificación de ganancia y pérdida de los elementos químicos producto de la interacción del fluido con las rocas.

El análisis del balance de masas para las muestras correspondientes al sector El Pluma muestra un incremento en el contenido de SiO_2 , Fe_2O_3 y principalmente K_2O , mientras que se registraron pérdidas en CaO , MgO , Mn y Na_2O . En el sector Huevos Verdes se destaca un considerable incremento en la concentración del K_2O y un aumento en el contenido de Fe_2O_3 , mientras que se registraron pérdidas en los siguientes elementos: CaO , MgO , Na_2O , MnO y P_2O_5 . En contraste, las muestras correspondientes al sector Cerro Saavedra sufrieron pérdidas significativas en SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , MnO , MgO y K_2O .

El incremento en el contenido de K_2O se debe a la presencia de adularia e illita en la roca de caja asociada a las vetas en reemplazo de las plagioclasas de la vulcanita. El Na es un elemento que indica la intensidad de la alteración, debido a que la alteración progresiva genera pérdida de Na. En el sector Cerro Saavedra la removilización completa del Na indica la gran intensidad de la alteración de las rocas para ese sector.

Los resultados del muestreo geoquímico efectuado en las diversas etapas de exploración dentro del Distrito indican que son numerosas las anomalías de diversos elementos. En el sector Saavedra Oeste se detectaron concentraciones anómalas principalmente en cobre, un poco más distal en el sector Huevos Verdes halos de anomalías de zinc, plomo, molibdeno y plata que reflejan condiciones de menor temperatura y hacia la periferia, en el sector El Pluma, las vetas presentan anomalías significativas en oro, mercurio, arsénico y antimonio.

Los cocientes calculados entre los diversos elementos para la determinación de la dirección de los fluidos marcan una tendencia de migración desde el Cerro Saavedra hacia El Pluma, la cual estuvo controlada por estructuras regionales y locales de rumbo noroeste que sirvieron como conducto para su circulación.

Todos los estudios de detalle realizados en la alteración hidrotermal, incluyendo petrografía, difracción de rayos x, espectroscopía de reflectancia, microsonda electrónica, microscopía electrónica de barrido, balance de masas y análisis de inclusiones fluidas en el cuarzo de las vetas, fueron útiles para la interpretación de las condiciones físico-químicas del fluido responsable de la alteración hidrotermal y la generación de las vetas.

La zonación de alteración hidrotermal sugiere una zona proximal al sur-este que se va haciendo más distal hacia el noroeste que coincide con las observaciones mineralógicas y con las anomalías geoquímicas identificadas en el Distrito.

Los fluidos responsables de la alteración argílica avanzada mapeada en el sector Cerro Saavedra tenían temperaturas más elevadas y pH más bajos según lo refleja la asociación de minerales de alteración identificados (caolinita, pirofilita, alunita, topacio y zunyita), donde de acuerdo a los resultados del balance de masas se produjo un intenso metasomatismo de hidrógeno y lixiviación de varios elementos mayores de las rocas.

Por otro lado, los fluidos responsables de la alteración en los demás sectores reflejan condiciones de menor temperatura y pH cercano al neutro de acuerdo a las asociaciones minerales presentes (caolinita, illita, illita/esmectita, entre otros). En ellos, la alteración progresiva conduce a un metasomatismo potásico de la roca a medida que las plagioclasas de la roca son remplazadas por adularia y/o illita, siendo este efecto más relevante en el sector Huevos Verdes.

Los resultados obtenidos en las inclusiones fluidas ensayadas en el cuarzo hidrotermal de las veta Huevos Verdes indican que el cuarzo precipitó a partir de fluidos muy diluidos con salinidades de entre 0,5 y 4% en peso de NaCl equivalente y temperaturas de entre 240° y 300°C. En la roca de caja, cerca del contacto con las vetas mineralizadas, se desarrolló un halo de alteración argílica de varios metros de potencia y está constituida por illita, sericita, adularia, illita/esmectita y clorita. Las asociaciones de minerales de alteración reflejan una profundidad de formación del depósito equiparable a la

obtenida a través de los ensayos de inclusiones fluidas cuyo resultado fue de 900 metros por debajo del paleo-nivel freático.

ABSTRACT

Covering an area of 500 square kilometres, *San José* mining District is located at the northwest end of the of *Deseado Massif* geological province, around a hundred kilometres away from the city of *Perito Moreno*. Currently, and since 2007, an intermediate sulphidation epithermal deposit is under production by underground operation. *San José* is formed by around twenty kilometers of structures that constitute vein-shaped bodies with banded textures, colloform, crustiform, breccias and carbonate replacement.

The main objective of this investigation has been to gather mineralogical and geochemical data of the hydrothermally altered rocks of the District. For that reason, and in the first place, data was gathered about the mineralogy and geochemistry of the rocks in the mining District with the aim of understanding the processes of hydrothermal alteration, fluid migration, metal precipitation. Finally, a hydrothermal alteration model, which includes mineralogy and geochemistry environmental analysis, was elaborated with the information obtained so that it can be used in future exploratory works in the *Deseado Massif*.

Many methods have been implemented for clay minerals identification, such as applied reflectance spectroscopy, whose findings were compared with other techniques (petrographic analysis, X-ray diffraction, scanning electron microscopy and electron microprobe).

Due to the fact that extended areas within the District are covered with modern basalts, only restricted areas present outcropping hydrothermal alteration: *El Pluma*, *Huevos Verdes*, *Saavedra Oeste* and *Cerro Saavedra*-these being the focus of the analysis. In different field and laboratory works, different types of hydrothermal alteration were identified: intermediate argillic alteration and silicification, closely related to the mineralization and areas with anomalous content of Ag and Au were found at *El Pluma*, *Huevos Verdes* and *Saavedra Oeste* areas; on the other hand, silification and an intense advance argillic alteration were detected only at *Cerro Saavedra* area.

The spectroscopy is a methodology able to detect changes in certain components of the mica by means of the absorption wavelength value of the aluminium hydroxide, which changes its value according to the composition. With the aim of showing the path of the hydrothermal fluids in the District through the use of vectors, detailed mineralogical research of the micas coming from different areas with hydrothermal alteration, has been carried out. In general, micas with a high Al content or with paragonitic composition are formed in relatively acid environments (low pH), while the potassium-rich and phengitic micas (Fe, Mg) precipitate from fluids with pH almost neutral.

The absorption wavelength of the aluminium hydroxide measured in the samples of different areas reveals compositional variations which were corroborated by means of an electron microprobe analysis.

The findings obtained show that mica composition differs widely, and record the interaction between the rock and the hydrothermal fluid some kilometres away from the source. At *El Pluma* area, in the distal position to the ore deposit, the mica is slightly phengitic, where at *Huevos Verdes*, the country rock mica is potassium-rich in composition. Finally, in areas closer to the fluid source, such as *Saavedra Oeste*, the mica composition is more paragonitic.

The reflectance spectroscopy is a useful tool to detect variation in micas aluminium content using the position of the absorption feature close to 2200 microns. We can then correlate the position of this feature with the hydrothermal fluids pH, in mineral associations containing illite.

Mass balance research was carried out from samples with hydrothermal alteration of the most representative areas of the District. This study has also allowed us to reconstruct the hydrothermal fluid path, on the basis of the quantification of the chemical elements. Mass balance analysis of the samples from *El Pluma* area reveals an increase in SiO_2 , Fe_2O_3 and mainly K_2O , and a decrease in CaO , MgO , MnO and Na_2O . At the *Huevos Verdes* area a considerable increase in K_2O together with a rise in Fe_2O_3 , have been found, with a decrease in CaO , MgO , Na_2O , MnO and P_2O_5 . By contrast, the samples

from the *Cerro Saavedra* area have suffered some significant loss in SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, MnO, MgO and K₂O.

The increase in K₂O content is due to the presence of adularia and illite replacing the plagioclase of the volcanic country rocks; usually closely related to the mineralization. The Na is an element that shows the intensity of the hydrothermal alteration, because the progressive alteration generates Na loss; For instance, in the *Cerro Saavedra* area, the complete removal of Na, is an evidence of the great intensity of the hydrothermal alteration of the area..

The results of geochemical sampling within the District indicate that several elements are anomalous. In the *Saavedra Oeste* area anomalous concentrations of copper were discovered; in a more distal position (e.g. *Huevos Verdes* area), haloes of anomalous zinc, lead, molybdenum and silver were found, probably indicating lower temperature conditions; finally, to the periphery of the hydrothermal system (e.g. *El Pluma* area), significant anomalies in gold, mercury, arsenic and antimony were found.

The calculated quotients among the diverse elements—Ag/Zn, Ag/(Pb+Zn), Pb/Cu and Sb/As— show a hydrothermal fluid migration tendency from *Cerro Saavedra* to *El Pluma areas*, which was controlled by regional and local northwest-trending structures.

All the research carried out in the hydrothermal alteration—such as petrography, X-ray diffraction, reflectance spectroscopy, electron microprobe, scanning electron microscopy, mass balance and fluid inclusion analysis— has been useful to interpret the physic and chemical conditions of the fluid responsible for the hydrothermal alteration and ore genesis.

Hydrothermal system analysis suggests a proximal zone to the south-east (*Cerro Saavedra* area), where high temperature-low pH, advance argillic alteration (e.g. kaolinite, pyrophyllite, alunite, topaz and zunyite) has been mapped, together with an intense hydrogen-metasomatism and major elements leaching. To the north-west (following regional and local fractures and discontinuities) the identified hydrothermal alteration becomes gradually colder and neutralized, with illite dominating the mineral assemblages: here, the

progressive alteration leads to a potassium metasomatism of the rock as the plagioclases are replaced by adularia or illite, being this effect more relevant at the *Huevos Verdes* area, closely related to the ore mineralization.

The results of the fluid inclusions studies from samples of the *Huevos Verdes* vein indicate that quartz has precipitated from very diluted fluids with salinities from 0.5 and 4 wt% NaCl equivalent and temperatures between 240 and 300°C.

Both, hydrothermal mineral associations and fluid inclusions studies, indicate that the mineralized bodies could have precipitated at depths about 900 meters below the paleo-phreatic level.

AGRADECIMIENTOS

Como autora del presente trabajo de investigación quiero dejar expreso mi agradecimiento a las siguientes personas e instituciones que me acompañaron y me apoyaron siempre:

-Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y en especial a la empresa M.H Argentina por la beca recibida que permitieron llevar adelante este estudio.

-A mi mamá, siempre presente en cada una de las cosas que hago.

-A mi familia (Papá, Pau, Ceci, Jime, Luisina, Pablo, Fede, Agus, Patricia, Leonor, Ana, Ro, Gastón, Tiny, Jorge, a mi abuela), a mi novio Alejo y a todos mis amigos de la escuela, de la facultad y de la vida.

-A mis Directores Dr. Raúl Fernández y Leandro Echavarría, por su incondicional apoyo, numerosas contribuciones realizadas y por su tiempo dedicado en la lectura crítica de los manuscritos, sin ellos este trabajo no hubiese sido posible.

-Al Dr. Schalamuk por permitirme ser parte de su grupo de trabajo en el INREMI.

-A Silvio Colo Franco, por permitirme ser parte de su equipo de trabajo y confiar en mí.

-A mis compañeros y amigos del INREMI.

-A mi vecina la Arquitecta Adriana González, por su colaboración en la realización de las figuras que acompañan esta tesis y los ricos mates por la mañana.

-A todos mis compañeros y amigos de M. H Argentina.

-Un especial agradecimiento al Dr. Diego F. Ducart por haberme transmitido generosamente todo su conocimiento y experiencia en espectroscopia de reflectancia y procesamiento de imágenes.

-Al Dr. Echeverri por los análisis de microsonda realizados.

-A Javier Ríos de la Universidad Federal de Minas Gerais (UFMG) por efectuarme los análisis de microsonda electrónica.

-A Miguel del Blanco por su ayuda en microscopía óptica.

-A la empresa Minera Santa Cruz que me permitió el ingreso a la propiedad minera y posibilitó la realización de los trabajos de campo (mapeo y muestreo) tanto de superficie, testigos de perforación y labores subterráneas.

-A la Dra. Daniela Marchioni por las contribuciones realizadas en el procesamiento de la imagen ASTER.

-A Daniel Poiré que me permitió la realización de los estudios de rayos X en el Centro de Investigaciones Geológicas.

-Al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, por su capacitación y hospitalidad durante la realización de los estudios de inclusiones fluidas,

-A José Luis Molina del laboratorio del Instituto de Recursos Minerales, por su trabajo de preparación de cortes delgados y pulidos de rocas.

CAPÍTULO 1
INTRODUCCIÓN Y
ANTECEDENTES

INTRODUCCIÓN

El Macizo, Nesocratón o Comarca del Deseado (Leanza, 1958; Harrington, 1962 y Giacosa, *et al.*, 2008, respectivamente) es una unidad morfoestructural ubicada en el sector central de la provincia de Santa Cruz en la Patagonia Argentina (Fig.1.1). Abarca un área de 60.000 km² y se extiende desde el Río Deseado al norte, su afluente el Río Pinturas al oeste y el Río Chico al sudoeste; prolongándose al este y sudeste, hacia la plataforma continental Argentina.

Esta provincia tiene como rasgo geológico dominante la presencia de rocas volcánicas producto del magmatismo jurásico que afectó a la región; y que constituyen una gran parte de los afloramientos. La vinculación de las mineralizaciones presentes en el Macizo del Deseado, con el magmatismo jurásico de la Patagonia ya es exhaustivamente conocida (Fernández y de Barrio 1994; Schalamuk *et al.*, 1995; Schalamuk *et al.*, 1997; Guido y Schalamuk, 2003; Fernández *et al.*, 2008).

El descubrimiento del yacimiento de oro y plata Cerro Vanguardia (Genini, 1988) motivó a numerosas empresas nacionales y extranjeras a desarrollar intensas exploraciones en el Macizo del Deseado y gracias a las numerosas contribuciones realizadas por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) e investigadores de diferentes Universidades, especialmente el INREMI-UNLP, rápidamente se incrementó el conocimiento geológico-metalogenético de la región.

Varias son las ocurrencias de metales preciosos en el Macizo del Deseado; en la actualidad se encuentran cuatro minas en explotación: Cerro Vanguardia, San José, Mina Martha y Manantial Espejo; y proyectos avanzados próximos a la explotación como Cerro Negro, Lomada de Leiva y Cerro Moro.

Schalamuk *et al.* (1999) definió al Macizo del Deseado como Provincia Auroargentínifera del Deseado, caracterizada por la presencia de depósitos epitermales de baja sulfuración; sin embargo recientemente se conocieron otros tipos de mineralizaciones que difieren a las típicas mineralizaciones ya reconocidas; por ejemplo la presencia de complejos de domos riolíticos mineralizados (Proyecto Calandrias:<http://www.marianaresources.com>) y la

presencia de mineralización polimetálica de edad Jurasico inferior en el área del anticlinal El Tranquilo (Jovic, 2009).

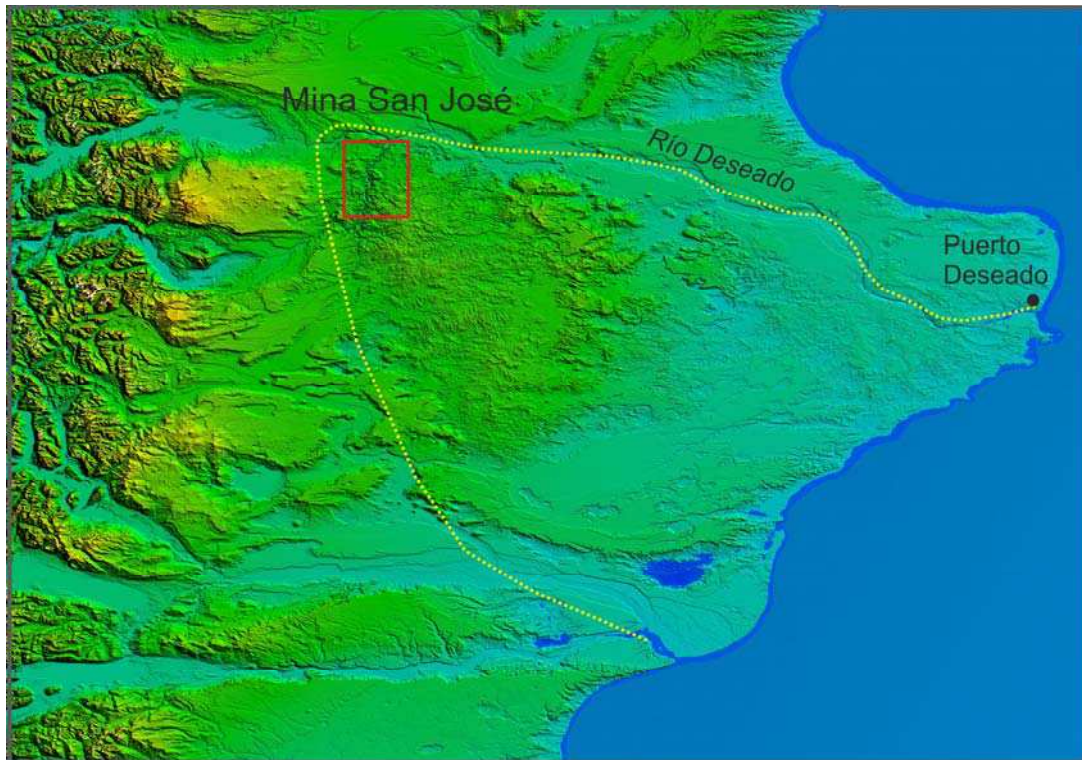


Figura 1.1: Provincia geológica Macizo del Deseado con la ubicación del área de estudio. (Modelo digital de elevación del radar Shuttle disponible en la página web http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/South_America/).

OBJETIVOS DE LA TESIS

El objetivo fundamental de esta investigación es definir los fenómenos que se asocian más estrechamente con los procesos conjuntos que producen alteraciones y mineralizaciones y como, dichos procesos, están condicionados por los fluidos hidrotermales y las relaciones “agua”/roca. Esto incluye la caracterización de la alteración (tipo, intensidad y estilo) y de los fluidos hidrotermales que las generaron, así como establecer las relaciones espaciales y/o genéticas con mineralizaciones de interés.

Establecer la conjunción de los procesos que generan mineralizaciones y cambios mineralógicos, químicos y físicos en las rocas en las que se alojan, resulta de sumo interés desde el punto de vista científico por el conocimiento

acerca de la evolución de los fluidos responsables, y por lo tanto sobre la implicancia que tienen en esas transformaciones. También puede constituir un importante aporte transferible a la exploración minera, actividad que cada vez más requiere de contribuciones científicas para lograr hallazgos de mineralizaciones.

Para alcanzar los objetivos propuestos, y sobre la base de recopilación bibliográfica y utilización de imágenes satelitales, se decidió iniciar la investigación en el Distrito Minero San José y sus inmediaciones, para realizar los estudios de detalle tratando de contemplar la mayor diversidad posible de alteraciones, litologías y relaciones con mineralizaciones conocidas.

Actualmente en el Distrito se explota un depósito epitermal de sulfuración intermedia (Dieckrich *et al.*, 2012) constituido por un sistema de vetas portadoras de oro y plata; del cual se dispone abundante información y además permite un análisis en tres dimensiones de las alteraciones mediante el muestreo en las labores subterráneas y de esta forma con los resultados obtenidos, elaborar un modelo de las alteraciones para el Distrito. Además, en sus alrededores se presentan zonas de alteración hidrotermal que, en principio, parecen responder a fluidos de distinta composición.

Se revisaron informes sobre el área de estudio de la empresa que cofinancia esta beca y se volcó dicha información a un Sistema de Información Geográfica (S.I.G). También se consultó material vinculado a la técnica de espectroscopía de reflectancia aplicada y su empleo en el estudio de las alteraciones hidrotermales; manipulación del equipo y software para la interpretación de los espectros obtenidos.

Posteriormente, se efectuaron sucesivos trabajos de campo para la recolección de muestras en los principales sectores con alteración hidrotermal.

Para la identificación de los minerales de arcillas se empleó un espectrómetro portátil infrarrojo (SWIR); que a su vez permite hacer estimaciones sobre el grado de cristalinidad de las especies y determinar sus variaciones composicionales. Estos equipos portátiles se han convertido en una herramienta

muy útil para el mapeo de las rocas alteradas; ya que se trata de un aparato de fácil manejo, cuyas mediciones se toman rápidamente y son transportables. El empleo de esta técnica se ha incrementado y se ha utilizado en varios ambientes de mineralización como por ejemplo epitermales de alta y baja sulfuración, en yacimientos de pórfidos de cobre, depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos, depósitos de uranio, etc. En este caso, los resultados fueron comparados con resultados de difracción de rayos X para validar la técnica.

Se emplearon imágenes ASTER para la identificación y mapeo de las áreas de alteración hidrotermal mediante la aplicación de distintas técnicas de análisis digital y los resultados fueron comparados con los datos obtenidos en campo y laboratorio.

Por otra parte, se colectaron muestras para análisis geoquímicos multi-elementales de rocas alteradas en el sistema de vetas mineralizadas y en sus alrededores. Con todas ellas se analizó la zonación en la concentración y la relación entre los elementos. De esta forma se pudo relacionar las características geoquímicas de las rocas alteradas con la química del sistema de vetas.

A partir de las zonaciones confeccionadas para cada uno de los elementos se elaboró un patrón que puede ser empleado como vector hacia la mineralización en posteriores exploraciones en la región.

PRESENTACION DE LOS RESULTADOS

Los resultados de esta investigación se han organizado en 6 capítulos, en donde se tratan separadamente distintos aspectos geológicos del área de estudio, un anexo que contiene mapas de detalle, resultados de análisis geoquímicos y geocronológicos y un apartado de la bibliografía citada. En el presente capítulo introductorio se describen los objetivos de la investigación, presentación del área de estudio, los antecedentes de la misma y una síntesis del marco geológico regional.

El capítulo II comprende las técnicas y metodologías empleadas a lo largo de las diferentes etapas del desarrollo de la investigación.

El capítulo III de la geología local; comprende una revisión de la información existente acerca de las unidades localizadas en el área de trabajo, la mineralización y aspectos estructurales regionales y locales más relevantes.

El capítulo IV abarca los aspectos generales de la alteración hidrotermal registrada en el interior del Distrito Minero; la descripción detallada de la mineralogía identificada, análisis de la distribución de los tipos de alteraciones y sus efectos en la química de la roca, análisis de inclusiones fluidas, entre otros aspectos.

El capítulo V presenta la caracterización geoquímica del yacimiento a partir del análisis de todos los resultados geoquímicos del muestreo de vetas y brechas hidrotermales a los fines de definir posibles zonaciones. Y luego, un análisis de la distribución de los elementos menores en una de las vetas que actualmente se encuentra en explotación.

El capítulo VI comprende la discusión e interpretación de los resultados obtenidos en los capítulos precedentes, y la elaboración del modelo de alteraciones para el área de estudio.

Por último, en el anexo se encuentran, el mapa de las alteraciones elaborado para el Distrito; los resultados de las dataciones geocronológicas y análisis químicos efectuados en los diferentes tipos de alteraciones para la elaboración del balance de masas.

ÁREA DE ESTUDIO

El Distrito Minero San José, está ubicado en el extremo NO de la provincia geológica del Macizo del Deseado, en el Departamento Lago Buenos Aires y abarca un área de 550 km². Se accede al mismo a través de la ruta Provincial N° 43, la cual comunica las localidades de Las Heras con Perito Moreno. Unos 50 km antes de llegar a Perito Moreno, se toma un camino de grava de aproximadamente 20 km que arriba al campamento.

La localidad más próxima a la mina San José es Perito Moreno, la cual según datos del INDEC 2001 posee 3.588 habitantes, arrojando un incremento poblacional del 24.8% si se lo compara con los datos del censo anterior en el año 1991. Sus alrededores comprenden estancias cuya actividad principal es la cría de ganado ovino y algunas chacras que producen frutas finas.

El área de estudio está limitada por las siguientes coordenadas geográficas: 70°20′/70°15′ longitud oeste y 46°35′/46°42′ latitud sur y las coordenadas 2386499/ 2416057 y 4841554 /4819003 en la proyección conforme Gauss Krugger (Faja 2 y Campo Inchasupe 69) a una cota de 530 a 570 msnm.

El Distrito cuenta con una infraestructura que comprende una mina subterránea; escombreras transitorias, una planta de tratamiento, depósito de colas, campamento, lagunas de evaporación y caminos.

El paisaje se conforma de cerros, centros volcánicos aislados, mesetas basálticas, lomadas redondeadas y bajos o depresiones endorreicas. Los cerros más destacados de la zona son: El Portugués (720 msnm) y Cerro Bayo Saavedra (648 msnm).

Muy cerca del área de estudio en dirección hacia el norte, se encuentra el Río Deseado cuyo régimen es intermitente; con su nacimiento en la Cordillera y desembocadura en el océano Atlántico. Su planicie de inundación posee alrededor de 1.000 metros de ancho. Su principal afluente es el Río Pinturas, de orientación general norte-sur, y de régimen permanente; y este río atraviesa el Distrito y desarrolla su curso sobre las vulcanitas jurásicas y su planicie de inundación

posee 300 metros de ancho. Numerosos cursos efímeros alimentan a los ríos y a depresiones dando como resultado pequeñas cuencas cerradas.

ANTECEDENTES GEOLÓGICOS Y MINEROS DEL ÁREA

Contribuciones previas realizadas en el área de estudio y en zonas próximas al Distrito, son las que se enuncian a continuación.

Los primeros trabajos que se llevaron a cabo en este sector corresponden a Carlos Ameghino, a fines del siglo XIX quién colectó flora fósil que posteriormente fue remitida a Carlos Spegazzini (1898 en De Giusto *et al.*, 1982).

Luego, recién en el año 1924 Windhausen realizó algunas referencias de esta región y en el año 1938 Roll llevó a cabo trabajos al sur del Río Deseado.

Posteriormente, Feruglio (1949) hizo una descripción de la geología de la Patagonia y Palma *et al.* (1996) describieron en forma detallada el cerro Wenceslao.

Genini (1977) y Márquez (1978) dentro de un programa de prospección geoquímica del Plan Patagonia Comahue de la Secretaría de Minería de la Nación llevaron a cabo estudios en la zona aledaña al Río Pinturas.

Lapido (1980) ha realizado un mapa preliminar de la Hoja 51B Perito Moreno a una escala 1:100.000. Posteriormente de Barrio *et al.* (1999) analizan la historia geológica del Macizo del Deseado durante el Jurásico y Cretácico. Dentro del área de estudio, Cobos y Panza (2003) realizaron la Hoja Geológica 4769-IV El Pluma, a escala 1:250.000 para el Servicio Geológico Minero Argentino. López (2002; 2003) y Guido *et al.* (2002a) han realizado contribuciones sobre la geología y mineralización en zonas cercanas al Distrito Minero San José.

López (2006) completó su tesis Doctoral; abocándose principalmente al área del proyecto Cerro Negro que linda con la propiedad minera San José.

En el área ubicada entre el lago Ghío y la sierra Colorada, Sruoga *et al.*, (2010) proponen un modelo de evolución de caldera a partir del análisis litofacial de las unidades aflorantes en el área de la estancia La Peligrosa.

Dentro del área de estudio, la empresa Hochschild Mining Plc. ha financiado un proyecto de investigación que se inició en el año 2003 cuyo título es: “Análisis geológico de la mineralización en el Distrito Minero San José, Argentina” y en cuyo marco Ronald Gutiérrez en el año 2006 completó su tesis de maestría en la Escuela de Minas del Colorado, USA (Gutiérrez, 2006).

La propiedad minera fue adquirida por la empresa Minera Andes en el año 1997 luego de un programa de prospección y estudio estructural regional en áreas con anomalías de color LANDSAT coincidentes con valores anómalos de oro y plata en muestras tomadas en superficie, es de destacar que no se cuenta con registros de exploración sustancial en el área previos a ello.

Basándose en esos resultados, Minera Andes desarrolló un programa de exploración de 5 años de duración entre los años 1997 a 2001 que consistió en el mapeo de superficie, apertura de trincheras, muestreo en canaletas, magnetometría y geoelectrónica. Posteriormente se realizaron 83 sondajes de aire reversa y 3 de diamantina totalizando aproximadamente unos 9.000 metros de perforaciones.

De esta forma la empresa completó los primeros estudios de la mineralización en el área de Huevos Verdes y Saavedra Oeste.

A partir Marzo de 2001 la empresa peruana Hochschild Mining Plc. fue la encargada de operar un programa de exploración en esta área que consistió en ampliar las zonas con datos de IP y resistividad, muestreos de superficie, elaboración de trincheras y la realización de 30 sondajes por un total de 5.110 metros.

En el año 2003 se inicia la construcción de la mina, se llevan a cabo labores subterráneas y se descubre la veta Frea, ya que hasta el momento sólo se conocía la veta Huevos Verdes. Durante el año 2004 continúan las tareas de exploración y se amplían los estudios de impacto ambiental, además se obtuvo el

permiso para realizar laboreos subterráneos. El estudio de impacto ambiental finalizó en el año 2005, en ese mismo año se brindaron charlas a la comunidad de Perito Moreno para presentar el proyecto además de brindar capacitaciones a la gente de la comunidad.

Posteriormente se llevó a cabo la construcción de la infraestructura y el parque industrial, el cual se puso en funcionamiento en junio del año 2007 con una capacidad de la planta de 750 toneladas por día, que a mitad del año 2008 se incrementó a 1.500 toneladas por día. La mina produjo 5 millones de onzas de plata y 77 mil onzas de oro en 2009. Durante el año 2010 la capacidad de la plata aumentó a 3000 toneladas/día. La mina produjo 5,9 millones de onzas de plata y 81 mil onzas de oro en 2011.

Actualmente, y desde hace 5 años (desde el año 2007), la compañía que opera la unidad minera es Minera Santa Cruz S.A, producto de la unión entre las empresas Minera Andes (con el 49% de las acciones) y Hochschild Minig PLC, (con el 51% de las acciones).

En el año 2010 una intensa campaña de perforaciones tuvo como resultado nuevos descubrimientos en el Distrito: nueve vetas de oro y plata y la extensión de dos de las estructuras ya conocidas que incrementaron los recursos de la mina, aumentando su vida útil de 8,4 a 11,4 años según el reporte anual de la empresa Hochschild Mining PLC de Diciembre de 2010. (<http://www.hochschildmining.com>).

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Son escasos los afloramientos del basamento metamórfico en el Macizo del Deseado (Fig. 1.2). Aparecen en la región oriental y comprenden pizarras, filitas, esquistos, cuarcitas, margas, gneises, migmatitas, anfibolitas y granitos deformados. Todos ellos agrupados por Giacosa *et al.* (2002) dentro del Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976), con una edad del Neoproterozoico a Cámbrico (Pezzuchi, 1978; Pankhrust *et al.*, 2001). Estas rocas posteriormente fueron intruídas por granitoides y rocas subvolcánicas con edades de 470 a 400 Ma. (Chebli y Ferello, 1975). Otro grupo de metamorfitas aflorantes en el sector occidental del Macizo del Deseado constituyen la Formación La Modesta (Di Persia, 1962; Pezzi, 1970) de edad Silúrico Devónica (Moreira *et al.*, 2005). Esta unidad está integrada por filitas cuarzo-muscovíticas y metacuarcitas.

En el Paleozoico superior existió un cambio en el régimen tectónico que generó sistemas de grabens y hemigrabens con orientación NO-SE (Uliana y Biddle, 1987) que dio como resultado la formación de una cuenca de tipo rift denominada Cuenca La Golondrina donde se depositaron en relación de discordancia las sedimentitas continentales del Grupo Tres Cerros (Formaciones La Golondrina, Archangelsky, 1967 y la Formación La Juanita Arrondo, 1972) de edad Pérmico inferior a superior. Ambas Formaciones fueron depositadas en un ambiente continental lacustre y de planicie aluvial, rellenando los depocentros con una distribución restringida.

En el Triásico medio a superior se depositan más allá de los grabens iniciales (Uliana, *et al.*, 1989) sedimentitas continentales asignadas al Grupo El Tranquilo (Jalfin y Herbst, 1995). En el sector central del Macizo del Deseado afloran rocas volcanoclásticas de la Formación Roca Blanca; cuya edad fue asignada por Homocv y Constantini (2001) al Triásico superior (Retiano). Intercalados en las tufitas de la Formación Roca Blanca aparecen basaltos continentales atribuidos a la Formación El Piche (Jovic, 2009).

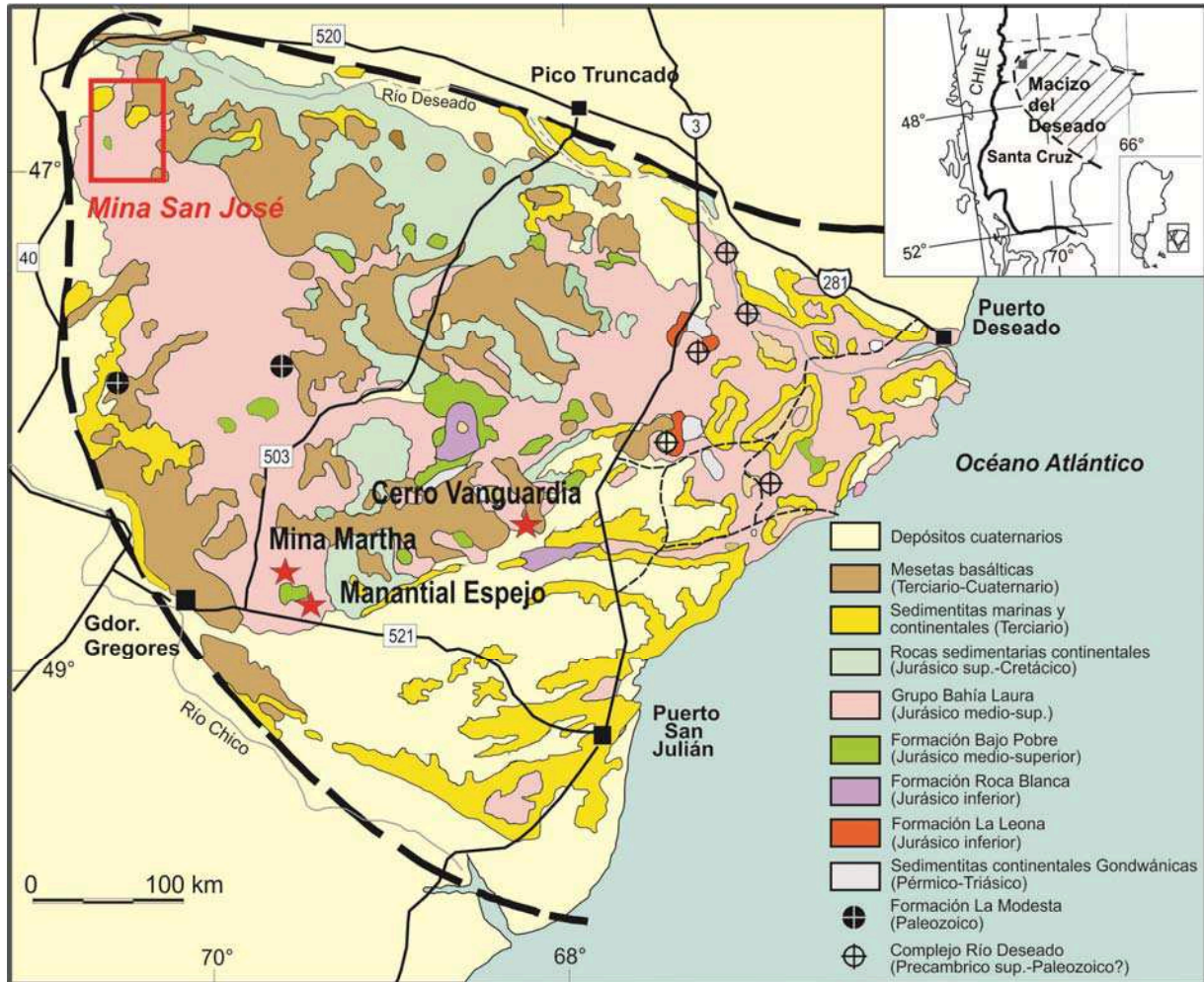


Figura 1.2: Mapa geológico simplificado del Macizo del Deseado con la ubicación del área de estudio con las cuatro minas que están operando actualmente: 1) Cerro Vanguardia, 2) Manantial Espejo, 3) Mina Martha y 4) San José.

Posteriormente se intruye en el Jurásico inferior (Pankhurst *et al.*, 1993) un complejo granodiorítico-granítico integrado por facies plutónicas e hipabisales (Formación La Leona, Arrondo 1972). A los diques basálticos a traquiandesíticos de la Formación Cerro León (Panza, 1982), Guido (2002) les otorgó una edad Jurásico inferior alta. Ambas unidades formacionales denotan la presencia de un régimen tectónico extensional. Jovic (2009) interpreta que los pórfidos andesíticos corresponderían a conductos emisores de magmatismo vinculado al episodio magmático que originó a la Formación Bajo Pobre, sobre la base de su composición, relación estratigráfica y edad.

La Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello, 1972) de composición básica a intermedia y el Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello, 1972) de composición ácida constituido por la Formación Chon Aike y la Formación La Matilde forman parte del evento volcánico-piroclástico-sedimentario que abarcó un lapso de tiempo extenso entre los 178 a 149 Ma (Panza y Haller, 2002).

Andesitas, andesitas basálticas y rocas intrusivas son los principales constituyentes de la Formación Bajo Pobre mientras que en la Formación Chon Aike dominan las ignimbritas riolíticas junto con tobas de caída, depósitos volcanoclásticos re-sedimentados, lavas intercaladas, diques y domos riolíticos. La Formación La Matilde esta constituía principalmente por rocas volcanoclásticas retrabajadas. Varios autores (Pankhurst *et al.*, 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998; Bertrand *et al.*, 1999; Féraud *et al.*, 1999 y Riley *et al.*, 2001) remarcan la coetaneidad y la vinculación genética de todas estas unidades; tal es así que Echeveste *et al.* (2001) propone volver a incluir a la Formación Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura. Guido (2002, 2004) y López (2006) sugieren la reutilización del nombre Complejo Bahía Laura definido por Feruglio en 1949.

Varios autores como Nelson *et al.* (1980); Riccardi, (1983); Féraud *et al.* (1999) y Ramos, (2002) señalan la existencia durante el jurásico de una subducción activa en el margen occidental de Gondwana la cual condujo al desarrollo de una tectónica extensional en el retroarco. Como consecuencia de ese régimen tectónico se formaron numerosos hemigrabens con orientación NNO (Fig. 1.3) limitados por abruptas fallas lístricas, muchas de las cuales fueron estructuras formadas durante el rifting Permo-Triásico que posteriormente fueron reactivadas (Echavarría *et al.*, 2005). Los hemigrábenes afectaron al basamento y fueron posteriormente colmatados por las vulcanitas ácidas de la provincia magmática Chon Aike definida por Kay *et al.* (1989) donde en el bloque bajo la secuencia volcánica puede llegar a tener hasta 2.000 metros de espesor mientras que en bloque alto su potencia es menor (Gust *et al.*, 1985).

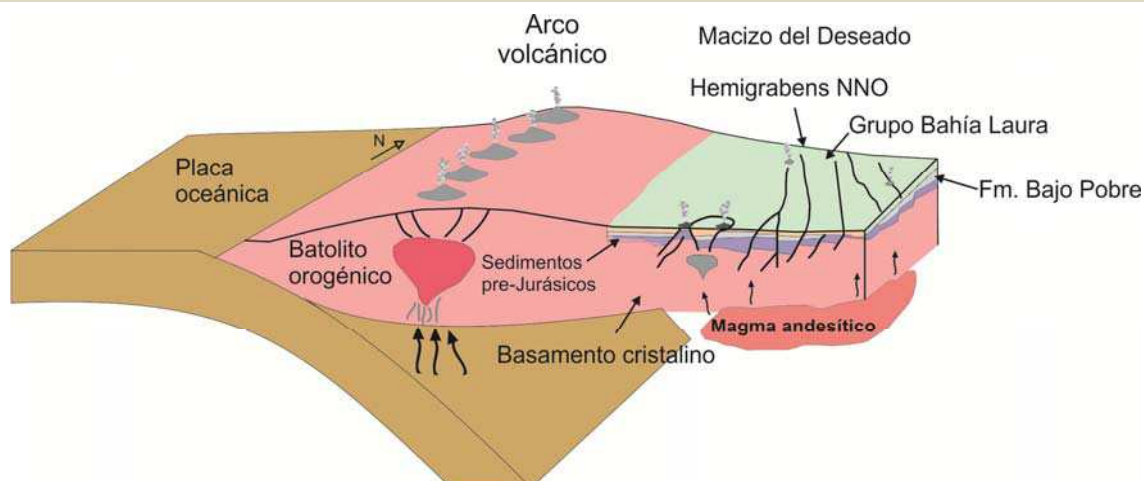


Figura 1.3: Modelo tectónico-magmático del Macizo del Deseado durante el período Jurásico, tomado de Echavarría *et al.*, 2005. Subducción en el margen occidental de Gondwana con un régimen tectónico extensional en el ambiente de retroarco con la formación de hemigrabens con orientación NNO.

Por otro lado, Giacosa *et al.* (2010) interpretan que los rasgos estructurales más relevantes del Macizo del Deseado son producto de fallas normales generadas en respuesta a la etapa de rifting Jurásico, las cuales influyeron en la geometría y distribución de las estructuras durante el Cretácico y Cenozoico.

En este marco geológico vinculado espacial y temporalmente al vulcanismo bimodal se desarrollaron numerosos depósitos epitermales como por ejemplo Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, Mina Martha y San José, entre otros.

Producto de una nueva reactivación extensional que condujo a la formación de pequeñas cuencas, se depositan las sedimentitas continentales epi-piroclásticas de la Formación Bajo Grande (Di Persia, 1958), de edad Jurásico superior Cretácico inferior, y la Formación Baqueró (Archangelsky, 1967; Archangelsky, 1984) asignada al Cretácico inferior.

A fines del Cretácico aparecen en el sector central del Macizo de Deseado, basaltos olivínicos de la Formación Las Mercedes; los cuales marcan el inicio de un magmatismo basáltico que continuará durante el Cenozoico.

Tobas y bentonitas continentales de la Formación Sarmiento (Feruglio, 1949) fueron depositadas en el Oligoceno inferior. Se apoyan sobre dichas rocas; los depósitos de transgresión marina de la Formación Patagonia o Monte León (Zambrano y Urien, 1970; Bertels, 1970) y las sedimentitas continentales de la Formación Santa Cruz (Ameghino, 1898) del Mioceno inferior.

Mantos de gravas gruesas que cubren las unidades previas en relación de discordancia, aparecen tanto en el norte como en el sur del Macizo de Deseado y son conocidos como “Rodados Patagónicos” pero abarcan las Formaciones Mata Grande (Panza y de Barrio, 1987; 1989) y La Avenida (Marín, 1982).

Las mesetas de basaltos son características de la Patagonia y comprenden a las Formaciones: Basalto Alma Gaucha, Cerro del Doce, San Agustín, Chapalala, Basalto Belgrano, Meseta del Lago Buenos Aires y Basalto Tres Cerros.

Estos extensos derrames de basaltos fueron interpretados como basaltos de plateau originados como consecuencia de la colisión de una dorsal oceánica (Ramos, 1989). Estudios posteriores confirman su relación temporal y espacial con las ventanas astenosféricas que se formaron como consecuencia de la subducción de una dorsal oceánica activa (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997). Los basaltos se inician con un período de mayor fusión y con derrame de importantes volúmenes de basaltos de naturaleza levemente alcalina (Ramos y Kay, 1992), para luego pasar a basaltos de mayor alcalinidad y menor volumen que han sido caracterizados como basaltos de post-plateau (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997).

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA DE TRABAJO

INTRODUCCIÓN

En el siguiente apartado se describe la metodología empleada en el desarrollo de la presente investigación.

Con el fin de lograr los objetivos propuestos se diagramó un plan de trabajo que comprende cuatro etapas; la primera de ella consistió en la recopilación, análisis de bibliografía previa y selección del área de estudio. Luego se efectuaron los trabajos de campo como el muestreo de las unidades geológicas con y sin alteración hidrotermal, sondajes y laboreos subterráneos. Posteriormente, se efectuaron tareas de gabinete: estudios petrográficos, espectroscopía de reflectancia aplicada, difracción de rayos X, microscopía electrónica de barrido, análisis de inclusiones fluidas en la ganga, balance de masas y geocronología de la mineralización. El método espectroscopía de reflectancia aplicada para la identificación de argilominerales se desarrolló con mayor detalle en esta apartado, por ser una herramienta novedosa, útil, rápida y sencilla; utilizada actualmente en numerosos y diversos tipos de yacimientos con óptimos resultados.

Por último, y a partir de la integración de todos los datos obtenidos en las etapas previas, se realizó una interpretación acerca de los fluidos responsables de la alteración hidrotermal y de la mineralización presente en el Distrito.

Compilación bibliográfica

Se realizó una recopilación de mapas y trabajos previos de la región y del Distrito Minero San José. Se revisaron todos los informes de la mina elaborados por los geólogos de la empresa y por consultores externos. También se reunieron publicaciones científicas vinculadas con yacimientos minerales epitermales y sus alteraciones hidrotermales.

Trabajos de campo

Durante el período junio de 2008 y diciembre de 2011; se efectuaron las tareas de campo en las cuales se llevó a cabo el mapeo de las alteraciones hidrotermales y la recolección de diversas muestras para análisis geoquímicos, petrografía óptica, microscopía electrónica de barrido, difracción de rayos X, entre otras.

La cartografía de base fue confeccionada a partir de la hoja geológica El Pluma 4769-IV con una escala 1: 250.000, sobre la que se volcó toda la información disponible provista por la empresa MH Argentina, además de las imágenes satelitales ASTER y SPOT del área de estudio.

La ubicación de los sitios de muestreo y posicionamiento de los puntos de interés se llevo a cabo con GPS marca Garmin modelo e-trex, y se representó en el sistema de coordenadas Gauss-Krügger (GK) Faja 2, con DATUM Campo Inchauspe 69.

El muestreo se realizó en cada uno de los sectores de interés teniendo en cuenta la litología, el tipo e intensidad de alteración hidrotermal, y con el empleo de una piqueta o maza, donde se obtuvieron por un lado las muestras de aproximadamente 5 kilos que fueron enviadas al laboratorio, y por otro lado, muestras de menor tamaño (con algunos centímetros de diámetro, sobre superficies frescas a los fines de quitar efectos de la intemperización) para luego ser analizadas con el espectrómetro y la confección de secciones delgadas.

También se realizó un muestreo en las labores de interior de la mina en los diferentes niveles subterráneos sobre uno de los cuerpos mineralizados que actualmente está en explotación. Para la ubicación de estas muestras se utilizaron mapas y secciones elaboradas por la empresa.

Espectroscopía infrarroja de onda corta

a) Antecedentes históricos de la herramienta

El empleo de espectrómetros portátiles para la identificación de los minerales de alteración hidrotermal, se volvió una herramienta muy importante para el mapeo en etapas de exploración minera y explotación.

Esta técnica fue utilizada a principios del siglo XX con el objetivo de identificar ciertos compuestos y minerales por parte de mineralogistas y químicos cuyas primeras publicaciones aparecen entre 1905 y 1910 por W.W Coblents del U.S Bureau of Standards. Lyon (1962) y Moenke (1962) fueron quienes publicaron espectros de minerales. Posteriormente Farmer publicó un libro en el año 1974 con los aspectos teóricos y prácticos. Recién a partir del año 1970 numerosos autores compilaron varios espectros de minerales obtenidos con el SWIR (Short Wave Infrared) y elaboraron bases de datos con las imágenes espectrales, como por ejemplo Hunt y Salisbury (1970, 1971), Hunt *et al.* (1971 a, b, c); Clark *et al.*, 1990; Clark *et al.*, 1993 y Grove *et al.*, 1992 logrando un notable incremento en el conocimiento de esta técnica.

En la actualidad, y desde el año 1940, están disponibles equipos comerciales a la venta, convirtiéndose durante los últimos años en herramientas útiles para la exploración minera.

Escasa es la información publicada sobre las aplicaciones de esta herramienta debido al carácter confidencial de muchos programas de exploración desarrollados por parte de las empresas. Thompson *et al.* (1999) señaló que las variaciones en los rasgos espectrales permiten hacer estimaciones de las abundancias relativas de los minerales identificados y el grado de cristalinidad en algunos filosilicatos.

Posteriormente King *et al.* (2004) abarcan los principios teóricos de este método en una forma más amplia; mientras que Hauff (2008) pone énfasis en las aplicaciones para estilos específicos de alteración.

Numerosos autores como Herrmann *et al.* (2001); Jones *et al.* (2005) y Van Ruitenbeek *et al.* (2005) se focalizaron en los cambios de composición de los minerales con el objetivo de obtener algún vector hacia la alteración.

En la actualidad algunos autores como Kerr *et al.* (2011) llaman a esta técnica por su abreviatura VIRS (*Visible/Infrared Spectroscopy*) que quiere decir espectroscopía del visible al infrarrojo.

b) Definición y aspectos teóricos

El método de espectroscopía de reflectancia se basa en la medición y el análisis del comportamiento de las ondas electromagnéticas en la región del espectro electromagnético de la luz visible (400-700 nm), la infrarroja cercana (700-1300 nm) y la porción del infrarrojo de ondas cortas (1300-2500 nm) que son emitidas y alteradas en función de las propiedades y composición química de cada mineral otorgando una firma específica y única. Los átomos y moléculas absorben energía en función de su estructura atómica, lo cual se manifiesta en forma de un gráfico o espectro de reflectancia con sus característicos rasgos de absorción (Fig. 2.1a).

El espectro es un gráfico con cambios de pendiente en dos dimensiones, donde los valores en el eje horizontal corresponden a la longitud de onda y los valores en el eje vertical corresponden al porcentaje de reflectancia respecto a la reflectancia del Halón (CBrClF₂). Los rasgos de absorción en los espectros según su forma y profundidad pueden ser agudos, dobles, abiertos asimétricos, en forma de hombro, irregular, múltiple, etc. (Fig. 2.1b). A la forma general de la gráfica se la llama envolvente, Hull o continuum.

Cuando una muestra es iluminada por una fuente de luz, ciertas longitudes de onda de la luz son absorbidas por los minerales de las muestras como resultado de las vibraciones moleculares. Las posiciones de longitud de onda son determinadas por el catión y la longitud del enlace respectivo. El radio iónico del catión determina la longitud del enlace químico entre estos y las moléculas tales como el agua, hidróxilo o carbonatos a las cuales se enlazan. La espectroscopía mide la energía vibracional de aquellos enlaces, los cuales lo hacen de manera

diferente permitiendo de esta manera su identificación. El enlace Al-OH está en la zona de longitud de onda de 2.200 nm; los enlaces Fe-OH están entre los 2.280 y 2.295 nm, y los enlaces Ca-CO₃ están próximos a los 2.334 nm (Fig.2.1c). Las muestras por lo general no son monominerales, por lo tanto sus espectros de absorción pueden incluir respuestas de varios minerales. La influencia de cada mineral está dada por su coeficiente de reflectancia. La interpretación de los espectros con mezclas de minerales tiene algunos inconvenientes como por ejemplo la interferencia.

Las variaciones en la cristalinidad son reflejadas por variaciones en la forma de los rasgos diagnósticos de absorción, lo cual puede ser útil para delimitar zonaciones de temperaturas o químicas, o distinguir arcillas de meteorización, de arcillas hidrotermales. Por lo general, los rasgos de absorción se vuelven más agudos cuando hay un incremento en la cristalinidad; mientras que los minerales pobremente cristalinos desarrollan rasgos de absorción amplios. (Fig.2.1d).

El análisis espectral también puede ser utilizado para discriminar variaciones composicionales en algunas de las especies minerales, lo cual puede significar en un cambio de temperatura en un sistema de alteración, delimitando de esta manera zonaciones que pueden ser proximales a la mineralización. Estos cambios se manifiestan como variaciones en la longitud de onda de absorción de rasgos típicos. Algunos de estos minerales corresponden a los grupos de la clorita, micas, alunita y carbonatos.

Los equipos portátiles más utilizados para la exploración minera son el Integrated Spectronics Pty. Ltd., mejor conocido como PIMA (*Potable Infrared Mineral Analyser*) y el de Analytical Spectral Devices o ASD-FieldSpec; este último otorga información con longitudes de onda de la zona del visible del espectro (VIS) y también de la zona cercana (NIR) y dentro del infrarrojo de onda corta (SWIR) a diferencia del PIMA que solo lo hace en la porción del SWIR.

El rango del espectro electromagnético del VIS/NIR reconoce varios procesos electrónicos como por ejemplo la transferencia de la carga, centros de color y las transiciones cristalinas de bandas de conducción. (Hunt 1977),

permitiendo de esta forma la identificación de minerales con hierro, manganeso y cobre. Algunos ejemplos son: goethita, hematita, jarosita, silicatos hidratados con hierro como epidoto, clorita y biotita, carbonatos de hierro, óxidos y carbonatos de cobre, carbonatos y silicatos de manganeso. La porción del SWIR detecta la energía generada por las vibraciones de los enlaces moleculares; siendo útil para el reconocimiento de filosilicatos, carbonatos, silicatos hidratados, sulfato y minerales con amonio. Algunos ejemplos comprenden: caolinita, illita, esmectita, pirofilita, epidoto, clorita, carbonatos, alunita, turmalina, yeso.

A los espectros de absorción obtenidos por el ASD es posible procesarlos y aumentarles los rasgos de absorción, aplicándole una corrección a una línea de base a los datos del espectro. El cálculo empleado para la corrección de los espectros se denomina "*Hull quotient correction*", y la ventaja de aplicarle esta corrección a los espectros es que permite detectar rasgos muy sutiles.

La identificación de los minerales se basa en la comparación de la longitud de onda, forma y principales rasgos de absorción del espectro de la muestra con un espectro de referencia de la biblioteca espectral otorgada por la USG (Clark *et al.*, 2003) que se encuentra disponible en la web (<http://speclab.cr.usgs.gov/spectral-lib.html>).

Los datos de espectroscopía fueron obtenidos a partir de un muestreo de superficie en aquellas áreas donde los basaltos modernos dejaron al descubierto zonas con alteración hidrotermal. En primer lugar se llevó a cabo un muestreo de superficie diferenciando 4 sectores donde se concentró el análisis: El Pluma, Huevos Verdes, Saavedra Oeste y Cerro Saavedra. En ellos y conforme a las observaciones de campo, se colectaron 188 muestras representativas de los distintos tipos de la alteración o sus variaciones, las cuales fueron analizadas con el equipo ASD Field Spec Pro TM. Posteriormente se llevó a cabo un muestreo sistemático en el clavo sur de la veta Huevos Verdes. En este último, se recogió una muestra cada 10 metros dentro de las labores de interior mina en cada uno de los niveles de desarrollo totalizando unas 252 muestras.

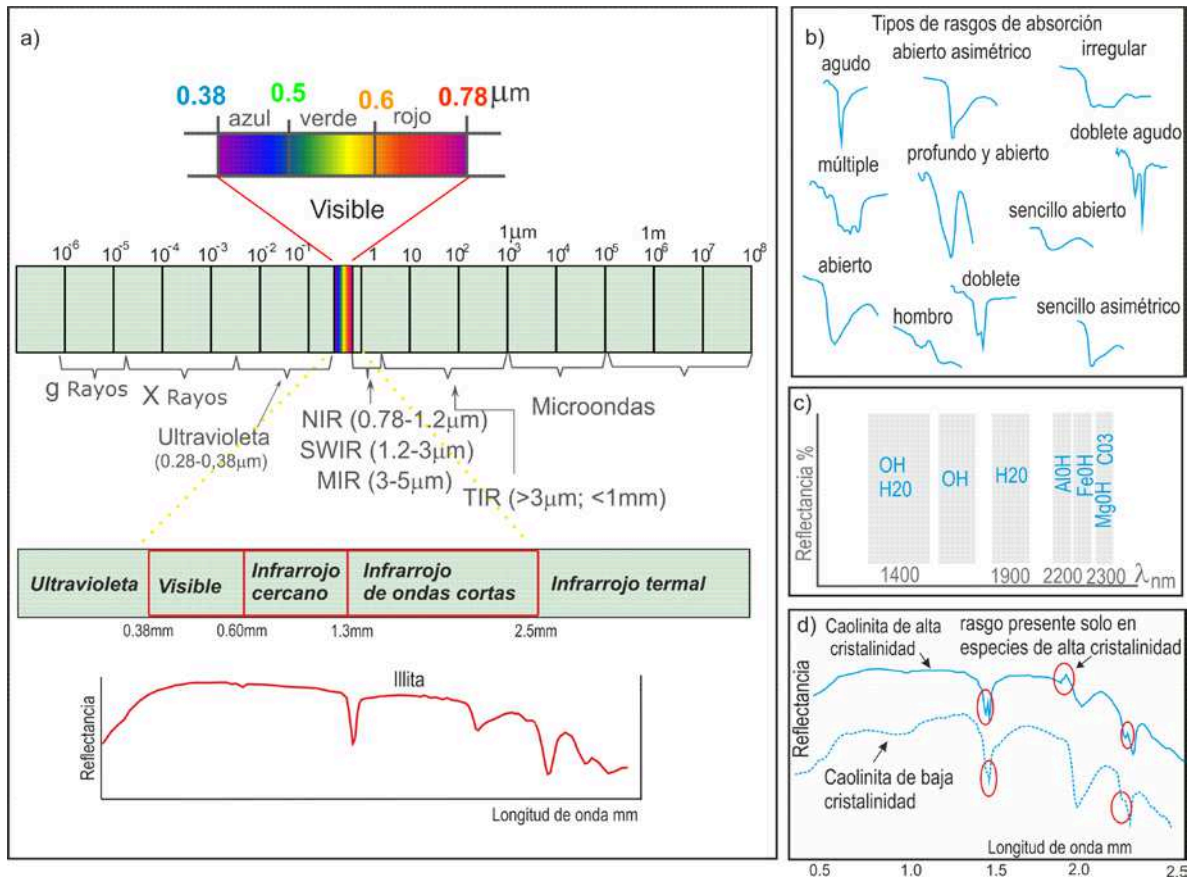


Figura 2.1: a) Espectro electromagnético; porción del espectro de interés para la espectroscopía de reflectancia y espectro de reflectancia de illita; b) diferentes tipos de rasgos de absorción; c) posiciones de longitudes de onda de algunos de los enlaces de minerales. (Modificado de Herrmann, *et. al.*, 2001) y d) espectros de caolinita; nótese la agudeza de los rasgos con el aumento de la cristalinidad de la arcilla.

Para la identificación de los minerales esta herramienta requiere poca preparación de las muestras y no es necesario que su tamaño sea grande, con la cual se tomaron muestras de algunos centímetros de diámetro. Para lograr buenas lecturas se apoya la lámpara sobre superficies de la muestra que sean planas y que sean frescas; y en los casos que fue necesario se removió la superficie de meteorización. Las muestras al ser analizadas deben estar secas, para lo cual fueron secadas con un flujo de aire cálido, o al aire. La ubicación de las muestras fue obtenida por medio de un posicionador satelital. Del total de muestras obtenidas los espectros fueron procesados con el software SPEC-MIN versión 3.1, ENVI 4.3.

La interpretación consistió en comparar los espectros de las muestras con los espectros de referencia de los software comerciales como ENVI 4.3 y con la librería espectral de la USGS (Clark, 2007).

En una primera instancia se reconocieron las especies minerales presentes a partir del análisis de las curvas espectrales con los programas mencionados más arriba, y luego se definió la longitud de absorción de AIOH, ya que para las especies denominadas como micas blancas (muscovita, illita, fengita y paragonita) es un rasgo típico (Herrmann *et al.*, 2001; Duke y Lewis, 2010) en la región del SWIR y está relacionada a la proporción del catión Al, Si, Fe, Mg, los cuales suelen intercambiarse en la estructura de la mica a través de la sustitución. Altos contenidos de Al octaédrico generan que la longitud de onda de absorción del rasgo del AIOH sea menor, mientras que cuando el contenido de Al octaédrico es menor o sea con un incremento de Si o Fe+Mg, la longitud de onda es mayor. Esta correlación inversa entre la longitud de onda de absorción y el contenido de Al octaédrico fue señalada por Post y Noble (1993).

De acuerdo con ello, se definieron 5 categorías: 2.185 a 2.190 nm para illita sódica (paragonita), 2.191 a 2.200 nm para illitas tendiendo a paragoníticas, 2.201 a 2.210 nm para illitas potásicas, 2.211 a 2.220 μm para illitas que tienden a composiciones fengíticas y 2.221 a 2.225 nm para fengita (Fe-Mg). Los resultados obtenidos fueron cotejados con los difractogramas de rayos X obtenidos en las mismas muestras para corroborar la técnica, y a su vez, se realizó EDAX en las arcillas.

Difracción de rayos X

El análisis de Difracción de Rayos X, permitió hacer una identificación mineralógica a partir del análisis de la posición, forma y la intensidad de los picos; la cual está controlada por la composición química (Moore y Reynolds, 1997). Y en algunos casos, se estimaron las composiciones mediante los análisis de roca total y muestras orientadas de las arcillas.

La técnica de roca total consiste en el análisis de la muestra molida hasta lograr un polvo muy fino (malla 230 ASTM), la cual se ubica en un portamuestra de aluminio y se genera con esta fracción fina una superficie lisa y uniforme, la cual será expuesta a los rayos X. De esta forma, se obtiene el difractograma que permite identificar la mineralogía de la roca.

La técnica de muestra orientada implica la elaboración de una suspensión con el polvo fino de la roca y agua destilada. Se deja reposar unas 4 hs aproximadamente con el objetivo de que decante la fracción gruesa. La muestra natural se logra tomando con una pipeta la suspensión para ser colocado en un portaobjetos donde se deja secar a temperatura ambiente. De esta forma los minerales de arcillas se ubican en el portaobjetos de forma preferencial según el plano (001). Para la obtención de la muestra glicolada se expone los preparados de tipo natural a vapores de etilenglicol por 24hs. Y por último la muestra calcinada consiste en colocar la muestra natural en una mufla a una temperatura de 550°C por un tiempo de 2 hs.

Las muestras colectadas en el Distrito fueron analizadas en Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), como así también con el difractómetro de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

El CIG cuenta con un difractómetro Phillips, con radiación de $\text{CuK}\alpha$ de 1,5414 Å, filtro de Ni, con un voltaje de 40 Kv y una intensidad de corriente de 18 mA mientras que el difractómetro de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Plata es un equipo Phillips Pw 1830 Goniómetro Pw 3020; Tubo de Cu:

radiación $K\alpha$, $\lambda=1.54056 \text{ \AA}$, Filtro Ni, Pw 1327/00 a 30 kv y 40mA, velocidad de barrido 0.220 2θ /minuto.

Los análisis fueron llevados a cabo en 37 de las muestras analizadas con espectroscopía de reflectancia a los fines de verificar ambos resultados: 15 provenientes del muestreo de superficie, y los 22 restantes son del muestreo de detalle llevado a cabo en los niveles de interior mina de la veta Huevos Verdes. Los difractogramas fueron interpretados con el software Xpowder versión 2004.04.82 ISBN:84-609-1497-6 Dp.Lg.Gr-1001/04. Reg 4071204.

Estudios petrográficos

Se confeccionaron 52 secciones delgadas las cuales fueron estudiadas por microscopía óptica en el Instituto de Recursos Minerales.

A su vez, varias muestras fueron examinadas al microscopio electrónico de barrido con un espectrómetro de energía dispersiva (EDS) en el Laboratorio de Investigación de Metalurgia Física de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de la Plata. El equipamiento es de marca FEI, modelo Quanta 200 en la modalidad bajo vacío y con un detector LFD (Large Field Detector). La cuantificación se llevó a cabo con un detector EDS marca EDAX modelo Apollo 40. Otras muestras fueron observadas con el microscopio electrónico de barrido del Centro de Investigación y Desarrollo en Ciencias Aplicadas (CINDECA) el cual posee un microscopio electrónico de barrido marca Philips SEM 505, con capacidad analítica a través del Sistema de Microsonda EDAX DX PRIME 10 para análisis cualitativo/cuantitativo de las muestras.

Inclusiones fluidas

Vestigios de la solución vinculada a la formación de los depósitos minerales quedan atrapados dentro de los minerales como pequeñas inclusiones, las cuales son utilizadas para obtener información sobre la génesis de los fluidos que interactuaron con la roca de caja y que precipitaron la mineralización.

Catorce secciones delgadas bipulidas con un espesor de entre 0,3 a 1mm fueron preparadas para estudios de inclusiones fluidas las cuales fueron revisadas con un microscopio petrográfico con luz polarizada en el Instituto de Recursos Minerales y luego analizadas en el Laboratorio de análisis de inclusiones fluidas de la Universidad Nacional del Sur.

En una primera instancia se examinaron los cortes, se identificaron las inclusiones y se clasificaron morfológicamente, composicionalmente y genéticamente. Se midieron los tamaños de las mismas. Posteriormente fueron fotografiadas y ensayadas.

Geoquímica

Se realizaron 16 análisis geoquímicos provenientes de los principales tipos de alteraciones hidrotermales identificadas en el Distrito. Estos fueron realizados en el laboratorio ALS MINERALS, bajo la rutina CCP-PKG01 que comprende elementos mayoritarios, minoritarios, traza y elementos del grupo de las tierras raras.

Este tipo de análisis combina varios métodos para obtener una caracterización completa de la muestra, involucra el análisis ME-ICP06 para los elementos mayoritarios, trazas y los elementos del grupo de las tierras raras son reportados a partir del análisis ME-MS81. El oro y los elementos traza volátiles vinculados al oro se determinaron por medio del análisis ME-MS42 que implica digestión con agua regia nítrica, espectrometría de absorción atómica y ensayo a fuego para la determinación de la concentración del oro.

Sensores remotos

La imagen ASTER 1B: AST_L1B_00310292003143621_20071126185853_13156 fue brindada por la empresa M.H Argentina. En primer lugar la misma fue ortorectificada por el Servicio Geológico Minero Argentino con el software Silcast y luego fue procesada en gabinete con el software ENVI 4.3 para la aplicación de distintas técnicas de análisis digital.

Microsonda electrónica

Los estudios de microsonda electrónica han sido realizados en Laboratorio de Microsonda, Departamento de Química, Universidad Federal de Minas Gerais (UFMG-CDTN). La determinación química puntual de granos minerales se realizó con el equipo JEOL JA, modelo 8900RL WD/ED. Las condiciones operacionales utilizadas fueron 15Kv (voltaje) y 50nA (corriente) con un tiempo de 40s por cada uno de los elementos analizados. Las condiciones analíticas las siguientes: Ag (L α , PETJ); As (L α , TAP); Ca (K α , PETJ);); Co (K α , LIF); Cu, (L α , TAP); Fe (K α , LIF); Mn (K α , LIF); Ni (L α , TAP); Pb (M α , PETJ); S (K α , PETJ); Sb (L α , PETJ); Zn, (K α , LIF).

Geocronología

Las determinaciones geocronológicas por el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ fueron realizadas en el Laboratorio de Geocronología perteneciente al Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN), ubicado en la ciudad de Santiago de Chile.

Los análisis fueron realizados utilizando un espectrómetro MAP 215-50 modificado, equipado con un sistema láser de CO₂ mediante un análisis de fusión por etapas (*step-heating*) sobre cristales de adularia provenientes de la mineralización.

CAPÍTULO 3
GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO
SAN JOSÉ

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Los afloramientos más antiguos dentro del Distrito corresponden a las rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre. Aflora en las márgenes del Río Pinturas, y está conformada por coladas de lavas andesíticas con texturas porfíricas a afaníticas las cuales hospedan a las estructuras mineralizadas (Fig. 3.1 y 3.2).

Flujos de ignimbritas riolíticas y tobas que constituyen la Formación Chon Aike y tobas finas de La Formación La Matilde, también aparecen dentro del área de estudio apoyándose sobre las rocas andesíticas.

Luego y en relación de discordancia con las unidades previamente mencionadas aparecen las rocas del Grupo Chubut, en el cual se reconocen tres secuencias: una inferior tobácea constituida por tobas finas y areniscas tobáceas intercaladas, una secuencia fluvial conformada por areniscas y conglomerados fluviales y una secuencia superior lacustre con sedimentos finos y tobas.

Cubriendo extensas áreas aparecen los flujos de basaltos de la Formación Alma Gaucha. Por último hay sedimentos fluvio-glaciales del cuaternario que hacen sus asomos preferentemente al oeste del Río Pinturas.

En cuanto a la estructuración dentro del Distrito se reconocer tres lineamientos importantes: el del Río Deseado con una orientación ONO y dos con orientación NNE, el del Río Pinturas y San José (Fig. 3.1).

Formación Bajo Pobre:

Las rocas de la Formación Bajo Pobre constituyen las unidades más antiguas expuestas en las márgenes del Río Pinturas y en quebradas adyacentes. Su espesor es variable, alcanzando los 120 metros e incluso llegando a superar los 250 metros en determinados sectores.

Comprenden flujos de lavas andesíticas los cuales hospedan a las estructuras mineralizadas (Huevos Verdes, Frea, Ayelén, Odin, Kospi) y numerosas vetas con contenidos anómalos en metales presentes en los sectores El Pluma y La Sorpresa. Estas rocas son cubiertas por las rocas piroclásticas de la

Formación Chon Aike y La Matilde; y por rocas cretácicas de la Formación Castillo y los basaltos terciarios de la Formación Alma Gaucha.

Dietrich *et al.* (2005) reportan edades para estas rocas según método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que van de los $151,3 \pm 0,7$ Ma a los $144,7 \pm 0,3$ Ma.

Dentro de esta unidad también se incluye un domo de composición dacítica con megacrístales de hornblenda que aflora hacia el sur del sector Pluma Sur.

Gutiérrez (2006) describe en esta unidad una secuencia inferior con una textura volcánoclastica, la cual está conformada por abundantes clastos de tamaños variables con bordes angulares hasta sub-redondeados de color gris a verdoso (Fig.3.3).

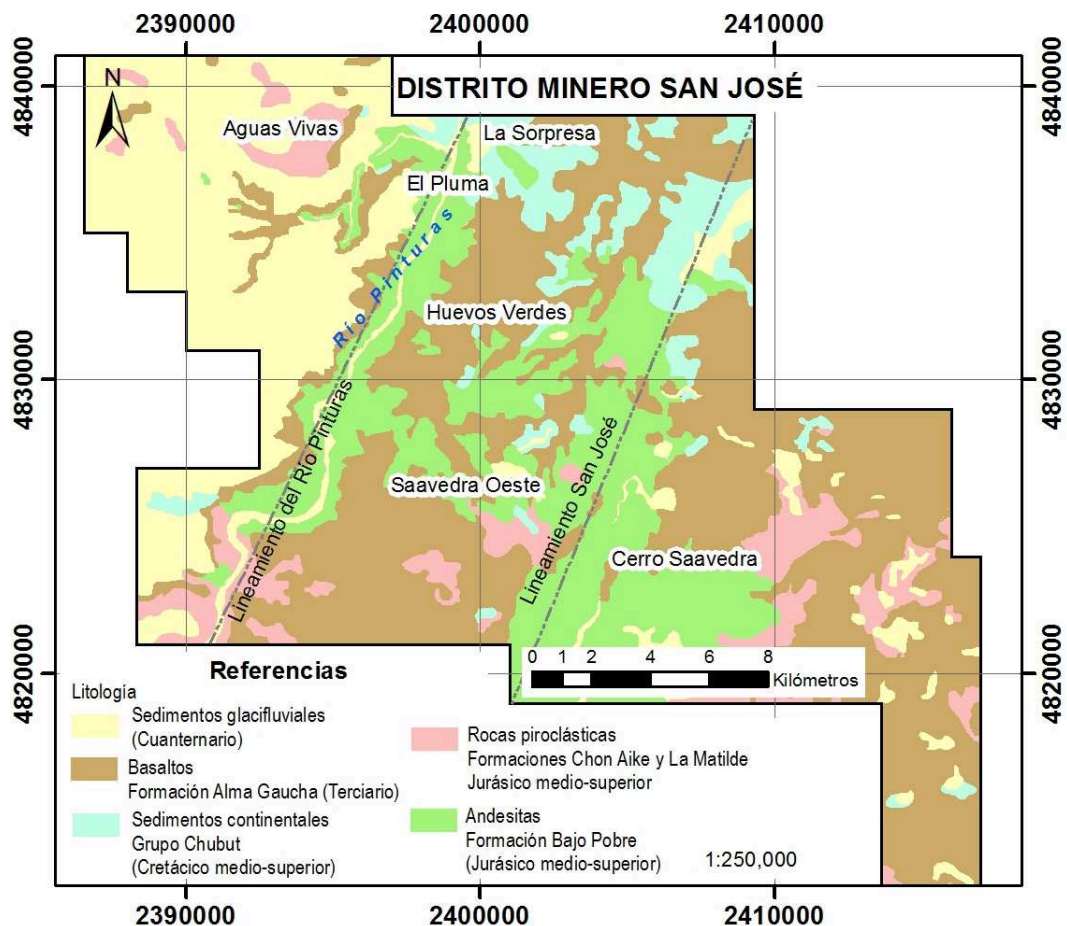


Figura 3.1: Mapa geológico del Distrito minero San José, con los principales lineamientos regionales: Río Pinturas y San José; ambos con orientación NE-SO y los sectores de interés donde se analizó la alteración (ver mapa geológico en el anexo).

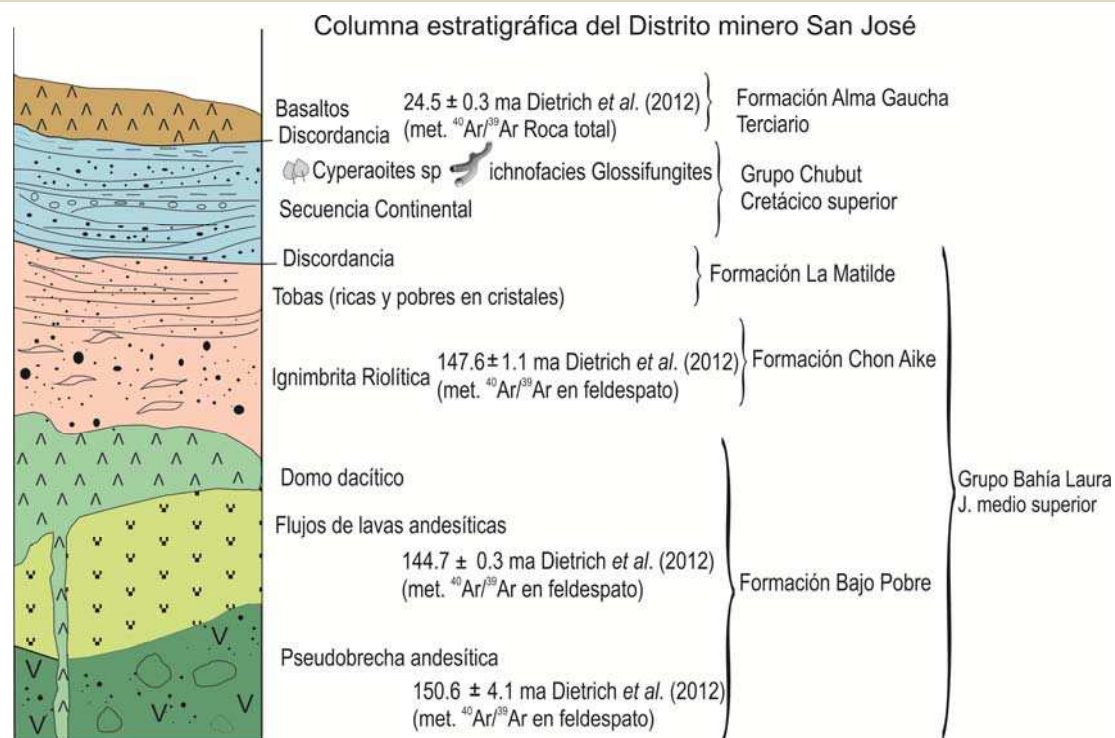


Figura 3.2: Columna estratigráfica del área de estudio basada en los datos de Gutiérrez (2006) y con datos geocronológicos publicados por Dietrich *et al.* (2012).

La composición de los clastos es bastante homogénea y muy similar a su matriz andesítica porfírica. Los clastos conforman un 30 a 50% de la roca. La matriz entre los clastos se compone de hornblenda, plagioclasa, biotita y fragmentos de roca que poseen la misma composición que la matriz. El tamaño de los clastos oscila desde unos pocos centímetros hasta incluso pueden llegar al metro, mientras que el tamaño de grano de la pasta es de 1,5 milímetros. No se conoce el espesor de esta unidad ya que su base no está expuesta.

Observaciones petrográficas realizadas en esta unidad indican que la roca presenta una textura seriada. Los fenocristales de plagioclasas, hornblenda y biotita no están fragmentados; poseen formas euhedrales a subhedrales. No hay evidencias de fracturamiento en los fenocristales y en la pasta. No se observan bordes netos que separen clastos de la matriz de grano fino, ni fragmentos de cristales rotos (Fig. 3.4).

La alteración hidrotermal involucra no solo cambios mineralógicos sino que también implica cambios texturales en las rocas. Dichas modificaciones pueden ser destructivas, preservar relictos de la textura original o incrementar los rasgos texturales. (Mc Phie *et al.*, 1993 y Doyle, 2001). Las texturas de alteración son aquellas que se superponen a las de las rocas debido a procesos de alteración como por ejemplo, hidratación, disolución, precipitación, reemplazo, etc. La combinación de estos efectos puede resultar en una falsa textura, llamada pseudotextura. (De Rosen-Spence *et al.*, 1980 y Allen, 1988). Una de las texturas más comunes que se forma a partir de la alteración de rocas coherentes (Allen, 1988) es la pseudobrecha, la cual está constituida por clastos redondeados de variados tamaños, matriz sostenida y de composición monomítica.

Teniendo en cuenta lo expuesto precedentemente, y debido a la ausencia de evidencias de fracturamiento en los fenocristales y presencia de clastos en las secciones delgadas analizadas, se puede interpretar a esta unidad como una pseudobrecha. La misma se habría originado como consecuencia del avance de los frentes de los fluidos que se mueven a lo largo de fracturas o a través de contactos de rocas adyacentes generando una alteración pervasiva en estas rocas. Estas pseudotexturas que modifican u ocultan la textura volcánica frecuentemente tienden a dar una incorrecta interpretación de la textura primaria.

Los flujos de lavas andesíticas son cubiertos en relación de discordancia por rocas cretácicas o basaltos modernos. Su espesor aproximado es de 50 metros y conforman afloramientos de color negro a verdosos, competentes que se apoyan sobre las rocas que poseen textura pseudo-volcanoclástica andesíticas algo erosionadas (Fig. 3.5). Presentan diaclasas de enfriamiento verticales y texturas porfiríticas y afaníticas. Hacia la base los flujos de lava poseen textura afanítica, las rocas presentan una coloración oscura y constituyen afloramientos aislados; mientras que los flujos que están hacia el tope poseen una textura porfirítica, tienen coloración gris verdosa y aparecen principalmente en el sector El Pluma y La Sorpresa.

Las lavas porfíricas arrojan una composición cuarzo-latita en el diagrama ternario de Streckeisen (1979), según Gutiérrez (2006), y como se observa en la figura 3.6; mientras que en el diagrama de clasificación TAS (Total alkali silica) de Le Bas *et al.*, 1986, los flujos de lavas afaníticos se ubican en el campo de las andesitas basálticas y los flujos porfíricos se encuentran en los campos de las andesitas basálticas, andesitas y traquiandesitas (Fig. 3.7).

Un domo dacítico intruye a las unidades mencionadas más arriba. Presenta una coloración gris verdosa y su composición es andesítica a dacítica. (Fig. 3.7). Estas rocas fueron interpretadas por Dietrich *et al.* (2012) como domos dacíticos con piritita y hornblenda. Sus afloramientos son del orden varios cientos de metros y fueron identificados en los sitios próximos al valle del río Pinturas.

Todas las rocas que conforman esta unidad, poseen los minerales máficos reemplazados por cloritas y las plagioclasas por calcita.



Figura 3.3: Hacia la base de la Formación Bajo Pobre la roca presenta una textura de pseudobrecha producto de la alteración. Se observan clastos de bordes redondeados en una matriz de la misma composición.

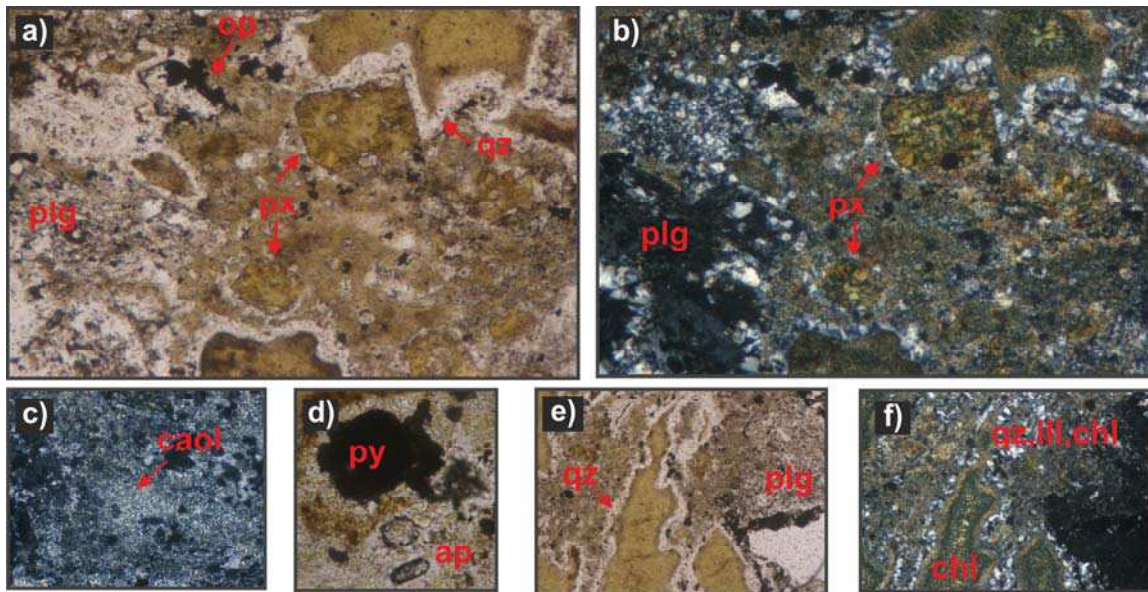


Figura 3.4: a) y b) Textura porfírica en la pseudobrecha andesítica. Posee fenocristales de piroxenos (ver sección basal), plagioclasas, feldespatos y anfíboles inmersos en una pasta formada por cuarzo, opacos, cloritas y arcillas. c) Dominios en la matriz con arcillas (caolinita). d) Presencia de pirita y apatita ya sea en la pasta como en los fenocristales. e) y f) Obsérvese la modificación en la forma de los minerales máficos producto de la alteración, reemplazo por cloritas y un borde de cuarzo. La pasta está conformada por un agregado de cuarzo, motas de minerales opacos, cloritas y arcillas.



Figura 3.5: Afloramientos de lavas andesíticas en las márgenes del Río Pinturas.

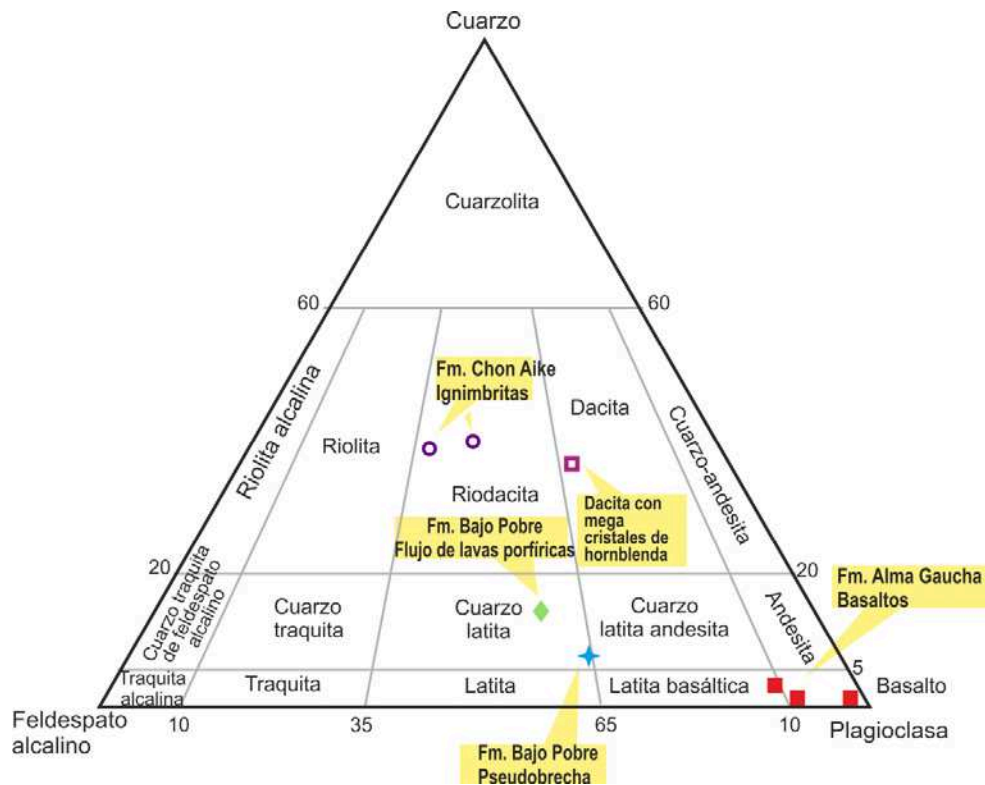


Figura 3.6: Diagrama ternario de clasificación (Streckeisen, 1979) de las rocas volcánicas presentes en el Distrito, tomado de Gutiérrez (2006).

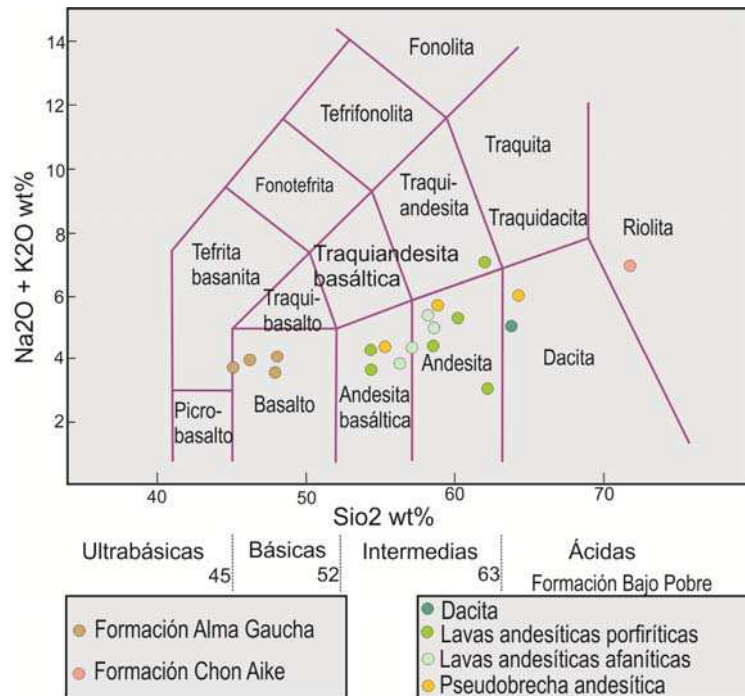


Figura 3.7: Diagrama de clasificación T.A.S tomado de Gutiérrez (2006); con las principales unidades del área de estudio.

Formación Chon Aike:

Esta unidad posee un espesor que puede llegar a los 100 metros hacia el sureste del Distrito y tan solo unos 20 metros en la zona de las vetas mineralizadas. Consiste en ignimbritas riolíticas a riodacíticas, tobas y escasos flujos de lavas de color gris a púrpura. Aflora principalmente al norte del río Pinturas y en el sector Saavedra Oeste.

El límite superior es paraconcordante con las rocas cretácicas y es discordante si las cubren los basaltos de la Formación Alma Gaucha.

Las rocas de la Formación Chon Aike se reconocen por sus afloramientos de color gris-rojizo y su forma redondeada, que suelen conformar altos paredones verticales.

Las ignimbritas tienen una textura piroclástica y una matriz tobácea con cristaloclastos de feldespato potásico, plagioclasas, cuarzo anhedral, biotita, y fragmentos líticos. Los cristaloclastos son subhedrales, subangulares, pobremente seleccionados y frecuentemente rotos. Los litoclastos son escasos. Hay una ligera foliación definida por el aplastamiento de las trizas vítreas.

Gutiérrez (2006) clasifica a estas rocas como riodacitas en el diagrama ternario de Streckeisen, 1979 (Fig. 3.6); mientras que en el TAS las ubica dentro del campo de las riolitas (Fig. 3.7). Datos geocronológicos de Dietrich *et al.* (2012), arrojaron una edad para estas rocas de $147,6 \pm 1.1$ Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespato.

Formación La Matilde:

Está compuesta por tobas, lapillis y delgadas capas de ignimbritas subordinadas. (Cobos y Panza, 2003). Son escasos los afloramientos de esta unidad dentro del Distrito. Las rocas tobáceas varían de tobas ricas en cristales de cuarzo a tobas finas con pocos cristales.

Las tobas ricas en cristales contienen más del 50% de cristaloclastos, principalmente de cuarzo y biotita, mientras que los feldespatos están alterados o

transformados a agregados argílicos, y las tobas pobres en cristales contienen algunos cristaloclastos principalmente biotita y trizas vítreas (Dietrich *et al.*, 2005).

No se pudo determinar su espesor debido a que en sus afloramientos no se observa su base y techo; pero se infiere en aproximadamente 20 metros.

Grupo Chubut:

Dentro del área de estudio, Gutiérrez (2006), reconoce afloramientos de rocas pertenecientes al Grupo Chubut en el área de La Sorpresa y en las márgenes del Río Pinturas, las que dividió en tres unidades con características distintas: una inferior tobácea, una secuencia de areniscas fluviales y una secuencia superior tobácea lacustre (Fig. 3.8). La secuencia inferior posee pequeñas trizas de vidrio volcánico alterado de color naranja. Luego aparece una secuencia de areniscas rojas fluviales con espesor variable acompañadas por conglomerados, areniscas tobáceas y la presencia de lapilli acrecional. Por último la secuencia tobácea lacustre superior posee abundantes trazas fósiles que indican un ambiente de depositación lacustre.

Secuencia inferior tobácea: los mejores afloramientos de esta unidad están en el área de La Sorpresa, donde su espesor supera los 42 metros y no presenta cambios litológicos laterales. Comprende, de base a techo: tobas finas de color blanco con pequeños fragmentos líticos, areniscas finas blancas con tonalidades marrones, tobas finas blancas con abundantes trizas alteradas por meteorización, una secuencia de tobas blancas, verdes y rojizas de grano fino, areniscas finas y tobas finas verdes. Al tope de esta unidad aparece una arenisca rojiza de grano medio con intercalaciones de limolitas.

Su base está en contacto con los flujos de lavas de la Formación Bajo Pobre, donde aparece una brecha con clastos de veta de cuarzo y la cubren de manera concordante las rocas de la secuencia fluvial.

Secuencia fluvial: aparece como capas discontinuas conformando lentes con escasa continuidad lateral, por lo tanto su espesor es variable y oscila entre los 15 a 20 metros aunque hacia el norte es aún mayor.

Las areniscas rojas son de grano grueso, están compuestas principalmente por granos de cuarzo sub-angulosos a sub-redondeados, con feldespatos y fragmentos líticos. Los conglomerados son polimícticos, sus fragmentos son sub-angulosos a sub-redondeados, de composición andesítica a riolítica, de tamaño variable y pobremente seleccionados. Corresponde a una secuencia de canales entrecruzados con areniscas rojas y conglomerados

Los contactos inferior y superior son concordantes con el resto de las unidades cretácicas. Esta unidad es fácilmente identificable por su color y por ser más resistente a la erosión que las litologías menos competentes que están por encima y por debajo.

A su vez dentro de esta secuencia aparece una capa de lapilli acrecional de varios cm de espesor, cuyo tamaño de grano es fino a medio, altamente porosa y que carece de continuidad lateral.

Secuencia superior lacustre: apoya de forma concordante sobre la secuencia fluvial, está constituida por arcillitas con trazas fósiles, tobas finas y areniscas subordinadas. Aparece en el sector de La Sorpresa. Su espesor es variable, en algunos sectores presenta 60 metros mientras que en otros apenas es de 25 metros. La secuencia está conformada por intercalaciones de tobas finas con areniscas finas. La mitad superior de la secuencia comprende tobas finas castañas a blanquecinas con abundantes trizas vítreas intercaladas con tobas verdosas finas con trazas fósiles de tipo Thalassinoides o Spongeliomorpha sp. de la icnofacies Glossifungites. Y la parte más alta comprende finas capas de ignimbritas y tobas blancas finas intercaladas. Además de las trazas, esta secuencia tiene plantas fósiles de ambiente lacustre que denotan una edad de Cretácico inferior a Terciario superior, al tope de la secuencia anteriormente descrita. Basaltos terciarios cubren a estas rocas en relación de discordancia.



Figura 3.8: Afloramientos de la secuencia inferior cretácica en el sector La Sorpresa.

Formación Alma Gaucha:

Comprende basaltos negros a gris oscuros, con alto contenido de olivina y piroxeno y la presencia de zeolitas relleno de las vesículas. Estas rocas cubren a toda la secuencia descrita más arriba en relación de discordancia, dejando al descubierto solo pocas áreas donde afloran las unidades previas. Su espesor oscila entre los 40 a 60 metros.

Los análisis petrográficos indican la presencia de una matriz de grano fino con fenocristales principalmente de olivina rica en magnesio mostrando un ligero alineamiento. También se reconocieron plagioclasas cálcicas y minerales opacos.

Esta unidad fue datada por Dietrich *et al.* (2005) y obtuvo una edad de $24,5 \pm 0,3$ Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Depósitos cuaternarios:

Depósitos cuaternarios a modo de manto del tipo glacifluviales aparecen en el extremo NO de la propiedad. Esta unidad se compone de material clástico mal

seleccionado de origen variado con matriz arenosa, con limos y arcillas de color gris-amarillento y cuentan con la presencia de bloques erráticos.

MINERALIZACIÓN EN EL DISTRITO SAN JOSÉ

Son escasos los afloramientos de las rocas jurásicas en donde se hacen presentes vetas y/o brechas hidrotermales asociadas a zonas de alteración hidrotermal, debido a que más de la mitad de la superficie del Distrito está cubierta por unidades post-jurásicas.

El análisis detallado de la alteración hidrotermal presente en las rocas, se llevo a cabo en los siguientes sectores: La Sorpresa, El Pluma, Huevos Verdes, Saavedra Oeste y Cerro Saavedra. A continuación se resumen los aspectos más importantes de las mineralizaciones presentes en cada uno de ellos. El más importante desde el punto de vista económico es el sector Huevos Verdes por albergar un sistema de vetas epitermales que actualmente se encuentran en explotación.

Sector La Sorpresa

Alojadas en las andesitas de la Formación Bajo Pobre se observan numerosas vetas más o menos discontinuas en el rumbo cuya potencia promedio es de 0,40 metros (Fig. 3.9).

En ellas el cuarzo aparece relleno la estructura y en la roca de caja genera un brechamiento con matriz de cuarzo gris a blanco; hay textura de reemplazo de carbonatos y cavidades drúsicas. En algunas de las vetas el reemplazo de cuarzo por calcita no es completo. Poseen escasa pirita.

Localmente puede observarse que el relleno de las vetas o en las brechas presenta textura bandeada, vertical y paralela a la estructura principal.

Dentro de este sector se analizó comportamiento estructural de las vetas y se identificó tres sistemas de estructuras con orientaciones diferentes: NO-SE, NNE-SSO y ONO-ESE (Fig. 3.10) El sistema NO-SE posee un azimut N150° que se flexiona a N130° y es el que presenta mayor extensión longitudinal.

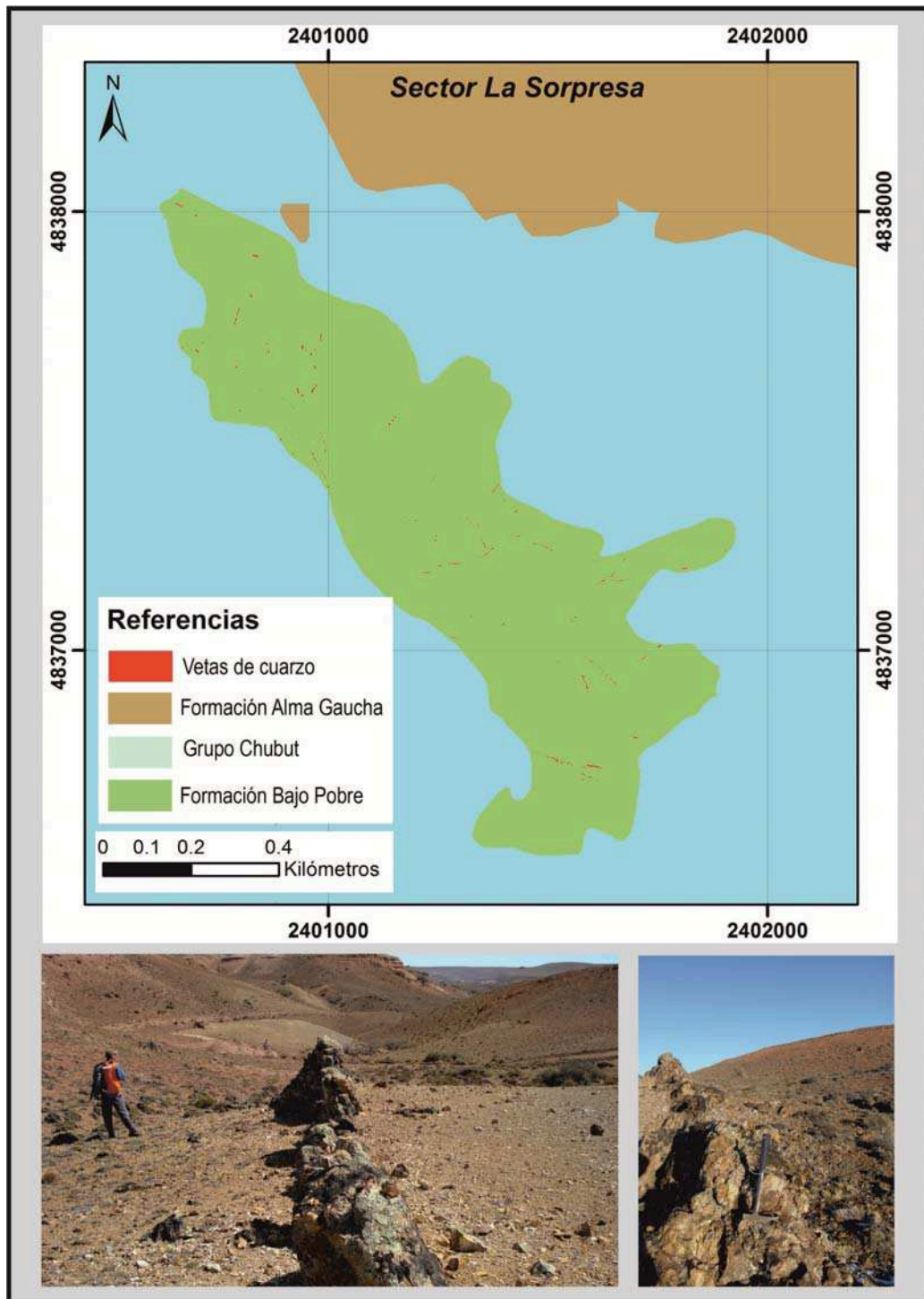


Figura 3.9: Mapa de detalle del sector La Sorpresa.

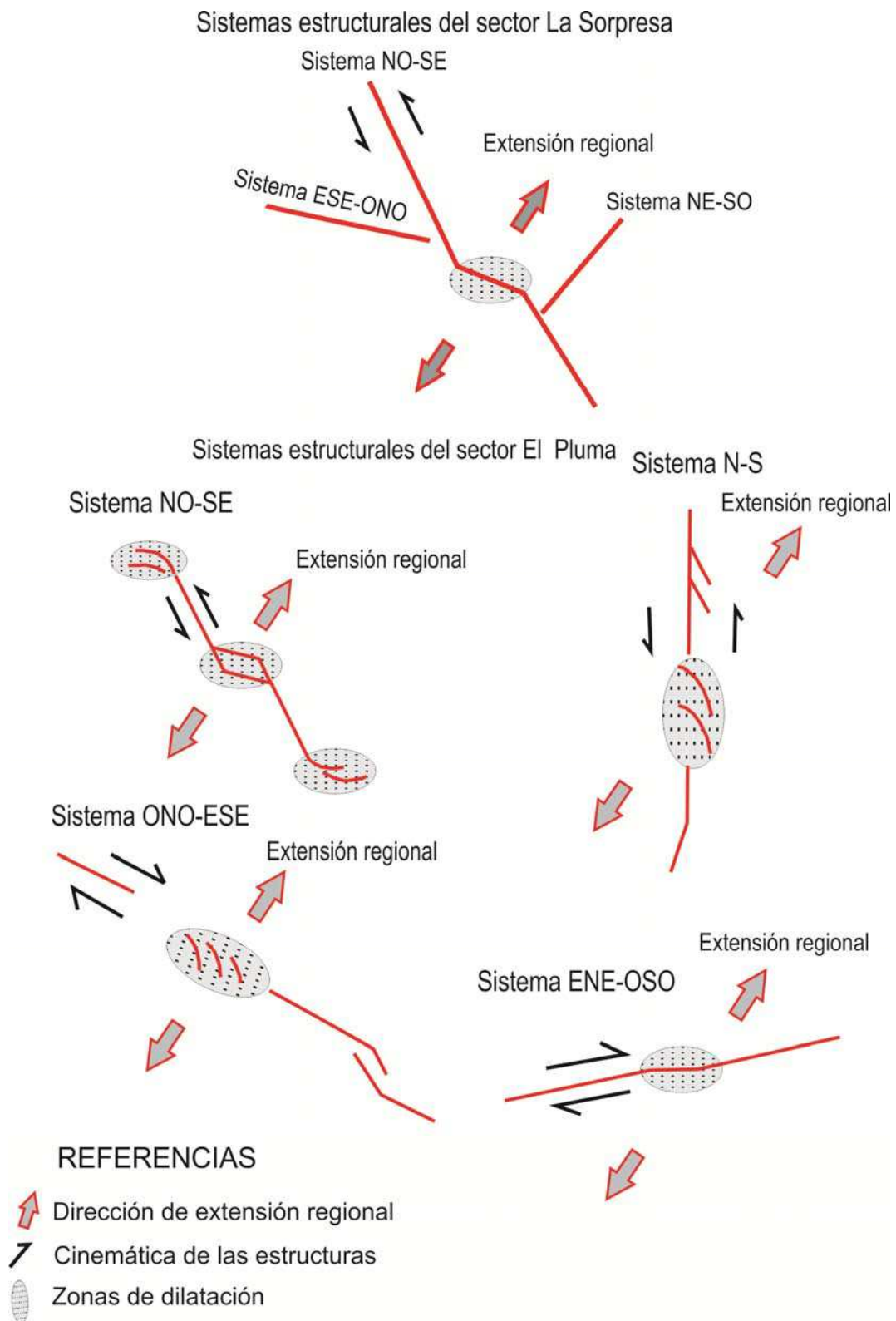


Figura 3.10: Sistemas estructurales de los sectores La Sorpresa y El Pluma y el Sistema Regional de Esfuerzos dominante al tiempo de la mineralización.

Evidencias de campo sugieren que este sistema tuvo una cinemática sinistral (Fig. 3.9 y 3.10). Este sistema posee estructuras antitéticas asociadas que presentan evidencias de reactivación. El sistema ONO-ESE tiene un azimut N110° e inclina al norte y al sur y su cinemática es dextral. Una reactivación posterior indica un cambio en la cinemática de estas estructuras de dextral a sinistral. Por último el sistema NNE-SSO comprende a las estructuras con azimut de N20° a N55°; siendo casi paralelas a la dirección de extensión regional. En algunas estructuras hay evidencias de reactivaciones posteriores.

Sector El Pluma

Comprende fallas silicificadas, vetas de cuarzo y brechas. Poseen orientaciones NO-SE, N-S y ONO-ESE. Algunas son algo discontinuas, de geometría sinuosa o en echelon o muestran la presencia de jogs dilatacionales que indican desplazamientos sinestrales. Sus espesores oscilan desde los 0,20 hasta los 2,5 metros (Fig. 3.11).

Gutiérrez (2006), reconoció para las estructuras de este sitio tres fases de formación, las cuales se resumen a continuación (Tabla 3.1):

<i>Etapa I</i>	Compuesta por sílice calcedónica brechada y con cavidades.
<i>Etapa II</i>	Involucra la presencia de los sulfuros, textura bandeada con cuarzo gris y blanco; cuarzo masivo translúcido y blanco con textura de reemplazo y una brecha de cuarzo con óxidos de hierro.
<i>Etapa III</i>	Comprende un cuarzo translúcido con textura de brecha con escasos sulfuros diseminados. Hay un evento de cuarzo transparente tardío que suele aparecer también en la roca de caja próxima a las vetas como un stockwork.

Tabla 3.1: Etapas de formación de las vetas presentes en el sector El Pluma.

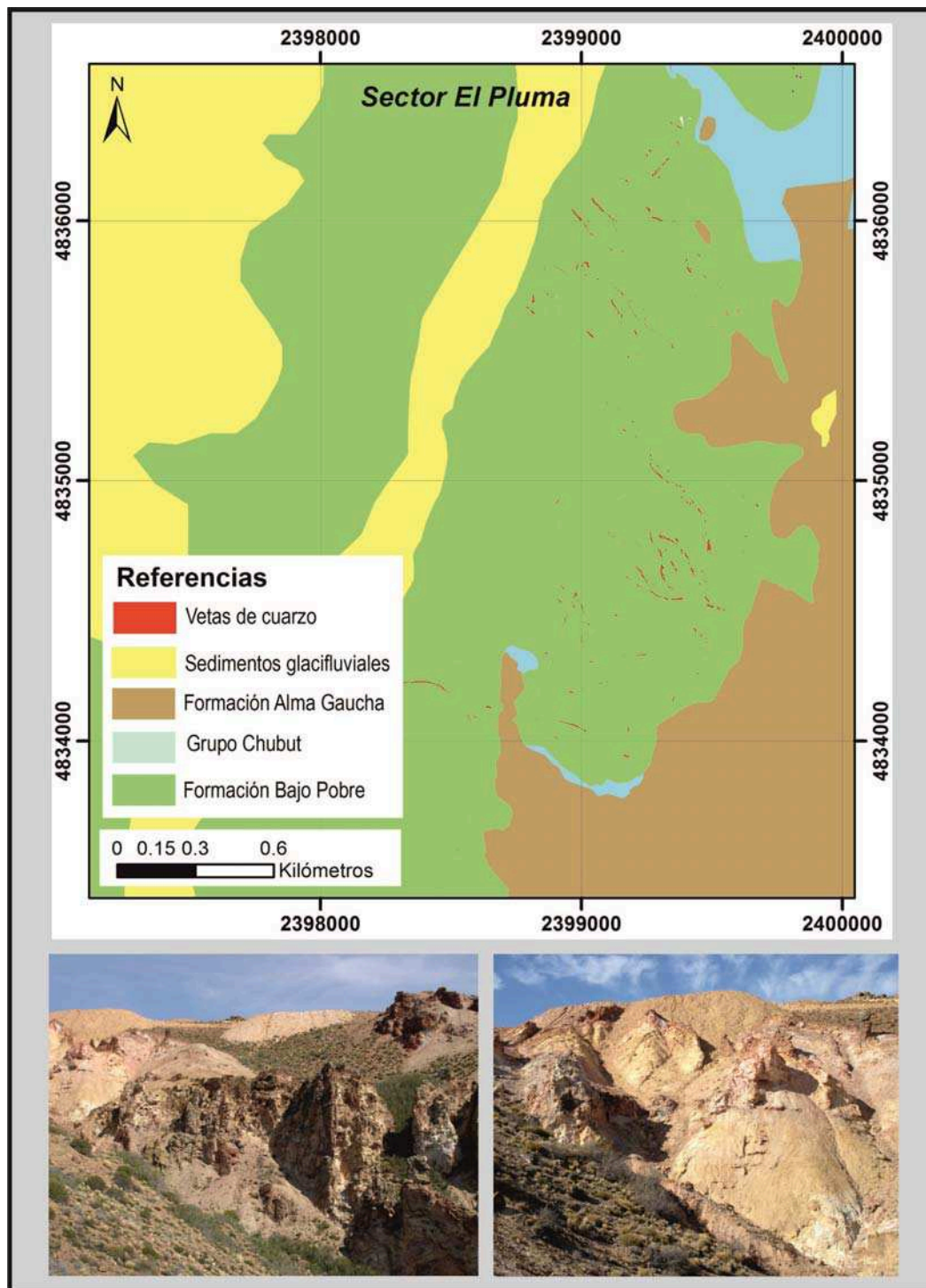


Figura 3.11: Mapa de detalle del sector El Pluma.

Cuatro sistemas estructurales fueron identificados en este sector (Fig. 3.10):

Sistema NO-SE: comprende tres estructuras con azimut N330° con inclinaciones de 55 a 65° al NE; suele haber flexuras al NO-SE (60°). Evidencias de campo sugieren que los movimientos laterales relativos son sinestrales. Tienen corridas de entre 200 a 600 metros de longitud; son las de mejor exposición en el área. Asociado a este sistema hay estructuras antitéticas, de rumbo paralelo a la estructura principal pero con inclinación contraria a la de la falla principal manifestándose como brechas hidrotermales, vetas de cuarzo e intensa silicificación. También hay estructuras tipo “cola de caballo” cuya orientación general es aproximadamente N305° que inclinan al NE y SO, que se manifiestan a modo de crestones de cuarzo.

Sistema N-S: con escasos afloramientos y discontinuos, de rumbo N-S y con inclinaciones de entre 55° a 65° al E, con flexiones cuyo azimut es de N350° a N325° y hasta N15°. Presenta movimientos laterales relativos sinestrales. Este sistema presenta estructuras tipo “cola de caballo” cuyo azimut promedio es de N320° e inclinaciones variables al NE y SO y en echelón, asociadas.

Sistema ONO-ES: se intercepta con el sistema N/S. Presenta movimientos laterales relativos dextrales y está expuesto por 300 metros. Presenta estructuras en echelón asociadas.

Sistema ENE-OSO: estructuras que desplazan por lo menos en un segmento al sistema NO-SE. El rumbo preferencial es N80° con flexiones hasta E-O. Indicadores cinemáticos observados en el campo sugieren movimientos laterales relativos dextrales. Sin embargo está reactivado en una etapa post-mineral y presenta movimientos laterales relativos izquierdos.

A partir de las observaciones realizadas en el campo en las estructuras de este sector, se determinó la orientación de los esfuerzos regionales al tiempo de la mineralización (Fig. 3. 12) utilizando la técnica geométrica de McCoss (1986).

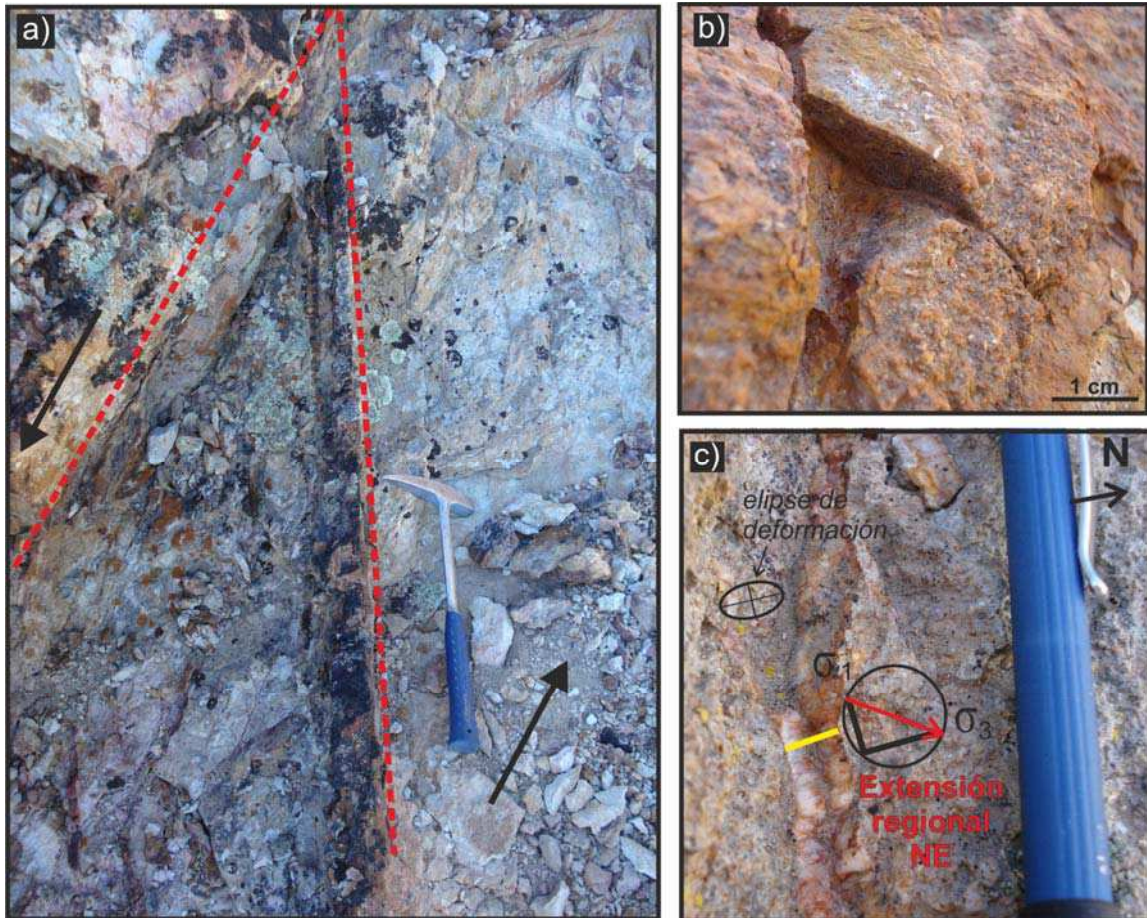


Figura 3.12: a) “Splay” extensional, b) Marca de arranque en plano de falla y c) Dirección de crecimiento de cristales de cuarzo paralelos a σ_3 , y dirección de la extensión regional al tiempo de la mineralización a través de la técnica Mc Coss (1986).

Este es un método gráfico que consiste en determinar en el campo la dirección de fallamiento principal que acomoda la mayor deformación por cizalla y la dirección de máxima apertura, esta última determinada a partir de la dirección de crecimiento de fibrillas de minerales, sigmoides, etc.

Se realizó el cálculo de esfuerzos y la definición del elipsoide de deformación en los “fractales” sobre los afloramientos, dando como resultado una dirección de la extensión regional de NE-SO 30° , que genera un fallamiento de tipo oblicuo bajo un régimen tectónico trastensivo.

Sector Huevos Verdes

Comprende un sistema de vetas epitermales de sulfuración intermedia (Gutiérrez, 2006) alojadas en las rocas volcánicas andesíticas de la Formación Bajo Pobre con una alta relación Ag/Au. La mineralización aparece conformando clavos de alta ley alojados a lo largo de las vetas cuya orientación general son NO y ONO.

Este sistema de vetas no aflora, salvo unos escasos asomos aislados del extremo sur de la veta Huevos Verdes (Fig.3.13). Los principales minerales de mena presentes en todas ellas se componen de Au y sulfosales de plata y la ganga predominante es del grupo de la sílice.

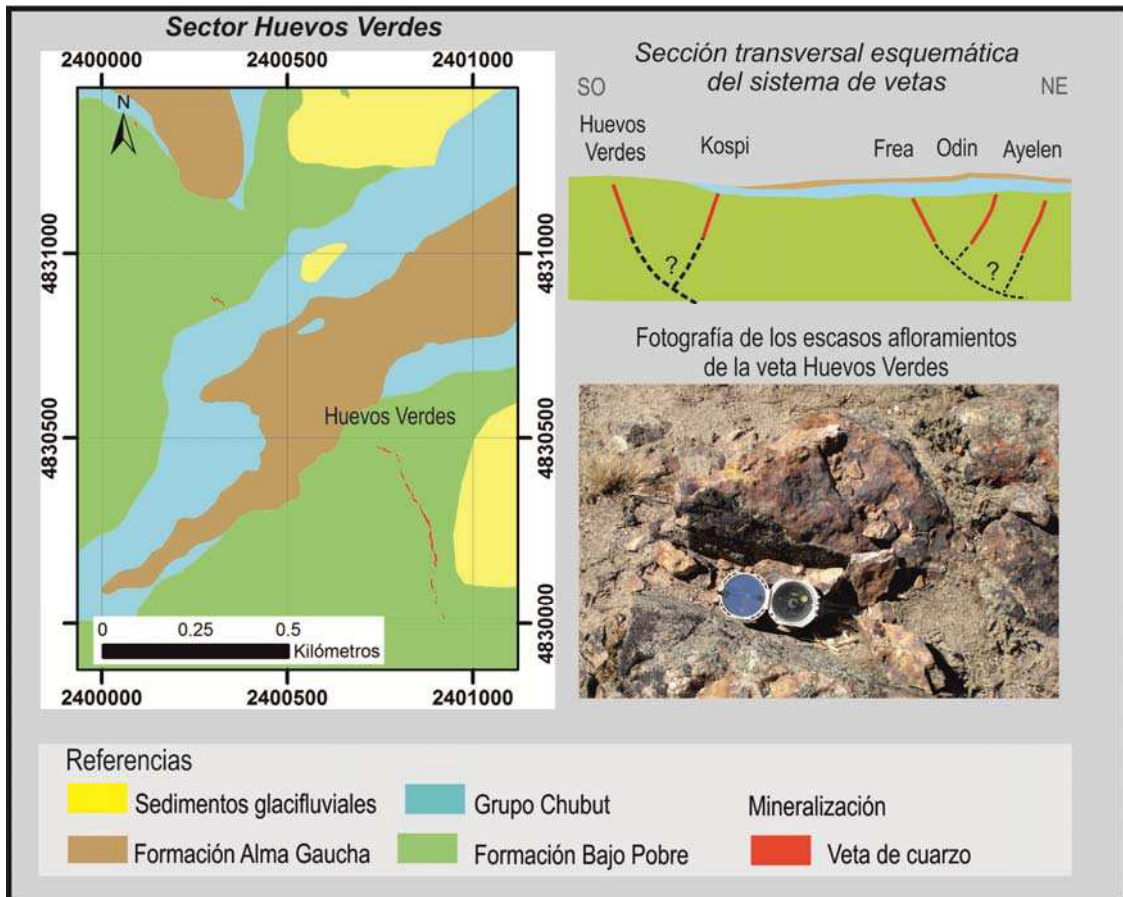


Figura 3.13: Mapa de detalle sector Huevos Verdes con las principales estructuras mineralizadas.

La veta Huevos Verdes fue el primer descubrimiento en el sector y constituye uno de los blancos más desarrollados y con mayor información. Posee un rumbo promedio de N330° y su inclinación varía entre los 60° y los 75° al NE. Su corrida alcanza los 2 km y su potencia es variable, oscila entre 1 a 8 metros.

La mineralización aparece conformando tres clavos de mena principales separados por zonas de baja ley o estériles; los cuales fueron denominados Huevos Verdes Norte, Central y Sur. El extremo sur de la estructura es el único que aflora y lo hace en forma discontinua. La veta posee tanto al techo como al piso numerosas fallas como así también hay fallas post mineral que no llegan a modificar sustancialmente la geometría de la veta

La veta Huevos Verdes está emplazada en una zona de falla con una orientación NNO, donde evidencias de interior mina sugieren una cinemática sinistral. La orientación de la veta (Fig. 3.14) se corresponde con las fracturas tipo R (Gutiérrez, 2006). Los cambios de orientación en la veta, ya sea de rumbo e inclinación forman flexuras (rumbo N315° a N330°), los cuales conforman sitios dilatantes que albergan a la mineralización más o menos paralelos a σ_1 (Ver capítulo V).

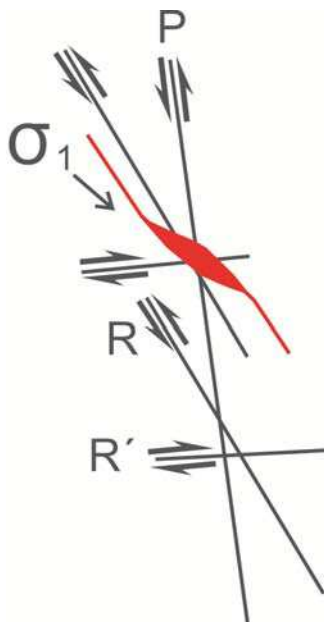


Figura 3.14: Modelo estructural de la veta Huevos Verdes emplazada en una falla sinistral con rumbo NO. Tomado de Gutiérrez (2006).

Múltiples pulsos de sílice y sulfuros fueron identificados por Gutiérrez (2006); los cuales fueron identificados en las labores subterráneas, y se resumen en el siguiente cuadro:

<p><i>Pre-mineralización</i></p>	<p>1-Calcedonia y cuarzo lechoso inicial: está conformado un pulso de cuarzo de grano grueso con textura de reemplazo y otro pulso calcedónico rellenando los espacios entre los clastos de cuarzo. En ambos niveles de Huevos Verdes Norte.</p> <p>2- Cuarzo masivo gris que encierra fragmentos de andesita silicificados y de fragmentos de cuarzo translúcido. Hay vetillas de arcillas. Aparece principalmente en Huevos Verdes Sur.</p>
<p><i>Mineralización</i></p>	<p>3- Cuarzo moteado con sulfuros: cuarzo translúcido, blanco y gris de grano grueso con bandas irregulares y bandas de sulfuros grises (galena, esfalerita, acantita) con piritita y calcopiritita. Está presente en Huevos Verdes Norte, Centro y Sur.</p> <p>4- Cuarzo masivo y con bandeamiento coloforme milimétrico con trazas de sulfuros diseminados de grano fino y en parches de tamaño pequeño. Aparece en Huevos Verdes Sur y Norte esporádicamente.</p> <p>5- Cuarzo bandeado con sulfuros y clorita/esmectita: bandas de cuarzo translúcido, blanco y gris alternando con bandas de sulfuros (acantita) y de clorita/esmectita. Galena, esfalerita, acantita, piritita y calcopiritita aparecen en bandas, parches y diseminados. Es común en Huevos Verdes Sur y aparece esporádicamente en Huevos Verdes Norte.</p> <p>6-Vetillas de sulfuros centimétricas, discontinuas e irregulares compuestas por sulfuros finos (galena, esfalerita, calcopiritita, acantita y piritita) y en menor proporción cuarzo. Asociadas a estas vetillas hay jarosita, hematita y caolinita. Este estilo se hace presente en Huevos Verdes Norte y Sur.</p>
<p><i>Post-mineralización</i></p>	<p>7- Arcillas con cuarzo diseminado y piritita: arcillas blancas con escaso cuarzo y sulfuros grises escasos, piritita y óxidos de hierro. Este estilo posee textura de brecha con fragmentos muy alterados de andesita. Aparece en Huevos verdes Sur y esporádicamente en Huevos Verdes Norte.</p> <p>8- Brecha con matriz de cuarzo translúcido, fragmentos de andesita con clorita y piritita diseminada. El cuarzo tiene tamaño de grano grueso a fino, con textura en peine y drúsica. Este estilo está restringido a Huevos Verdes Norte.</p> <p>10-Vetillas de calcita de espesor variable, a veces suelen formar una brecha en la roca de caja. Aparece en Huevos Verdes Sur.</p>

Tabla 3.2: Etapas de formación de la veta Huevos Verdes.

La mineralogía de los sulfuros es bastante constante a través de toda la veta y Dietrich, (2012) reconoce tres etapas cuya asociación de sulfuros se detallan a continuación. En la primera de ellas aparece pirita con inclusiones de galena, esfalerita y electrum (pálido) distribuidas al azar. Luego una etapa de metales base conformando un agregado y bandas de esfalerita intercrecida con galena y una segunda generación de pirita y en menor medida hay sulfuros de cobre. La esfalerita puede tener anillos de galena. Cristales de calcopirita y bornita son tardíos respecto de la esfalerita y la galena, y la covelita es el mineral de cobre más frecuente en esta etapa. El estadio de los metales preciosos comprende argentita con electrum (amarillo) y ocasionalmente platas rojas. El electrum probablemente este intercrecido con la argentita y entre los intersticios de los minerales de ganga. Las platas rojas están restringidas al pulso de cuarzo sulfuros bandeados, como pequeñas inclusiones en la pirita tardía.

En este sector, además de la veta Huevos Verdes, se descubrieron posteriormente otras vetas como por ejemplo Kospi, Frea, Odin y Ayelen (sus principales características se exponen en el capítulo V). Todas ellas contienen metales preciosos, están alojadas en las rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre y son cubiertas por los basaltos modernos

Sector Saavedra Oeste

Delgadas vetas, brechas hidrotermales y silicificaciones aparecen en este sector con rumbos discontinuos de orientación dominante NO.

Son escasas las vetas rellenas de cuarzo masivo, lechoso a transparente; de tamaño de grano grueso.

La roca de caja de las vetas, brechas y silicificaciones corresponde a los flujos piroclásticos y tobas de composiciones riolíticas y riodacíticas, pertenecientes a la Formación Chon Aike (Fig. 3.15).

Hay afloramientos de un cuerpo de brecha, con clastos redondeados de varias litologías, algunos de ellos corresponden a una metamorfita (quizás

provengan del basamento no reconocido hasta el momento), hay material carbonáceo y anomalías de metales preciosos.

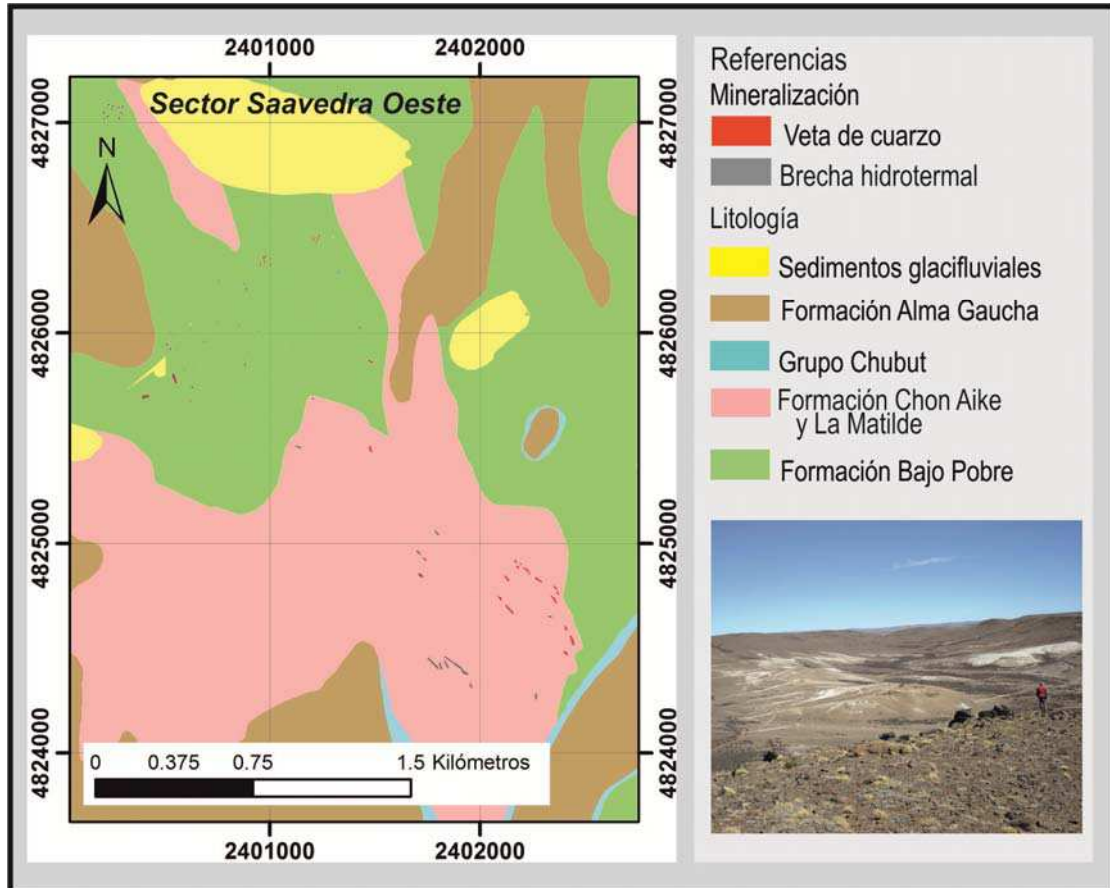


Figura 3.15: Mapa del sector Saavedra Oeste con los afloramientos de brechas hidrotermales y brechas.

Sector Cerro Saavedra

Comprende escasos afloramientos de fracturas silificadas con rumbo general ONO y sin anomalías geoquímicas de elementos traza. Hacia la base el cerro se hace presente un stockwork de vetillas rellenas de óxidos e hidróxidos de hierro y boxwork de pirita.

CONSIDERACIONES ESTRUCTURALES REGIONALES Y LOCALES

El principal tipo de deformación que afectó a las secuencias de rocas jurásicas en la porción noroeste del Macizo es de comportamiento frágil generando o reactivando numerosas estructuras como por ejemplo fallas, diaclasas, brechas, etc.

Como ya fue mencionado por numerosos autores la evolución tectónica del Macizo está estrechamente asociada al desmembramiento de Gondwana y a la apertura del océano Atlántico. (Uliana *et. al.*, 1989, Reimer *et.al.*, 1996, Ramos 2002). Producto de la subducción activa del margen occidental del supercontinente se generó para el Jurásico una tectónica extensional en el retroarco que condujo al desarrollo de hemigrabenes de rumbo NNO limitados por fallas normales lítricas de alto ángulo, algunas de las cuales se formaron durante el rifting permo-triásico y fueron posteriormente reactivadas (Gust *et. al.*, 1985, Uliana *et. al.*, 1989, Homovc y Constantini, 2001). Sincrónico al episodio extensional se produjo el evento volcánico jurásico el cual culminó un poco antes de que cambiara el régimen tectónico (Fig. 3.13). Durante el Cretácico inferior se produjo un cambio en el régimen tectónico hacia uno transtensional y/o compresivo (Reimer *et al.*, 1996). La efusión de las rocas piroclásticas de la Formación Baqueró en el Aptiano sugiere una posterior reactivación extensional (Ramos, 2002).

Los lineamientos observados en el Distrito San José son consecuencia de campo de esfuerzos transtensivos durante el Jurásico superior, época en la que se produjeron numerosas mineralizaciones en el Macizo del Deseado; luego durante Cretácico inferior se produjo la reactivación de falla del Rio Pinturas; (de Barrio, 1993) y por último esfuerzos compresivos durante el Terciario que condujeron al desarrollo de fallas inversas observadas en la Formación La Matilde y el Grupo. Chubut.

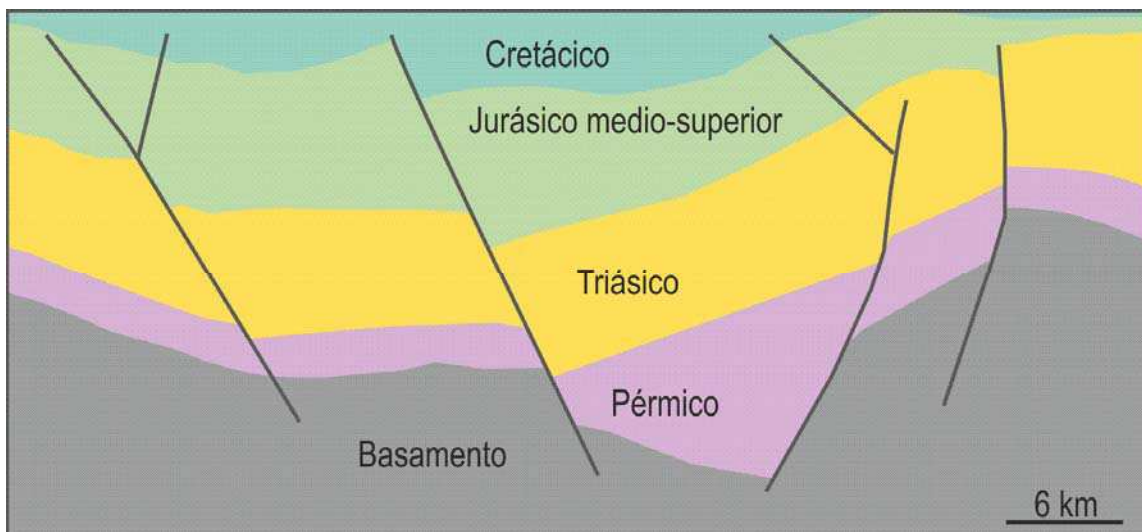


Figura 3.16: Estructuración del sector central del Macizo del Deseado. Estadio de rift permo-triásico luego reactivado en el Jurásico medio-superior con la colmatación durante el cretácico por sedimentos, tomado de Homocv y Constantinni (2001).

El lineamiento de Río Pinturas es gran extensión y conforma el rasgo estructural regional más sobresaliente de orientación general NE, al que se le suma otro de similar orientación ubicado al este, llamado lineamiento San José, ambos participaron en el campo de esfuerzo que generó la mineralización (Fig. 3.17). De acuerdo con lo sugerido por Rolando (2008), y conforme a la distribución de los flujos de lavas andesíticas y cuerpos subvolcánicos dacíticos, estas fracturas NE pudieron actuar como conductos alimentadores del magmatismo jurásico cuya actividad hidrotermal condujo al desarrollo de manifestaciones anómalas y concentraciones de metales preciosos en los lineamientos NO y NNO.

Entre los lineamientos Río Pinturas y San José, se disponen numerosas fallas y vetas de cuarzo, cuyas principales orientaciones oscilan entre $N300^\circ$ y $N325^\circ$ inclinando hacia el NE o también al SO, a las que se les suman otras con rumbos ONO y NNE; todas estas estructuras están contenidas dentro de un bloque mayor formado por la intercepción de los corredores estructurales regionales NO y NE generando un doble horst (Echavarría, 2008a).

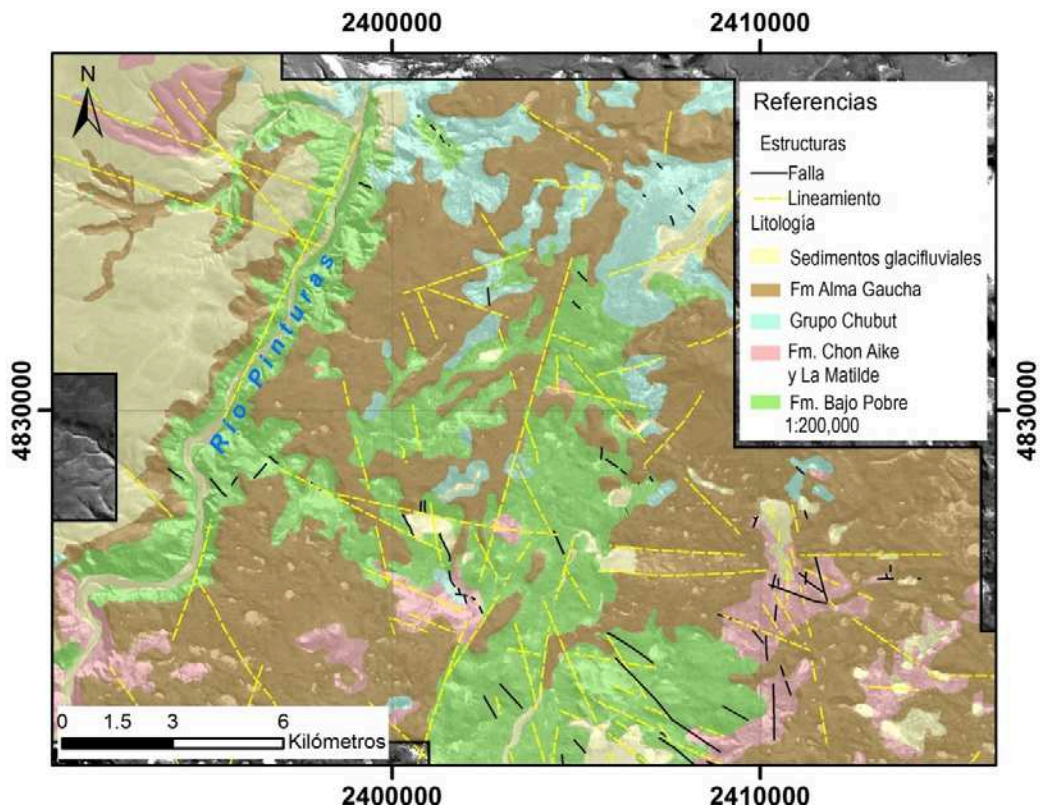


Figura 3.17: Imagen SPOT del Distrito minero San José. En ella se mapearon los principales lineamientos. Nótese los numerosos lineamientos con orientación NO presentes en el área de estudio.

Los esfuerzos transtensivos durante la época de la mineralización generaron fallas oblicuas (directas-sinestrales) y de formas listricas conformando hemigrabenes, cuyos bloques bajos están al SO. En un perfil de las vetas de San José (Fig. 3.15) se observan las fracturas sintéticas como Huevos Verdes y Frea y antitéticas Kospi, Odín y Ayelén. (Rolando y Rodríguez, en Rolando 2008).

Posteriormente a la formación del sistema de vetas y antes de la depositación de las sedimentitas continentales del Grupo Chubut se produce una erosión que deja en el contacto entre las secuencias jurásicas y cretácicas un conglomerado con clastos de veta de cuarzo (Fig. 3.18) quizás como resultado de la reactivación de la falla del Río Pinturas durante el cretácico inferior. (De Barrio, 1998).

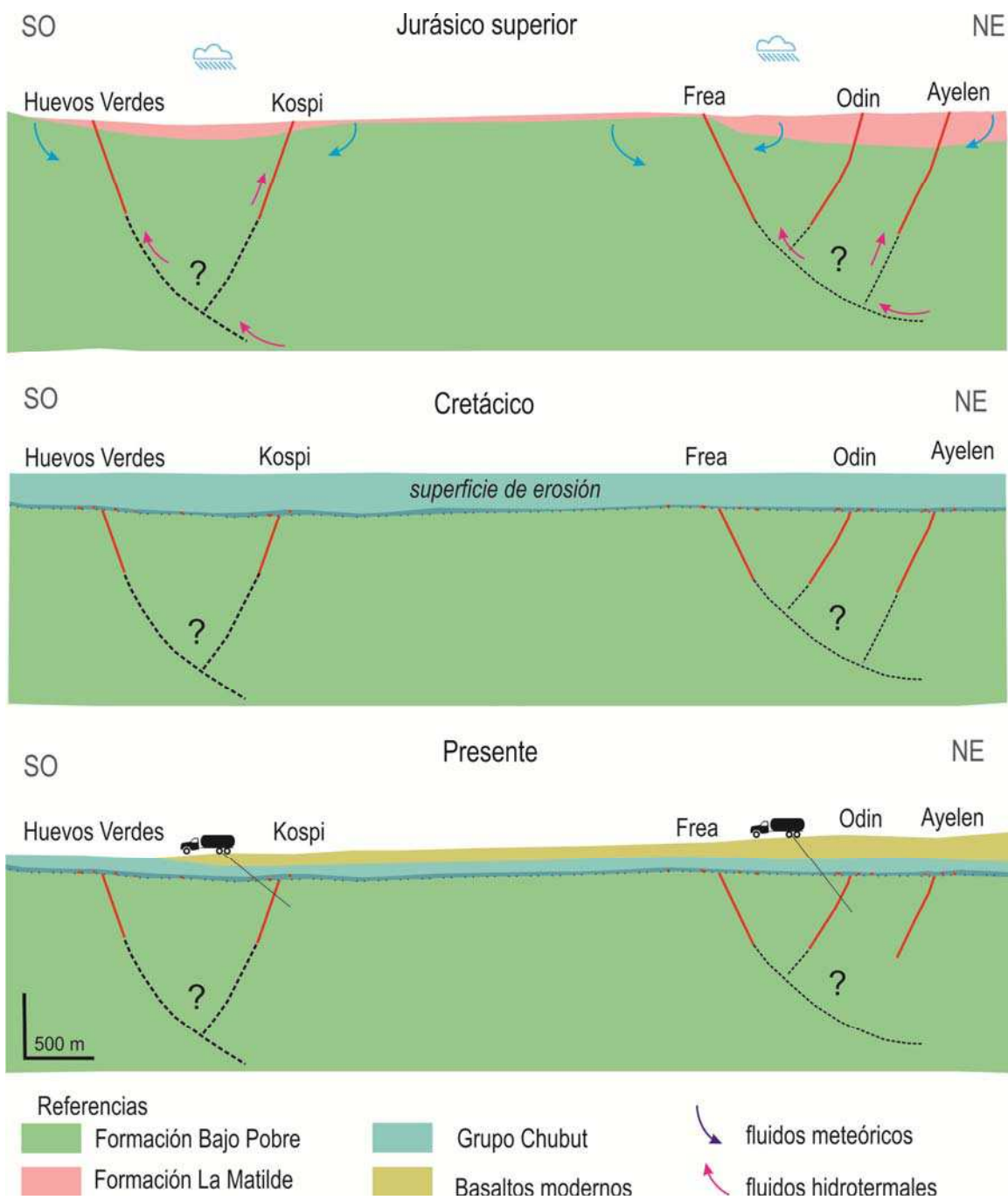


Figura 3.18: Secciones esquemáticas transversales con las principales vetas del yacimiento San José y su evolución geotectónica desde el Jurásico a la actualidad.

Los afloramientos de los basaltos terciarios y sedimentitas cretácicas que aparecen en el sector La Sorpresa están a una cota menor que en el sector El

Pluma y Huevos Verdes (Fig. 3.19) como producto de un fallamiento NO que afectó a dichas rocas generando una serie de bloques descendidos hacia el NE.

El incremento en el espesor de las unidades cretácicas hacia el sector norte del Distrito sugiere que esta porción formó parte del margen sur de la cuenca de San Jorge. Las vetas que afloran en la Sorpresa corresponden a los niveles más altos y distales del sistema mineralizado. (Gutiérrez, 2006).

El Distrito San José posee una mineralización controlada estructuralmente, con vetas de cuarzo con una tendencia regional NO. Indicadores cinemáticos indican que las vetas se formaron en una combinación de fallas normales con desplazamiento oblicuo y de rumbo (ver capítulo V).

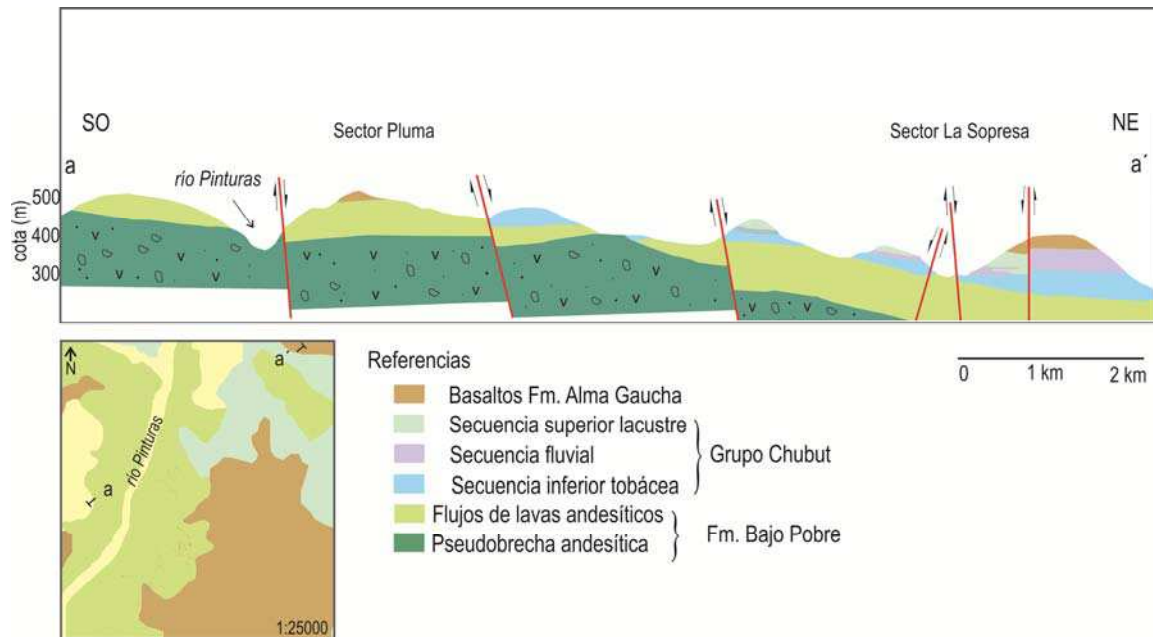


Figura 3.19: Perfil transversal en el sector norte del Distrito modificado de Gutiérrez (2006). Aquí se puede observar la relación entre las unidades litológicas aflorantes y el fallamiento NO que las afectó generando una serie de bloques descendidos hacia el NE.

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS DE LA ALTERACIÓN

INTRODUCCIÓN

La circulación de soluciones hidrotermales o fluidos generan cambios físicos, químicos y mineralógicos en las rocas a través de las cuales se desplazan. La alteración hidrotermal implica la reacción de un fluido hidrotermal con una fase sólida pre-existente (Henley y Ellis, 1983) para restablecer el equilibrio mediante la disolución o precipitación de nuevos minerales estables ante las nuevas condiciones.

Los procesos de alteración involucran modificaciones complejas que abarcan cambios mineralógicos, cambios en la textura de la roca y de composición. Es una forma de metasomatismo (Pirajno, 2009) ya que implica el intercambio de componentes químicos entre el fluido y la roca de caja; y a su vez el fluido modifica su composición como resultado de esta interacción (Reed, 1997).

Hay diferentes tipos y estilos de alteración dependiendo de la naturaleza, química, temperatura y presión de los fluidos circulantes como así también de la naturaleza y composición de las rocas a través de las cuales ellos circulan.

Numerosos factores controlan el proceso de alteración hidrotermal, como por ejemplo la permeabilidad y la composición de la roca, el tiempo de interacción del sistema fluido/roca, la presión, entre otros; sin embargo Henley y Ellis (1983) sugieren que en los sistemas epitermales la composición de la roca no es tan importante sino que es más relevante el rol de la permeabilidad, temperatura y composición del fluido.

Las asociaciones de minerales hidrotermales reflejan las condiciones de los fluidos a partir de los cuales se formaron y por ende también los depósitos minerales hidrotermales a los cuales eventualmente suelen estar asociados.

El interés por el análisis de las alteraciones es debido a que muchos depósitos comúnmente están hospedados por rocas alteradas que muchas veces se extienden más allá de los límites del cuerpo mineralizado. Por esta razón puede

ser utilizada para vectorizar los sistemas y servir de guía hacia las zonas de interés económico.

En esta investigación se empleó un espectrómetro portátil como herramienta para la identificación de los minerales de alteración, el cual permitió resolver rápidamente las dificultades de la identificación en lupa de ciertos minerales de grano fino, la estimación de su composición y el grado de cristalinidad de algunas especies en rocas alteradas hidrotermalmente.

Estos instrumentos usan la absorción del visible y del infrarrojo de la radiación electromagnética para reconocer las asociaciones de minerales de alteración, las cuales tienen amplias aplicaciones en exploración ya que la trayectoria de los fluidos en un sistema hidrotermal fósil puede ser registrada a través de cambios mineralógicos y litogeoquímicos.

A su vez, se llevaron a cabo numerosos análisis de difracción de rayos X para corroborar los resultados obtenidos con el espectrómetro y se realizaron observaciones con microscopio petrográfico, microscopio electrónico de barrido con un espectrómetro de energía dispersiva (EDAX) y análisis con microsonda electrónica.

En el siguiente capítulo se describe la mineralogía de la alteración hidrotermal identificada en cada uno de los sectores de interés y se analiza la variación de la composición química de la illita en cada uno de ellos. Para la cuantificación de las modificaciones en las rocas producto de la alteración se llevó a cabo el estudio de balance de masas.

También se llevo a cabo la identificación y mapeo de las alteraciones hidrotermales a partir de la imagen ASTER del Distrito, aplicando diversas técnicas de análisis digital. Los resultados obtenidos del procesamiento fueron cotejados con la información generada en el campo y en laboratorio en cada uno de los sectores de interés.

MINERALOGÍA DE LA ALTERACIÓN

La mineralización del Distrito San José está alojada un sistema de vetas epitermales de sulfuración intermedia (Dietrich *et al.*, 2012) controladas estructuralmente. La actividad hidrotermal que generó este depósito desarrolló en la roca de caja una notable alteración hidrotermal que se extendió unos kilómetros desde su fuente hacia zonas distales.

Dentro del Distrito la alteración se manifiesta superficialmente en tres sectores: El Pluma-La Sorpresa (en adelante El Pluma), Saavedra Oeste y Cerro Saavedra. Afecta a los flujos de lavas andesíticas y a las rocas piroclásticas, donde los fenocristales, cristaloclastos y matriz de la roca son reemplazados por minerales hidrotermales. Las texturas primarias se vieron modificadas siendo en algunos casos obliteradas por completo mientras que en otros casos se preservan parcialmente.

Las vetas portadoras de metales preciosos no están aflorando debido a que están cubiertas por basaltos modernos; por lo tanto para el análisis de la alteración de este sector fue necesario recurrir a los laboreos subterráneos.

La intensidad de la alteración es variable y numerosos minerales hidrotermales fueron identificados por diferentes técnicas en sitios donde se concentró el estudio dentro del Distrito; los cuales se describen detalladamente a continuación.

Sector El Pluma

El área alterada abarca una superficie de 5 km² y afecta a las rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre. Estas rocas se presentan con una coloración verdosa y blanquecina donde la textura original de la roca está parcialmente obliterada producto de la alteración. En el interior de esta zona se hacen presentes numerosas vetas de cuarzo pobremente mineralizadas (Fig.4.1).



Figura 4.1: Fotografías panorámicas del sector El Pluma, donde se ven las estructuras/vetas y la alteración hidrotermal en la roca de caja. Las tonalidades verdosas corresponden a la alteración clorítica de las rocas, mientras que los colores blanquecinos-amarillentos son producto de la alteración argílica.

Contenidos anómalos en Au y Ag fueron reportados en el muestreo de superficie aunque no se obtuvieron datos sustanciales en el muestreo llevado a cabo en los testigos de las perforaciones que allí se llevaron a cabo. Si bien valores de hasta 1g/t de Au son comunes en las muestras de superficie, éstos fueron interpretados como producto de enriquecimiento en superficie.

Una variedad de minerales fueron reconocidos en las muestras de este sector, donde su ocurrencia, distribución espacial y relación temporal se describen más abajo.

- Sílice SiO_2

La silicificación es el proceso más conspicuo y se presenta como delgadas vetillas y zonas de reemplazo que afectan a la roca en forma penetrativa a través del desarrollo de agregados de cuarzo macizo que por lo general responden a un control estructural.

El cuarzo o la sílice amorfa son los minerales hidrotermales más comunes que pueden reemplazar a otros minerales pre-existentes a través de agregados de cristales pequeños de cuarzo con formas anhedrales.

Reemplaza a la pasta afanítica de las andesitas, junto con cloritas, illita, pirita, jarosita y motas de minerales opacos. Aparece como pequeños cristales anhedrales conformando agregados (Fig.4.2a y b).

Puede reemplazar pseudomórficamente a otros minerales (Fig. 4.2c, f y g).

Suele rellenar oquedades (Fig. 4.2d) y por lo general donde hay espacios abiertos, formar pequeñas geodas o cavidades drúsicas.

Su presencia fue corroborada a través de rayos X y en microscopio electrónico de barrido (Fig. 4.3).

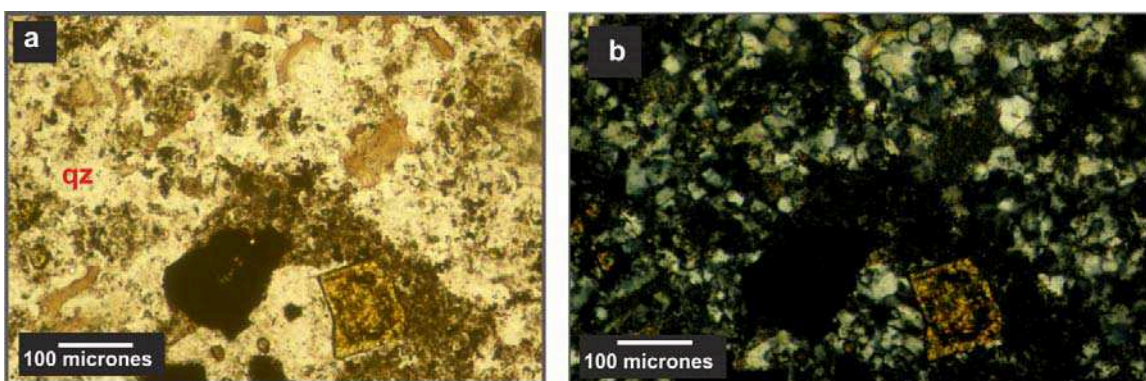


Figura 4.2: a) y b) Fotomicrografías de cuarzo reemplazando a la pasta afanítica (con nicoles paralelos y cruzados), continúa en la página siguiente. Qz= cuarzo.

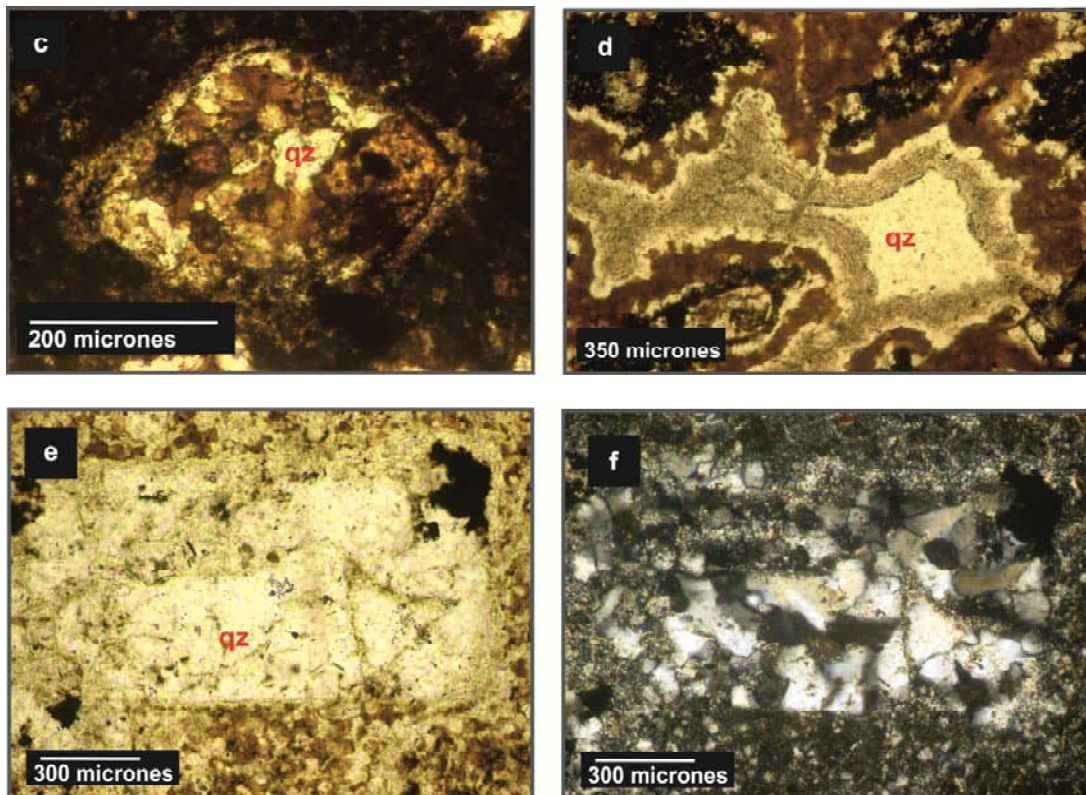


Figura 4.2: Continuación página anterior, c) sección basal de anfíbol reemplazada pseudomórficamente por cuarzo y carbonatos, d) cavidad rellena de carbonatos y cuarzo, d) y e) feldespato? reemplazado completamente por cuarzo (con nicóles paralelos y cruzados). Todas ellas obtenidas a partir de observaciones con microscopio petrográfico.

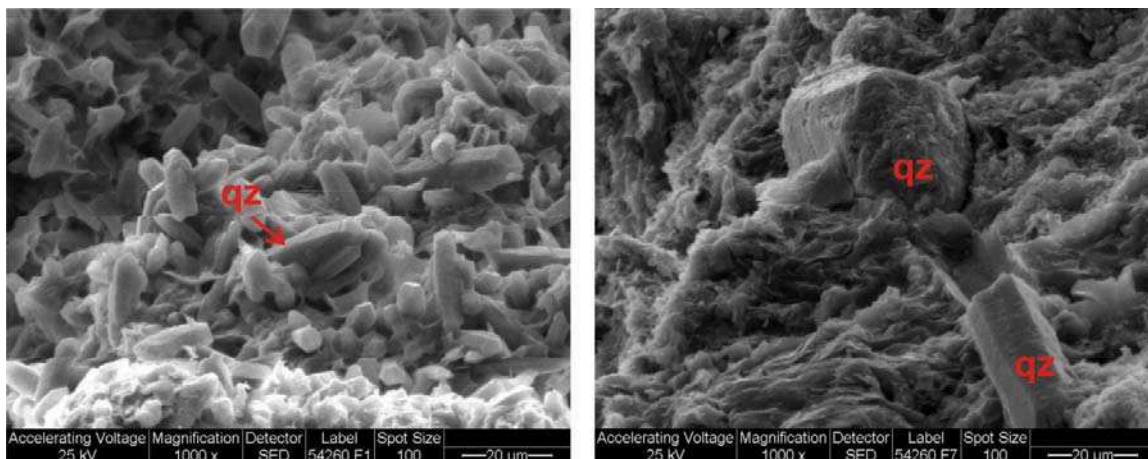


Figura 4.3: Imagen al microscopio electrónico de barrido de cristales de cuarzo en las rocas andesíticas alteradas del sector El Pluma.

- Cloritas $(\text{Mg, Al, Fe})_{12}[(\text{Si, Al})_8 \text{O}_{20}] (\text{OH})_{16}$

Aparecen principalmente como reemplazo de los minerales ferromagnesianos de la roca. (Fig. 4.4 a, b y c). En la pasta afanítica acompañan al cuarzo con un tamaño de grano muy fino (Fig. 4.4 b, c y d).

Se determinó su presencia a partir de observaciones petrográficas y se corroboró a través del análisis de los espectros de reflectancia (Fig.4.5) y también a través de difracción de rayos X (Fig.4.6).

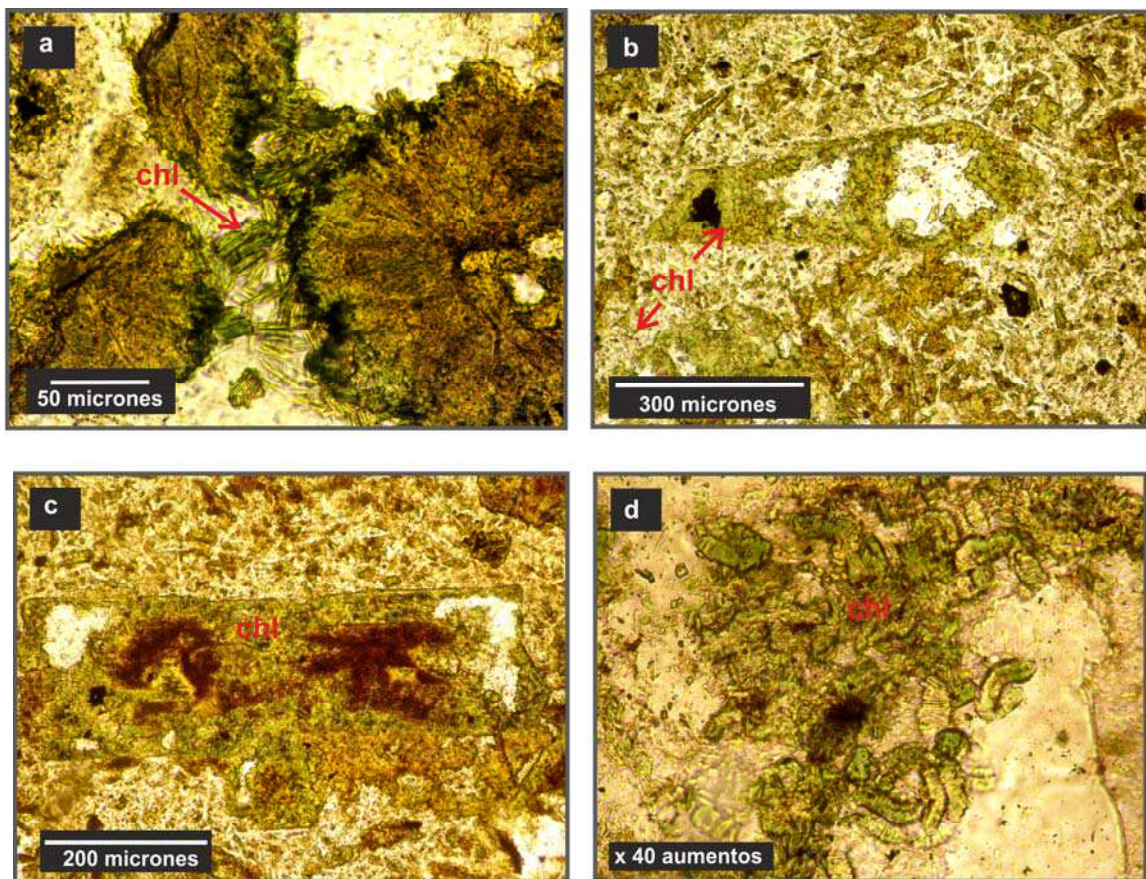


Figura 4.4: a) Formación de clorita a partir de fenocristal de mineral máfico; b) reemplazo pseudomórfico de mineral máfico por clorita, c) reemplazo pseudomórfico de mineral máfico por clorita; d) agregado de clorita (con máximo aumento). Chl= clorita

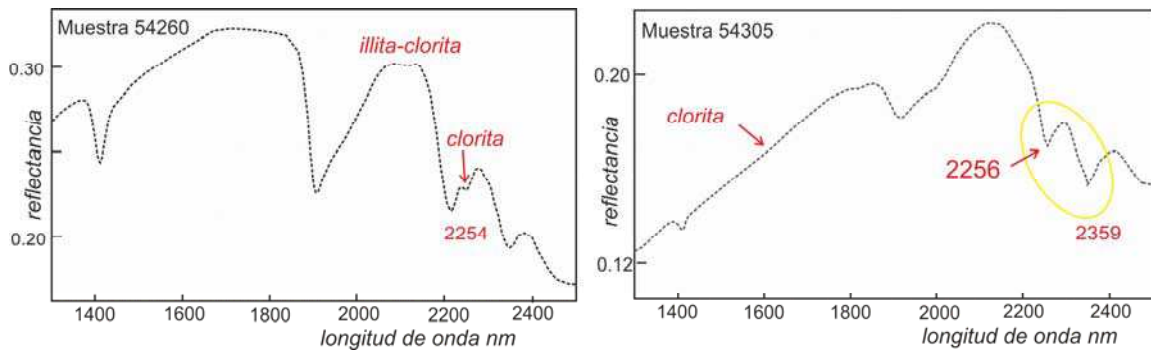


Figura 4.5: Espectros de reflectancia de muestras del sector El Pluma ambas con cloritas. Muestra 54260: illita+clorita. Muestra 54305: espectro de clorita donde se señalan los principales rasgos de absorción diagnósticos.

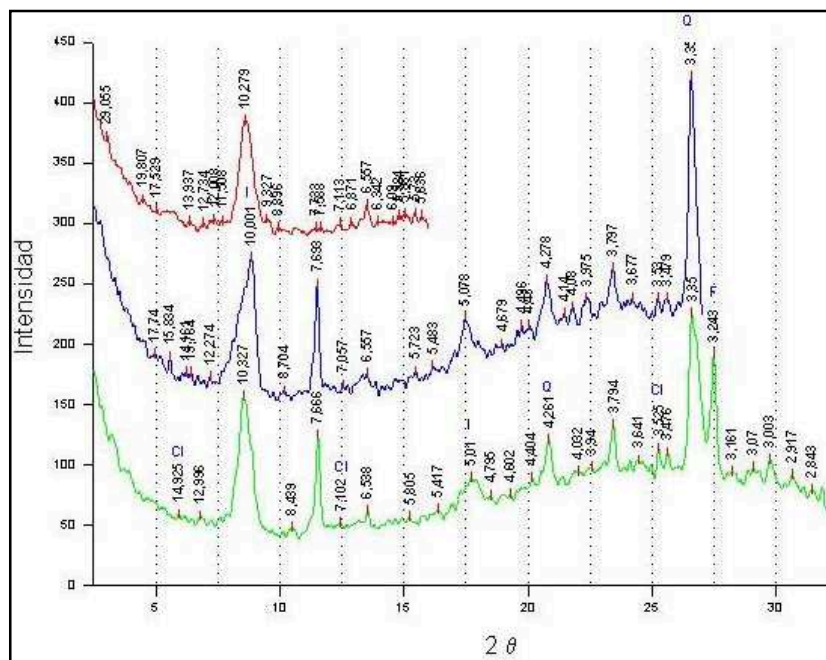


Figura 4.6: Difractograma de muestra del sector El Pluma (fracción fina orientada), con la presencia de clorita. En verde la muestra en estado natural seca al aire, en azul glicolada y en rojo calcinada a 550°C. Las fechas rojas marcan los picos diagnósticos de la clorita. Cl= clorita.

- Calcita CaCO_3

Aparece en la pasta afanítica de la roca o reemplazando a fenocristales de la andesita. En las plagioclasas penetra a través de sus planos de macla (Fig. 4.7a).

Es de grano fino y por lo general aparece con bordes reabsorbidos. (Se le superponen una alteración argílica y silíceo póstuma).

Espectros de reflectancia y de difracción de rayos X arrojan como resultado la presencia de calcita (Fig.4.8).

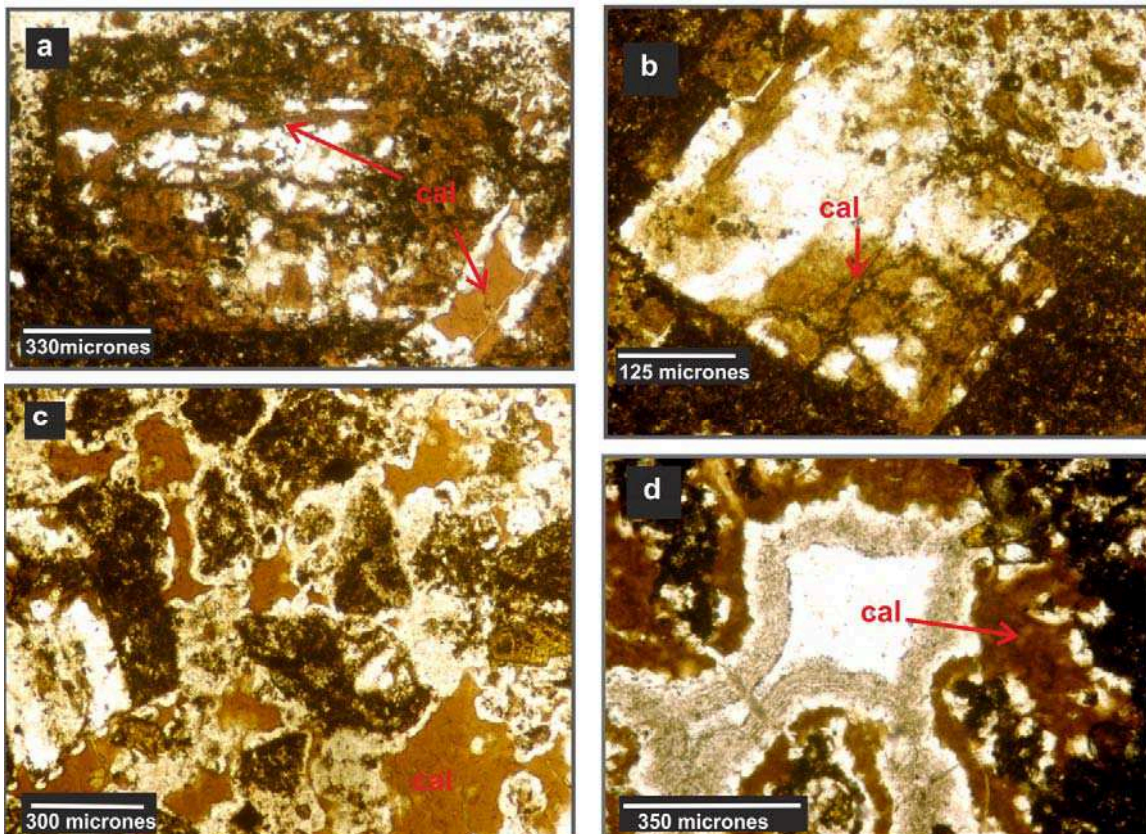


Figura 4.7: a y b) Fenocristal de plagioclasa y anfíbol reemplazados parcialmente por calcita, c) presencia de calcita en la pasta de la andesita y d) cavidad rellena por sílice y calcita hacia los bordes. Con luz transmitida y nicols paralelos. Cal= calcita.

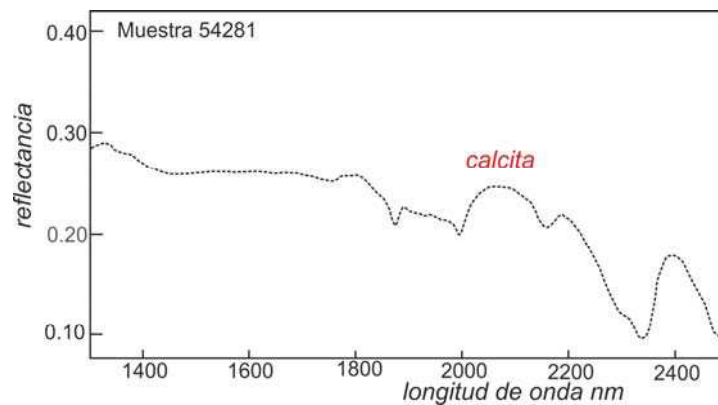


Figura 4.8: Espectro de reflectancia de calcita en la muestra 54281 del sector El Pluma.

- Adularia (KAlSi_3O_8)

Aparece reemplazando a los fenocristales y a la pasta de la roca (Fig. 4.9a). También se observó adularia con secciones rómbicas en delgadas vetillas junto con cuarzo (Fig. 4.9b) En ambos casos, este mineral no está reemplazado por algún argilomineral, como pueden observarse en otros sectores.

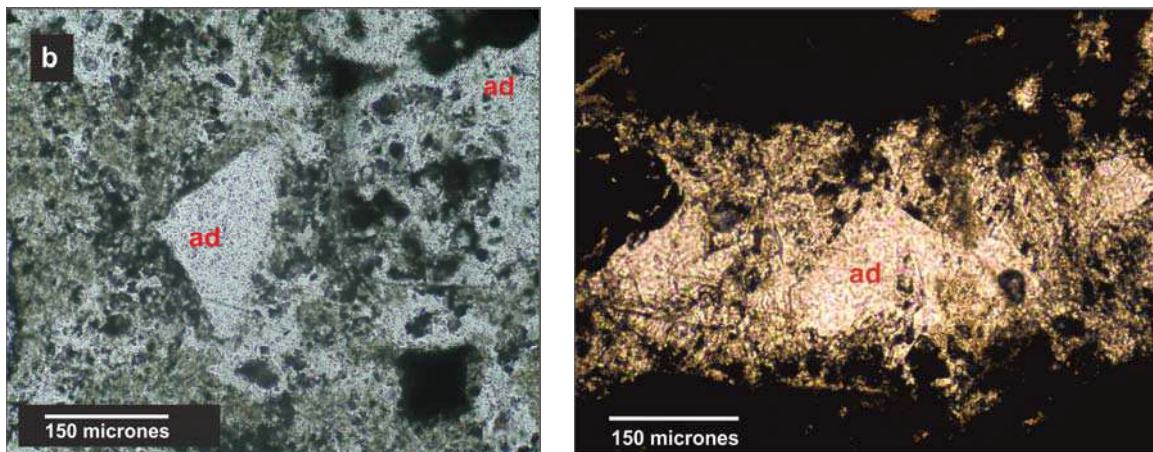


Figura 4.9: a) Reemplazo de adularia en fenocristales y en la pasta afanítica de la roca, con nicoles paralelos y b) adularia y cuarzo en vetilla, con nicoles paralelos. Ad= adularia.

- Illita, $(\text{Ca}_{0.05} \text{Na}_{0.03} \text{K}_{0.61})(\text{Al}_{1.53} \text{Fe}^{+3}_{0.22} \text{Fe}^{+2}_{0.03} \text{Mg}_{0.28}) (\text{Si}_{3.4} \text{Al}_{0.6}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$, Illita/esmectita y esmectita $(1/2\text{Ca}, \text{Na})_{0.7} (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_4 [(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4.n\text{H}_2\text{O}$

Illita, esmectita y sus variedades interestratificadas son los argilominerales más abundantes; donde su contenido decrece a medida que nos alejamos del sistema de vetas y fracturas silicificadas. Estas arcillas son frecuentes en la pasta y reemplazando también a los fenocristales de la volcanita (Fig. 4.10).

Fueron determinados a partir de espectroscopía de reflectancia y su presencia fue corroborada en los difractogramas de rayos X y microscopía electrónica de barrido (Fig. 4.11).

En los espectros de reflectancia de las muestras se analizó su composición y la profundidad del rasgo de absorción del agua ya que es un indicador de la proporción en los interestratificados de la cantidad de illita o esmectita. El rasgo de absorción del agua tiende a disminuir con el aumento de la temperatura, de la cristalinidad y la proporción de illita (Pontual *et al.*, 2008a) (Fig.4.12). Los incrementos de temperatura favorecen la estabilidad especies minerales más deshidratadas (Harvey y Browne, 1991).

La composición de la illita/esmectita e illita identificada en este sector oscila de levemente fengítica a potásica en todas las muestras. Datos similares fueron obtenidos a partir de las estimaciones semicuantitativas realizadas con análisis de energía dispersiva (EDAX), Fig. 4.13.

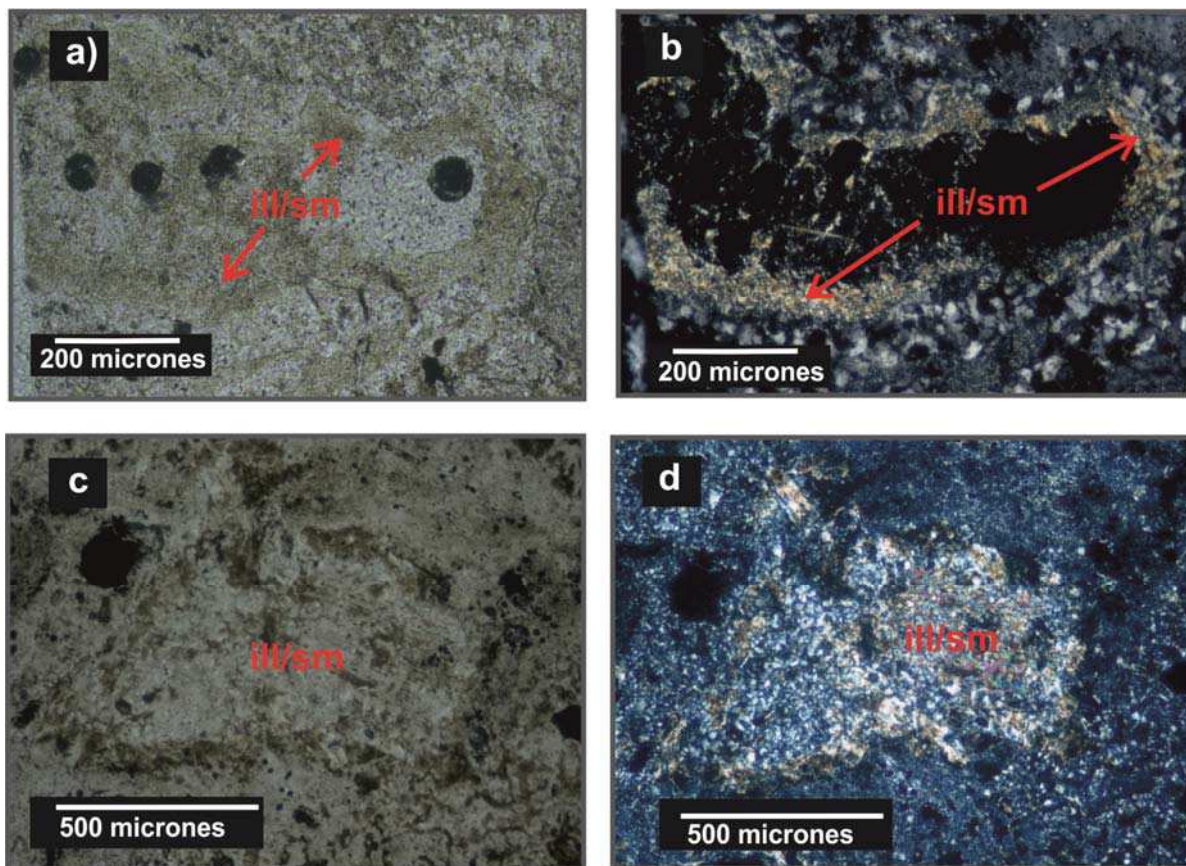


Figura 4.10: Presencia de illita reemplazando a fenocristales y en la matriz de la roca andesítica. Luz transmitida con nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Ill/sm= illita/esmectita.

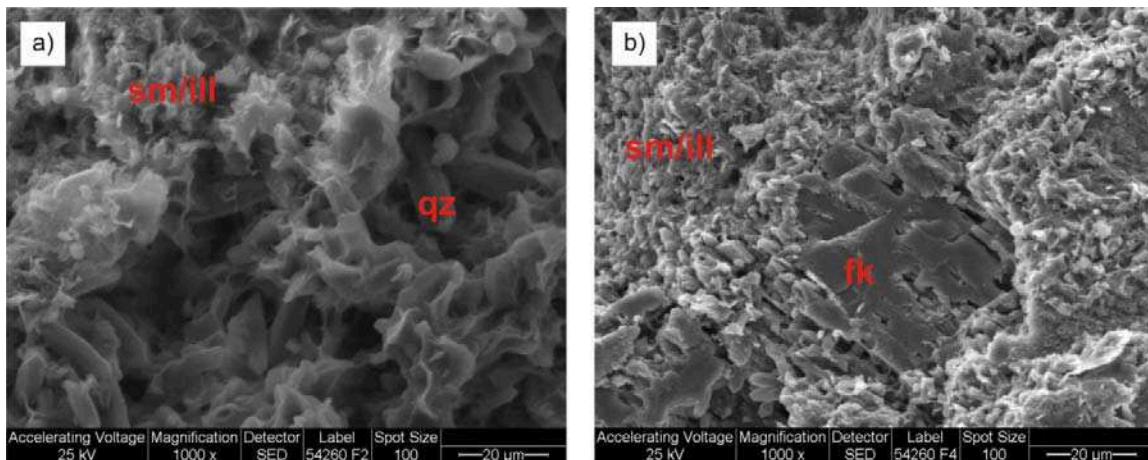


Figura 4.11: Imágenes al microscopio electrónico de barrido; a) agregado de esmectita/illita y cristales de cuarzo, b) Fenocristal de feldspato (fk) inmerso en una matriz argilizada constituida de esmectita/illita. Sm/ill= esmectita/illita y qz= cuarzo.

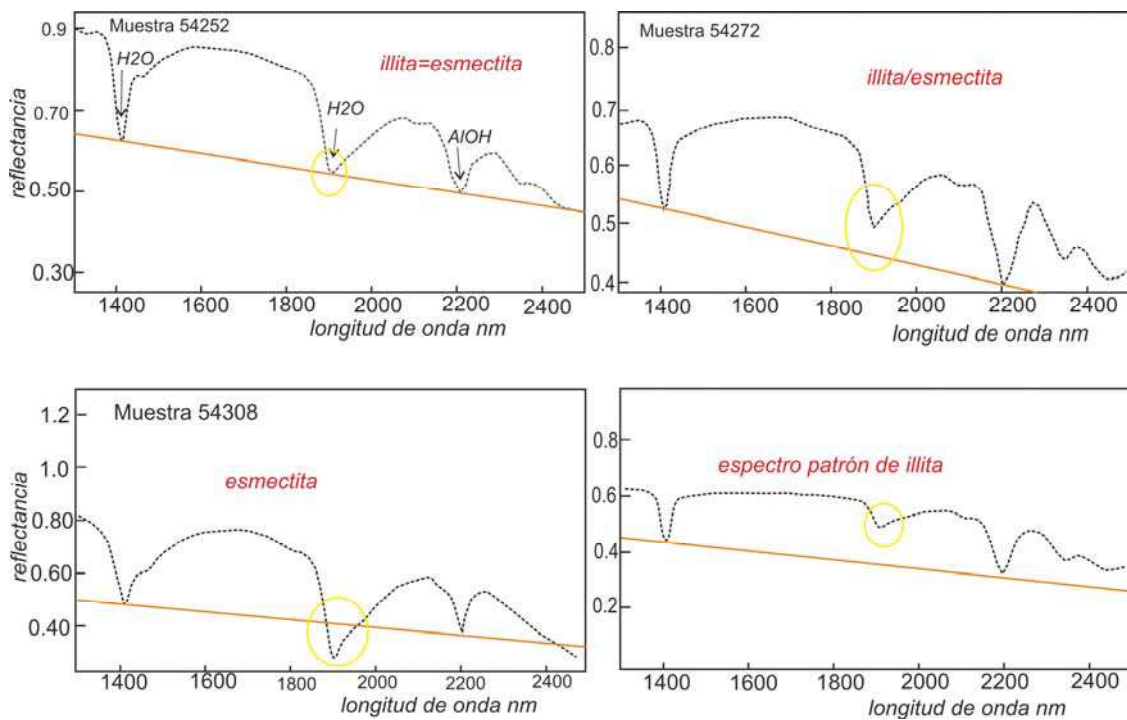


Figura 4.12: Arriba: espectros de reflectancia de interestratificados de illita/esmectita. Observe las diferencias en la profundidad de los rasgos de absorción del agua (1400 y 1900nm) en función de la proporción de esmectita e illita en las muestras. Abajo: espectros de illita y esmectita.

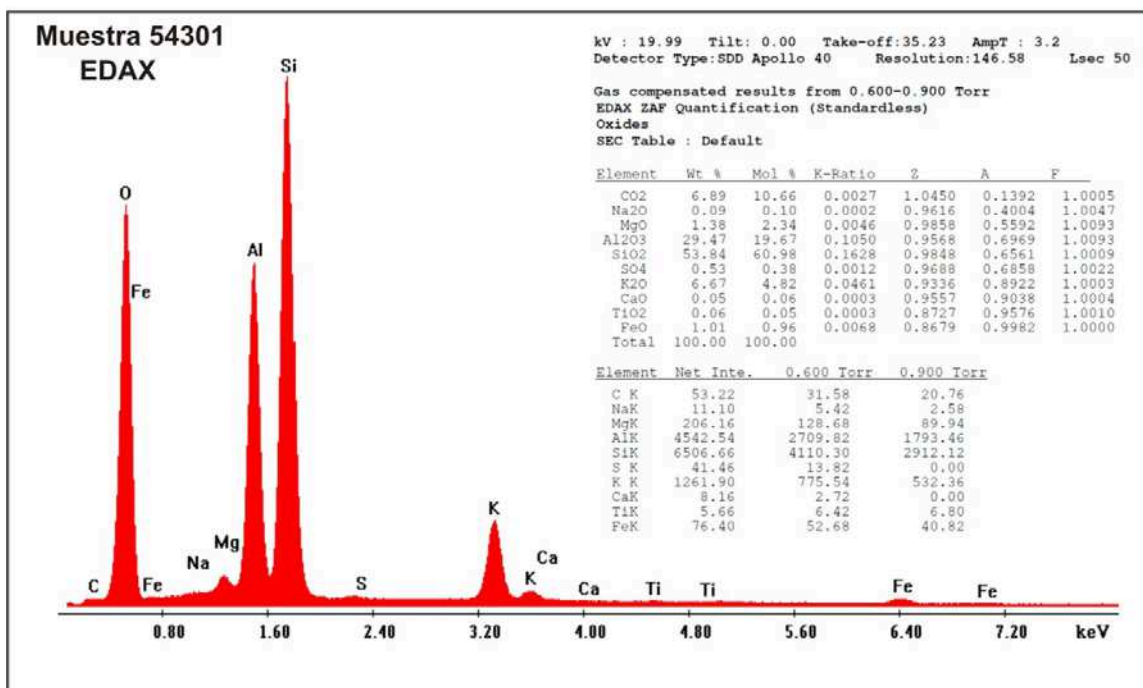
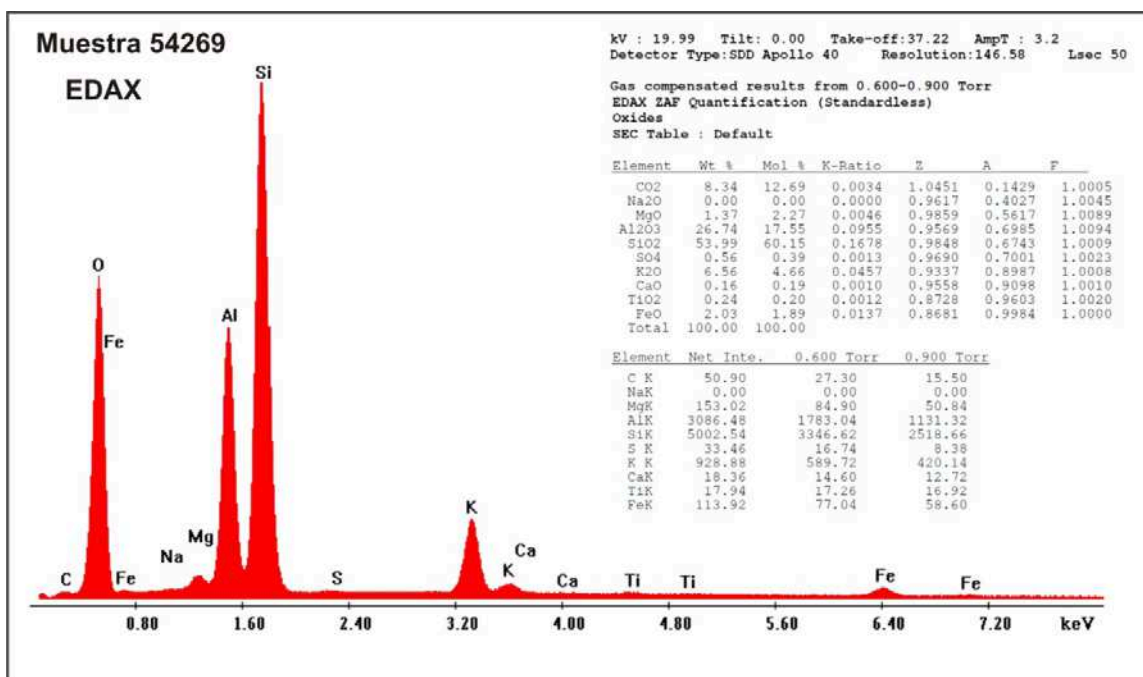


Figura 4.13: Estimación semicuantitativa con energía dispersiva (EDAX) en illita/esmectita de las muestras 54269 y 54301 del sector El Pluma

- Caolinita $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$

En algunas de las muestras de este sector se identificó por medio de espectroscopía la presencia de caolinita de baja cristalinidad junto con illita/esmectita y jarosita (Fig. 4.14), la cual también fue reconocida en los difractogramas de rayos X (Fig.4.15).

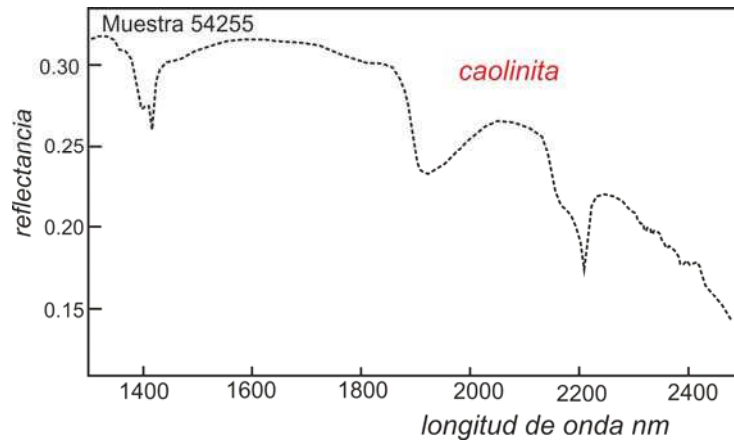


Figura 4.14: Espectro de reflectancia de caolinita de baja cristalinidad.

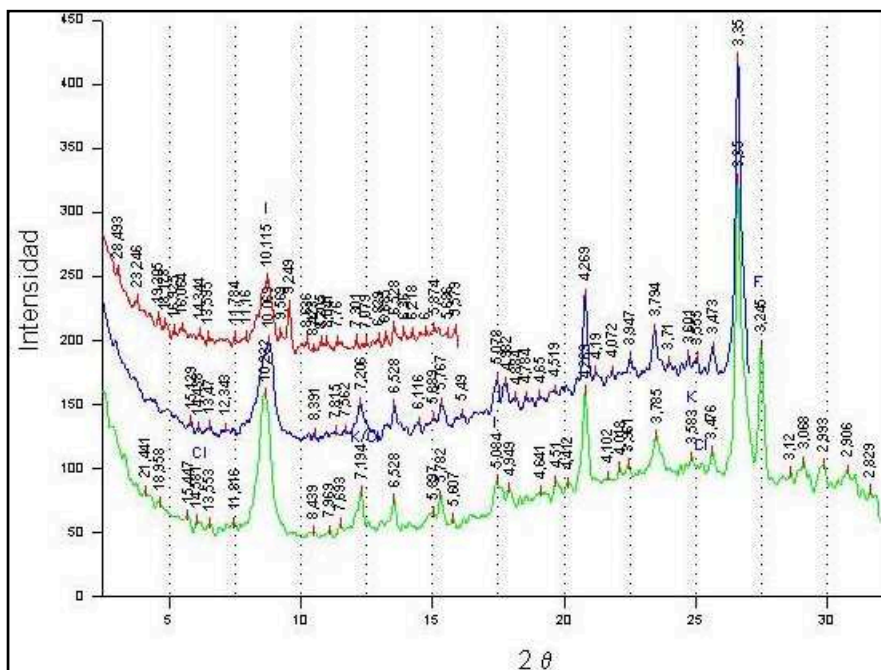


Figura 4.15: Difractograma de una muestra del sector El Pluma (en fracción fina orientada). En verde la muestra en estado natural seca al aire, en azul glicolada y en rojo calcinada a 550°C. Las fechas rojas marcan los picos diagnósticos de la caolinita.

- Epidoto $\text{Ca}_2 \text{Fe}^{+3} \text{Al}_2\text{O}.\text{OH}.\text{Si}_2\text{O}_7.\text{SiO}_4$

Es el mineral de alteración menos abundante presente en las rocas. El epidoto reemplaza a los fenocristales de las plagioclasas y lo hace a través de pequeños cristales de forma más o menos equidimensional. Hay escasos de ellos sobre fenocristales de minerales máficos o en la pasta (Fig. 4.16).

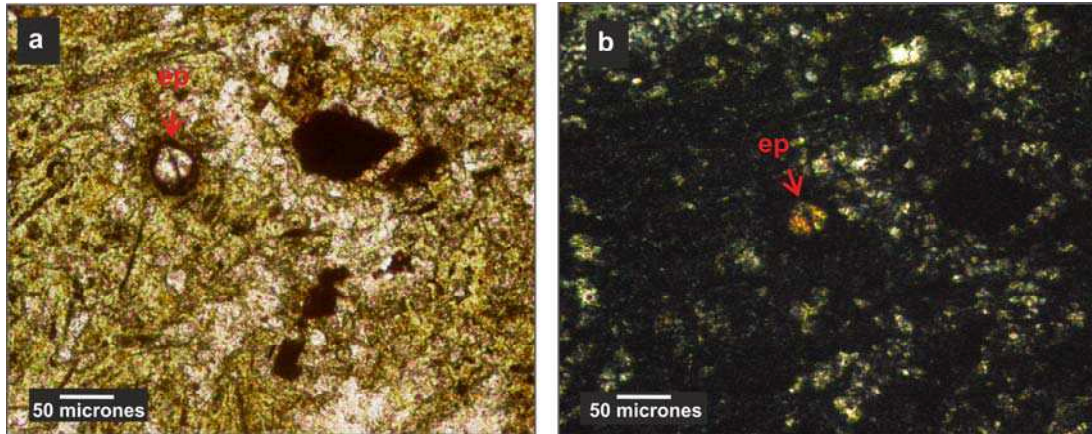


Figura 4.16: a) y b) Individuo de epidoto, con luz transmitida y nicols paralelos y cruzados. Ep= epidoto.

- Pirita FeS_2

Es el sulfuro más abundante, que por lo general aparece diseminado en la roca de caja. En los niveles próximos a la superficie puede estar oxidada y formar óxidos e hidróxidos de hierro, como así también jarosita (Fig.4.17). Sus cristales pueden ser anhedrales a euhedrales.

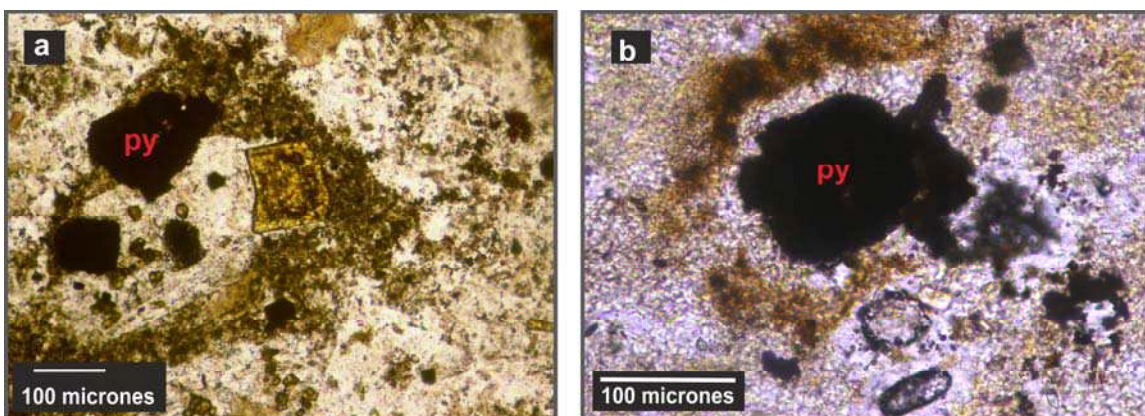


Figura 4.17: a) y b) Individuos de pirita con luz transmitida y nicols paralelos. Py= pirita.

- Óxidos e hidróxidos de hierro $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Procesos de oxidación posteriores están distribuidos en el área de alteración, dando lugar a una suave limonitización la cual conforma vetillas e impregnaciones debido a la intemperización de la roca. Presencia de boxworks de pirita tapizados de óxidos de hierro denotan la alteración supergénica que alteró a esos sulfuros.

- Jarosita $\text{KFe}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

De color amarillo, anhedral, subhedral a euhedral, se hace presente en agregados sobre los fenocristales como así también en la pasta. Su origen probablemente esté vinculado a la alteración supergénica de la pirita. Aparece como cristales implantados bien desarrollados e incluso algunos son pseudomorfos de pirita o sobre los fenocristales de la roca (Fig.4.18). Se observaron delgadas vetillas rellenas de jarosita que cortan a las vetillas de cuarzo. En la figura 4.19 se puede ver un espectro de reflectancia de jarosita junto con illita/esmectita.

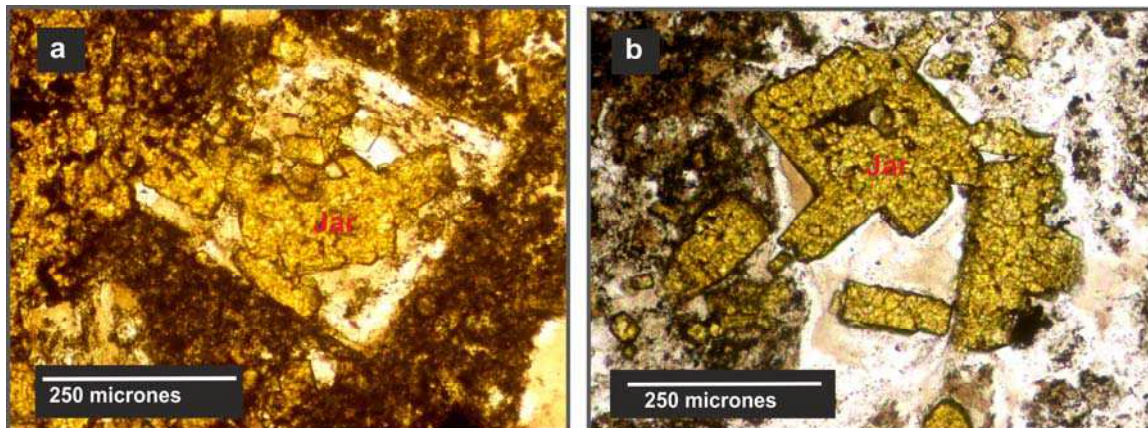


Figura 4.18: a) Jarosita sobre seccional basal de anfíbol y b) cristales de jarosita euhedrales a subhedrales. Con luz transmitida y nicoles paralelos. Jar= jarosita.

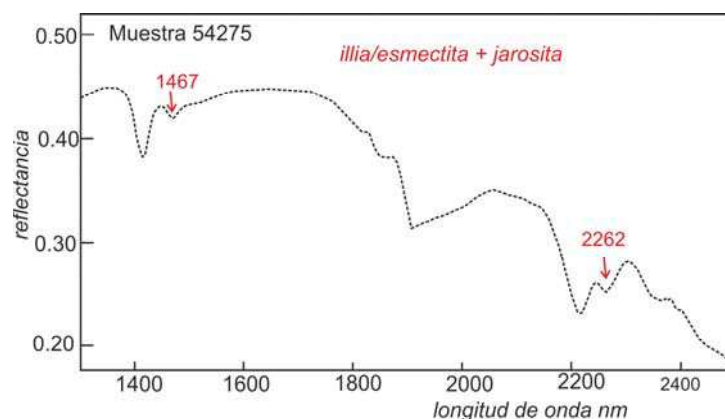


Figura 4.19: Espectro de reflectancia de la muestra 54275 donde se identificó illita/esmectita y jarosita. En rojo los rasgos diagnósticos de la presencia de jarosita.

Discusión de las alteraciones presentes en el sector El Pluma

Teniendo en cuenta lo anteriormente descrito se puede resumir que las alteraciones presentes en las rocas de este sector son cloritización, silicificación, argílica intermedia y argílica avanzada.

La cloritización está dominada por el reemplazo de los minerales máficos por cloritas a la que se le asocia la presencia de calcita también reemplazando a los fenocristales y en la pasta, y escasa a nula presencia de epidoto. Vinculada a este tipo de alteración hay piritita diseminada en la roca.

Esta asociación de minerales de alteración refleja un grado de hidrólisis bajo en los minerales primarios de la roca y es el resultado del ingreso de agua a la roca con la incorporación de CO_2 , S y pérdida de Na^+ y K^+ (Reyes, 1990). Su distribución es regional, afectando a grandes volúmenes de roca, pero siempre asociada a las rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre.

Según autores como Echeveste *et al.*, (2001), Guido (2002) y Fantauzzi, (2003) la cloritización, podría deberse a una alteración deutérica propilitica, aunque para otros como Hedenquist *et al.*, (2000) la propilitización típicamente clorítica puede estar asociada a yacimientos epitermales y abarcar grandes áreas.

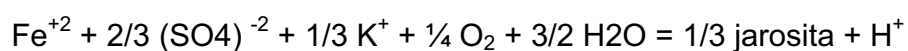
La ausencia significativa de epidoto indica que las temperaturas no fueron lo suficientemente elevadas como para permitir su formación, ya que a partir de estudios de estabilidad de los minerales en sistemas geotermales modernos, Reyes (1990) y Reyes *et al.*, (1993), se necesita al menos 240°C para que aparezca clinozoicita. Por lo tanto, se puede concluir que es dudosa su vinculación genética con el sistema hidrotermal desarrollado en el Distrito.

Luego, hay una alteración argílica intermedia conformada por illita/esmectita, illita y escasa caolinita; próxima a las vetas o fracturas silicificadas, la cual es bastante penetrativa. La textura primaria de la roca está moderadamente obliterada y petrográficamente se observan las sombras de los fenocristales de la andesita. Esta asociación de minerales de alteración sugiere una lixiviación de Ca^{+2} , Na^{+} y Mg^{+2} de la roca consecuencia de una hidrólisis superior relativa a la de la alteración clorítica mencionada más arriba.

La composición de la illita estimada a través del análisis de los espectros de reflectancia es bastante similar en toda esta zona, y va de tendiendo levemente de fengítica $\text{K}(\text{Fe,Mg})\text{Al}(\text{Al,Si})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$ a potásica $\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH,F})_4$.

La silicificación está constituida por un agregado de cristales de cuarzo a modo de mosaico que enmascaran la textura original de la vulcanita.

Por último, una alteración argílica avanzada de origen supergénico constituida por óxidos e hidróxidos de hierro, ya sea como tinciones o en vetillas junto con la presencia de jarosita, indica que estas rocas alteradas hidrotermalmente tienen sobreimpuesta una alteración supergénica producto de la intemperización, que también produce la concentración del oro en superficie. La pirita al oxidarse da lugar a la formación de ácido sulfúrico (H_2SO_4) e hidróxido férrico ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) mediante la reacción: $\text{FeS}_2 + 7/2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}^{+2} + 2(\text{SO}_4)^{-2} + 2\text{H}^{+}$. El hierro ferroso soluble producido de acuerdo a la ecuación anterior, se oxida para dar jarosita mediante la siguiente reacción:



Sector Saavedra Oeste

Las rocas afectadas por la alteración hidrotermal en este sitio corresponden a ignimbritas riodacíticas de la Formación Chon Aike. Abarca un área de 2 km² aproximadamente y está estrechamente asociada a vetas de cuarzo y brechas hidrotermales mineralizadas (Fig.4.20). La mineralización no solo se hace presente en las vetas y brechas, sino que descubrimientos recientes indicarían la presencia de mena diseminada en la roca de caja.

Estas rocas poseen cristaloclastos de cuarzo de formas irregulares, con fracturas e inclusiones, también hay cristaloclastos de biotita y escasos fragmentos líticos inmersos en una matriz pumícea. La textura primaria de la roca de caja es fragmental, con cristaloclastos subangulosos y angulosos dominantes, de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y relictos de biotita.

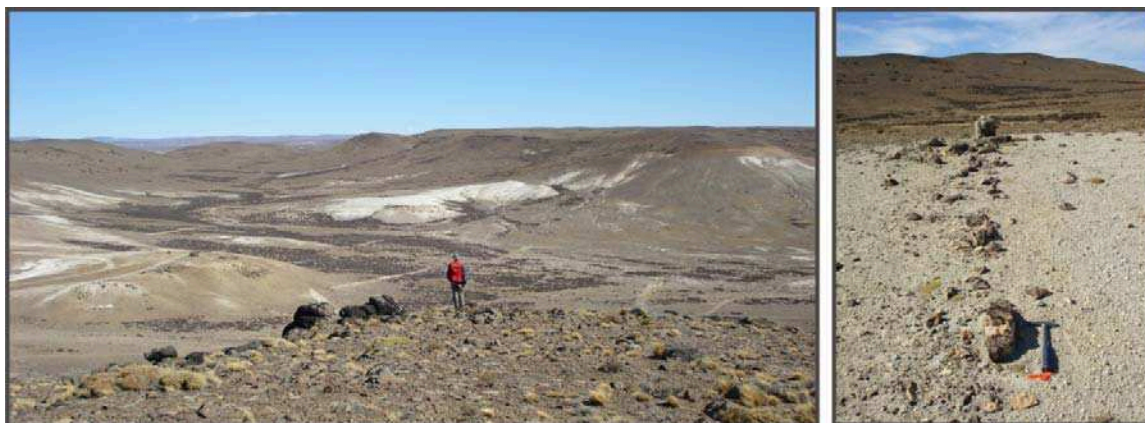


Figura 4.20: Vista panorámica del sector Saavedra oeste.

Los minerales de alteración identificados para este sitio son:

- Illita, $(\text{Ca}_{0.05} \text{Na}_{0.03} \text{K}_{0.61})(\text{Al}_{1.53} \text{Fe}^{+3}_{0.22} \text{Fe}^{+2}_{0.03} \text{Mg}_{0.28}) (\text{Si}_{3.4} \text{Al}_{0.6}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$, Illita/esmectita y esmectita $(1/2\text{Ca}, \text{Na})_{0.7} (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_4 [(\text{Si}, \text{Al})_8 \text{O}_{20}](\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Es el mineral hidrotermal que predomina. Observaciones petrográficas indican que aparece en la matriz pumícea y también remplazando algunos cristaloclastos, fiammes y trizas vítreas (Fig. 4.21). La presencia de estos minerales fue corroborada por espectroscopía de reflectancia y por microscopía electrónica de barrido (Fig. 4.22).

Se midió la longitud de onda de absorción del hidróxido de aluminio y arrojó que algunas illitas tienden a composiciones ligeramente paragoníticas, lo cual fue corroborado a través de los análisis EDAX en ellas (Fig.4.23).

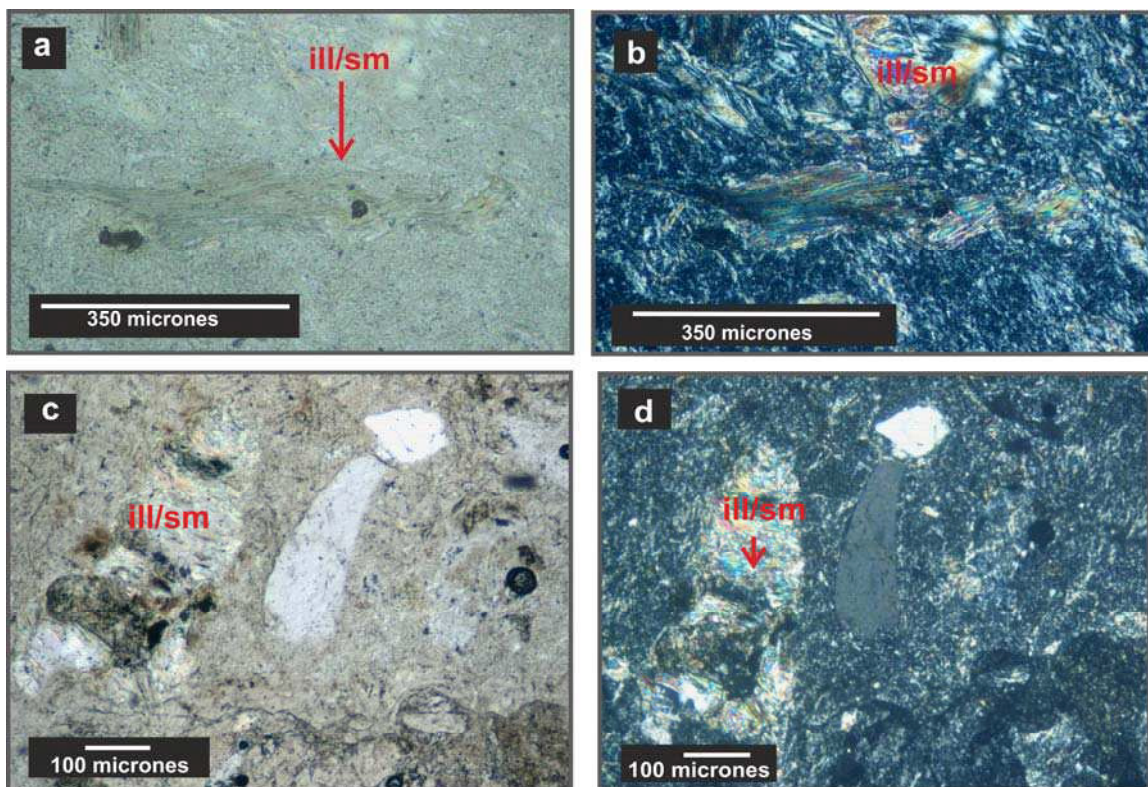


Figura 4.21: Remplazos de fenocristales y de la matriz pumícea por illita/esmectita. Ill/sm: illita-esmectita.

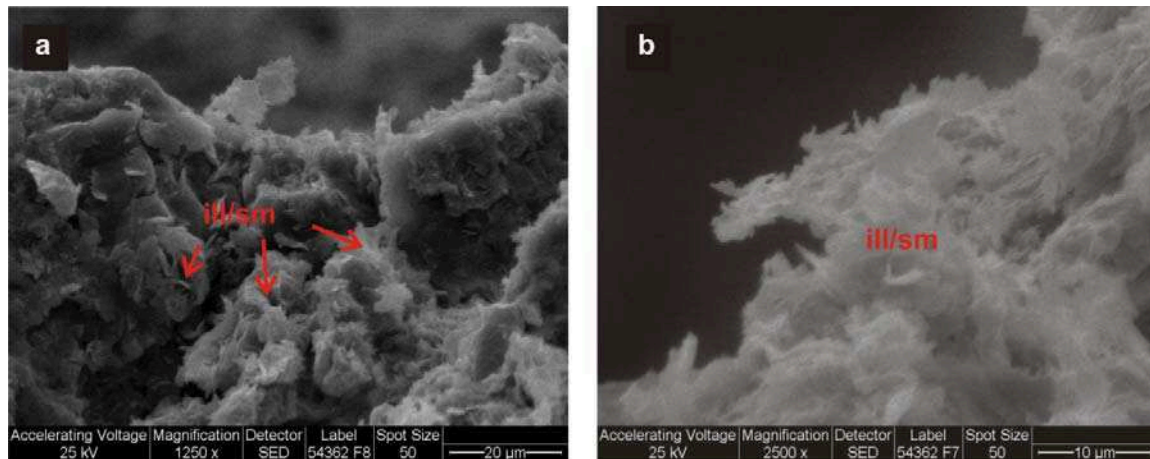


Figura 4.22: a) y b) illita reemplazando a los cristaloclastos y a la matriz pumicea de la ignimbrita riódacítica de la Formación Chon Aike.

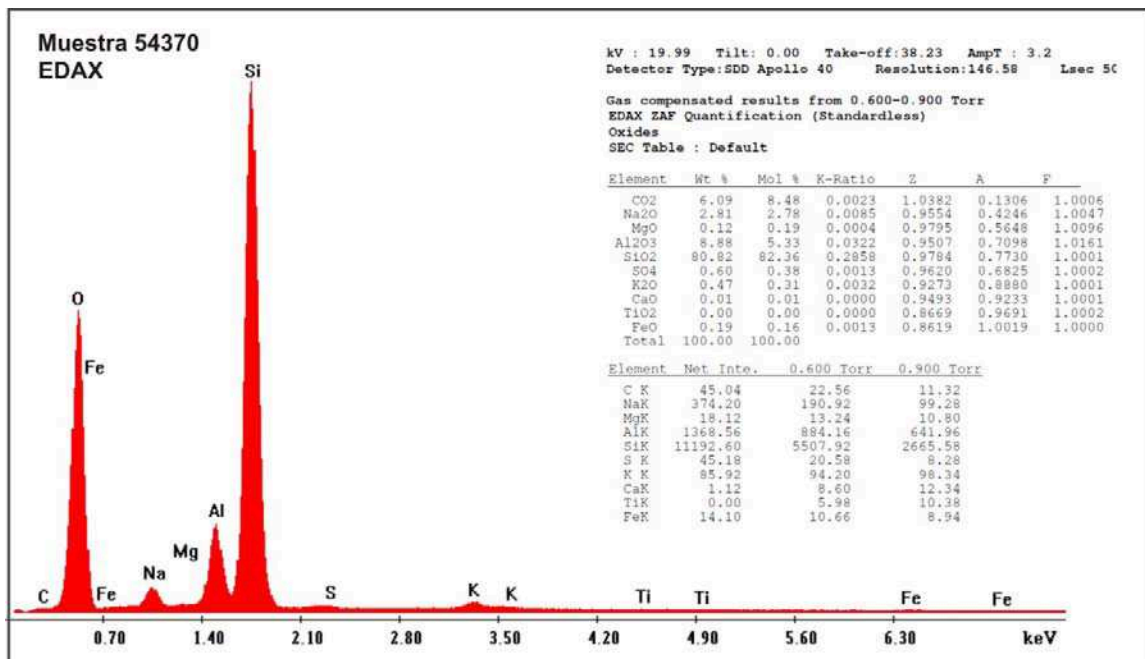


Figura 4.23: Semicuantificación EDAX de la muestra 54370, nótese como se incrementó el contenido de sodio y disminuyó el potasio en la arcilla a diferencia de las illita/esmectita del sector El Pluma.

- Cuarzo SiO_2

Suele aparecer como delgadas vetillas en la roca de caja o reemplazando a la roca en forma pervasiva a modo de mosaico, conformando estructuras discontinuas que responden a un control estructural.

- Caolinita/dickita $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$

Observaciones petrográficas permitieron reconocer la presencia de dickita en algunas de las muestras de este sitio (Fig. 4.24). Conforma agregados a modo de apilamientos cristalinos que suelen ser fácilmente identificables por microscopía electrónica de barrido.

Asociada a la dickita se reconoció la presencia de caolinita y alunita. La diferenciación entre la dickita y la caolinita se puede llevar a cabo rápidamente mediante espectroscopía de reflectancia (Fig. 4.25).

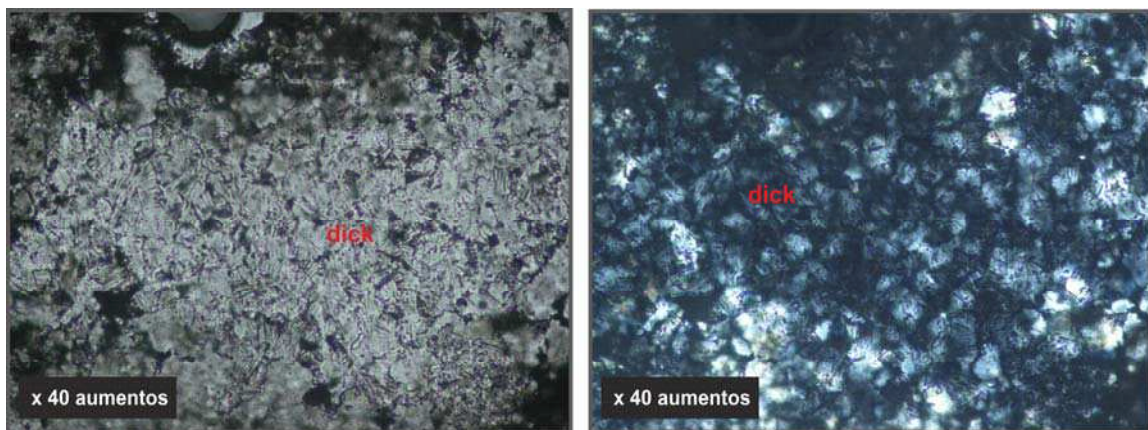


Figura 4.24: Fotografía de agregados de dickita. Izquierda: con nicols paralelos. Derecha: con nicols cruzados. Dick= dickita.

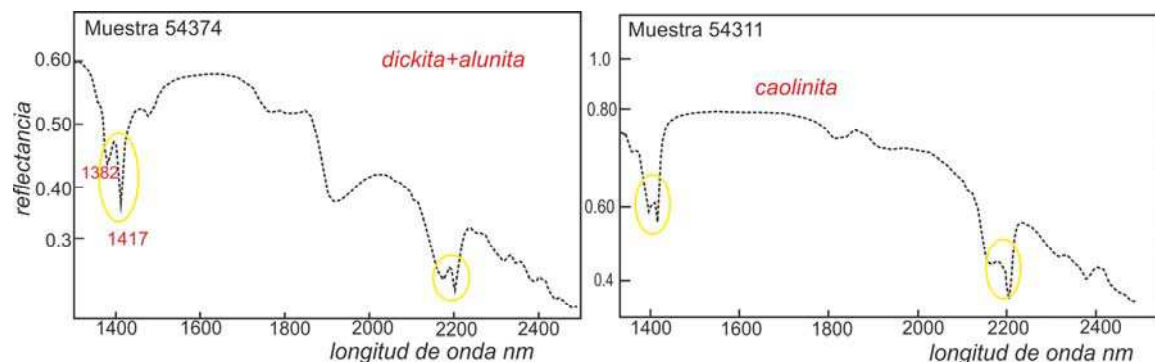


Figura 4.25: Izquierda: espectro de reflectancia de dickita+alunite con los principales rasgos diagnósticos que la distinguen de la caolinita, nótese la agudeza de los dobletes. Derecha: espectro de reflectancia de caolinita. La intensidad y posición de los dobletes son útiles para distinguir las dos especies.

- Alunita $(K, Na)Al_3(SO_4)_2(OH)_6$

Su presencia fue determinada principalmente por medio de espectroscopía de reflectancia y aparece junto con la dickita y/o caolinita en menor medida. Al microscopio óptico no fue posible identificarla; quizás debido a su tamaño de grano muy fino.

- Pirita FeS_2

Es el sulfuro más abundante presente en las rocas de este sector. Cristales euhedrales a subhedrales suelen aparecer diseminados en las rocas, rellenando cavidades o en delgadas vetillas (Fig.4.26).

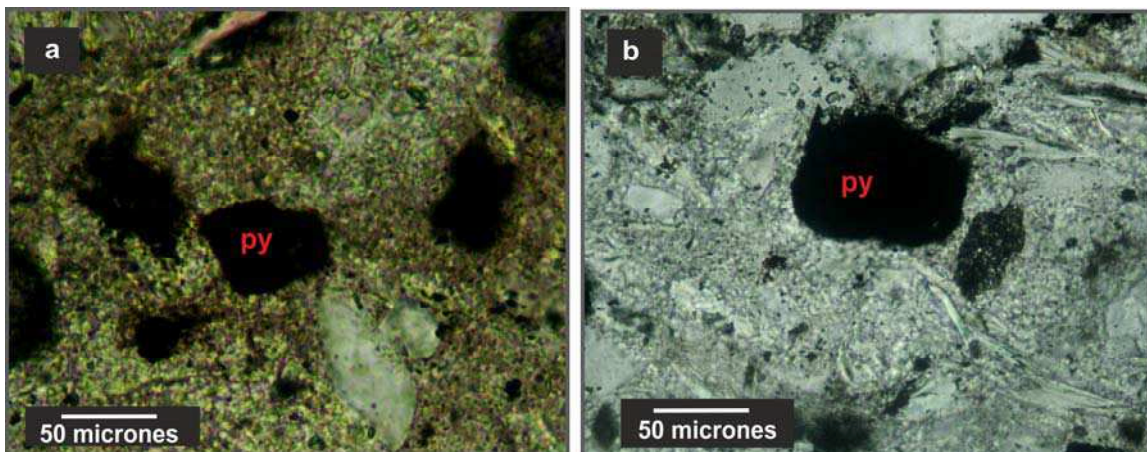


Figura 4.26: a) y b) cristales de pirita diseminados en la roca. Py= pirita.

- Jarosita $KFe(SO_4)_2(OH)_6$

Aparece como relleno de fracturas que cortan a la roca, está asociada a óxidos de hierro, lo que denota una alteración supergénica posterior que afecta a estas rocas (Fig.4.27).

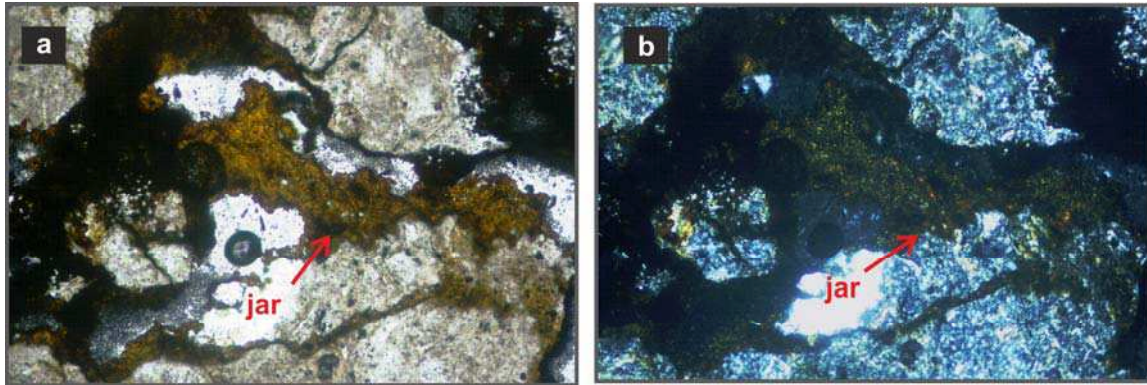


Figura 4.27: a) y b) jarosita sin y con nicoles. Jar= jarosita

Discusión de las alteraciones presentes en el sector Saavedra Oeste

Las alteraciones presentes en las rocas de este sector del Distrito son silicificación y argilización. Al igual que el sector Pluma, se identificó la presencia de procesos supergénicos posteriores.

La alteración hidrotermal varía entre una leve illitización hasta una silicificación penetrativa moderada que afecta a las rocas y produce resaltos topográficos en las ignimbritas alteradas.

La silicificación es de tipo penetrativa, intensa y afecta principalmente a niveles tobáceos y en menor medida a andesitas porfíricas, y responde a un fuerte control estructural.

La alteración argílica está estrechamente asociada a las brechas hidrotermales y vetas de cuarzo. Hay variaciones en cuanto a los minerales de alteración en las muestras que se encuentran al oeste y este de este sector. Por un lado las que están hacia el este poseen como minerales de alteración illita e illita con caolinita; mientras que hacia el oeste aparecen illita e illita/esmectita. La composición de la illita también presenta variaciones, desde potásica $K_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$ en el este, tendiendo a paragonítica $NaAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ hacia el oeste, donde aparecen brechas hidrotermales.

Sector Cerro Saavedra

Este sector comprende una zona topográficamente elevada donde la roca presenta una coloración clara blanca/rosada con aspecto friable producto de la intensa alteración argílica que oblitera la textura de la roca primaria.

Hacia la cima del cerro aflora una brecha volcánica caótica con abundantes fragmentos líticos subredondeados y angulosos intensamente argilizados lo cual dificulta el reconocimiento de esta unidad. Estos líticos tienen tamaños variables, pero no superan más que algunos centímetros (Fig. 4.28).

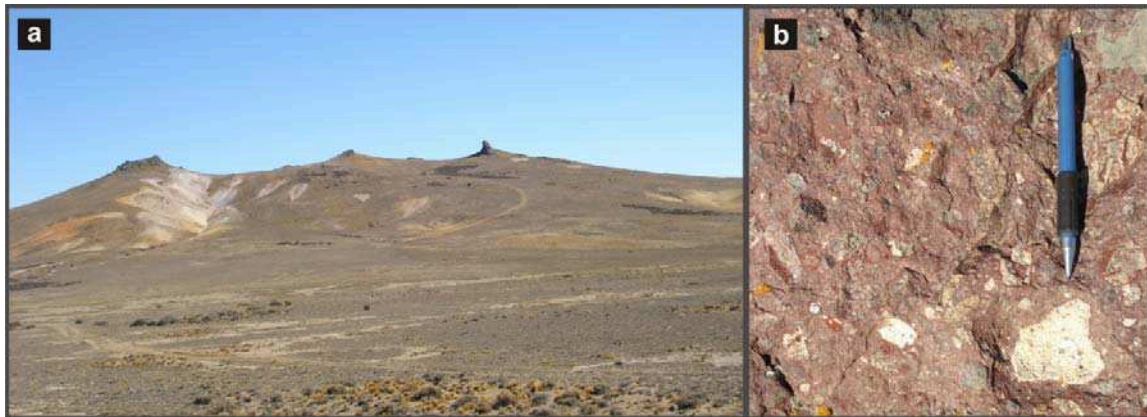


Figura 4.28: a) Vista panorámica del cerro Saavedra y b) foto de detalle de la brecha caótica andesítica que aflora en la parte superior del cerro.

Los minerales hidrotermales presentes en estas rocas son:

- Cuarzo SiO_2

La roca andesítica fue afectada por alteración silíceo, la cual presenta dos texturas: un incipiente desarrollo de cuarzo residual o vuggy (Fig. 4.29) por lixiviación de los componentes primarios de la roca debido a la acción de fluidos ácidos (Steven y Ratté, 1960) generándole porosidad y un remplazo por sílice tipo residual a modo de mosaico constituido por un agregado anhedral de cristales de cuarzo (Fig. 4.30).

Lateralmente aparecen *ribs* silicificados controlados estructuralmente y con una orientación ONO (Fig. 4.31).

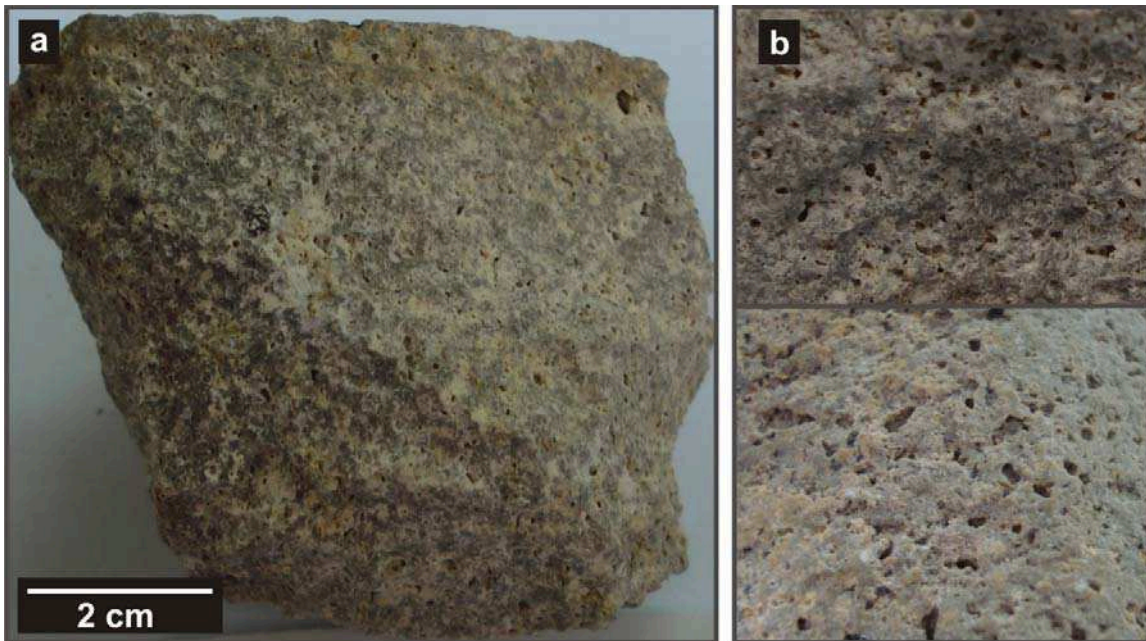


Figura 4.29: a) Desarrollo de cuarzo residual en roca andesítica y b) Detalle de la textura del cuarzo residual donde se ven las cavidades generadas por la lixiviación ácida de los fenocristales de la roca.

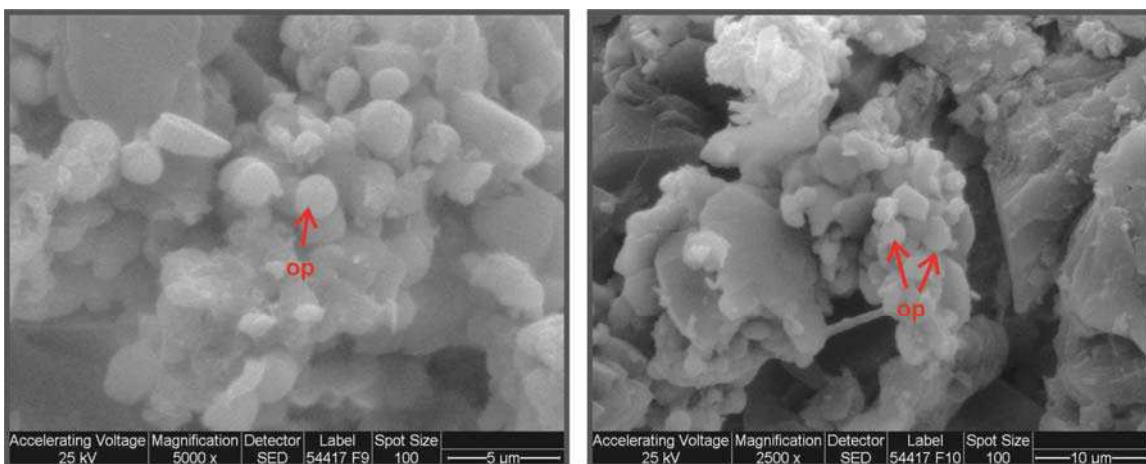


Figura 4.30: Imagen al microscopio electrónico de barrido de agregado de ópalo presente en las muestras del sector Cerro Saavedra junto cristales de caolinita. Op= ópalo.

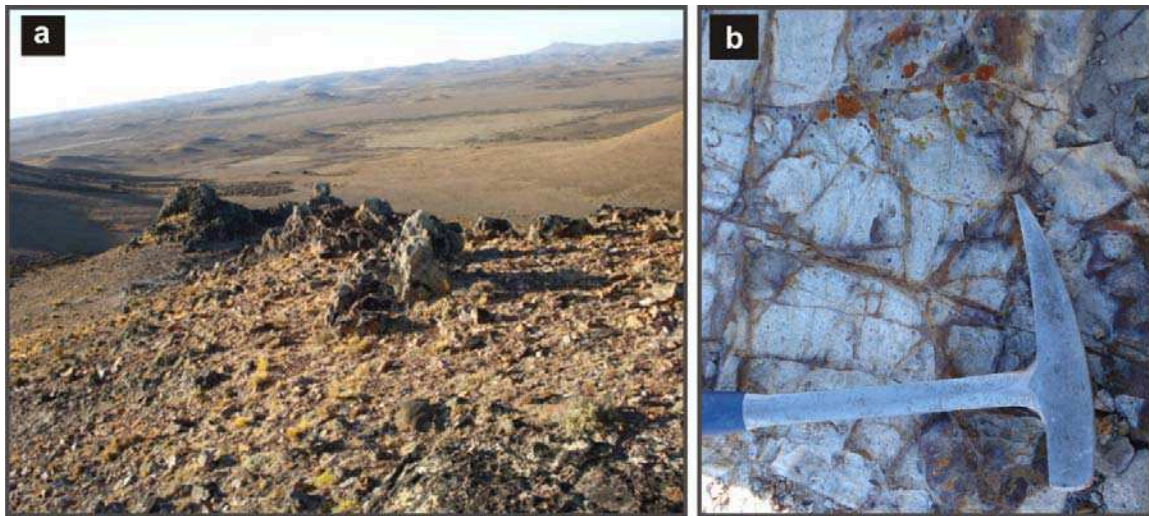


Figura 4.31: a) *Ribs* silicificados con rumbo ONO que afloran lateralmente al cerro Saavedra y b) vetillas irregulares tipo stockwork con abundantes óxidos e hidróxidos de hierro. La roca de caja andesítica está muy alterada y la textura original de la misma está obliterada.

- Zunyita $\text{Al}_{13}\text{Si}_5\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_{18}\text{Cl}$,

Petrográficamente se observa como cristales incoloros, isótropos, de hábito tetraédrico, con secciones hexagonales o triangulares, idiomórficos a subidiomórficos (Fig. 4.32). También fue reconocida a través de microscopía electrónica de barrido (Fig. 4.33) y se corroboró su presencia con espectroscopía de reflectancia y por difracción de rayos X (Fig. 4.34 y 4.35). En numerosos espectros de reflectancia está asociada con caolinita, dickita, topacio y alunita.

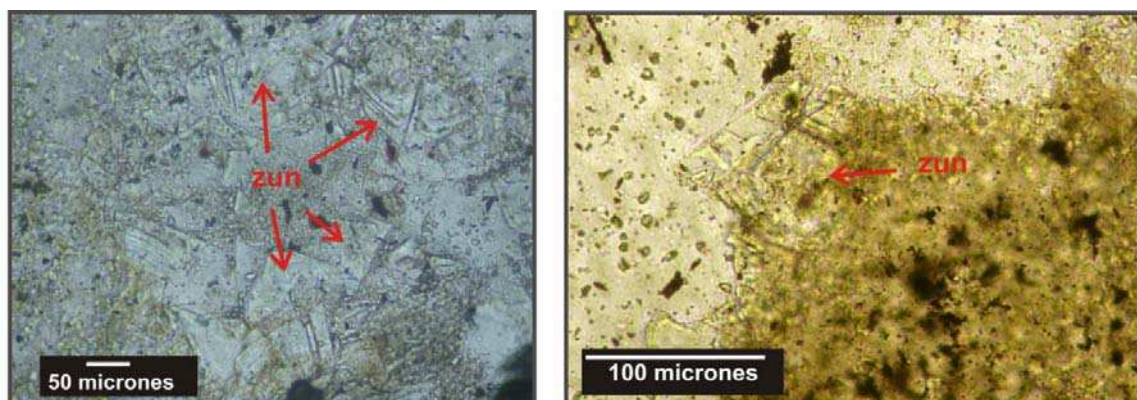


Figura 4.32: Cristales de zunyita. Algunos de ellos se presentan zonados. Zun= zunyita.

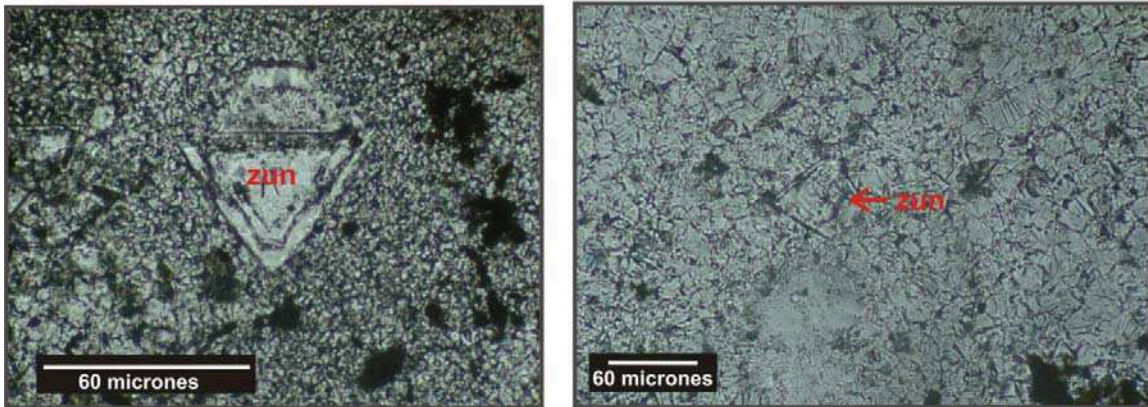


Figura 4.32: Continuación página anterior. Cristales de zunyita. Algunos de ellos se presentan zonados. Zun= zunyita.

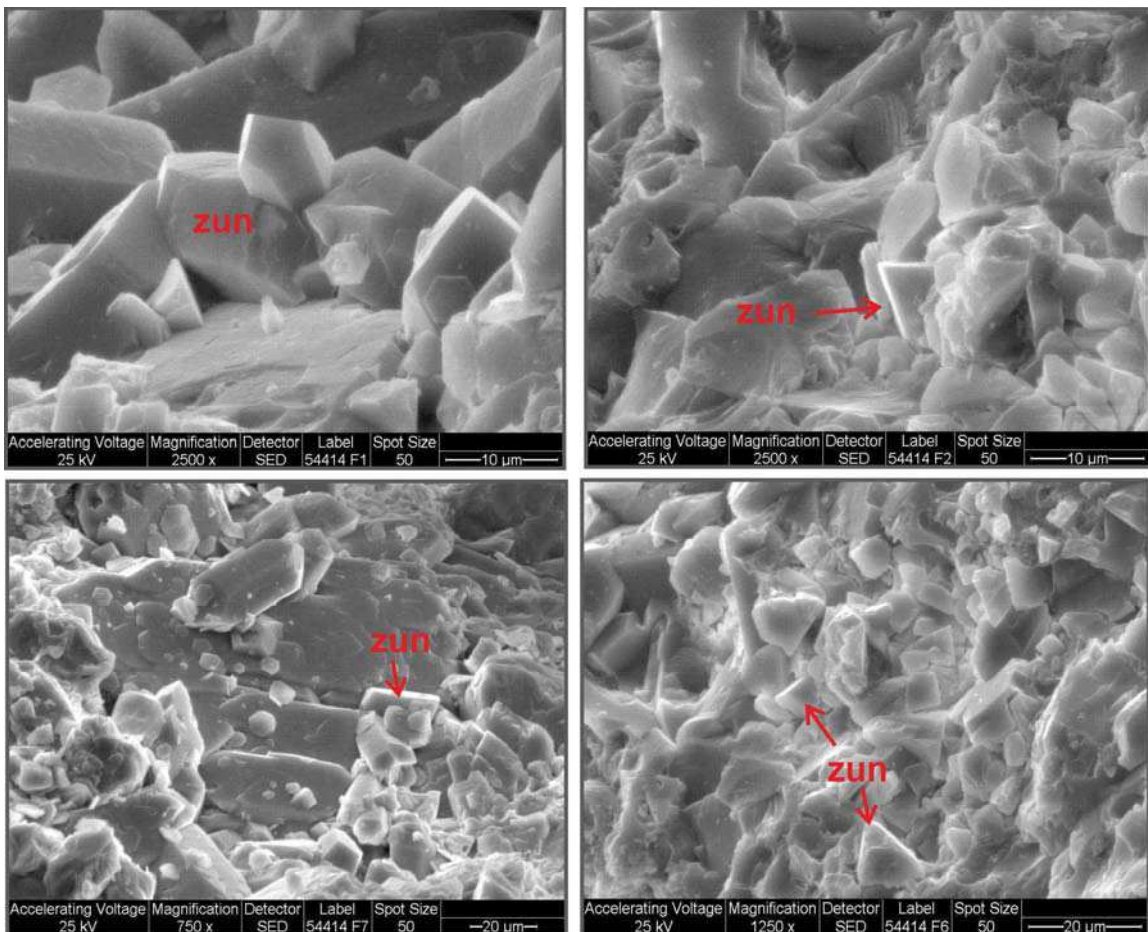


Figura 4.33: Imágenes al microscopio electrónico de barrido de los cristales de zunyita. Zun= zunyita.

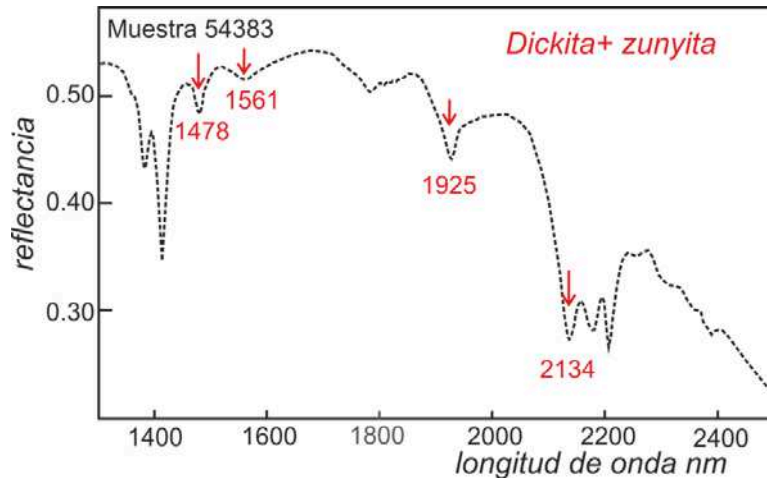


Figura 4.34: Espectro de reflectancia de dickita+zunyita. En rojo están marcados los rasgos diagnósticos de la presencia de zunyita.

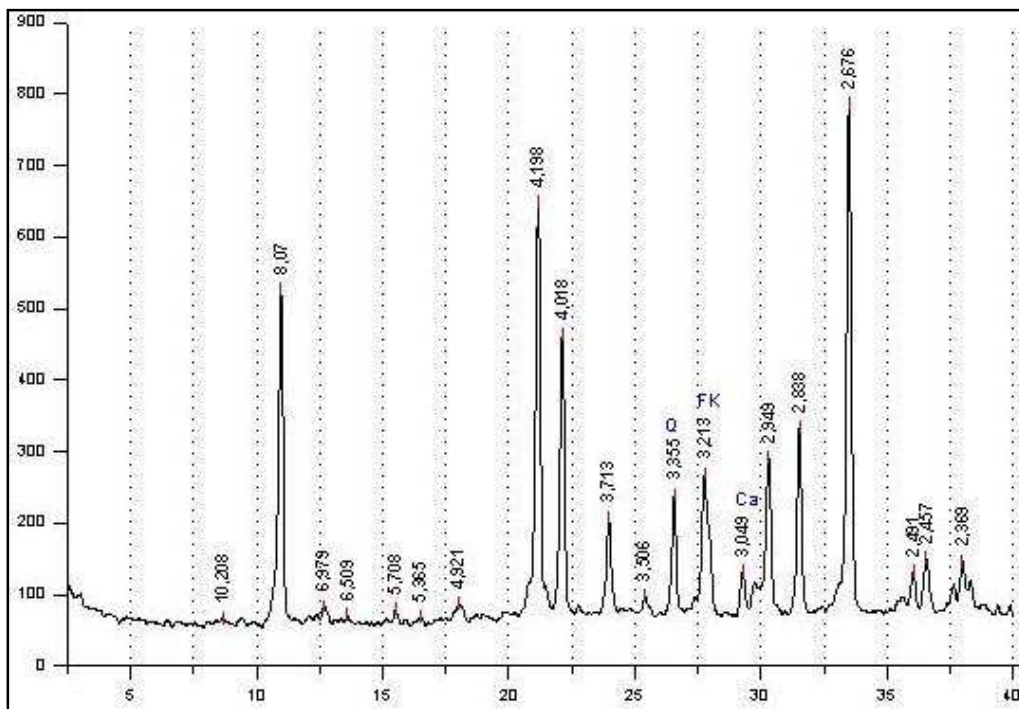


Figura 4.35: Difractograma de rayos X en roca total donde se marcan los picos típicos de la presencia de zunyita en la muestra

- Topacio $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{OH},\text{F})_2$

Aparece asociado con zunyita, caolinita y dickita. En los cortes petrográficos se pueden ver cristales aislados o en grupos radiales de hábito prismático (Fig. 4.36). Su presencia también fue corroborada por espectroscopía (Fig. 4.37) y difracción de rayos X (Fig. 4.38).

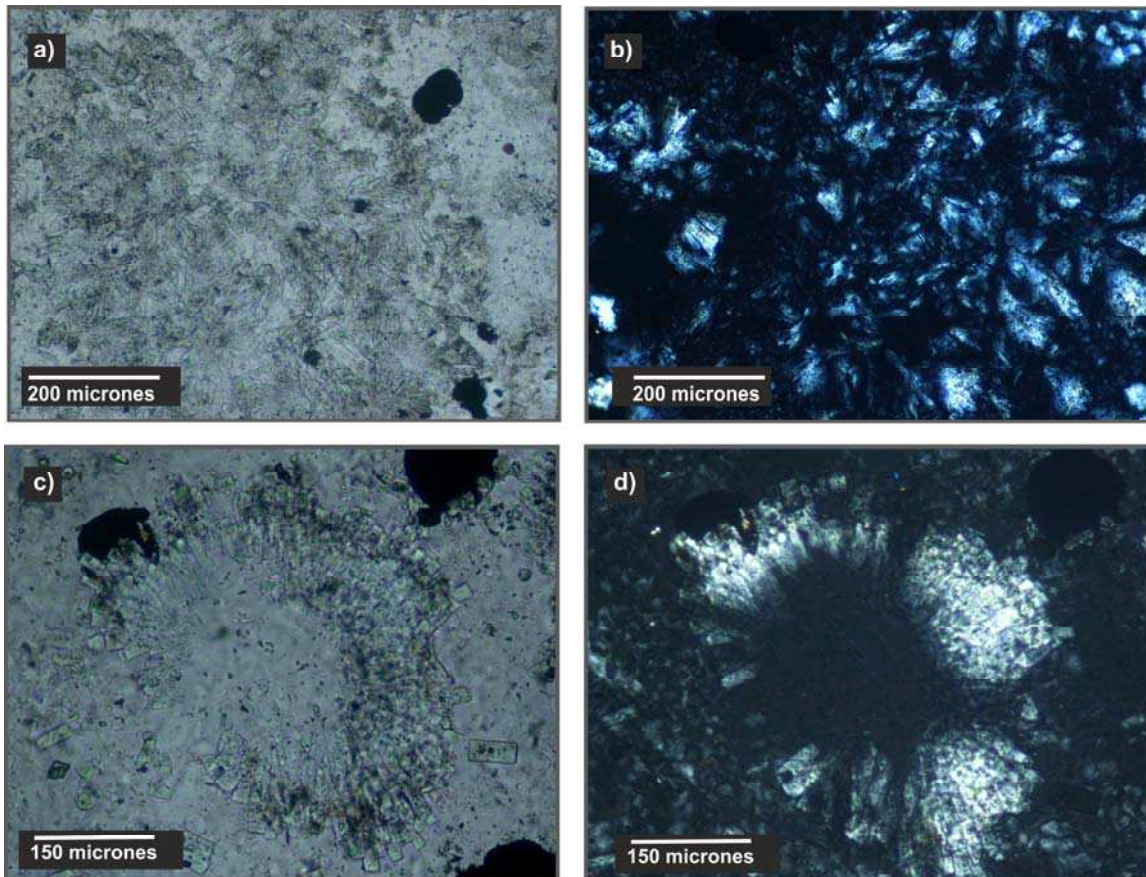


Figura 4.36: Fotografías de individuos de topacio con nicoles paralelos y cruzados, conformando agregados radiales.

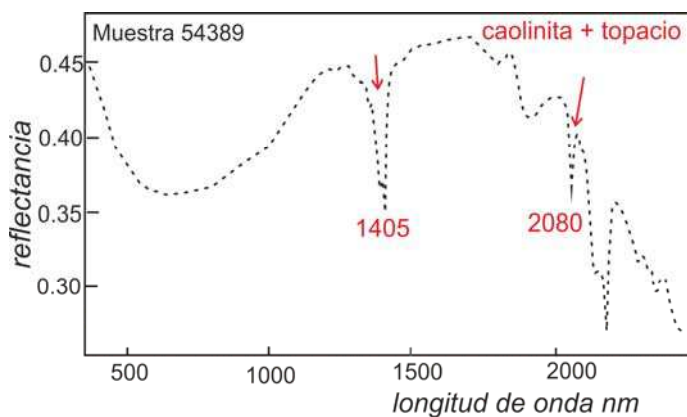


Figura 4.37: Espectro de reflectancia de caolinita y topacio. En rojo se marcan los rasgos principales típicos del topacio.

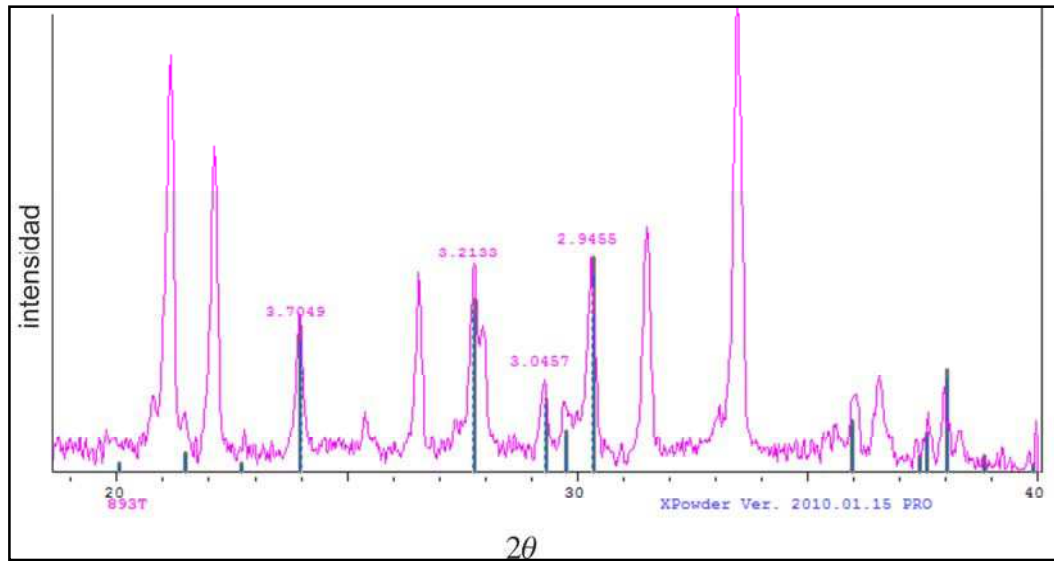


Figura 4.38: Diffractograma de rayos X en roca total en muestras del sector Cerro Saavedra, donde se marcan los picos diagnósticos de la presencia de topacio.

- Alunita ($(K, Na)Al_3(SO_4)_2(OH)_6$)

Aparece como pequeños cristales inmersos en una pasta de aspecto turbio debido a la presencia de arcillas y motas de minerales opacos. Fue identificada por medio de microscopía electrónica de barrido y por medio de espectroscopía de reflectancia (Fig. 4.39).

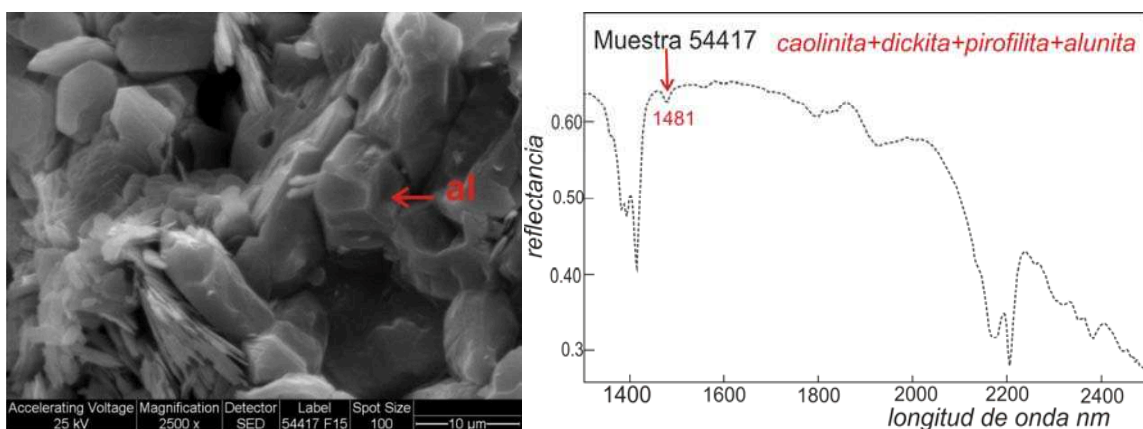


Figura 4.39: Izquierda: fotografía al microscopio electrónico de barrido de cristal de alunita. Derecha: espectro de reflectancia de caolinita+dickita+pirofilita+alunita. En rojo el único rasgo presente de alunita en la mezcla. Alu= alunita.

- Dickita/caolinita $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$

A través de observaciones petrográficas y por medio de espectroscopía de reflectancia, se puede discriminar dos variedades. Una de ellas, con alta cristalinidad y mayor tamaño de grano, y otra de menor tamaño de grano.

La variedad de alta cristalinidad aparece en agregados con formas de apilamientos incoloros y corresponden a dickita (Fig. 4.40 y 4.42); mientras que la otra especie corresponde a la caolinita (Fig. 4.41).

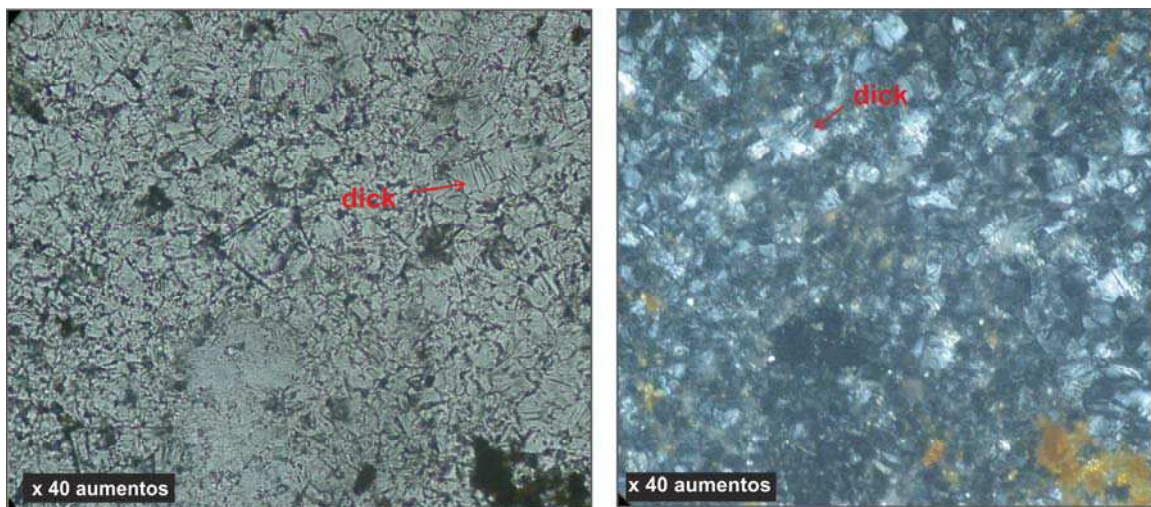


Figura 4.40: Dick= dickita. Fotografía al microscopio óptico de agregados de dickita de alta cristalinidad conformando apilamientos.

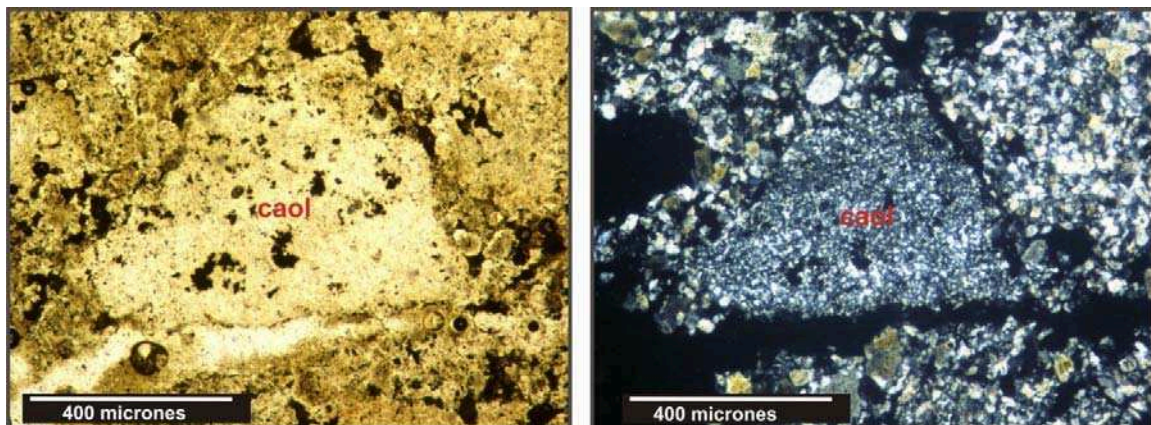


Figura 4.41: Parche de caolinita con luz transmitida. Con nicoles paralelos y cruzados. Caol= caolinita.

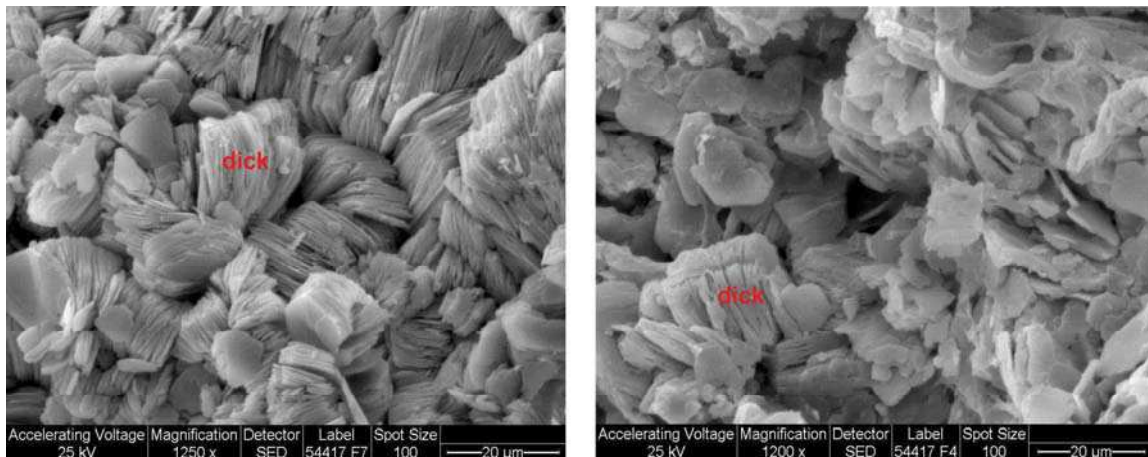


Figura 4.42: Microfotografía al microscopio electrónico de barrido de los agregados de dickita.

La caolinita a su vez presenta dos variedades en función de su cristalinidad, las cuales pueden ser diferenciadas a través de sus espectros de reflectancia (Fig. 4.43). Los dobletes y las intensidades se ven ligeramente modificados si se trata de especies más o menos cristalinas. También hay rasgos que se hacen presentes solo en las especies de alta cristalinidad.

La dickita fue identificada en numerosos espectros de reflectancia y en los difractogramas de rayos X junto a la caolinita, zunyita, topacio, pirofilita y alunita.

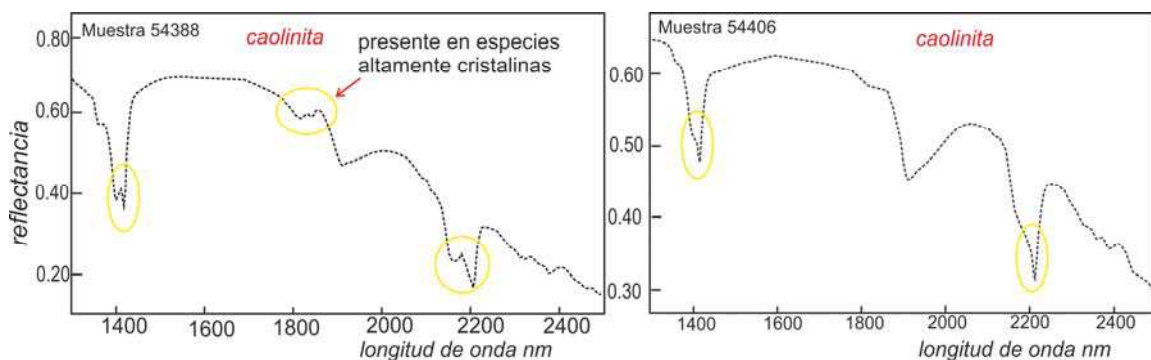


Figura 4.43: Espectros de reflectancia de caolinita. Izquierda: caolinita de alta cristalinidad; derecha: caolinita de baja cristalinidad. En ambos casos se marcaron los principales rasgos diagnósticos y las diferencias entre ambos espectros.

- Pirofilita $\text{Al}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4$

Se presenta en laminillas decusadas de aspecto turbio concentrada en algunos sectores o bordeando cristales, de aspecto semejante a la sericita pero de color castaño. Los cristales tienen forma tabular, conformando agregados radiales (Fig. 4.44). En la figura 4.45 se muestra su presencia en los espectros de reflectancia.

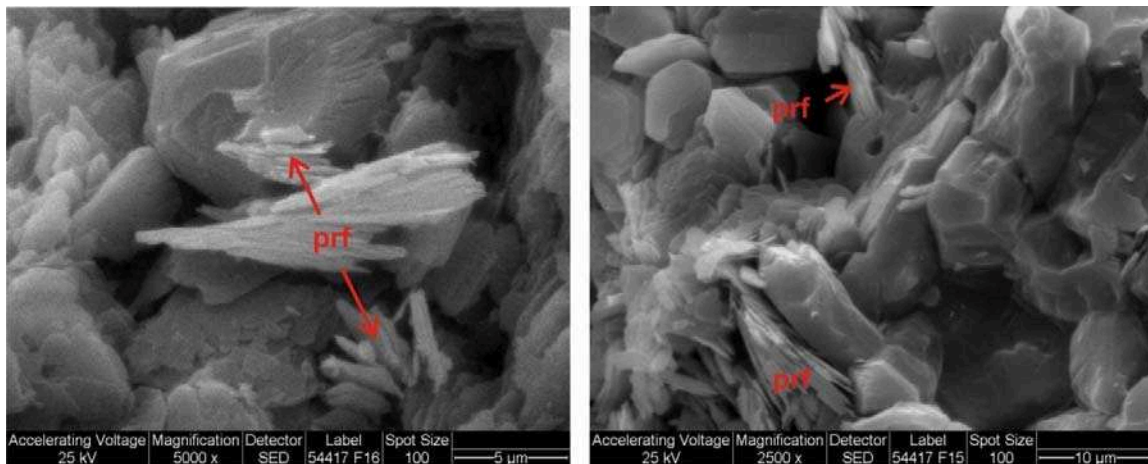


Figura 4.44: Imagen SEM de pirofilita. Prf= pirofilita.

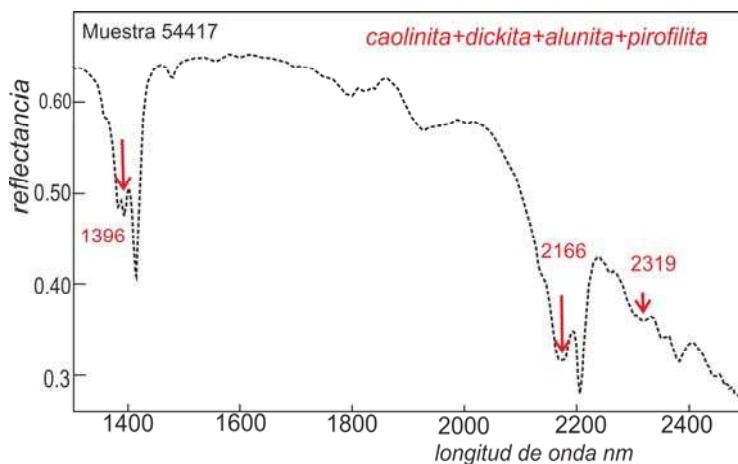


Figura 4.45: Espectro de reflectancia de caolinita+ dickita +pirofilita. En rojo sus rasgos diagnósticos.

- Pirita FeS_2

Es el sulfuro más abundante diseminado en la roca andesítica. Los cristales de pirita tienen formas ehedrales a subhedrales. La presencia de óxidos e hidróxidos de hierro reflejan la oxidación de la pirita (Fig. 4.46).

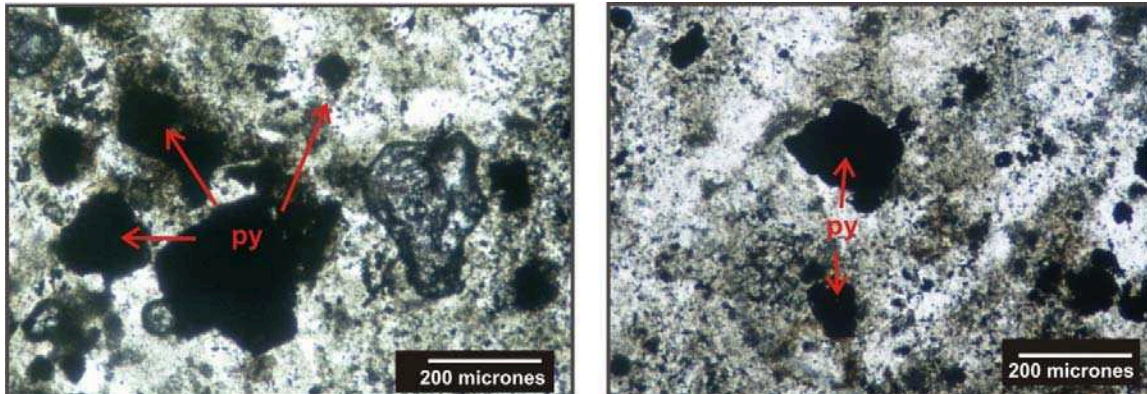


Figura 4.46: Individuos de pirita diseminados en la roca. Luz transmitida, nicols paralelos. Py= pirita

- Óxidos e hidróxidos de hierro $\text{FeO}(\text{OH})\cdot n\text{H}_2\text{O}$

Numerosas fracturas irregulares cuyas superficies están tapizadas de óxidos e hidróxidos de hierro afloran en superficie.

Este proceso de oxidación posterior está distribuido en toda el área de alteración, dando lugar a una limonitización, la cual conforma vetillas e impregnaciones como pseudomorfos de sulfuros y en cavidades tipo boxworks.

Observaciones petrográficas indican que son abundantes (Fig.4.47). Tapizan y rodean a los minerales como agregados circulares opacos. Fueron identificadas mediante espectroscopia de reflectancia hematita y goethita. (Fig. 4.48).

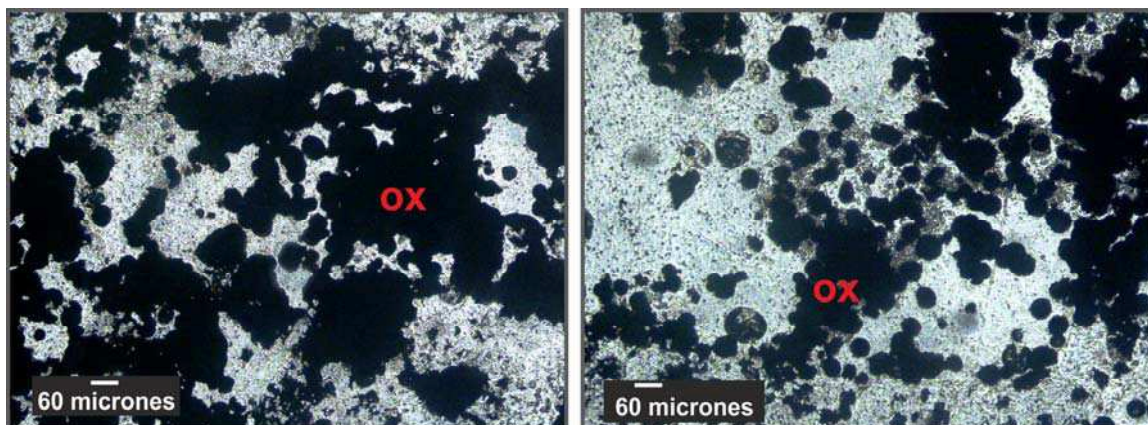


Figura 4.47: Agregados circulares de hematita. Luz transmitida, nicols paralelos. Ox= óxidos e hidróxidos de hierro.

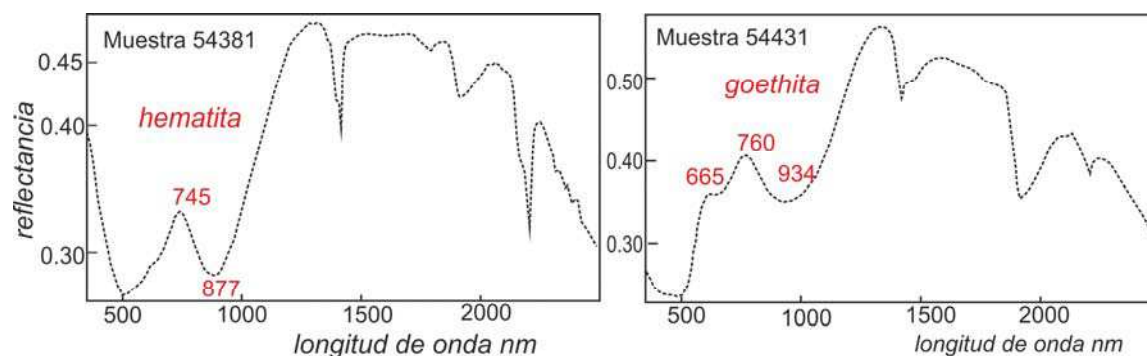


Figura 4.48: Espectros de reflectancia de hematita y goethita colectados de las muestras del sector Cerro Saavedra.

Discusión de las alteraciones presentes en el Cerro Saavedra

Este sector está conformado principalmente por andesitas y brechas volcánicas andesíticas. Se reconocieron tres tipos de alteraciones en este sitio: silicificación (reemplazo penetrativo de la roca conformando estructuras con rumbos ONO y desarrollo de un incipiente vuggy), argílica intermedia y argílica avanzada.

Zonas de gossan y tinciones limoníticas indican la presencia de una alteración pirítica, la cual fue corroborada a través de observaciones petrográficas.

La alteración argílica avanzada ocurre en el interior de una brecha caótica con fragmentos líticos de andesita porfirítica intensamente alterados que aflora hacia la cima del cerro, varía desde caolinita, dickita, alunita potásica, zunyita con algo de topacio, pirofilita e illita en el sector oeste; a caolinita y dickita con un poco de alunita potásica en el sector este. Estos minerales se forman a un pH que varía de 1-3,5; donde la roca es sometida a un ataque hidrolítico extremo con lixiviación de los álcalis debido a la destrucción de las plagioclasas, feldespatos y minerales máficos. Un halo de alteración argílica aparece contorneando la zona, con illita/sericita y caolinita.

Esta lixiviación ácida por encima de los 300°C produce asociaciones con topacio, pirofilita y pirita, ya que la pirofilita es estable por encima de los 250°C (Pirajno, 2009).

La interacción de soluciones hidrotermales ácidas (con $\text{pH} < 2$) con la roca de caja genera alteraciones texturales debido a la lixiviación de los componentes

primarios de la roca dando como resultado una roca porosa “*vuggy*” (Stoffregen, 1987). El área ha sufrido procesos supergénicos que afectaron a las alteraciones señaladas precedentemente.

Sector Huevos Verdes

La mineralización de este sector es descrita por Dietrich (2012) como un sistema de vetas epitermales alojadas en rocas volcánicas de composición andesítica, a lo largo de fallas regionales cuyos rumbos principales son NO. Estas estructuras están cubiertas por basaltos modernos dejando al descubierto unos escasos afloramientos aislados de pequeño tamaño.

Para el análisis de la alteración hidrotermal asociada a la mineralización se tomaron muestras en las labores subterráneas de la veta Huevos Verdes, más precisamente en el clavo sur. (Fig. 4.49). El muestreo se realizó cada 10 metros en ambos hastiales de la veta, en cada uno de los niveles y tajos (Tabla 1). Se obtuvieron 251 muestras que luego fueron analizadas con el espectrómetro portátil, y 22 de ellas se analizaron adicionalmente por difracción de rayos X.

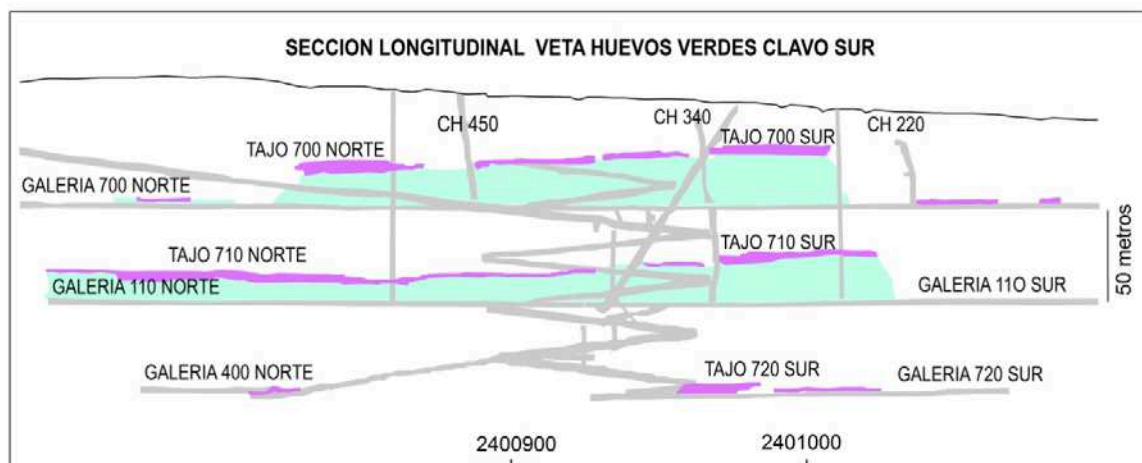


Figura 4.49: Sección longitudinal del clavo sur de Huevos Verdes, en violeta los tajos y cortes muestrados, en cian cortes antiguos y en gris las labores mineras.

Nivel	Tajo muestreado	Cortes muestreados	Total de muestras
480	700 sur	20	34
	700 norte	16 y 17	34
	ramal 700 norte	21	9
430	710 norte	15	66
	710 sur	16 y 20	30
400	720 sur	2 y 3	10
	galería 400 norte	3	69



Tabla 1: Niveles, labores y cortes muestreados en el clavo sur de la veta Huevos Verdes.

Si bien la roca de caja de la veta Huevos Verdes está intensamente alterada, aún se preserva la textura de la roca volcánica. La mineralogía de alteración es sencilla: illita, illita/esmectita, sericita, clorita, adularia, y en los planos de fracturas hay jarosita, óxidos de hierro, caolinita y escasa alunita. Estos minerales se describen más abajo.

- Illita, $(\text{Ca}_{0.05} \text{Na}_{0.03} \text{K}_{0.61})(\text{Al}_{1.53} \text{Fe}^{+3}_{0.22} \text{Fe}^{+2}_{0.03} \text{Mg}_{0.28}) (\text{Si}_{3.4} \text{Al}_{0.6}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$, Illita/esmectita y esmectita $(1/2\text{Ca}, \text{Na})_{0.7} (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_4 [(\text{Si}, \text{Al})_8 \text{O}_{20}](\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Es uno de las asociaciones de minerales hidrotermales más abundantes en estas rocas. Aparece reemplazando a los fenocristales de la roca, como así también en la pasta afanítica (Fig. 4.50 y 4.51). Es común como producto de la alteración de adularia. Su presencia también fue corroborada por medio de difracción de rayos X (Fig. 4.52) y espectroscopía de reflectancia. Los interestratificados de illita/esmectita presentes en las muestras de los diferentes niveles siempre tienen una proporción de illita superior a la de esmectita.

A partir de las mediciones de la longitud de onda de absorción del hidróxido de aluminio en los espectros de reflectancia se estimó una composición de la illita normal potásica. También se analizaron algunas muestras con energía dispersiva (EDAX) donde se observó una mayor proporción en el contenido de potasio en las arcillas de este sector a diferencia de las arcillas presentes en Saavedra Oeste (Fig. 4.53).

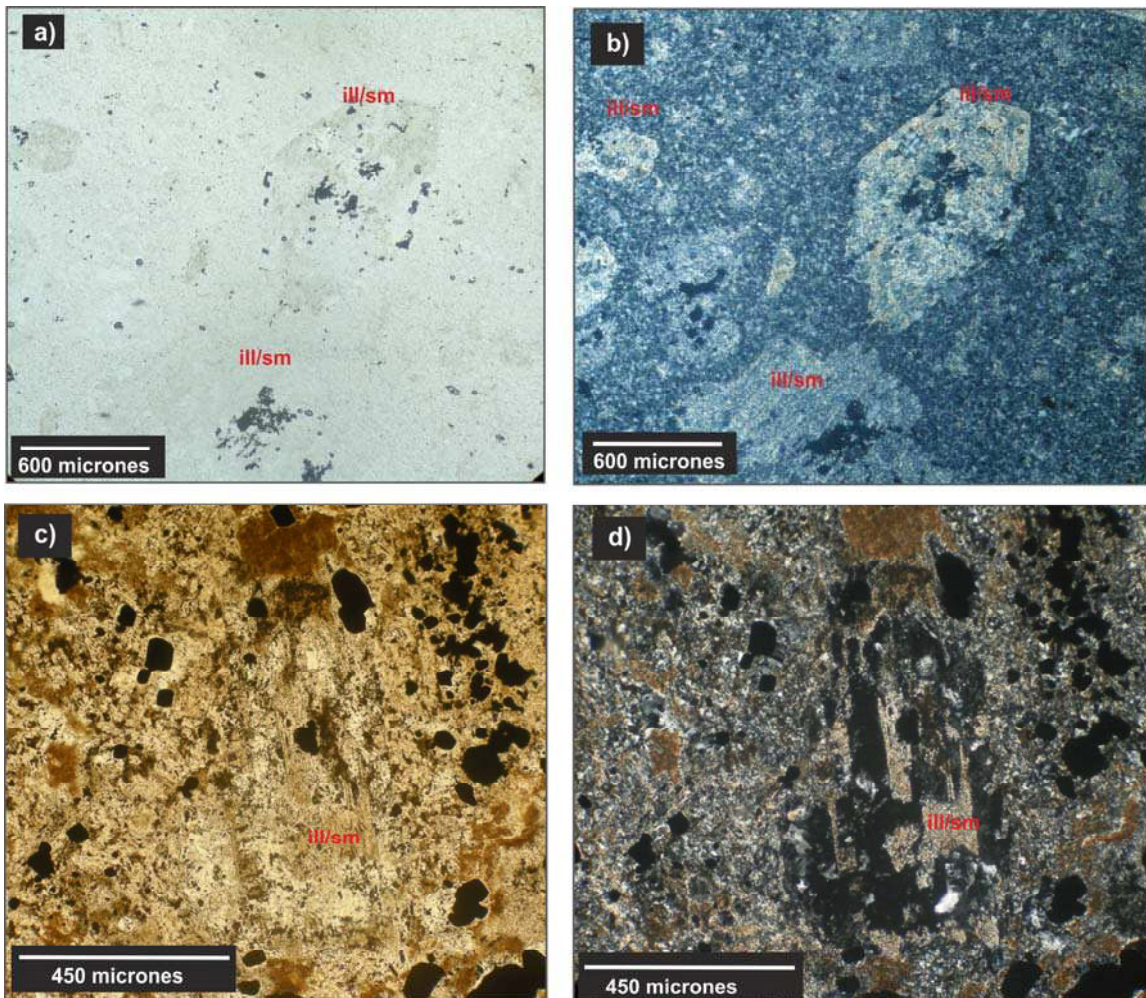


Figura 4.50: Fotografías de cortes petrográficos, obsérvese la presencia de illita/esmectita reemplazando a los fenocristales y en la pasta de la roca. Con nicols paralelos. Ill/sm: illita/esmectita.

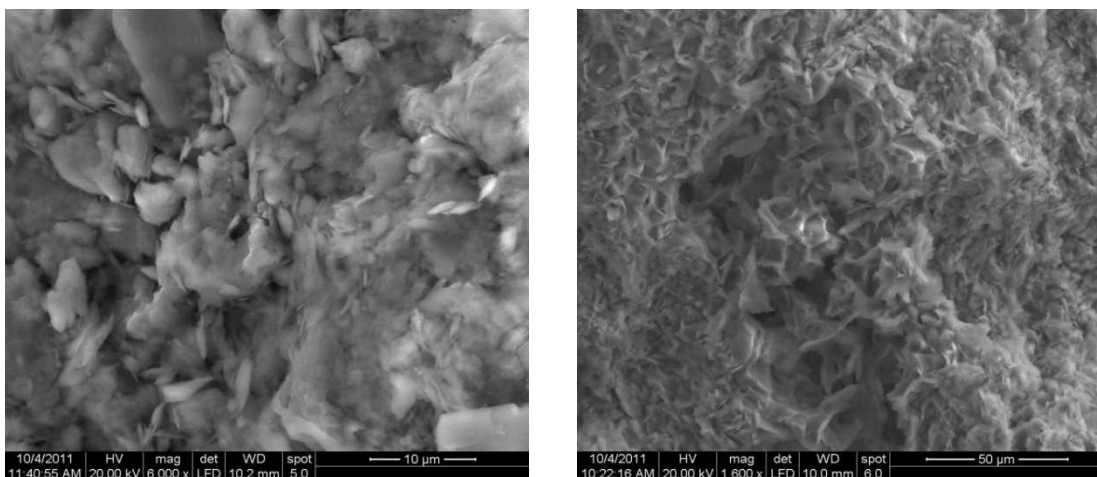


Figura 4.51: Imágenes al microscopio electrónico de barrido de interestratificados de illita/esmectita en muestras de la roca de caja de la veta Huevos Verdes.

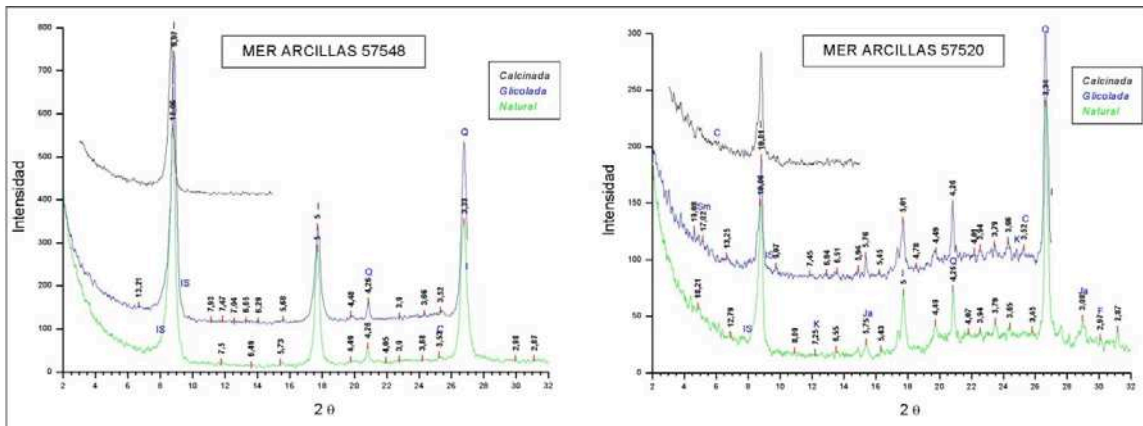


Figura 4.52: Difractogramas de muestras del sector Huevos Verdes Sur, en fracción fina y orientada. En verde la muestra en estado natural seca al aire, en azul glicolada y en negro calcinada a 550°C. Ambas con porcentajes de illita mayores al 70%. I: illita.

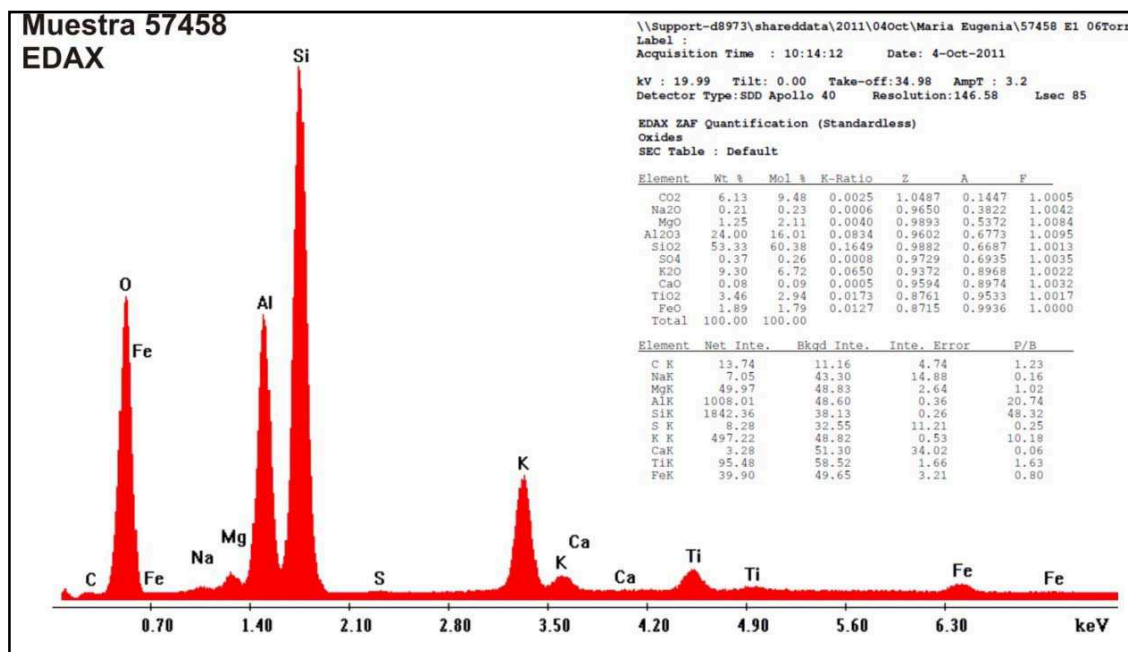


Figura 4.53: Análisis de energía dispersiva en las muestras 57458 y 57599 de la roca de caja del clavo sur de la veta Huevos Verdes. Obsérvese la proporción del potasio en estas muestras. Continúa en la página siguiente.

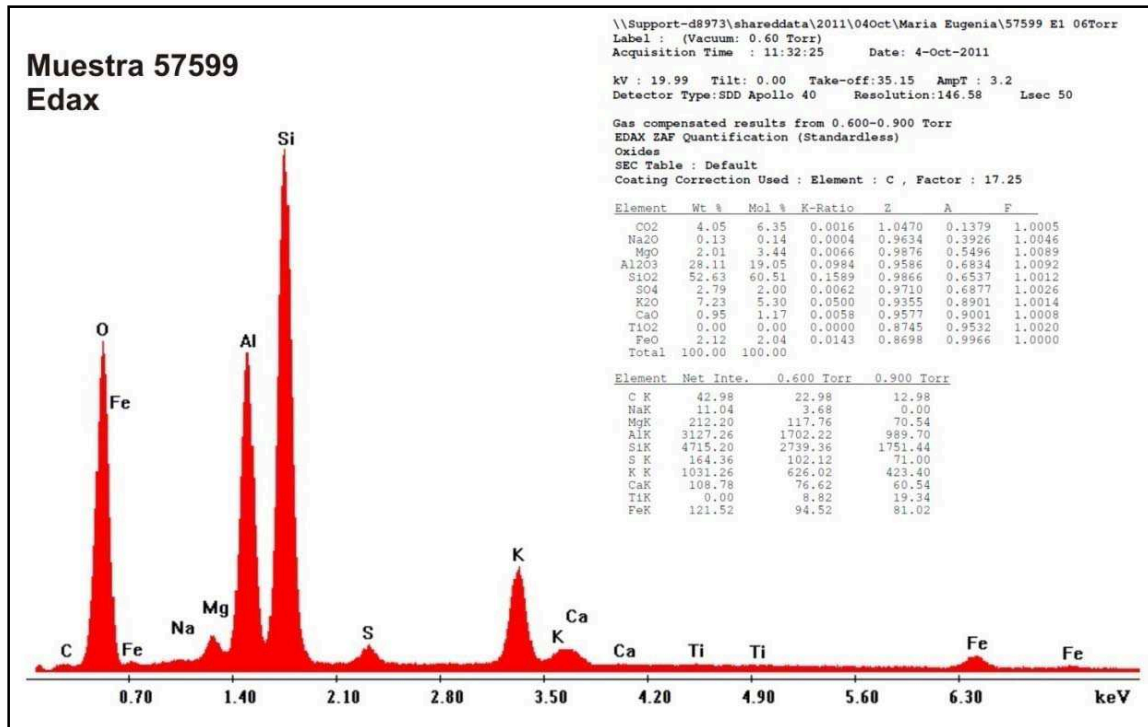


Figura 4.53: Análisis de energía dispersiva en las muestras 57458 y 57599 de la roca de caja del clavo sur de la veta Huevos Verdes..

- Adularia (KAlSi_3O_8)

Aparece diseminada en la roca de caja reemplazando a otros minerales primarios de la roca como las plagioclasas de manera abundante (Fig. 4.54 a y b). Su presencia fue corroborada en los difractogramas de rayos X.

Este feldespatos se presenta reemplazado por illita excepto cuando está junto con el cuarzo relleno vetillas (Fig. 4.54 c y d).

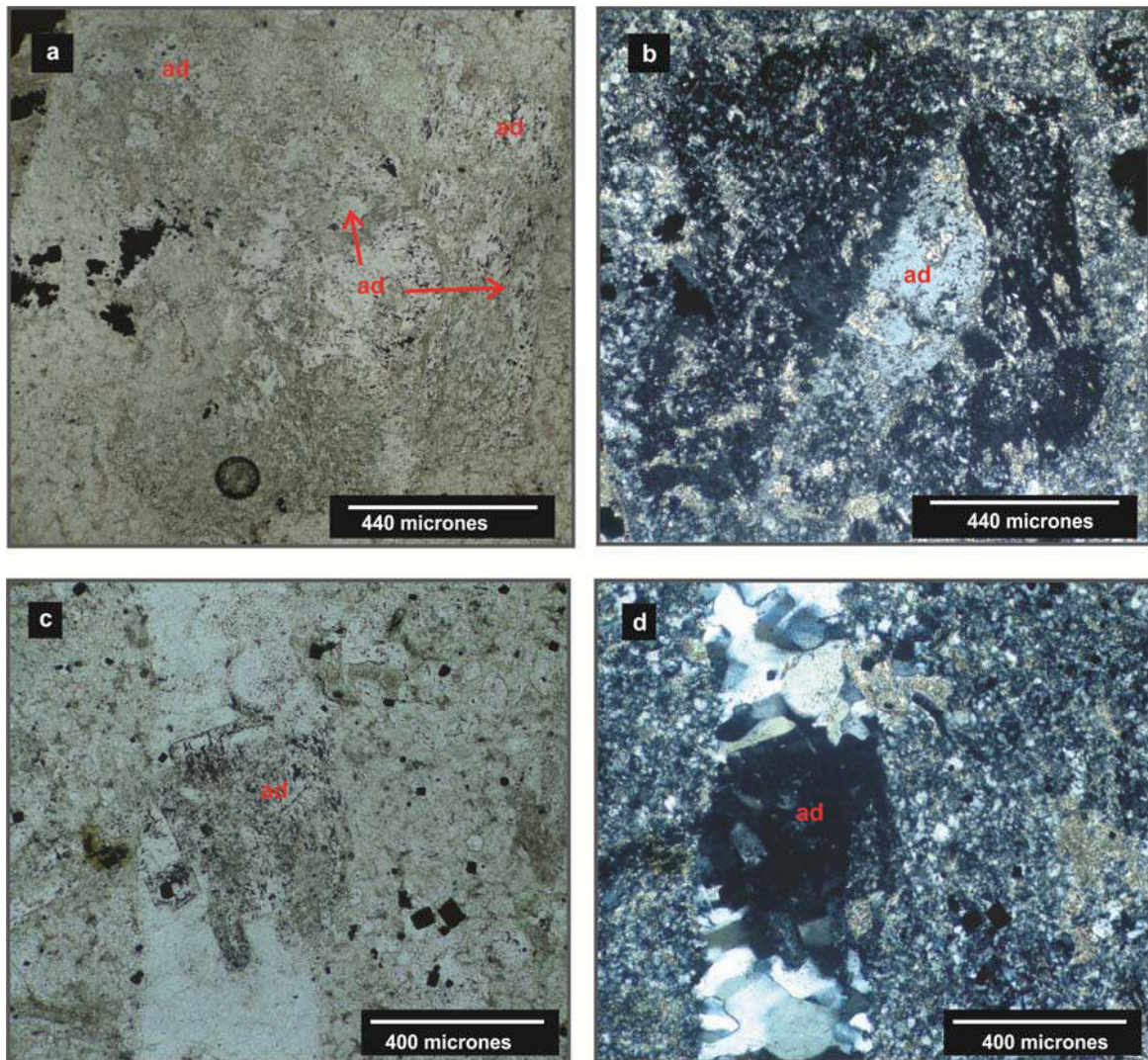


Figura 4.54: a) y b) Crecimiento de adularia en remplazo de minerales primarios de la roca, la cual a su vez está siendo reemplazada por illita c) y d) vetilla de cuarzo-adularia, con nicolos paralelos y cruzados con nicolos paralelos y cruzados. Ad: adularia.

- Cloritas $(\text{Mg, Al, Fe})_{12}[(\text{Si, Al})_8 \text{O}_{20}] (\text{OH})_{16}$

Observaciones petrográficas revelan su presencia como grandes cristales euhedrales a subhedrales y también en la pasta pero con menor tamaño (Fig .4.55). A su vez fueron identificados en los difractogramas de rayos X donde a partir de la observación de la intensidad de los picos 001, 002, 003, 004 y 005 se pudo estimar que su composición es férrica, según lo sugerido por Morre y Reynolds (1997). Aparecen estrechamente asociadas a minerales opacos y junto

al cuarzo rellenando delgadas vetillas. Algunas se presentan alteradas a illita/esmectita.

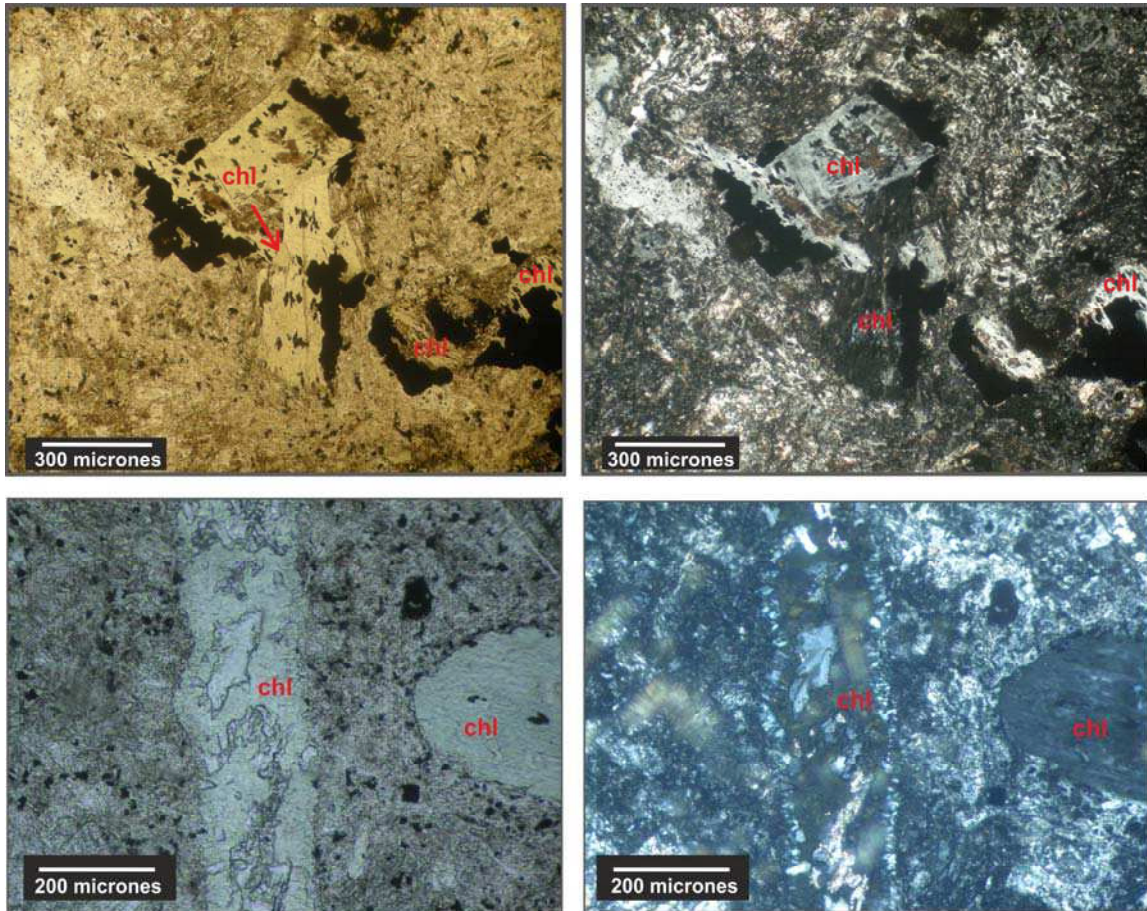


Figura 4.55: Arriba: microfotografías de cloritas con luz transmitida y con nicoles cruzados. Abajo: vetilla de curazo-clorita con nicoles paralelos y cruzados. Chl= cloritas.

- Cuarzo SiO_2

Presente sin excepción en todas las muestras analizadas por difracción por rayos X y en observaciones petrográficas. El cuarzo es común rellenando cavidades y vetillas donde aparece generalmente junto con la adularia, sericita y/o cloritas. También suele reemplazar a la roca en forma de un mosaico construido por un agregado de cuarzo anhedral.

- Sericita $K_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$

Constituyen agregados anhedrales a subhedrales y a veces radiados tipo soles o en escamas de tonalidades ligeramente verdosas a incoloras (Fig. 4.56). Por lo general reemplazan a los fenocristales de la roca o está diseminada, pero también suele estar junto al cuarzo en las vetillas

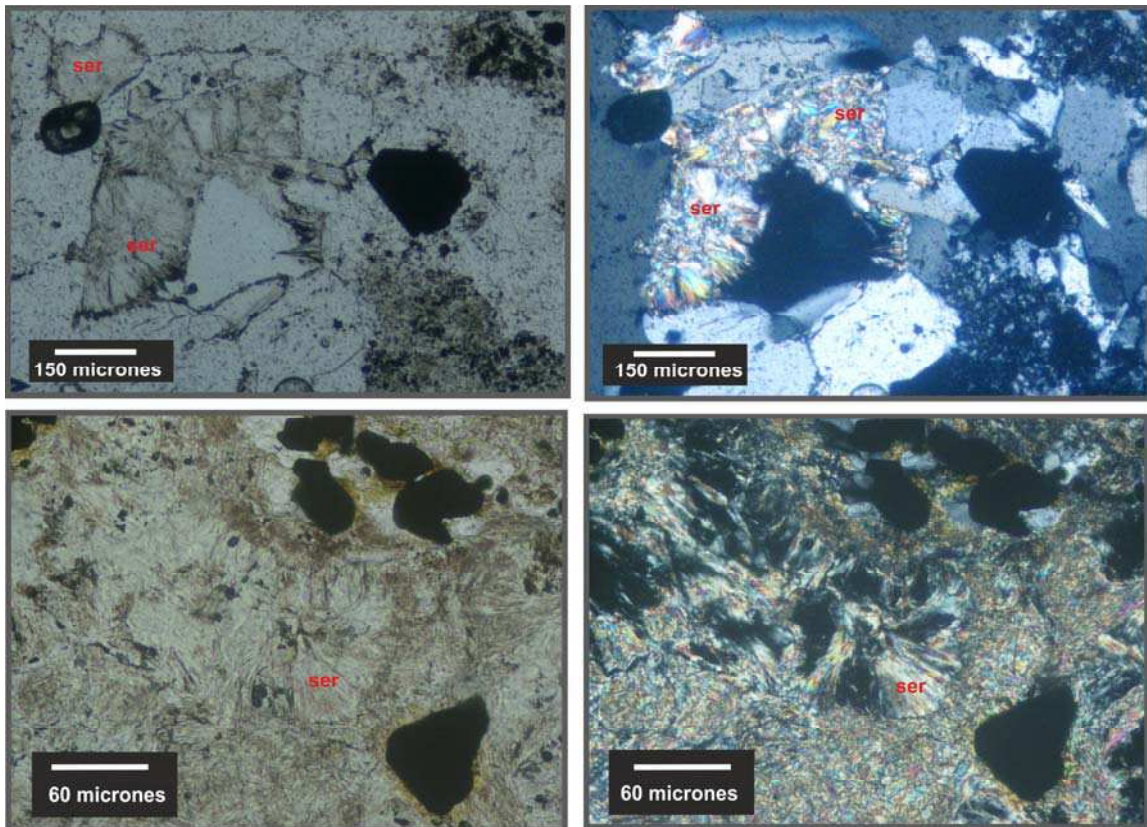


Figura 4.56: Fotomicrografías al microscopio petrográfico de sericita con crecimiento radial o soles, presentes en la roca de caja de la veta Huevos Verdes. Ser= sericita.

- Alunita $(K, Na)Al_3(SO_4)_2(OH)_6$

Identificada principalmente por medio de espectroscopía de reflectancia en las superficies de fracturas de las muestras tomadas de interior mina en los niveles superiores, asociada estrechamente a presencia de jarosita y óxidos de hierro.

- Caolinita $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$

Identificada únicamente a través de los espectros de reflectancia. Es común en los planos de fracturas donde puede estar asociada con otros minerales como arcillas, óxidos, hidróxidos o jarosita, donde se desarrolla con baja cristalinidad.

Es común su presencia en las muestras de los niveles superiores de los laboreos de interior mina donde en las superficies de fracturas se encuentra remplazando a la illita/esmectita. No se identificaron para este sector variedades de alta cristalinidad.

- Jarosita $KFe(SO_4)_2(OH)_6$

Muy común su presencia en planos de fracturas en los niveles más próximos a la superficie y rellenando vetillas que cortan a la roca, junto con óxidos e hidróxidos de hierro. También se presenta diseminada en la roca conformando cristales euhedrales a subhedrales (Fig. 4.57).

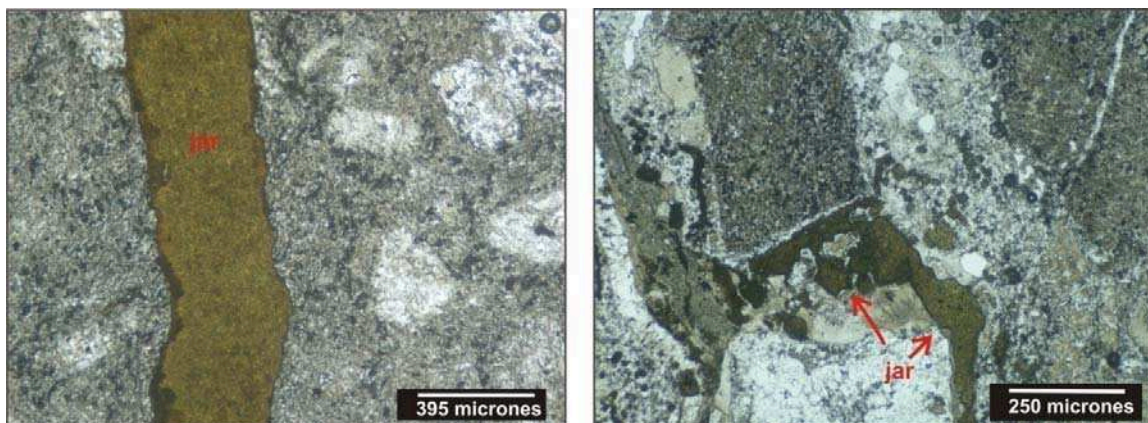


Figura 4.57: A la izquierda jarosita en vetillas y a la derecha individuos de jarosita dispersos en la roca. Jar: jarosita.

- Óxidos e hidróxidos de hierro $FeO(OH) \cdot nH_2O$

Se hacen presentes en los niveles superiores de los laboreos muestreados, y generan en la roca una tinción rojiza amarillenta, que suele estar en planos de fracturas principalmente o en impregnaciones.

A continuación se muestran todos los resultados de la interpretación de los espectros de reflectancia obtenidos de las muestras tomadas en las labores mineras del clavo sur de la veta Huevos Verdes y su ubicación en un mapa. (Fig. 4.58).

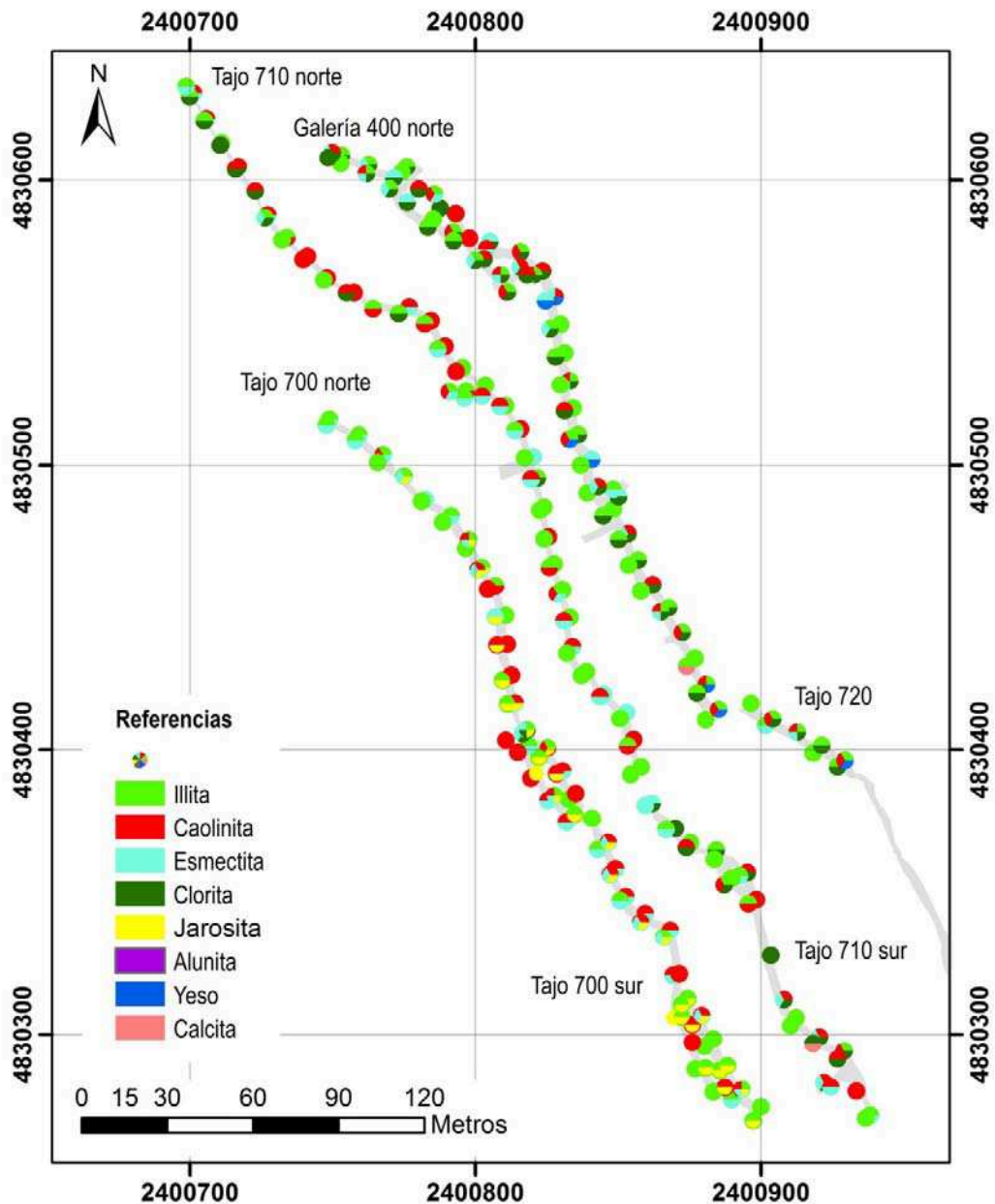


Figura 4.58: Minerales de alteración identificados por medio de espectroscopía en las labores del clavo sur de la veta Huevos Verdes. Escala 1: 2500.

Discusión de las alteraciones presentes en Huevos Verdes

La alteración hidrotermal presente en la roca de caja de la veta Huevos Verdes es relativamente sencilla; se compone de una silicificación a modo de reemplazo penetrativo de la roca conformado por un agregado de cristales de cuarzo a modo de mosaico que enmascaran la textura original de la vulcanita.

También se hace presente una intensa alteración argílica intermedia formada principalmente por un agregado de illita/esmecita, sericita, clorita, adularia y pirita, que se forman a partir de los fenocristales de plagioclasas, minerales máficos de la roca y de la pasta afanítica (Fig. 4.59).

Abundante presencia de illita/esmectita en estas rocas, la mayoría de los interestratificados identificados muestran tener una mayor proporción de illita que de esmectita. A su vez hay sericita, la cual forma agregados escamosos algunos radiales que están estrechamente asociados al cuarzo.

La clorita coexiste con minerales del grupo de la illita en ambientes donde el pH es 5-6 (Leach y Muchemi, 1987) y donde las temperaturas superan los 220°C (Browne, 1978). Por otro lado Harvey y Browne (1991), relacionan los diferentes minerales arcillosos al tipo de flujo de fluido durante su formación. En zonas poco permeables donde el flujo de fluidos es difuso prevalecen los minerales interestratificados como la illita/esmectita, mientras que en la proximidad a los canales a través de los cuales dichos fluidos circulan, la clorita e illita precipitan directamente de la solución y fuera de estos canales los interestratificados de illita/esmectita se pueden formar.

La adularia suele aparecer intercrecida junto con el cuarzo cuando rellenan vetillas formando cristales euhedrales a subhedrales de secciones rómbicas. También sustituye a los fenocristales o la pasta de la vulcanita, donde se presenta parcialmente sericitizada y/o illitizada.

De los diferentes tipos morfológicos de adularia, Dong y Morrison (1995) sugieren que la adularia de forma rómbica, como la descrita para este sector, está vinculada a procesos de ebullición a bajas temperaturas que desencadenan la

precipitación de la mineralización. Por otro lado, Browne (1978) demostró que la adularia se forma preferentemente en zonas de alto flujo de fluidos y permeabilidad.

Numerosas superficies de fracturas post-mineral fueron analizadas por espectroscopía en donde se determinó la presencia de caolinita de baja cristalinidad junto a óxidos e hidróxidos de hierro, jarosita y escasa alunita. Lo cual denota una alteración posterior producto de intemperización y/o circulación de aguas meteóricas. La caolinita que aparece junto a los óxidos, hidróxidos de hierro o pirita lixiviada, probablemente tenga un origen supergénico ya que la caolinita hipogénica esta en equilibrio con la pirita (Shoen *et al.* 1974, Simmons *et al.* 2005). La oxidación de la pirita por aguas superficiales generan soluciones ácidas capaces de formar caolinita por alteración de adularia e illita (Sillitoe, 2005).

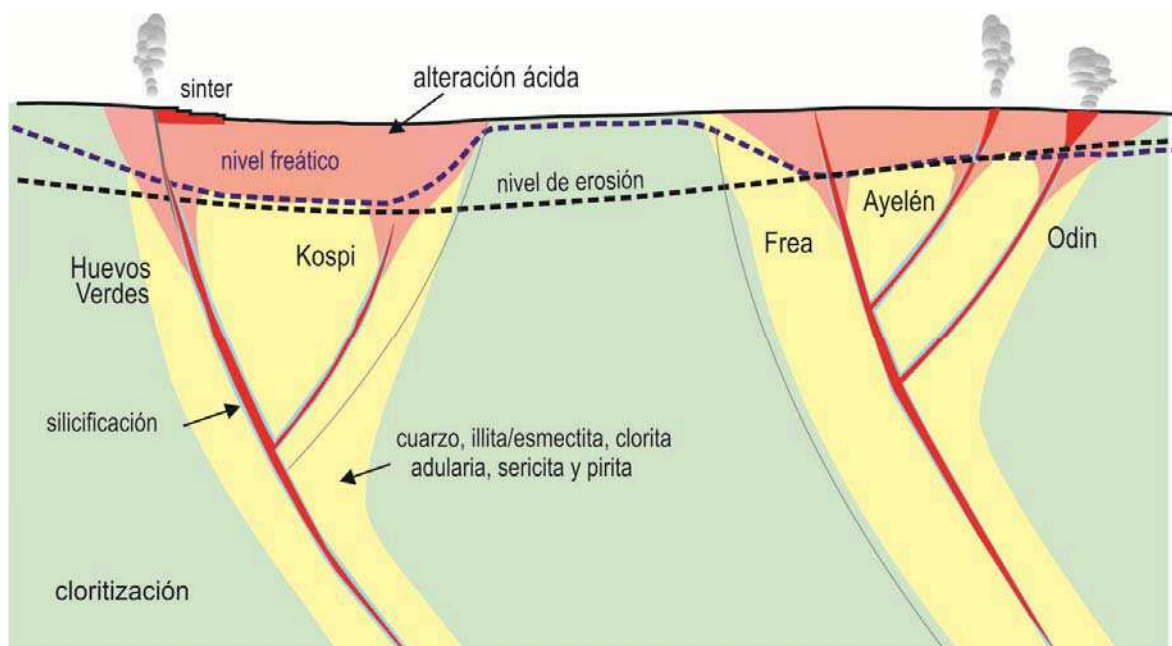


Figura 4.59: Sección esquemática SO-NE de la distribución de las vetas en el Distrito y la alteración asociada a las mismas. En rosa la alteración ácida producto de las aguas calentadas por vapores, en amarillo la alteración argílica intermedia asociada a la mineralización y en verde la alteración clorítica que afecta a las andesitas.

Discusión y conclusiones de las alteraciones presentes en el Distrito

Para hacer estimaciones sobre los rangos de temperaturas en las que se forman los minerales de alteración hidrotermal y las características del fluido, se tuvieron en cuenta investigaciones en sistemas geotermales activos (Reyes *et al.*, 1993) y estudios experimentales (Hemley *et al.*, 1980, Sverjensky *et al.*, 1991).

Las alteraciones identificadas en el Distrito son:

Silicificación: de espesor variable y estrechamente ligada a las vetas. Se manifiesta como relleno de fracturas, fallas, oquedades y/o brechas por cuarzo o a través de un reemplazo penetrativo de la roca por sílice de baja temperatura y cristalinidad en las andesitas, ignimbritas y tobas. En ambos casos con un fuerte control estructural, ya sea para el sector El Pluma, Huevos Verdes, Saavedra Oeste y cerro Saavedra. Estos reemplazos penetrativos de las vulcanitas dependen de dos factores importantes, por un lado la cercanía a los canales de circulación de los fluidos y de la paleopermeabilidad de la roca.

Cloritización: presente únicamente en las andesitas de la Formación Bajo Pobre (Fig. 4.60) donde los minerales máficos se presentan principalmente cloritizados o reemplazados por calcita, al igual que las plagioclasas. Hay escaso a nulo epidoto en la roca con lo cual se puede inferir que la temperatura del fluido no alcanzó los 240°C (Reyes, 1990). La alteración clorítica representa una roca con un leve metasomatismo donde el principal cambio en la composición de la roca se debe a la adición de CO₂, H₂O y S (Meyer y Hemley 1967).

Su origen puede deberse a la actividad hidrotermal que se desarrolló en el Distrito, o bien como señalan algunos autores, ser producto de una alteración deutérica desarrollada en estas rocas.

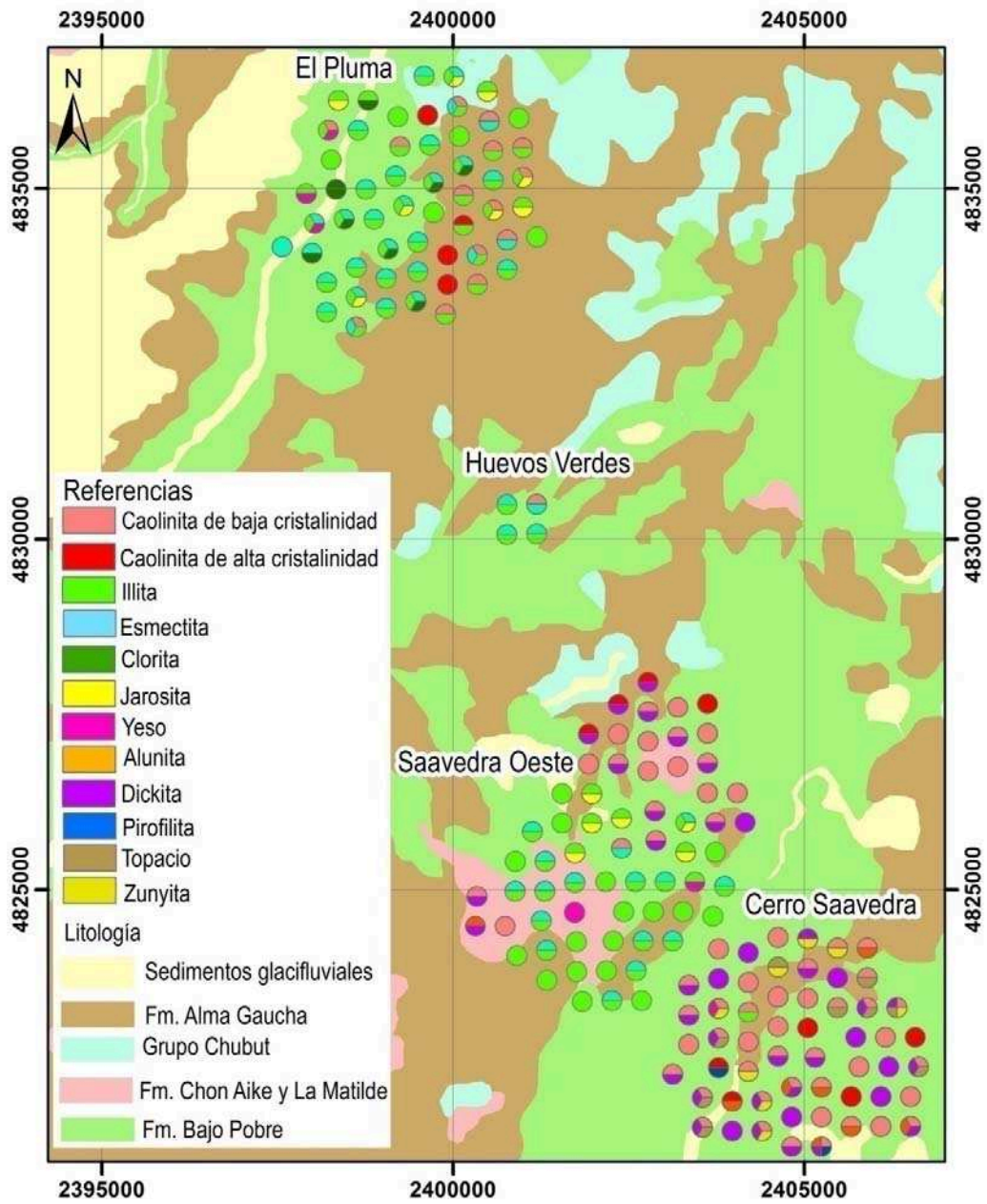


Figura 4.60: Distribución de los minerales de alteración identificados en el Distrito por medio de espectroscopia de reflectancia. Escala 1: 100.000.

Argílica intermedia: (illita, esmectita, illita/esmectita, adularia, sericita, clorita y piritita) reconocida principalmente los sectores El Pluma, Huevos Verdes y Saavedra Oeste y Cerro Saavedra (ver mapa de alteraciones hidrotermales en anexo). Se extiende unos metros del contacto de las vetas y/o fracturas silicificadas. Su distribución parece estar controlada, desde su fuente hacia la periferia, por la estructuración NO que domina en la región. Son abundantes estos minerales hidrotermales en los márgenes de las estructuras y decrece su abundancia a medida que disminuye la intensidad de la alteración hacia la periferia.

La presencia de adularia, ya sea como relleno de vetillas junto con el cuarzo, o como reemplazo de los minerales primarios de la roca en forma penetrativa, ocurre dentro o en la proximidad de las vetas.

La composición de la illita (Fig. 4.61) presentó pequeñas variaciones en los diferentes sectores. En el sector El Pluma la composición de la illita tiende a ser fengítica, en las muestras analizadas en la roca de caja de la veta Huevos Verdes la composición es normal potásica y para el sector Saavedra Oeste hay composiciones que tienden a ser paragoníticas hacia el oeste.

Pontual *et al.* (2008 b) observaron en un considerable número de sistemas epitermales que la composición de la illita parece tener una composición más sódica (paragonítica) en dirección hacia zonas proximales. Estos autores muestran ejemplos donde la illita varía desde composiciones fengíticas a paragoníticas, paralelamente a un incremento en la cristalinidad y proximidad a zonas de mayor temperatura del sistema de alteración. Del mismo modo, Huntington y Yang (1998) también llegaron a similares conclusiones en cuanto a la variación de la composición de la illita en función del rasgo de absorción del hidróxido de aluminio en los espectros de estos minerales. Este y otros aspectos se abordarán más adelante en este capítulo con mayor detalle.

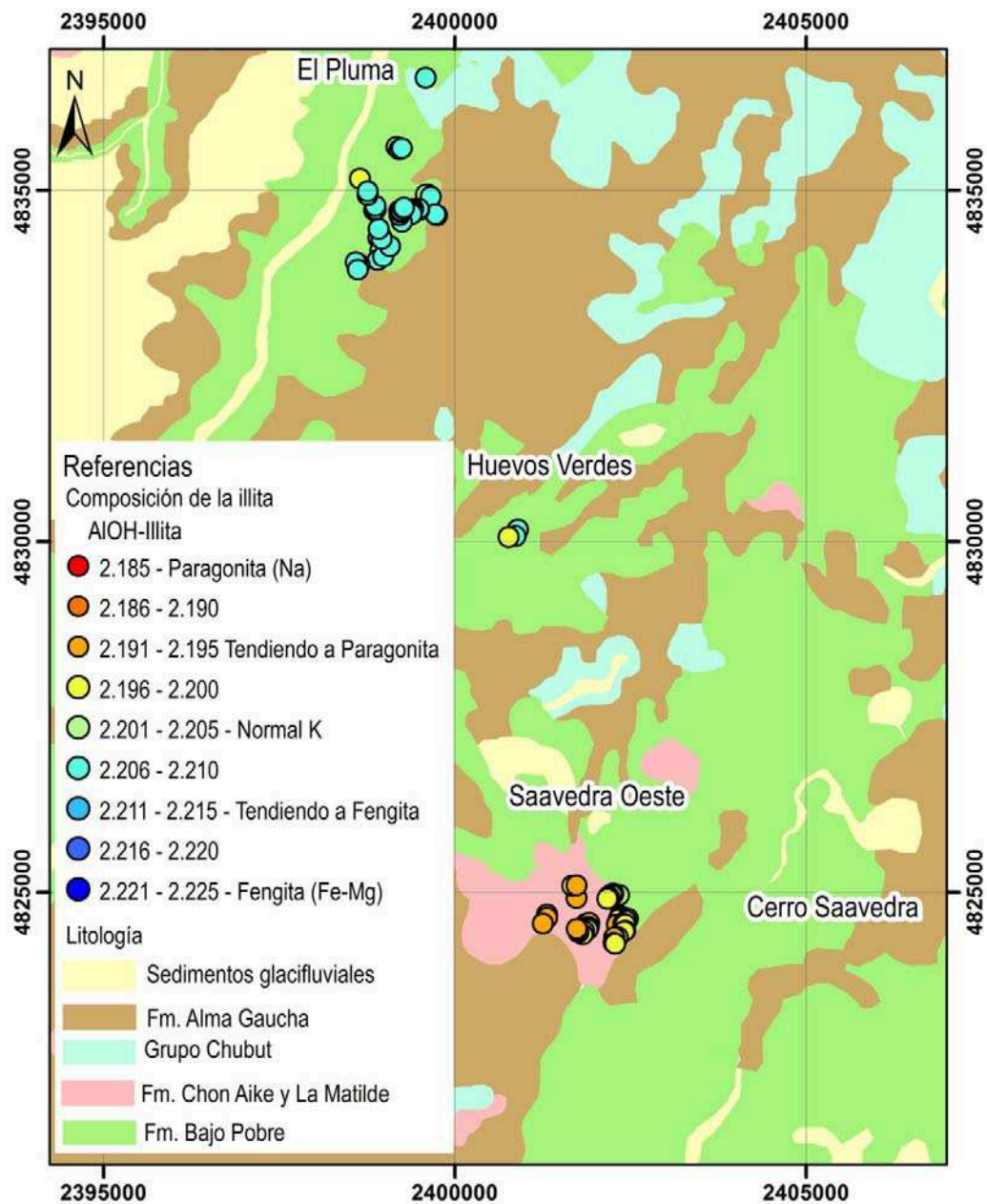


Figura 4.61: Mapa de la variación de la composición de la illita. En cian las composiciones que tienden a fengita, en amarillo “normal” potásica y en naranja las composiciones que tienden a paragonita, de acuerdo a los valores de absorción del hidróxido de aluminio en los espectros de reflectancia. Escala 1:100.000.

La alteración argílica intermedia (Meyer y Hemley, 1967) es una forma de alteración hidrolítica de baja temperatura. Reyes (1990) señala una zonación de los minerales de arcilla en función de su estabilidad respecto de la temperatura, donde

la illita se forma a temperaturas por encima de los 220°C, la illita/esmectita entre los 150° y 220°C, mientras que las esmectitas por debajo de los 150°C (Browne, 1978).

La asociación de minerales de alteración con cuarzo, adularia, illita/esmectita, sericita, pirita y clorita se forman con aguas cloruradas de pH casi neutro (Brown y Ellis, 1970, Henley y Ellis, 1983, Giggenbach, 1992 y Simmons y Browne, 2000) a partir de fluidos reducidos y en equilibrio con la roca de caja producto de una lenta circulación en un sistema donde domina la roca (Giggenbach, 1992 a).

Es posible estimar la temperatura de formación de los minerales de alteración a partir de minerales sensibles a la temperatura como lo son las arcillas, entre 200°C y 300°C (Fig. 4.62).

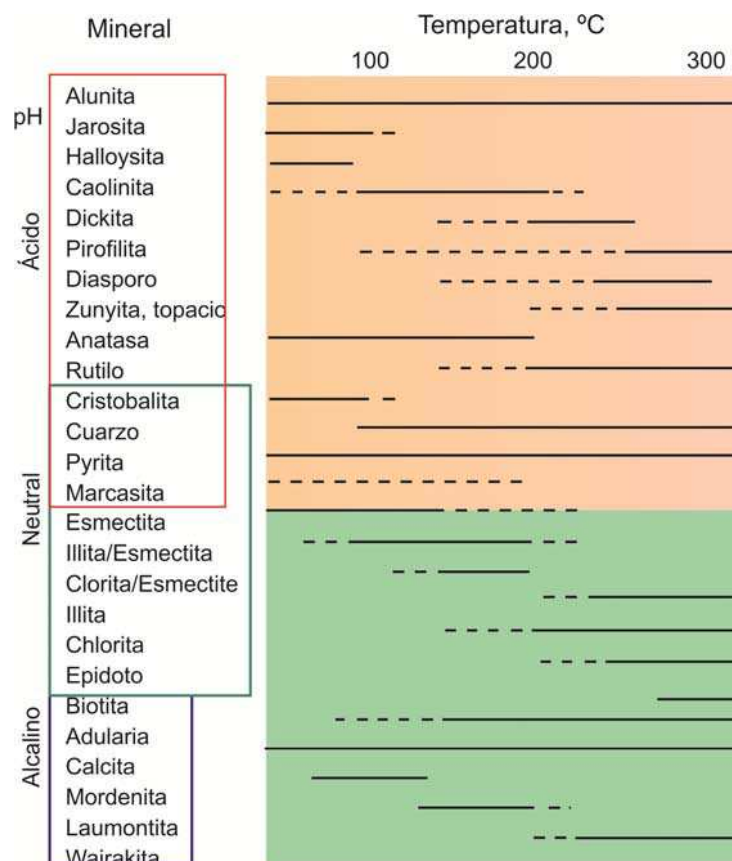


Figura 4.62: Diagrama de estabilidad de los minerales que aparecen en los sistemas hidrotermales, tomado de Hedenquist *et al.* (1996, 2000).

El reemplazo de adularia por illita se interpreta como producto del enfriamiento debido a la mezcla de las aguas cloruradas y los vapores calientes ricos en CO₂ liberados durante la ebullición que disminuyó el pH y por lo tanto generó un cambio en la estabilidad de la adularia con la consecuente precipitación de illita al igual que ocurre en los sistemas geotermales (Hedenquist y Browne, 1989; Simmons y Browne, 2000).

Argílica avanzada: únicamente identificada en el Cerro Saavedra donde produjo en las rocas una decoloración y obliteró por completo la textura original dejando un residuo de aspecto terroso y en otros sitios la presencia de un cuarzo residual poroso.

Si bien en la bibliografía hay citada tres tipos de alteración argílica avanzada las cuales se forman en diferentes ambientes (Hedenquist y Arribas, 1999), un aspecto crucial para la interpretación de su origen es la temperatura y el pH de formación de los minerales secundarios presentes en cada una de ellas.

La alteración hidrotermal ácida formada a partir de condensados magmáticos ocurre a temperaturas que pueden llegar a los 350°C y pH < 2; mientras que la alteración argílica avanzada que se forma en la zona de aguas vadosas calentadas por vapores alcanza temperaturas de 120°C y pH > 2 y para los fenómenos de oxidación supergénica posteriores a los eventos magmáticos las temperaturas máximas alcanzadas oscilan entre los 30-40°C.

De acuerdo a los minerales hidrotermales identificados en el sector del Cerro Saavedra se puede considerar que la génesis de esa alteración está vinculada a vapores condensados magmáticos e hipogénicos, los cuales generan estas zonas lixiviadas, que algunos autores llaman litocaps (Sillitoe, 1995, 2000). Estos fluidos tienen salinidades bajas a moderadas (Rye *et al.* 1992, Arribas, 1995; Hedenquist *et al.* 1998) y pH bajos, por ejemplo pH < 2 para remover la alúmina (Stoffregen, 1987) y para la formación de alunita se requiere pH de 2 a 3 (Sillitoe, 2003).

Esta alteración hidrotermal-magmática o hipogénica abarca minerales que se forman a temperaturas que pueden superar los 200°C y pueden llegar hasta los 350°C como la pirofilita, dickita, zunyita y topacio (Simmons, 2005) e incluso alcanzar temperaturas aún mayores.

Esta alteración ocurre proximal al vent magmático que actúa como vía de descarga de los vapores magmáticos hacia la superficie, donde está en desequilibrio con la roca de caja, por lo general ricos en HCl y SO₂ que son absorbidos en los acuíferos. Estos fluidos ácidos y oxidados son altamente reactivos, y reaccionan con la roca hospedante formando el litocap, lo cual refleja la dominancia del fluido en el sistema (Giggenbach, 1997).

La alteración argílica avanzada representa un metasomatismo de hidrógeno más intenso y lixiviación de los cationes con un resultado extremo que es la formación del cuarzo poroso (*vuggy*) en los niveles más someros, como producto de la interacción de los gases magmáticos que contienen SO₂ con el nivel freático. (Hedenquist y Lowenstern, 1994). El cuarzo residual indica que los fluidos tuvieron temperaturas < 250°C y con pH<2, (Stoffregen, 1987) como para disolver los componentes primarios de la roca. La adición de sulfatos promueve la formación de alunita a través de la condensación de vapores hipogénicos magmáticos en los niveles superiores del sistema (Sillitoe, 2000).

La zunyita se forma a partir de fluidos hidrotermales ricos en flúor y cloro (Meyer y Hemley, 1967). Fluidos ricos en F y con alta actividad de HF pueden generar topacio en lugar de otros aluminosilicatos como la pirofilita, andalusita, caolinita (Seedorff y Einaudi, 2004a). La presencia de alunita y zunyita podría sugerir temperaturas cercanas a los 300°C.

La paragénesis cuarzo-pirofilita-alunita-zunyita según (Koukharsky y Morello 1998), se forma entre los 350 y 400°C y presiones inferiores a 1 kbar en presencia de Cl, concentraciones moderadas de F y ausencia de Ca.

La presencia de topacio y zunyita en una misma muestra permiten acotar aun más las condiciones de formación, ya que ambos se forman en situaciones diferentes, aunque por lo general fueron identificados por separado. Los trabajos experimentales de la formación de topacio comprenden un amplio rango de temperaturas, sin embargo Hsu (1986) señaló que para un 1Kbar de presión de fluidos y con concentraciones 1M de HCl y HF, la zunyita es estable hasta los 450°C, siendo reemplazada por topacio a temperaturas mayores. Y la coexistencia

de zunyita y topacio por debajo de los 450°C podría indicar fluctuaciones en la concentración de HF y/o suministro intermitente de HCl.

Hemley *et al.* (1969) indicaron que por encima de los 400°C la alunita desaparece, aunque si aumenta la relación sólido-fase acuosa y la concentración de sulfato, puede llegar hasta los 450°C donde coexiste con la pirofilita.

Argílica avanzada supergénica: responsable de la formación de caolinita de baja cristalinidad, halloysita, suele acompañar en menor medida alunita, jarosita y los óxidos de hierro; todos ellos formados a muy bajas temperaturas producto de la meteorización y oxidación de la pirita. Se registra principalmente en el sector El Pluma y en los niveles más superficiales de la veta Huevos Verdes.

En la figura 4.63 se resumen las tres fases presentes en el Distrito con las asociaciones minerales presentes en cada una de ellas de acuerdo con sus relaciones de corte y reemplazos.

Mineral	fase 1	fase 2	fase 3
Clorita			
Calcita			
Epidoto			
Pirita			
Cuarzo			
Illita-sericita			
Illita/esmectita			
Caolinita			
Adularia			
Topacio			
Pirofilita			
Zunyita			
Dickita			
Alunita			
Jarosita			
Óxidos-hidróxidos de Fe			

Figura 4.63: Secuencia paragenética de los minerales de alteración del Distrito San José.

La fase 1 representa la alteración clorítica previa; la fase 2 corresponde a la alteración argílica intermedia y silicificación, coetánea al sistema de vetas del sector El Pluma y Huevos Verdes, mientras que en Cerro Saavedra la alteración es argílica avanzada y la fase 3 representa la alteración argílica avanzada supergénica póstuma que afecta a todas estas rocas.

VARIACIÓN EN LA COMPOSICIÓN DE LA ILLITA

La detección de sutiles modificaciones en la composición de la mica en las zonas de alteración asociadas a depósitos minerales detectadas a través de espectroscopía de reflectancia aplicada se convirtió en estos últimos años en una valiosa herramienta para fines exploratorios.

La espectroscopía es una metodología que es capaz de detectar cambios en determinados componentes de las micas empleando el valor de longitud de onda de absorción del rasgo del hidróxido de aluminio (AlOH), el cual modifica su valor en función de la composición, pudiendo de esta forma ser empleado para establecer gradientes locales de temperaturas a fin de vectorizar la trayectoria de los fluidos hidrotermales.

Los espectros de reflectancia obtenidos de las rocas fueron comparados con la composición química de los minerales, obtenida a partir de análisis por microsonda electrónica, para de esta manera poder corroborar las variaciones composicionales en los mismos.

Fueron seleccionadas varias muestras de los diferentes sectores con alteración hidrotermal, las cuales están relacionadas al evento que generó la mineralización presente en el Distrito y son representativas de la trayectoria de los fluidos. Todas ellas fueron analizadas con un espectrómetro portátil y algunas de ellas fueron enviadas al Departamento de Física de la Universidad de Belo Horizonte con el fin de conocer con exactitud la composición de los minerales de interés.

Resultados

En el siguiente estudio se midió la proporción de los elementos mayoritarios en las micas blancas presentes en las zonas con alteración argílica intermedia asociada a la mineralización de la veta Huevos Verdes, en el sector El Pluma más distal a la mineralización y en el sector Saavedra Oeste que se encuentra más

próximo a la fuente emisora de fluidos a fin de corroborar los resultados obtenidos por medio de espectroscopía de reflectancia.

El término mica blanca se emplea a lo largo del texto al igual que en la bibliografía para denominar a todos los filosilicatos cuyas composiciones comprenden especies potásicas como la muscovita $K_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$ e illita, fengita K (Fe,Mg)Al(Al,Si)Si₃O₁₀(OH,F)₂ (muscovita con sustitución de Mg o Fe por el Al que está en posición octaédrica) y paragonita rica en Na ($Na_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$).

El infrarrojo de ondas cortas (SWIR) registra la energía vibracional de los enlaces moleculares entre los 1.300 y 2.500 nm de la región del espectro electromagnético y es plotada como reflectancia porcentual versus longitud de onda a través de un gráfico denominada espectro. Esta herramienta es particularmente sensible a los radicales OH⁻, NH₄⁺, CO₃⁻² y moléculas como el H₂O y enlaces entre el OH⁻ y el catión como por ejemplo AlOH, MgOH, FeOH comunes a varios filosilicatos y arcillas. Es por ello que para la identificación de los minerales se requiere de un análisis detallado de las formas, posiciones de los rasgos de absorción de los espectros, e intensidad, para luego compararlos con una librería espectral de los minerales (Clark *et al.* 1990 y Thompson *et al.* 1999).

Como fue mencionado precedentemente la alteración hidrotermal vinculada al sistema de vetas epitermales en el Distrito está espacialmente zonada con respecto al cuerpo mineralizado y la composición de la mica identificada por medio del SWIR arrojó ligeras variaciones en los diferentes sectores.

La forma del rasgo de absorción entre los 2.180 y 2.228 nm es el rasgo característico de las micas blancas (Herrmann *et al.* 2001) y está relacionado con la proporción de los cationes presentes en el mineral.

La proporción de Al octaédrico en la estructura del mineral influye en la longitud de onda del rasgo de absorción del AlOH. Cuando hay en el mineral una alta proporción en Al octaédrico este rasgo tiene valores pequeños, comúnmente menores a 2.195 nm y bajas proporciones del Al octaédrico resultan en

absorciones a mayor longitud de onda como por ejemplo 2.216nm, (Post y Noble 1993). Numerosas sustituciones en estos minerales afectan la proporción de Al octaédrico, las micas con bajos valores de absorción del AIOH entre 2.180 y 2.195nm son atribuidas a composiciones sódicas mientras que aquellas cuya longitud de onda es mayor, entre los 2.216 y 2.228nm, son fengíticas (Duke, 1994) (Fig. 4.64). La mica denominada normal potásica, que comprenden a la muscovita e illita, presentan su rasgo de absorción del AIOH entre los 2.200 y 2.208nm. Cabe destacar que longitudes de onda intermedias se deben a composiciones intermedias o a mezclas de más de una mica (Herrmann *et al.* 2001).

Por tal motivo, se seleccionaron varias muestras representativas de los distintos sectores, que fueron previamente analizadas con SWIR (Fig. 4.65), y se realizaron análisis con microsonda electrónica, cuyos resultados se muestran en la tabla 2.

Los microanálisis de varias fases minerales se llevaron a cabo en el Departamento de Física de la Universidad Federal de Minas Gerais (UFMG) con un equipo Jeol-JXA WD-8900 RL / ED.

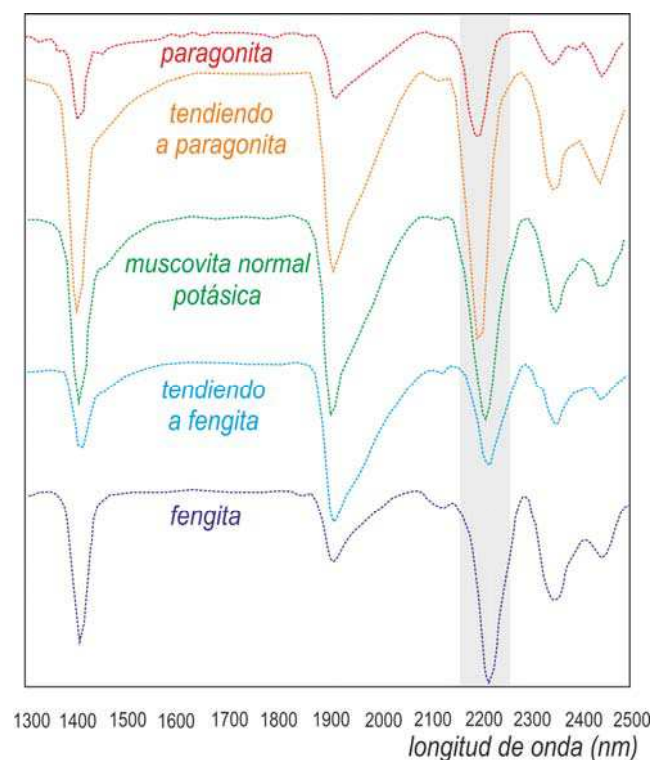


Figura 4.64: Espectros típicos de micas con diferentes composiciones. Obsérvese la variación en la longitud de onda del rasgo de absorción del AIOH en función de la composición de la mica.

Para aumentar el grado de confiabilidad de los datos y llevar a cabo un análisis completo, se realizaron las mediciones en los diferentes minerales de cada zona y en ellos se midieron como mínimo su núcleo y sus extremos, aunque en algunas muestras se realizaron más mediciones, totalizando unos 70 datos obtenidos a partir de 8 muestras de roca (Tabla 2).

No.	Muestra	Al ₂ O ₃ %	FeO %	SiO ₂ %	Na ₂ O %	K ₂ O %	Total
1	54365-Cb-1	34,96	0,14	43,13	0,08	8,06	86,66
2	54365-Cb-2	33,33	0,17	41,91	0,07	8,44	84,07
3	54365-Cb-3	34,92	0,15	43,71	0,02	8,47	87,45
4	54365-Cb-4	33,13	0,14	42,19	0,07	8,43	84,12
5	54365-Cb-5	31,49	0,17	37,75	0,08	8,51	78,20
6	54365-Cb-6	22,60	0,07	27,52	0,03	5,97	56,34
7	54365-Cb-7	36,33	0,22	49,71	0,05	8,49	95,00
8	54365-Cb-8	37,18	0,17	51,46	0,09	8,74	97,87
9	54365-Cb-9	34,61	0,06	46,98	0,06	8,25	90,15
10	54365-Cb-10	36,45	0,18	49,02	0,07	8,24	94,11
11	54365-Ca-1	35,69	0,12	48,41	0,12	7,52	92,08
12	54365-Ca-2	31,74	0,20	45,38	0,13	8,30	85,94
13	54365-Ca-3	33,85	0,14	45,55	0,10	8,25	88,08
14	54365-Ca-4	35,27	0,06	48,57	0,16	8,63	92,93
15	54365-Ca-5	15,66	0,19	27,13	0,18	4,22	47,60
16	54365-Ca-6	36,09	0,11	49,13	0,10	8,30	93,97
17	54369-Ca-1	27,71	1,42	52,58	0,07	6,69	89,92
18	54369-Ca-2	29,36	1,91	55,36	0,07	8,34	96,72
19	54369-Ca-3	28,82	2,31	53,42	0,09	8,07	94,34
20	54369-Ca-4	30,69	1,27	52,71	0,04	8,84	95,15
21	54369-Ca-5	31,20	0,57	54,98	0,09	8,84	97,16
22	54369-Ca-6	32,60	0,56	55,00	0,10	8,89	98,50
23	54369-Cb-1	26,87	2,28	48,46	0,08	8,01	87,37
24	54369-Cb-2	29,80	2,01	52,92	0,08	8,27	94,82
25	54369-Cb-3	29,73	1,91	53,67	0,05	8,13	95,34
26	54369-Cb-4	28,43	2,05	53,22	0,10	8,10	93,56
27	54369-Cc-1	24,99	1,99	48,48	0,09	6,83	83,98
28	54369-Cc-2	24,62	2,23	48,64	0,05	7,36	84,56
29	54369-Cc-3	24,47	2,52	48,61	0,04	7,73	84,94
30	54369-Cc-4	29,29	1,91	55,32	0,08	8,52	96,82
31	54369-Cc-5	30,02	1,41	56,16	0,12	8,54	97,88
32	54270-Ca-1	23,34	5,98	55,32	0,00	9,30	97,10
33	54270-Ca-2	19,95	4,65	45,77	0,03	8,36	81,33
34	54270-Ca-3	23,05	5,39	55,25	0,00	9,23	95,86
35	54270-Ca-4	23,04	5,48	55,17	0,04	9,48	96,31
36	54270-Cb-1	23,79	5,61	55,59	0,00	9,32	97,18

Tabla 2: Proporción de los elementos mayoritarias obtenidos del análisis por microsonda electrónica en muestras del sector Saavedra Oeste (en color rosa) en Pluma (en celeste) y muestras correspondientes al sector Huevos Verdes (en verde).

No.	Muestra	Al ₂ O ₃ %	FeO %	SiO ₂ %	Na ₂ O %	K ₂ O %	Total
37	54270-Cb-2	23,52	5,50	55,84	0,03	9,23	97,06
38	54270-Cb-3	23,13	5,54	55,15	0,00	9,26	96,02
39	54270-Cb-4	23,15	6,28	56,38	0,04	9,28	98,22
40	54270-Cb-5	22,89	5,71	54,16	0,01	8,56	94,26
41	54291-Ca-1	28,18	1,23	47,10	0,10	8,61	86,85
42	54291-Ca-2	27,98	1,30	48,90	0,10	7,97	87,89
43	54291-Ca-3	29,87	1,16	51,68	0,10	8,68	93,29
44	54291-Ca-4	28,52	1,29	47,90	0,06	7,88	87,28
45	54291-Ca-5	28,72	1,32	48,60	0,04	8,30	88,63
46	54291-Ca-6	28,12	1,30	47,92	0,03	7,46	86,45
47	57697-Ca-1	32,42	1,22	50,18	0,02	9,23	94,69
48	57697-Ca-2	30,75	2,12	46,94	0,04	8,45	91,20
49	57697-Ca-3	31,53	1,40	49,25	0,02	9,39	93,50
50	57697-Cb-1	32,25	1,71	48,44	0,01	9,12	93,78
51	57697-Cb-2	32,20	0,95	48,60	0,02	9,50	92,86
52	57697-Cb-3	30,71	1,29	47,70	0,03	8,66	90,03
53	57697-Cb-4	31,53	0,82	47,76	0,03	9,22	90,98
54	57708-C1-1	32,78	0,61	52,82	0,02	9,78	97,98
55	57708-C1-2	32,77	0,74	53,49	0,03	9,47	98,43
56	57708-C1-3	32,00	0,48	51,12	0,00	9,65	94,93
57	57708-C1-4	31,92	0,53	50,05	0,01	9,89	94,09
58	57708-C1-5	31,88	0,49	51,59	0,02	9,58	95,33
59	57531-Ca-1	28,80	0,69	48,61	0,06	9,48	89,50
60	57531-Ca-2	31,32	0,59	54,12	0,03	9,72	98,01
61	57531-Ca-3	29,63	0,61	51,08	0,04	9,15	92,42
62	57531-Cb-1	30,51	0,76	52,58	0,00	9,66	95,84
63	57531-Cb-2	29,42	0,74	50,56	0,03	8,70	91,56
64	57531-Cb-3	27,84	0,68	46,42	0,04	9,50	86,29
65	57561-Ca-1	32,89	0,62	54,00	0,02	9,48	99,27
66	57561-Ca-2	32,34	0,57	53,25	0,03	9,73	98,00
67	57561-Ca-3	32,64	0,24	51,77	0,06	9,60	96,83
68	57561-Ca-4	32,34	0,19	48,23	0,13	10,28	93,57
69	57561-Ca-5	31,33	0,44	52,22	0,08	10,25	96,49
70	57561-Ca-6	18,82	0,02	65,68	0,25	17,05	101,91

Tabla 2: Continuación de la tabla de la página anterior.

Con las proporciones porcentuales de los elementos mayoritarios se calculó la proporción atómica de cada elemento presente en las micas (Tabla 3) y se volcaron los datos en diferentes gráficos a fin de compararlas entre elementos y muestras de distintos sectores (Fig. 4.66 a, b, c y d).

Muestra	Proporciones atómicas de los diferentes elementos presentes en las micas						
54270	Si	Al	Fe+2	Mg	Na	K	H
1	3,63	1,81	0,33	0,31	0,00	0,78	2,00
2	3,60	1,85	0,31	0,30	0,00	0,84	2,00
3	3,66	1,80	0,30	0,29	0,00	0,78	2,00
4	3,65	1,80	0,30	0,31	0,00	0,80	2,00
5	3,64	1,83	0,31	0,28	0,00	0,78	2,00
6	3,65	1,81	0,30	0,29	0,00	0,77	2,00
7	3,65	1,80	0,31	0,29	0,00	0,78	2,00
8	3,66	1,77	0,34	0,30	0,00	0,77	2,00
9	3,65	1,82	0,32	0,30	0,00	0,73	2,00
54291	Si	Al	Fe+2	Mg	Na	K	H
1	3,38	2,39	0,07	0,17	0,01	0,79	2,00
2	3,45	2,33	0,08	0,17	0,01	0,72	2,00
3	3,44	2,34	0,06	0,18	0,01	0,74	2,00
4	3,40	2,39	0,08	0,17	0,01	0,71	2,00
5	3,41	2,37	0,08	0,17	0,00	0,74	2,00
6	3,43	2,37	0,08	0,17	0,00	0,68	2,00
57531	Si	Al	Fe+2	Mg	Na	K	H
1	3,37	2,38	0,04	0,20	0,00	0,88	2,00
2	3,37	2,38	0,04	0,20	0,00	0,88	2,00
3	3,39	2,37	0,04	0,20	0,01	0,84	2,00
4	3,43	2,34	0,03	0,21	0,00	0,79	2,00
5	3,43	2,35	0,03	0,19	0,01	0,78	2,00
6	3,41	2,34	0,04	0,23	0,00	0,80	2,00
57651	Si	Al	Fe+2	Mg	Na	K	H
1	3,37	2,42	0,03	0,21	0,00	0,75	2,00
2	3,38	2,42	0,03	0,20	0,00	0,79	2,00
3	3,32	2,47	0,01	0,24	0,01	0,79	2,00
4	3,23	2,56	0,01	0,24	0,02	0,88	2,00
5	3,38	2,39	0,02	0,21	0,01	0,85	2,00
6	4,11	1,39	0,00	0,01	0,03	1,36	2,00
57397	Si	Al	Fe+2	Mg	Na	K	H
1	3,30	2,51	0,07	0,17	0,00	0,77	2,00
2	3,30	2,52	0,07	0,16	0,00	0,78	2,00
3	3,23	2,49	0,12	0,30	0,01	0,74	2,00
4	3,30	2,49	0,08	0,19	0,00	0,80	2,00
5	3,24	2,54	0,10	0,22	0,00	0,78	2,00
6	3,27	2,56	0,05	0,16	0,00	0,82	2,00
7	3,28	2,55	0,05	0,17	0,00	0,81	2,00

Tabla 3: Proporciones moleculares de cada uno de los elementos presentes en la mica, calculadas para cada uno de los análisis en las diferentes muestras.

Muestra	Proporciones atómicas de los diferentes elementos presentes en las micas						
57708	Si	Al	Fe+2	Mg	Na	K	H
1	3,35	2,45	0,03	0,19	0,00	0,79	2,00
2	3,37	2,44	0,04	0,18	0,00	0,76	2,00
3	3,35	2,47	0,03	0,16	0,00	0,81	2,00
4	3,32	2,50	0,03	0,17	0,00	0,84	2,00
5	3,36	2,45	0,03	0,17	0,00	0,80	2,00
54365	Si	Al	Fe+2	Mg	Na	K	H
1	3,08	2,95	0,01	0,03	0,01	0,74	2,00
2	3,10	2,91	0,01	0,02	0,01	0,80	2,00
3	3,12	2,89	0,01	0,02	0,01	0,80	2,00
4	3,03	2,98	0,01	0,02	0,01	0,87	2,00
5	3,05	2,96	0,01	0,02	0,01	0,85	2,00
6	3,22	2,78	0,01	0,02	0,01	0,70	2,00
7	3,24	2,76	0,01	0,02	0,01	0,70	2,00
8	3,21	2,79	0,00	0,02	0,01	0,72	2,00
9	3,21	2,81	0,01	0,01	0,01	0,69	2,00
10	3,22	2,80	0,01	0,02	0,01	0,64	2,00
11	3,27	2,69	0,01	0,02	0,02	0,76	2,00
12	3,20	2,80	0,01	0,02	0,01	0,74	2,00
13	3,50	2,38	0,02	0,04	0,05	0,69	2,00
14	3,22	2,79	0,01	0,02	0,01	0,69	2,00
15	3,10	2,91	0,01	0,02	0,01	0,80	2,00
16	3,23	2,76	0,00	0,02	0,02	0,73	2,00
54369	Si	Al	Fe+2	Mg	Na	K	H
1	3,57	2,22	0,08	0,15	0,01	0,58	2,00
2	3,54	2,21	0,10	0,16	0,01	0,68	2,00
3	3,51	2,23	0,13	0,16	0,01	0,68	2,00
4	3,43	2,36	0,07	0,16	0,01	0,74	2,00
5	3,49	2,33	0,03	0,14	0,01	0,71	2,00
6	3,44	2,40	0,03	0,13	0,01	0,71	2,00
7	3,46	2,26	0,14	0,18	0,01	0,73	2,00
8	3,46	2,30	0,11	0,17	0,01	0,69	2,00
9	3,48	2,27	0,10	0,18	0,01	0,67	2,00
10	3,52	2,22	0,11	0,16	0,01	0,68	2,00
11	3,56	2,17	0,12	0,17	0,01	0,64	2,00
12	3,57	2,13	0,14	0,18	0,01	0,69	2,00
13	3,57	2,12	0,15	0,17	0,01	0,72	2,00
14	3,54	2,21	0,10	0,16	0,01	0,69	2,00
15	3,54	2,23	0,07	0,15	0,02	0,69	2,00

Tabla 3: continuación de la página anterior.

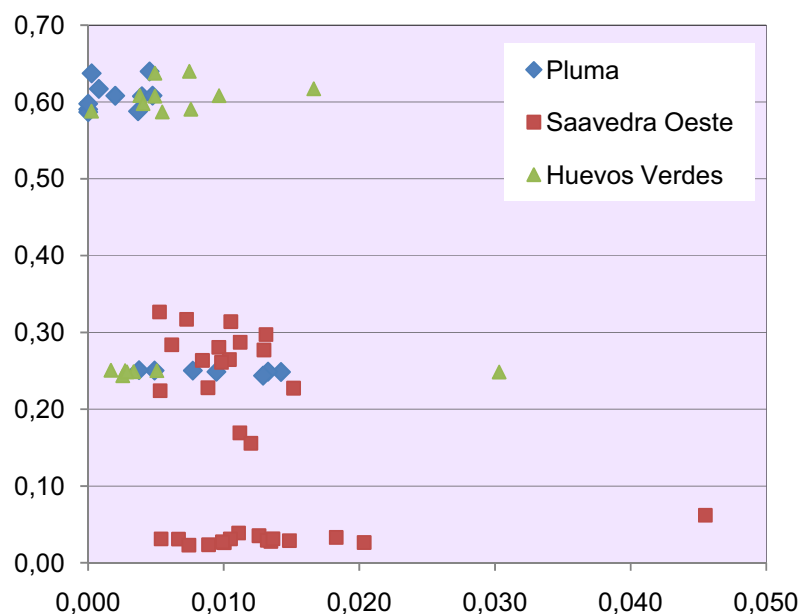


Figura 4.66 a: Variación composicional en la mica. Gráfico Na vs. Fe+Mg para las muestras de los diferentes sectores. En él se puede observar cómo se incrementa la proporción molar del Na en las muestras que corresponden al sector Saavedra Oeste.

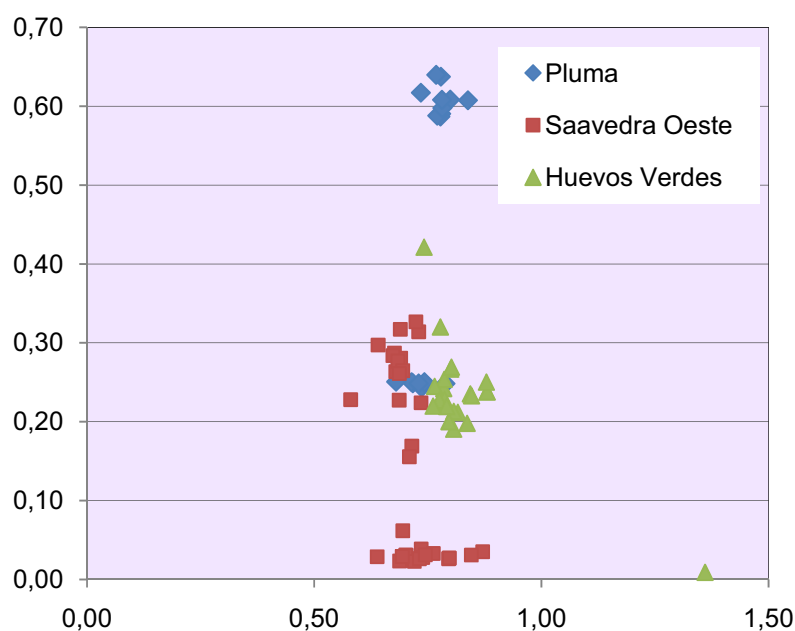


Figura 4.66 b: Variación en la composición de la mica. Gráfico K vs. Fe+Mg. Aquí se puede ver que las micas que poseen mayor contenido en Fe+Mg son las correspondientes al sector El Pluma.

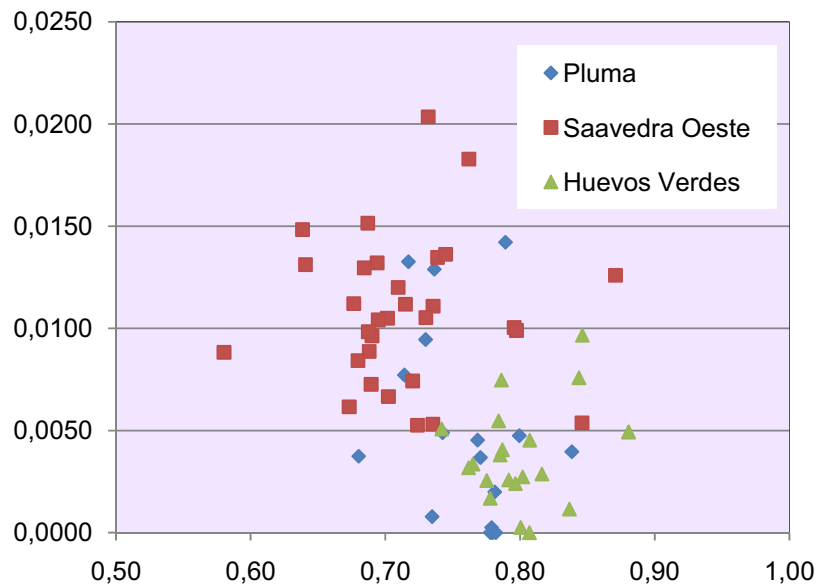


Figura 4.66 c: Variación en la composición de la mica. Gráfico Na vs. K. Las muestras con mayor contenido en K y bajo en Na son las correspondientes al sector Huevos Verdes, mientras que las de Saavedra Oeste tienen mayor contenido en Na y el K tiende a disminuir.

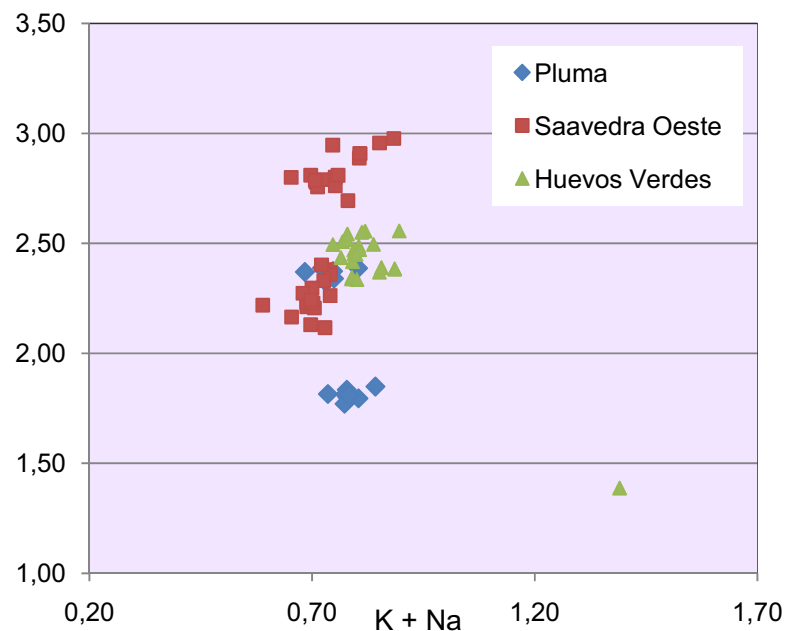


Figura 4.66 d: Variación en la composición de la mica. Gráfico Al vs. Na+K. Las muestras de El Pluma tienen menor contenido en Al debido al reemplazo por Fe/Mg en la mica.

En la figura 4.66a se puede ver que las muestras que corresponden al sector Saavedra Oeste tienen los contenidos más altos en Na, sus datos marcan una tendencia que implica un aumento en el contenido de Na y una disminución en la proporción de Fe y Mg, mientras que las muestras analizadas para el sector Huevos verdes y El Pluma tienen muy poca cantidad de Na. En el gráfico también se puede ver que las muestras del sector Saavedra Oeste forman dos poblaciones de datos en función del contenido de Fe y Mg en ellas. Esto se debe a que las muestras analizadas en este sector corresponden a ignimbritas riolíticas donde los minerales máficos son principalmente biotitas y estas están illitizadas al igual que los pómez, fiammes y matriz pumícea de la roca. Por lo tanto fueron seleccionados para el microanálisis aquellos cristales de biotita illitizados como así también los pómez y matriz pumícea de la roca, por tal motivo aquellos puntos que corresponden a las biotitas tienen mayor contenido en Fe y Mg que los datos obtenidos del análisis de los pómez y la matriz pumícea de la roca.

En la figura 4.66b se ve como las muestras que corresponden al sector El Pluma son las que tienen mayor proporción en Fe y Mg que las restantes, y también como se enunció en el párrafo anterior, se ven las dos poblaciones de datos para el sector Saavedra Oeste según si son biotitas illitizadas o si son pómez alterados.

Por otro lado la figura 4.66c se puede ver como las muestras del sector Huevos Verdes tienen los contenidos más altos en K y muy poca cantidad de Na y las del sector Saavedra Oeste tienen Na y algo de K.

Por último la figura 4.66d nos indica que las muestras del sector El Pluma tienen menor proporción de Al debido a la sustitución del mismo por Fe y Mg.

Las micas son minerales que soportan una gran cantidad de sustituciones ya sea en la posición tetraédrica, octaédrica o entre los iones de intercapa. La variación en la composición en la mica se debe por un lado en la fengita a una sustitución del Al^{+3} VI + Al^{+3} IV por Fe^{+2} o Mg^{+2} + Si^{+4} y en el caso de la paragonita por la sustitución del catión monovalente intercapa K por Na.

De acuerdo con las observaciones realizadas en los espectros de reflectancia, las micas presentes en el Distrito poseen composiciones tendientes a fengíticas para algunas de las muestras correspondientes al sector El Pluma; en la roca de caja de la veta Huevos Verdes la composición de la illita/sercita es normal potásica; y por último algunas muestras del sector Saavedra Oeste presentan composiciones tendientes a paragoníticas.

Conclusiones e interpretación

Los resultados demuestran que la espectroscopía de reflectancia es una herramienta que puede ser empleada para detectar sutiles variaciones en el contenido de Al en las micas usando el rasgo de absorción del AIOH comprendido entre 2.180 y 2.228nm y de esta manera es posible mapear gradientes de temperaturas en las asociaciones minerales portadoras de micas. La longitud de onda de absorción del AIOH mostraba ligeras variaciones en las muestras del Distrito sugiriendo modificaciones en la composición de las micas, lo cual fue corroborado a través de los análisis con microsonda electrónica. Micas con composiciones tendientes a fengíticas fueron detectadas en el sector El Pluma, el cual se encuentra distal a la mineralización y más distal aún del centro emisor de fluidos hidrotermales. En el sector Saavedra Oeste la composición de la mica tiende a ser paragonítica, lo cual concuerda con un incremento de temperatura debido a la proximidad al centro emisor de fluidos hidrotermales ubicado en el Cerro Saavedra. Y por último, la composición de la mica para los sectores vinculados a la mineralización económica es normal potásica. De esta manera se concluye que se puede emplear la mineralogía de la alteración como una evidencia de la trayectoria de los fluidos hidrotermales en el Distrito.

BALANCE DE MASAS

Los procesos de alteración hidrotermal introducen complejas modificaciones en las rocas pre-existentes que pueden ir acompañadas de cambios texturales, mineralógicos y composicionales. Una forma de cuantificar estas modificaciones es a través de un estudio de balance de masas para las muestras con diferentes tipos y grados de alteración hidrotermal. Este tipo de análisis permite cuantificar la ganancia y pérdida de los elementos químicos consecuencia del intercambio entre fluido hidrotermal y las rocas a través de las cuales circulan.

Los efectos de la transferencia de masa pueden afectar composicionalmente a las rocas preexistentes en un radio de varios kilómetros, por lo que pueden identificarse con estudios regionales o semiregionales de exploración geoquímica (Madeisky, 1996; Sherlock, 1996 y Warren *et al.* 2007) a diferencia de los elementos trazas conocidos como *pathfinder elements* (As, Sb, Hg, entre otros) que se utilizaron durante mucho tiempo para vectorizar la mineralización a distancias que pueden alcanzar cientos de metros desde la mineralización (White y Hedenquist, 1995; Carlie *et al.* 1998 y Hedenquist *et al.* 2000). Es por ello que la integración de las observaciones petrográficas con los resultados químicos puede ser muy útil para el análisis de la alteración hidrotermal, ya sea para determinar el grado y el estilo de la alteración, o bien para identificar la roca original (Offler y Whitford, 1992, Paulick y Mc Phie, 1999; Barrett *et al.* 2001; y Gifkins y Allwn, 2001).

El siguiente análisis se efectuó con los datos de la geoquímica multielementos de las muestras obtenidas de las rocas alteradas hidrotermalmente en los alrededores del sistema de vetas mineralizadas y en la roca de caja inmediata a la veta Huevos Verdes.

Metodología

Para cuantificar las modificaciones en la concentración de los elementos producto de las múltiples reacciones y la transferencia de masa entre el fluido hidrotermal y las rocas a través de las cuales circulan, se llevó a cabo el balance de

masas. Para tal fin, se tomaron 14 muestras de los flujos de lavas andesíticas de la Formación Bajo Pobre (rocas calcoalcalinas con un tenor de potasio medio a alto) y fueron analizadas en el laboratorio ALS minerals por elementos mayoritarios, minoritarios y trazas siguiendo la rutina CCP-PKG01.

Los datos obtenidos fueron comparados con los de Alperin *et al.* (2007) realizados en 5 muestras de lavas andesíticas no alteradas; los autores incluyeron dentro de esta categoría a aquellas muestras que fueron tomadas en otras áreas del Macizo del Deseado donde la relación K_2O/Na_2O es menor a 2.5; ya que si superan ese valor es consecuencia del metasomatismo potásico y/o alteración (Echeveste, 2005).

Del sector El Pluma se colectaron 6 muestras de la roca de caja del sistema de vetas de cuarzo-pirita. A su vez se obtuvieron 5 muestras en interior mina de la roca de caja de la veta Huevos Verdes; y por último se recogieron 3 muestras de roca en el sector Cerro Saavedra.

Los procesos de alteración hidrotermal causan la concentración o dilución de los elementos inmóviles según haya pérdida de masa total o si hay ganancia neta de masa de los elementos móviles (Klammer, 1997). Es por ello que los cambios de masa se calculan a través de una relación de concentración entre un elemento inmóvil en una muestra alterada y su precursor no alterado (MacLean, 1990). Antes de comenzar con el análisis los autores sugieren re-calculan los valores al 100% sin tener en cuenta los datos de L.O.I., o sea de pérdida por calcinación. De esta forma se remueven todas aquellas variaciones en la proporción de los óxidos debido a las diferencias en los valores del L.O.I.

Para la identificación del elemento inmóvil que se empleará en los cálculos de cambios de masa; es necesario graficar aquellos elementos potencialmente inmóviles en diagramas bi-variantes con el origen en cero, los datos de las muestras alteradas y no alteradas. Luego se calculan los coeficientes de correlación entre los posibles elementos inmóviles (Fig. 4.67 y 4.68).

	Zr	Y	Nb	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Zr					
Y	0,39				
Nb	0,77	0,46			
TiO ₂	0,72	0,79	0,75		
Al ₂ O ₃	0,78	0,46	0,52	0,52	

Figura 4.67: Cuadro de correlación entre los potenciales elementos inmóviles, en este caso el TiO₂ vs Y son los que presentan el coeficiente más alto.

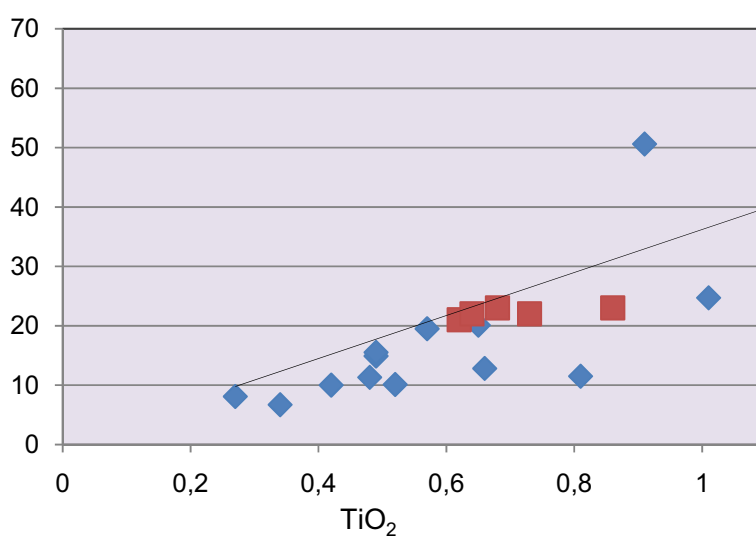


Figura 4.68: Diagrama bivariante TiO₂ vs. Y; donde se observa una alta correlación lineal ($r=0,79$) y su recta de regresión que pasa por el cero. De esta forma se calcula el elemento inmóvil que se empleará como monitor inmóvil en los cálculos de transferencia de masas. En azul están las muestras alteradas y en rojo las muestras frescas.

Si los elementos seleccionados son inmóviles, los datos se van a alinear con una alta correlación. Estas tendencias lineales se deben a los aumentos de la masa y pérdida neta de los elementos móviles en las muestras de rocas alteradas.

La composición reconstruida de la muestra representa la masa neta de una roca que ha ganado, o ha sido reducida en elementos inmóviles, y es calculada para cada elemento. Se obtiene al reducir el contenido de elementos inmóviles en la roca alterada al nivel del precursor, al igual que los componentes móviles (McLean, 1990) (Fig. 4.69).

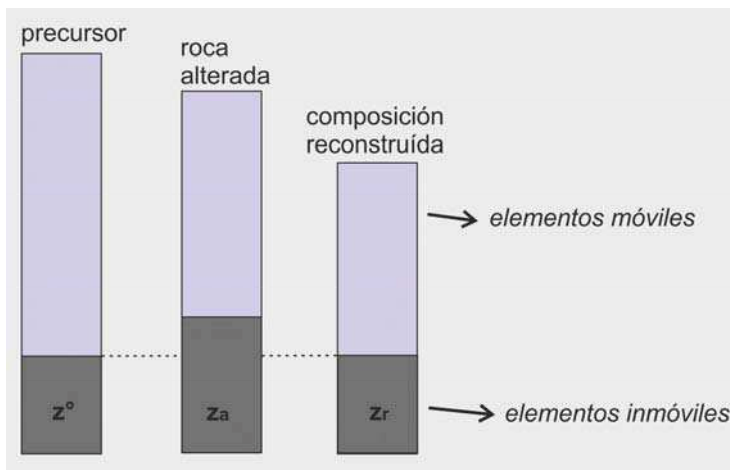


Figura 4.69: Diagrama que representa el cálculo de transferencia para una roca alterada, su precursor y la composición reconstruida luego de los cálculos (MacLean, 1990). La relación Z°/Z_a es el factor que se emplea para los cálculos de transferencia de masas, donde Z° es la concentración del elemento inmóvil en la roca precursora y Z_a en la roca alterada.

Una vez seleccionado el componente inmóvil, en este caso el TiO_2 , se aplicó el método del precursor simple de MacLean y Barret (1993) para el cálculo de la composición reconstruida y balance de masas, el cual consiste en primer lugar en obtener la relación entre elemento inmóvil en la roca alterada y roca precursora (factor de enriquecimiento). Luego, cada elemento móvil en la roca alterada se multiplica por esta relación y de esta manera se obtiene la composición reconstruida. El cambio de masas se calcula al restarle a la composición reconstruida el valor del elemento en el precursor. A continuación se detallan las fórmulas empleadas en los cálculos:

1-Factor de enriquecimiento: $FE = Z^{\circ}/Z_a$,

donde Z° es la proporción del elemento inmóvil en el precursor y Z_a es proporción del elemento inmóvil en la roca alterada.

2-Composición reconstruida: $RC = FE \times Ca$,

donde Ca es % en peso o ppm de cada elemento móvil en la roca alterada.

Y el cambio de masas se calcula de la siguiente manera:

3- Cambio de masa: $\Delta M = RC - C^{\circ}$,

donde C° es la proporción en % en peso o en ppm del elemento móvil en el precursor; y ΔM es el cambio de masa absoluto

Para la representación gráfica de los datos se pueden normalizar los resultados de la siguiente manera:

4- $\Delta M\% = \Delta M \times 100 / C^{\circ}$.

Resultados

En la tabla 4 se muestran los resultados de los análisis químicos de las muestras analizadas del distrito y los resultados de las 5 muestras precursoras utilizadas para realizar el balance de masas. En estas últimas se calculó el contenido promedio de cada uno de los elementos, se calculó el factor de enriquecimiento, la composición reconstruida de cada muestra y sus respectivos balances de masas (Tablas 5 y 6).

En la figura 4.70 se muestra gráficamente el resultado del análisis de balance de masa de las muestras del sector El Pluma para los elementos mayoritarios. Allí se puede observar un incremento en el contenido en SiO_2 , Fe_2O_3 y principalmente en el K_2O . Producto de la alteración, estas rocas experimentaron considerables pérdidas en el contenido de CaO , MgO , Mn y Na_2O ,

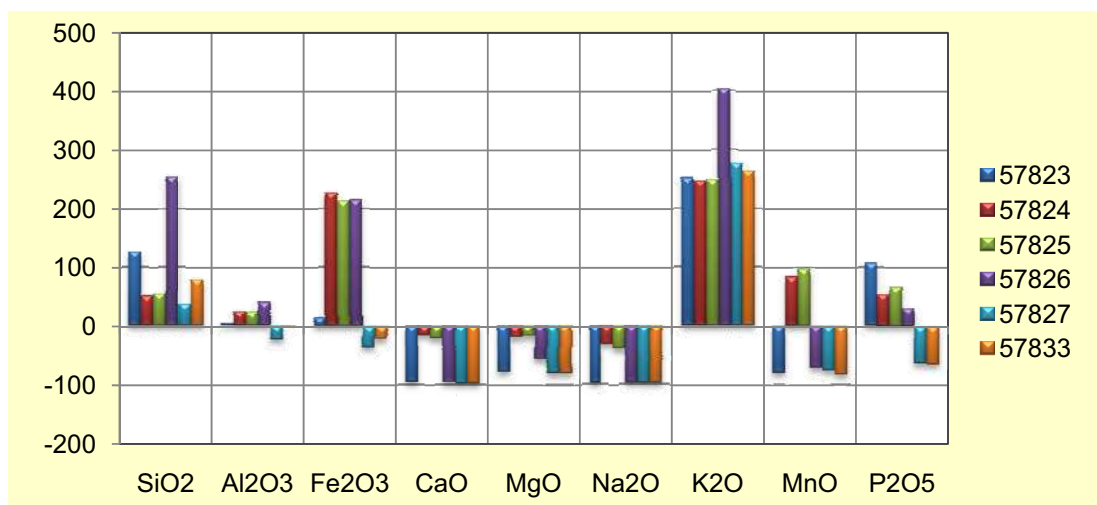


Figura 4.70: Gráfico de barras con el resultado del balance de masa para las muestras del sector El Pluma. Allí la alteración presente es clorítica, silicificación y una alteración argílica asociada al sistema de vetas de cuarzo-pirita.

En cuanto a los elementos minoritarios y trazas se puede señalar un importante incremento en el contenido de Rb y Nd, mientras que el Ba, Ce, Cr, Nb, Sr, Y y Zr disminuyeron levemente o se mantuvieron constantes (Fig. 4.71).

Muestras	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	Ba	Ce	Cr	Nd	Nb	Rb	Sr	Y	Zr
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
PT24	62,81	17,70	0,91	7,65	2,15	2,70	0,65	0,62	0,10	0,11	476,00	46,00	43,00	21,00	4,00	31,00	471,00	21,00	164,00
PT25	59,84	17,30	2,12	8,14	2,54	2,88	1,96	0,73	0,11	0,10	384,00	36,00	43,00	17,00	7,00	92,00	260,00	22,00	162,00
PT26	58,86	18,80	1,51	8,99	2,02	3,03	0,42	0,86	0,10	0,13	339,00	46,00	46,00	17,00	9,00	12,00	408,00	23,00	192,00
PT31	62,30	16,69	2,48	5,26	3,00	3,13	2,78	0,68	0,12	0,15	687,00	55,00	42,00	24,00	10,00	124,00	230,00	23,00	174,00
PT44	61,92	16,82	2,36	7,51	3,47	2,54	0,72	0,64	0,09	0,12	428,00	45,00	51,00	20,00	7,00	18,00	357,00	22,00	173,00
promedio	61,15	17,46	1,88	7,51	2,64	2,86	1,31	0,71	0,10	0,12	462,80	45,60	45,00	19,80	7,40	55,40	345,20	22,20	173,00

Factor de enriquecimiento (FE)= Z°/Za

Elemento	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	Ba	Ce	Cr	Nb	Nd	Rb	Sr	Y	Zr	FE
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
57823	82,7	10,9	1,28	0,19	0,35	0,04	2,73	0,42	0,01	0,15	248	29,9	20	5,4	11,9	179	46,6	10	119	1,68
57824	64,4	15,15	4,27	4,36	1,46	1,36	3,14	0,49	0,13	0,13	255	36,3	20	5,1	15,3	245	77,2	14,9	142	1,44
57825	65,9	15,05	4,09	4,05	1,5	1,2	3,16	0,49	0,14	0,14	256	37,4	20	5,1	15,8	242	71,9	15,5	143	1,44
57826	82,6	9,33	2,25	0,09	0,43	0,03	2,5	0,27	0,01	0,06	198	20,6	10	3,3	7,5	206	17	8,1	93	2,63
57827	77,7	12,3	1,11	0,11	0,48	0,06	4,56	0,66	0,02	0,04	441	44,5	20	6,1	18,3	316	50,9	12,8	161	1,08
57830	66,3	17,2	9,17	0,17	0,08	0,04	0,08	1,15	0,02	0,29	108,5	55,2	10	7,8	27,6	3,1	573	72,1	160	0,62
57831	62,1	14,65	14,65	0,06	0,29	0,04	0,74	0,91	0,02	0,3	129,5	47,4	20	7,3	21,8	29,6	287	50,6	156	0,78
57832	69,2	11,7	12,55	0,1	0,28	0,06	0,51	1,01	0,02	0,29	298	60,3	20	8,8	22,9	20	437	24,7	183	0,7
57833	80,1	12,6	1,06	0,12	0,37	0,05	3,47	0,52	0,01	0,03	253	27,5	20	5,4	10,5	229	24,7	10,1	134	1,37
57834	71,2	15	2,99	0,31	0,64	0,11	5,45	0,57	0,02	0,18	516	43,4	10	6,3	19	312	66,8	19,5	157	1,25
57835	84	9,59	1,64	0,08	0,46	0,06	2,88	0,34	0,02	0,01	220	19,2	10	4,2	8,9	186	27,8	6,7	80	2,09
57836	75,5	12,6	2,71	0,1	0,54	0,1	5,13	0,48	0,03	0,04	497	38,9	10	5,8	15,5	283	68,5	11,3	120	1,48
57837	66,6	14,3	4,6	0,09	0,91	0,09	5,65	0,81	0,02	0,02	530	18	60	6,9	8	317	52,9	11,5	164	0,88
57838	63,7	17,6	4,26	0,42	1,26	2,55	4,13	0,65	0,17	0,2	649	44,3	10	7,6	19,7	213	111,5	20,1	191	1,09

muestras precursoras

muestras del sector El Pluma

factor de enriquecimiento


muestras del sector C° Saavedra

muestras del sector Huevos Verdes


Tabla 4

Composición reconstruida (RC)= FE x Ca

Elemento	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	Ba	Ce	Cr	Nb	Nd	Rb	Sr	Y	Zr
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
57823	138,94	18,31	2,15	0,32	0,59	0,07	4,59	0,71	0,02	0,25	416,6	50,2	34	9,1	20	301	78,29	16,8	200
57824	92,736	21,82	6,149	6,28	2,1	1,96	4,52	0,71	0,19	0,19	367,2	52,3	29	7,3	22	353	111,2	21,5	204
57825	94,896	21,67	5,89	5,83	2,16	1,73	4,55	0,71	0,2	0,2	368,6	53,9	29	7,3	22,8	348	103,5	22,3	206
57826	217,24	24,54	5,918	0,24	1,13	0,08	6,58	0,71	0,03	0,16	520,7	54,2	26	8,7	19,7	542	44,71	21,3	245
57827	83,916	13,28	1,199	0,12	0,52	0,06	4,92	0,71	0,02	0,04	476,3	48,1	22	6,6	19,8	341	54,97	13,8	174
57830	41,106	10,66	5,685	0,11	0,05	0,02	0,05	0,71	0,01	0,18	67,27	34,2	6,2	4,8	17,1	1,92	355,3	44,7	99,2
57831	48,438	11,43	11,43	0,05	0,23	0,03	0,58	0,71	0,02	0,23	101	37	16	5,7	17	23,1	223,9	39,5	122
57832	48,44	8,19	8,785	0,07	0,2	0,04	0,36	0,71	0,01	0,2	208,6	42,2	14	6,2	16	14	305,9	17,3	128
57833	109,74	17,26	1,452	0,16	0,51	0,07	4,75	0,71	0,01	0,04	346,6	37,7	27	7,4	14,4	314	33,84	13,8	184
57834	89	18,75	3,738	0,39	0,8	0,14	6,81	0,71	0,03	0,23	645	54,3	13	7,9	23,8	390	83,5	24,4	196
57835	175,56	20,04	3,428	0,17	0,96	0,13	6,02	0,71	0,04	0,02	459,8	40,1	21	8,8	18,6	389	58,1	14	167
57836	111,74	18,65	4,011	0,15	0,8	0,15	7,59	0,71	0,04	0,06	735,6	57,6	15	8,6	22,9	419	101,4	16,7	178
57837	58,608	12,58	4,048	0,08	0,8	0,08	4,97	0,71	0,02	0,02	466,4	15,8	53	6,1	7,04	279	46,55	10,1	144
57838	69,433	19,18	4,643	0,46	1,37	2,78	4,5	0,71	0,19	0,22	707,4	48,3	11	8,3	21,5	232	121,5	21,9	208

 muestras del sector El Pluma

 muestras precursoras

 muestras del sector Huevos Verdes


 muestras del sector C° Saavedra

Tabla 5

Elemento	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	Ba	Ce	Cr	Nb	Nd	Rb	Sr	Y	Zr
57823	138,94	18,31	2,15	0,32	0,59	0,07	4,59	0,71	0,02	0,25	416,64	50,23	33,60	9,07	19,99	300,72	78,29	16,80	199,92
57824	92,74	21,82	6,15	6,28	2,10	1,96	4,52	0,71	0,19	0,19	367,20	52,27	28,80	7,34	22,03	352,80	111,17	21,46	204,48
57825	94,90	21,67	5,89	5,83	2,16	1,73	4,55	0,71	0,20	0,20	368,64	53,86	28,80	7,34	22,75	348,48	103,54	22,32	205,92
57826	217,24	24,54	5,92	0,24	1,13	0,08	6,58	0,71	0,03	0,16	520,74	54,18	26,30	8,68	19,73	541,78	44,71	21,30	244,59
57827	83,92	13,28	1,20	0,12	0,52	0,06	4,92	0,71	0,02	0,04	476,28	48,06	21,60	6,59	19,76	341,28	54,97	13,82	173,88
57830	41,11	10,66	5,69	0,11	0,05	0,02	0,05	0,71	0,01	0,18	67,27	34,22	6,20	4,84	17,11	1,92	355,26	44,70	99,20
57831	48,44	11,43	11,43	0,05	0,23	0,03	0,58	0,71	0,02	0,23	101,01	36,97	15,60	5,69	17,00	23,09	223,86	39,47	121,68
57832	48,44	8,19	8,79	0,07	0,20	0,04	0,36	0,71	0,01	0,20	208,60	42,21	14,00	6,16	16,03	14,00	305,90	17,29	128,10
57833	109,74	17,26	1,45	0,16	0,51	0,07	4,75	0,71	0,01	0,04	346,61	37,68	27,40	7,40	14,39	313,73	33,84	13,84	183,58
57834	89,00	18,75	3,74	0,39	0,80	0,14	6,81	0,71	0,03	0,23	645,00	54,25	12,50	7,88	23,75	390,00	83,50	24,38	196,25
57835	175,56	20,04	3,43	0,17	0,96	0,13	6,02	0,71	0,04	0,02	459,80	40,13	20,90	8,78	18,60	388,74	58,10	14,00	167,20
57836	111,74	18,65	4,01	0,15	0,80	0,15	7,59	0,71	0,04	0,06	735,56	57,57	14,80	8,58	22,94	418,84	101,38	16,72	177,60
57837	58,61	12,58	4,05	0,08	0,80	0,08	4,97	0,71	0,02	0,02	466,40	15,84	52,80	6,07	7,04	278,96	46,55	10,12	144,32
57838	69,43	19,18	4,64	0,46	1,37	2,78	4,50	0,71	0,19	0,22	707,41	48,29	10,90	8,28	21,47	232,17	121,54	21,91	208,19
precursor	61,15	17,46	1,88	7,51	2,64	2,86	1,31	0,71	0,10	0,12	462,80	45,60	45,00	19,80	7,40	55,40	345,20	22,20	173,00

Cambio de masas (ΔM)=RC-C°

Elemento	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	Ba	Ce	Cr	Nb	Nd	Rb	Sr	Y	Zr
57823	77,79	0,85	0,27	-7,18	-2,05	-2,79	3,29	-0,004	-0,08	0,13	-46,16	4,63	-11,40	-10,93	12,59	245,32	-266,91	-5,40	26,92
57824	31,59	4,36	4,27	-1,22	-0,54	-0,90	3,22	-0,004	0,09	0,07	-95,60	6,67	-16,20	-12,66	14,63	297,40	-234,03	-0,74	31,48
57825	33,75	4,21	4,01	-1,67	-0,48	-1,13	3,25	-0,004	0,10	0,08	-94,16	8,26	-16,20	-12,66	15,35	293,08	-241,66	0,12	32,92
57826	156,09	7,08	4,04	-7,26	-1,51	-2,78	5,28	0,000	-0,07	0,04	57,94	8,58	-18,70	-11,32	12,33	486,38	-300,49	-0,90	71,59
57827	22,77	-4,18	-0,68	-7,38	-2,12	-2,80	3,62	0,003	-0,08	-0,08	13,48	2,46	-23,40	-13,41	12,36	285,88	-290,23	-8,38	0,88
57830	-20,04	-6,80	3,81	-7,39	-2,59	-2,84	-1,25	0,003	-0,09	0,06	-395,53	-11,38	-38,80	-15,16	9,71	-53,48	10,06	22,50	-73,80
57831	-12,71	-6,03	9,55	-7,45	-2,41	-2,83	-0,72	0,000	-0,08	0,11	-361,79	-8,63	-29,40	-14,31	9,60	-32,31	-121,34	17,27	-51,32
57832	-12,71	-9,27	6,91	-7,43	-2,44	-2,82	-0,94	-0,003	-0,09	0,08	-254,20	-3,39	-31,00	-13,84	8,63	-41,40	-39,30	-4,91	-44,90
57833	48,59	-0,20	-0,43	-7,34	-2,13	-2,79	3,45	0,002	-0,09	-0,08	-116,19	-7,93	-17,60	-12,60	6,99	258,33	-311,36	-8,36	10,58
57834	27,85	1,29	1,86	-7,11	-1,84	-2,72	5,51	0,002	-0,08	0,11	182,20	8,65	-32,50	-12,13	16,35	334,60	-261,70	2,18	23,25
57835	114,41	2,58	1,55	-7,33	-1,68	-2,73	4,72	0,001	-0,06	-0,10	-3,00	-5,47	-24,10	-11,22	11,20	333,34	-287,10	-8,20	-5,80
57836	50,59	1,19	2,13	-7,35	-1,84	-2,71	6,29	0,000	-0,06	-0,06	272,76	11,97	-30,20	-11,42	15,54	363,44	-243,82	-5,48	4,60
57837	-2,54	-4,88	2,17	-7,42	-1,84	-2,78	3,67	0,003	-0,08	-0,10	3,60	-29,76	7,80	-13,93	-0,36	223,56	-298,65	-12,08	-28,68
57838	8,28	1,72	2,77	-7,04	-1,27	-0,08	3,20	-0,001	0,09	0,10	244,61	2,69	-34,10	-11,72	14,07	176,77	-223,67	-0,29	35,19

muestras del sector El Pluma

muestras precursoras

muestras del sector Huevos Verdes

muestras del sector C° Saavedra

Tabla 6

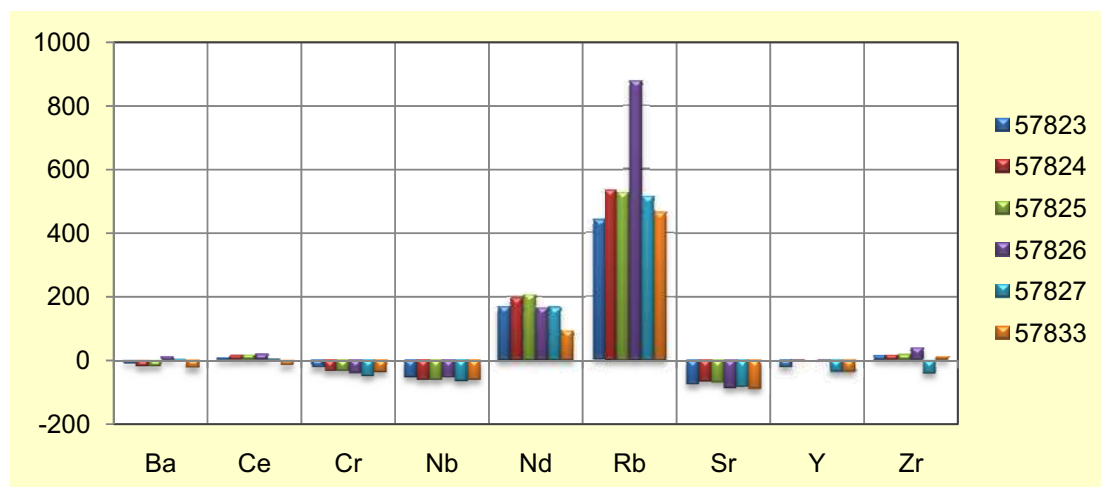


Figura 4.71: Gráfico de barras para las muestras del sector Pluma con la variación en la concentración de los elementos traza e inmóviles.

Para las muestras del sector Huevos Verdes se destaca un notable incremento en el contenido del K_2O y un aumento en el contenido de Fe_2O_3 ; mientras que hay pérdida de los siguientes elementos: CaO , MgO , Na_2O , MnO y P_2O_5 (Fig. 4.72).

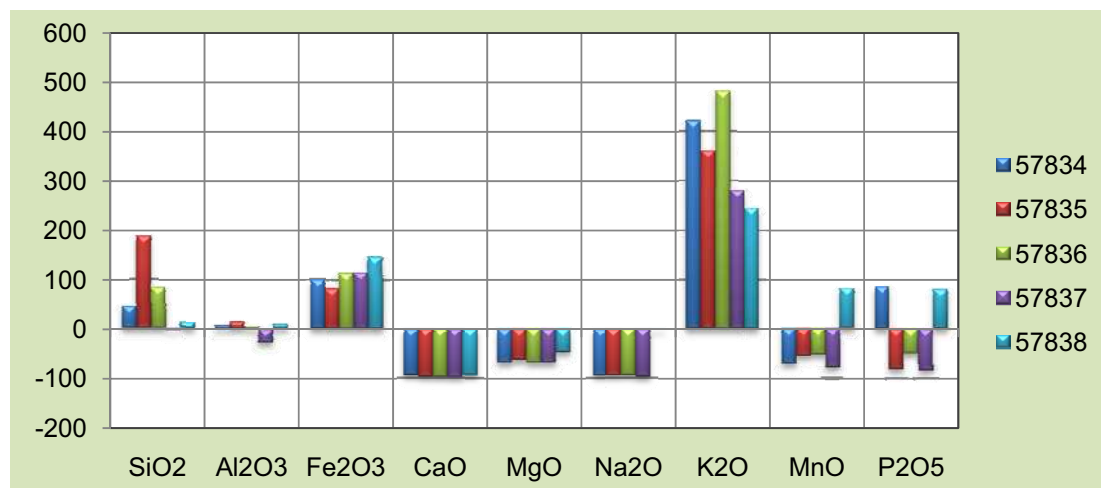


Figura 4.72: Gráfico con la ganancia y pérdida de elementos mayoritarios para las muestras del sector Huevos Verdes, aquí prevalece la alteración argílica intermedia asociada a las vetas.

En la figura 4.73 se puede ver que elementos como el Ce, Cr, Nb, Y y Sr disminuyeron; mientras que el Nd y Rb se incrementaron considerablemente en las muestras de roca de caja de la veta Huevos Verdes.

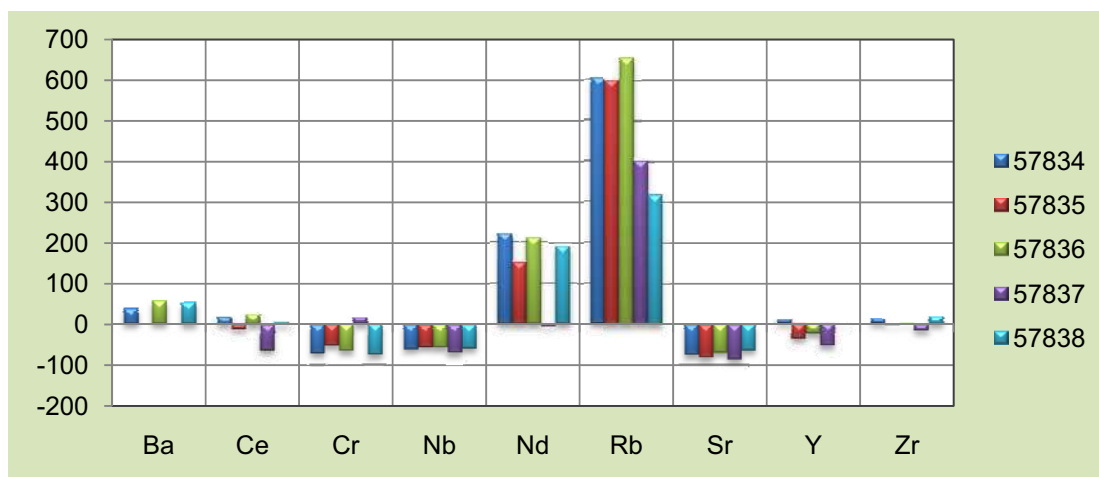


Figura 4.73: Gráfico con el resultado del balance de masas para los elementos trazas e inmóviles en las muestras del sector Huevos Verdes.

En las figuras 4.74 y 4.75 se muestran gráficamente los resultados del balance de masas para las muestras del sector Cerro Saavedra. En este sector casi todos los elementos mayoritarios como el SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , MnO , Na_2O y K_2O sufrieron considerables pérdidas, excepto el Fe_2O_3 y P_2O_5 . Y en cuanto a los elementos minoritarios y traza, estos también disminuyeron en las rocas de este sitio excepto el Nd y el Y.

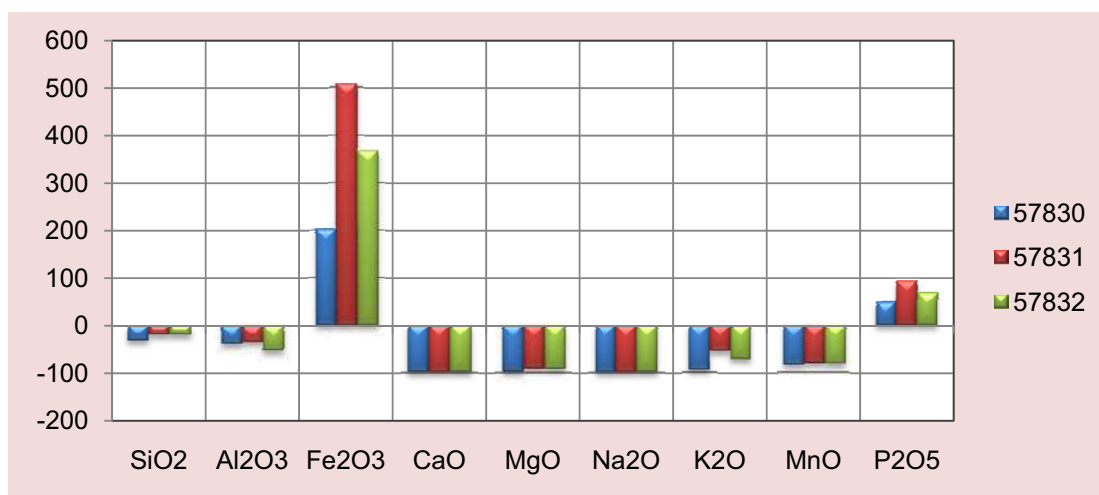


Figura 4.74: Resultado del balance de masas para las muestras del sector Cerro Saavedra. Nótese la considerable disminución en la mayoría de los elementos, excepto el Fe_2O_3 y el P_2O_5 consecuencia de la alteración argílica avanzada que afectó a estas rocas.

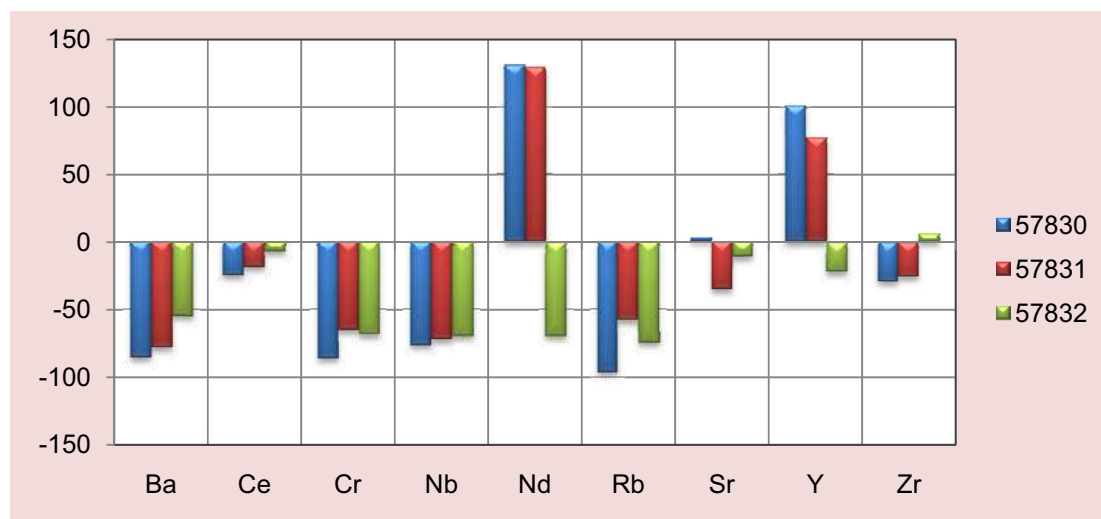


Figura 4.75: Resultado del balance de masas para las muestras del sector Cerro Saavedra. Aquí la mayoría de los elementos experimentaron pérdidas, excepto el Nd y el Y.

Los procesos de alteración quedan plasmados en la magnitud de los tenores de algunos elementos ya que generan una modificación en la concentración, como consecuencia del reemplazo progresivo de los minerales primarios de la roca por minerales hidrotermales. Por ejemplo el potasio es un elemento enriquecido en la proximidad a los sistemas de vetas, siendo más importante cerca de la veta Huevos Verdes. Su incremento se debe probablemente a la presencia de adularia e illita reemplazando a las plagioclasas de la vulcanita.

El Rb es un elemento que sustituye al K en la adularia y la illita; éste también incrementó su concentración en la proximidad a las vetas del sector El Pluma y Huevos Verdes considerablemente.

El Na es un elemento que refleja la transición de rocas poco alteradas a las intensamente alteradas que fueron reemplazadas completamente por minerales hidrotermales. La alteración progresiva genera una pérdida de Na y una ganancia del K a medida que las plagioclasas y feldespatos se destruyen y son reemplazados por adularia y/o illita. Si bien en el sector El Pluma y Huevos Verdes hay pérdida de Na en las rocas, éste fue removido por completo en las rocas del

sector Cerro Saavedra reflejando la gran intensidad de la alteración para ese sector.

La proporción de Sr se vio disminuida en la proximidad a las vetas como consecuencia de la destrucción de las plagioclasas.

La alteración de las plagioclasas a adularia y/o illita también resulta en una pérdida de Ca, aunque hay formación de calcita en un estadio tardío.

El Fe ocurre principalmente en la clorita, pirita, marcasita, illita (más fengítica) que reemplazan a los minerales máficos en los sectores El Pluma y Huevos Verdes. El incremento del Fe para el sector Cerro Saavedra probablemente se deba a la abundancia de vetillas tipo stockwork con pirita, la cual se presenta oxidada.

La ganancia de Si se debe al grado de reemplazo de la roca por sílice y/o a la presencia de cuarzo relleno de cavidades/vetillas en los sitios próximos a las vetas; mientras que en Cerro Saavedra la alteración ácida hizo que la proporción de este elemento disminuya levemente.

El Ca y Mg disminuyen como producto de la ruptura de las plagioclasas, reemplazo de los minerales ferromagnesianos por cloritas y también por el reemplazo de la roca por cuarzo y pirita.

El Ba en las muestras del sector Huevos Verdes y El Pluma permaneció sin ser removido como ocurre en las rocas del sector Cerro Saavedra; o bien porque reemplaza al K en la adularia, illita/sericita o porque reemplaza al calcio en la calcita.

Otra forma de evaluar el metasomatismo K y la mineralogía de alteración es a través de graficar las relaciones molares K/Al y $(2Ca+Na+K)/Al$ (Madiesky y Stanley 1993, Stanley y Madiesky, 1994, y Madiesky, 1996).

La relación $(2Ca+Na+K)/Al$ refleja la preservación del álcalis en la plagioclasa y feldespatos, y la relación K/Al refleja el grado de metasomatismo K

en las rocas alteradas (Madiesky, 1996). En el diagrama de la figura 4.76 la caolinita y la clorita si bien tienen Al, carecen de K, por ello caen en el 0,0; la adularia tiene 1 mol de K y un mol de Al y no tienen Ca y Na; y la relación K/Al es 1, por ello se grafican en 1,1. La biotita también tiene una relación K/Al de 1 y la relación $(2Ca+Na+K)/Al=1$. La muscovita/illita tiene una relación K/Al de 1/3 y la relación $(2Ca+Na+K)/Al$ también de 1/3 con la cual se dibuja en 0,33 y 0,33. La albita carece de K por eso la relación K/Al es 0 y como tiene Na pero no tiene Ca la relación molar $(2Ca+K+Na)/Al$ es 1; y se grafica en 0, 1. La anortita tiene Ca y no Na, por lo tanto al igual que la albita, se grafica en 0,1.

Cuando se produce la pérdida total de Na y Ca las muestras se ubican en la línea caolinita-adularia/biotita y cuando el proceso de alteración es incompleto las muestras caen en el campo triangular ubicado entre la caolinita, clorita, adularia/biotita y plagioclasas.

Las muestras del sector El Pluma y Huevos Verdes caen cerca de la línea illita-adularia/biotita, lo que denota el metasomatismo K que experimentaron estas rocas, mientras que las muestras del sector Cerro Saavedra se ubican próximas a la caolinita, consecuencia de la intensa alteración de dicho sector (Fig. 4.76).

Este diagrama es muy útil para la identificación de los principales minerales de alteración y el grado de metasomatismo potásico que experimentaron las rocas. El incremento del K durante el metasomatismo y la pérdida completa de Na y Ca, hacen que la mayoría de las muestras se ubiquen en la línea caolinita-adularia/biotita y una sola en el campo triangular comprendido entre la caolinita, plagioclasas y adularia/biotita.

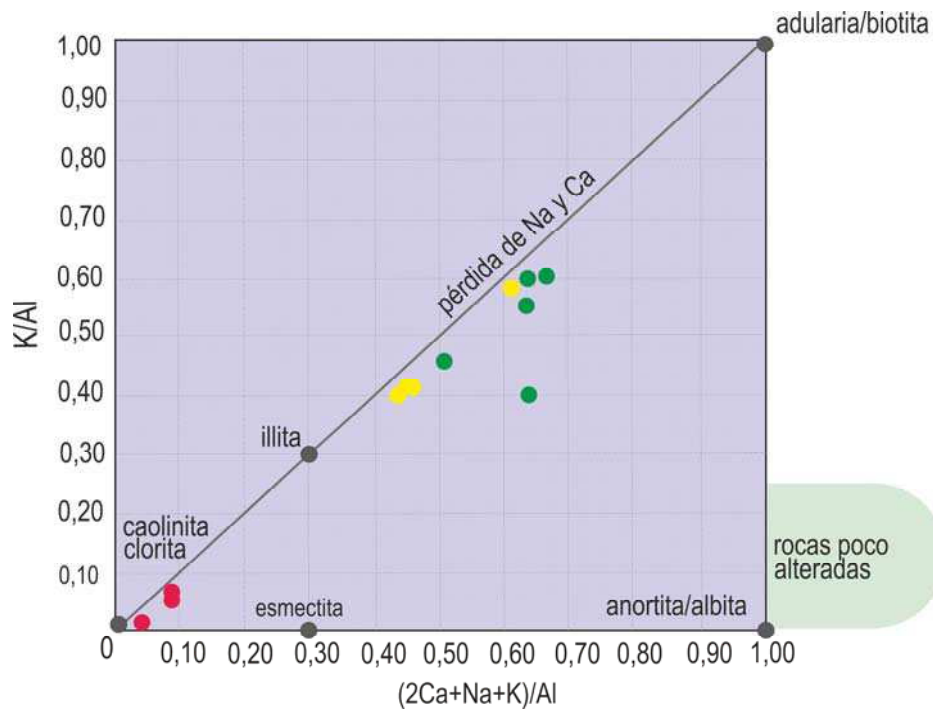


Figura 4.76: Diagrama tomado de Madiesky (1996), donde los círculos negros corresponden a composiciones ideales de los minerales. En rojo las muestras del sector Cerro Saavedra, en verde las del sector Huevos Verdes y en amarillo las del sector El Pluma.

Resultados similares se obtuvieron al graficar los resultados obtenidos al calcular el índice de alteración (AI) de Ishikawa *et al*, 1976 vs el índice de clorita-carbonato-pirita (CCPI). Ambos fueron creados para evaluar la alteración en depósitos de sulfuros masivos pero que también fueron aplicados por Gemmell y Large (1992) y Gemmell (2007) para depósitos epitermales (Fig. 4.77).

En el gráfico AI vs. CCPI se muestra la relación entre la composición de la roca de cada una de las muestras y su mineralogía de alteración (Large *et al.*, 2001a).

El índice de alteración se calcula de la siguiente manera:

$$IA = 100(MgO + K_2O) / (MgO + K_2O + CaO + Na_2O)$$

Este índice es indicador del grado de reemplazo de las plagioclasas por sericita/illita o clorita como consecuencia de la alteración hidrotermal, y guarda una relación inversa con el contenido de Na_2O y CaO .

Por otro lado, se calculó el índice clorita-carbonato-pirita (CCPI), el cual fue desarrollado para reflejar la predominancia de clorita, de carbonatos de Fe y Mg y pirita. Dicho índice se obtuvo como se indica a continuación:

$$\text{CCPI} = 100(\text{FeO} + \text{MgO}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

Altos valores de CCPI indican altos contenidos en FeO y MgO, sugiriendo una intensa alteración con minerales como la clorita, carbonatos, pirita, magnetita o hematita.

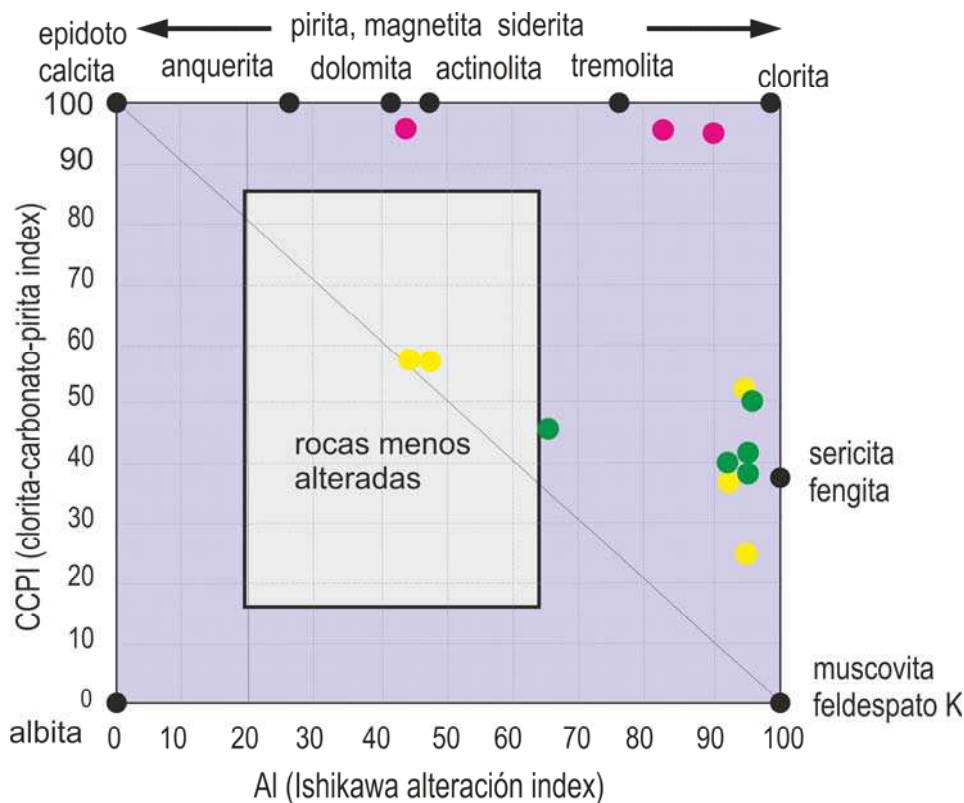


Figura 4.77: Diagrama bivalente Al-CCPI o *Alteration box plot* de Large (2001a). En rosa las muestras del sector Cerro Saavedra, en verde las del sector Huevos Verdes y en amarillo las del sector El Pluma.

Cuando la alteración es muy intensa se producen asociaciones en equilibrio entre unas pocas fases, es por ello que las muestras intensamente alteradas se grafican fuera del cuadrado hacia la posición del mineral dominante.

Las muestras del sector Cerro Saavedra poseen altos valores de CCPI debido a la abundante presencia de pirita en las rocas de dicho sector, mientras que las muestras de los sectores El Pluma y Huevos Verdes se ubican próximas al campo de la sericita/fengita, reflejando el remplazo de las plagioclasas por esos minerales, y a su vez indicando el efecto del metasomatismo K_2O y la pérdida de Na_2O y CaO producto de la alteración.

Conclusión

Los resultados muestran que hay una variación en la concentración de los elementos en función de la localización de las muestras. Los principales elementos cuyas concentraciones permiten definir un gradiente hacia la mineralización son el Si_2O , K_2O , Rb y Ba. De todos ellos el K_2O es uno de los elementos que más se incrementó en la roca de caja de las vetas y se correlaciona con un aumento en la proporción de illita y adularia como minerales hidrotermales en las rocas portadores de K. Este efecto en el enriquecimiento en K_2O y pérdida de Na_2O y CaO es típico en rocas volcánicas que hospedan mineralización epitermal (Simmons y Browne, 1990). Este metasomatismo potásico que experimentaron las rocas se debe al reemplazo de las plagioclasas y minerales máficos por sericita y adularia.

De esta manera podemos confirmar que el incremento en la concentración del K y Rb en una magnitud considerable, con el detrimento en la proporción de Sr, nos indica la proximidad a la zona mineralizada.

La sílice también aumentó notablemente en estas rocas producto de los reemplazos y rellenos de vetillas o cavidades por cuarzo; mientras que otros elementos sufrieron pérdidas como por ejemplo el Ca, Mg, Na y Mn.

La presencia de pirita y otros sulfuros con Fe incrementaron la proporción de este elemento en las rocas principalmente para el sector Cerro Saavedra, donde casi todos los elementos mayoritarios fueron lixiviados. Las considerables pérdidas de todos los elementos en las rocas de este sector marcan un incremento en la intensidad y agresividad de los fluidos, debido al bajo pH y alta temperatura, con un significativo flujo de fluidos a través de dichas rocas y un vector hacia la fuente de los fluidos. Las fallas y fracturas sirven como canales para la circulación de los fluidos hidrotermales que causan alteración de la roca de caja y la formación del sistema de vetas más distal a dicha fuente.

Por otro lado, se puede afirmar que las modificaciones en la composición química de las rocas son consistentes con los minerales de alteración identificados en cada una de las alteraciones detectadas a través de diferentes metodologías.

Los diagramas de Large (2001a) y Madiesky (1996) demostraron ser útiles para relacionar los cambios litogeoquímicos de las rocas con las asociaciones minerales de alteración y la intensidad de la misma, como así también discriminar si se trata de procesos de alteración que aún no están completos.

ANÁLISIS DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

Introducción

Las inclusiones fluidas son interrupciones o defectos en la estructura cristalina de un mineral que han atrapado algún fluido durante su crecimiento. Constituyen pequeñas muestras retenidas de los líquidos, sólidos y gases a partir de los cuales se produjo el crecimiento cristalino y es por ello que se emplean para caracterizar a los fluidos a partir de los cuales se formaron los minerales que las albergan (Roedder, 1984; Goldstein y Reynolds, 1994, Van den Kerhof y Hein, 2001) de allí, importancia para la elaboración de los modelos de depósitos minerales.

Con la finalidad de conocer las características químicas de los fluidos involucrados en la precipitación de la mineralización en el Distrito San José se

llevaron a cabo medidas microtermométricas en cuarzo hidrotermal asociado al pulso de cuarzo que albergan la mayor concentración de la mena del yacimiento. Antes de ensayar las inclusiones se realizaron estudios petrográficos para la determinación de su morfología y geometría, como así también la proporción entre las fases presentes y la estimación de su grado de relleno.

En ellas se determinó la composición del fluido a partir de la temperatura de fusión del hielo y la temperatura mínima de entrapamiento de dicha fase; esta última se obtiene cuando se produce la homogenización de las fases al calentarlas, y desaparece la burbuja que está contenida en su interior.

Resultados

El cuarzo es el mineral hidrotermal más abundante del depósito y aparece repetidamente en los múltiples pulsos que conforman a la veta Huevos Verdes.

Los resultados que se presentan a continuación corresponden a una serie de inclusiones fluidas ensayadas en el cuarzo que aparece junto a los sulfuros que conforman el bandeado tipo ginguro, que aporta la mineralización al yacimiento y al cual se le asocia otro pulso de sílice calcedónica (Fig. 4.78 y 4.79).

Observaciones petrográficas nos indicaron que las inclusiones presentes son escasas y de tamaño pequeño. Los cristales de cuarzo fueron seleccionados cuidadosamente para descartar aquellas muestras que tuvieran evidencias de procesos de recristalización como ser extinción ondulosa, microplumosa, llameante, entre otras. Los cristales estudiados tienen formas euhedrales a subhedrales, con bordes más a menos rectos y formas pseudohexagonales.

En una primera instancia empleando un microscopio petrográfico se observaron los cortes bipulidos para identificar los posibles cristales a ensayar, luego, una vez que fueron reconocidas las inclusiones, se mapearon para que posteriormente sea más sencilla su ubicación a la hora de comenzar con las mediciones.



Figura 4.78 Detalle de las texturas bandedas analizadas en la veta Huevos Verdes. En ella se identifican dos pulsos, uno de cuarzo blanco con escasos sulfuros y otro de cuarzo-sulfuros de color más oscuro, el cual fue ensayado en el laboratorio de Inclusiones Fluidas de la UNS, Bahía Blanca.

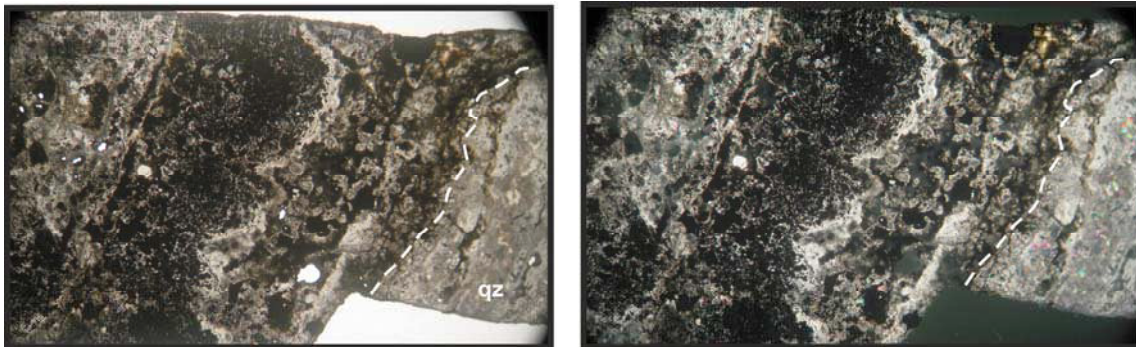


Figura 4.79: Fotografía del pulso de cuarzo-sulfuros de la veta Huevos Verdes, y el cuarzo hidrotermal ensayado vinculado estrechamente a la mineralización. Derecha: lupa binocular sin nicoles, izquierda con nicoles cruzados.

Esta técnica asume que las inclusiones permanecieron como un sistema cerrado desde su entrapamiento hasta su análisis; por lo tanto su densidad y masa son constantes. La temperatura a la que se produce la homogenización de las fases presentes en la inclusión se denomina temperatura de homogenización (T_h) y representa la temperatura mínima a la que se atrapó una inclusión. La temperatura de entrapamiento siempre es igual o mayor a la de homogenización. Otro parámetro que se calculó es la salinidad a partir de la temperatura de fusión del hielo (T_m) (Bodnar, 1993), la cual representa el conjunto de solutos presentes en la solución dentro de un solvente acuoso al momento del atrapamiento de la inclusión fluida.

La morfología de las inclusiones ensayadas fueron principalmente ovoidales, regulares y escasas irregulares, y se descartaron la que presentan morfologías tubulares porque podrían haber sufrido algún fenómeno de pérdida de fluido o estrangulamiento (*necking down*); y nos darían salinidades y temperaturas de homogenización erróneas.

Todas las inclusiones presentaban dos fases a temperatura ambiente: una fase vapor y una líquida siendo esta última la que más predomina de ambas. No se observó en su interior la presencia de pequeños cristales, fase sólida discreta formada cuando los fluidos están sobresaturados. En todas se estimó el grado de relleno (F), a partir de la proporción entre las fases presentes. No se reconocieron inclusiones ricas en fase vapor.

La mayoría de las inclusiones presentan tamaños pequeños, no superan los 20 micrómetros, siendo los valores más frecuentes entre 8 y 15 micrómetros (Fig. 4.80).

Luego se clasificaron genéticamente en base a su distribución, a su ubicación respecto de las caras del cristal, si están en fracturas o bordes del grano. La discriminación genética de las inclusiones es de suma importancia ya que las inclusiones formadas durante la etapa de crecimiento de un cristal (inclusiones primarias) contienen información de los procesos genéticos formadores de los minerales; mientras que las que se forman posteriormente a la cristalización (inclusiones secundarias) se formaron por apertura y circulación de fluidos en microfisuras y albergan fluidos distintos a los que le dieron origen al cristal.

Inclusiones paralelas a las caras del cristal, grupos de inclusiones distribuidas al azar o bien cuando aparecen aisladas, son indicios de que la génesis de las mismas podría ser primaria, mientras que si su disposición es planar, están alineadas alojadas en microfracturas, su forma es muy irregular, son inclusiones muy pequeñas, o con grados de rellenos distintos en inclusiones muy

próximas, es probable que éstas no sean primarias con lo cual es mejor descartarlas.

Las temperaturas de homogenización fueron determinadas en 40 inclusiones, algunas de ellas fueron enfriadas a -120°C y una vez descartada la presencia de CO_2 se enfriaron las restantes a -60°C . Luego se calentaron hasta alcanzar los 350°C . Estas medidas fueron efectuadas en grupos de inclusiones que fueron atrapadas simultáneamente y que conforman asociaciones de inclusiones o FIAs (*fluid inclusion assemblages*), y también en inclusiones aisladas.

Los resultados microtermométricos obtenidos al ensayar las inclusiones primarias y secundarias indican temperaturas de homogenización comprendidas entre 240°C y 326°C ; siendo el promedio $293,5^{\circ}\text{C}$ y salinidades bajas entre 0.5 y 4 % en peso de NaCl equivalente con un promedio es 1,14 % de NaCl equivalente (Tabla 7).

Se confeccionaron los histogramas de distribución de frecuencias para los valores de temperaturas de homogenización y salinidad cuyos resultados se pueden observar en las figura 4.81.

En la figura 4.81 se puede ver que los valores más frecuentes de temperaturas mínimas de entrapamiento están comprendidos entre los 290 y 310°C y que la mayoría de los valores de salinidad se encuentran por debajo del 1% de NaCl.

La figura 4.82 muestra que no hay correlación entre las temperaturas de homogenización de los fluidos en las inclusiones con respecto a sus valores de salinidad del fluido.

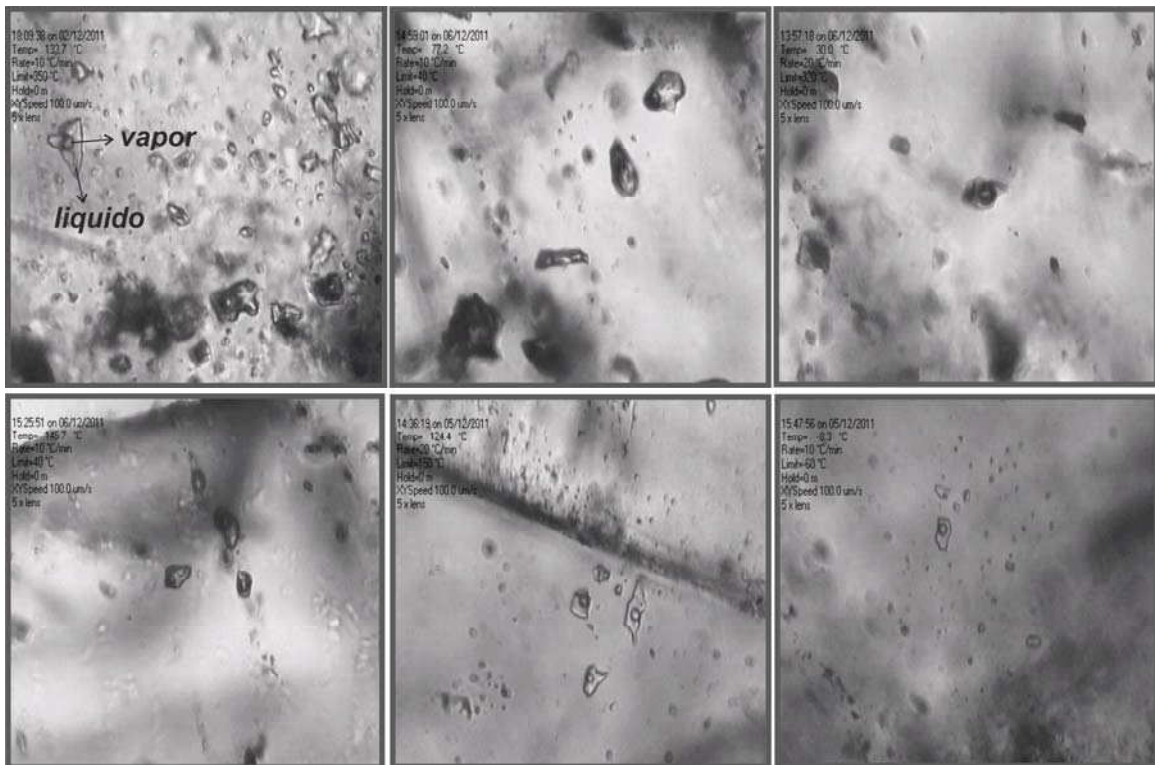


Figura 4.80: Microfotografías de algunas de las inclusiones ensayadas en el Laboratorio de Inclusiones fluidas de la Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología.

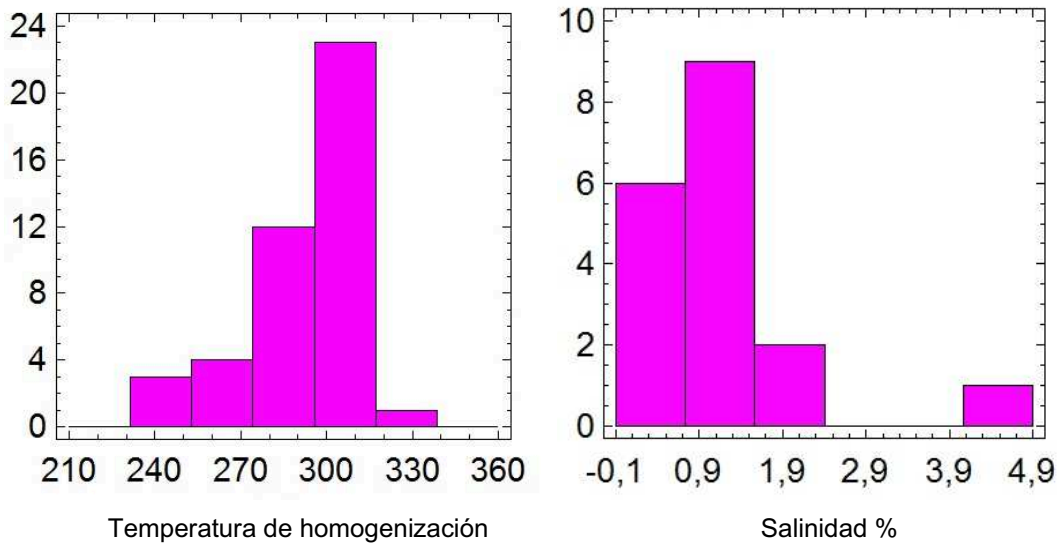


Figura 4.81: Diagrama de distribución de frecuencias: a) temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas analizadas en el pulso de cuarzo con sulfuros de la veta Huevos Verdes y b) % salinidad.

<i>Muestra</i>	<i>Veta</i>	<i>Mineral</i>	<i>Morfología</i>	<i>F</i>	<i>T° Fusión</i>	<i>Salinidad %</i>	<i>T° h</i>
57850-1	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-1	regular	0.8	-0,5	0,88	290
57850-2	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-1	regular	0.9	-0,5	0,88	304
57850-3	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-1	regular	0.9	-0,5	0,88	304
57850-4	Huevos Verdes	cuarzo	regular	0.70	-0,3	0,53	315
57850-5	Huevos Verdes	cuarzo FilAs-2	regular	0.70	-0,3	0,53	305
57850-6	Huevos Verdes	cuarzo FilAs-2	regular	0.9	-0,4	0,7	305
57850-7	Huevos Verdes	cuarzo FilAs-2	regular	0.9	-0,4	0,7	308
57850-8	Huevos Verdes	cuarzo FilAs-2	regular	0.9	-0,4	0,7	310
57850-9	Huevos Verdes	cuarzo FilAs-2	regular	0.7	-0,4	0,7	326.6
57850-10	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-3	regular	0.7	-0,5	0,88	305
57850-11	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-3	regular	0.7	-0,5	0,88	310
57850-12	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-3	regular	0.7	-0,5	0,88	310
57850-13	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-3	regular	0.7	-0,5	0,88	310
57850-14	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-3	regular	0.7	-0,5	0,88	310
57850-15	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-3	regular	0.7	-0,5	0,88	310
57850-16	Huevos Verdes	cuarzo FIAs-3	regular	0.7	-0,5	0,88	310
57852-3	Huevos Verdes	cuarzo FiAs-4	irregular	0.9			295
57852-4	Huevos Verdes	cuarzo FiAs-4	irregular	0.9			295
57852-5	Huevos Verdes	cuarzo FiAs-4	irregular	0.9			295
57852-6	Huevos Verdes	cuarzo FiAs-4	irregular	0.9			315
57852-7	Huevos Verdes	cuarzo FiAs-4	irregular	0.9			315
57852-8	Huevos Verdes	cuarzo FiAs-4	irregular	0.9			315
57852-10	Huevos Verdes	cuarzo	irregular	0.95			280
57852-11	Huevos Verdes	cuarzo	irregular	0.95			300
57852-12	Huevos Verdes	cuarzo	tubular	0.95	-2,5	4,18	292
57851-1	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.90	-0,9	1,57	250
57851-2	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.90	-0,9	0,88	245
57851-3	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.90	-0,9	0,88	260
57851-4	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.90	-0,5	0,88	260
57851-5	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.90	-0,8	1,4	315
57853-1	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.70	-0,4	0,7	280
57853-2	Huevos Verdes	cuarzo	regular	0.70			305
57853-3	Huevos Verdes	cuarzo	regular	0.70			290
57853-4	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.8			270
57853-5	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.8			280
57852-13	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.9	-0,3	0,53	260
57852-15	Huevos Verdes	cuarzo	irregular	0.9			280
57852-16	Huevos Verdes	cuarzo	irregular	0.9			245
57852-17	Huevos Verdes	cuarzo	ovoidal	0.9			300
57852-18	Huevos Verdes	cuarzo	irregular	0.9			300

Tabla 7: Resultados de los análisis microtermométricos de la veta Huevos Verdes.

(FIAs= fluid inclusion assemblages)

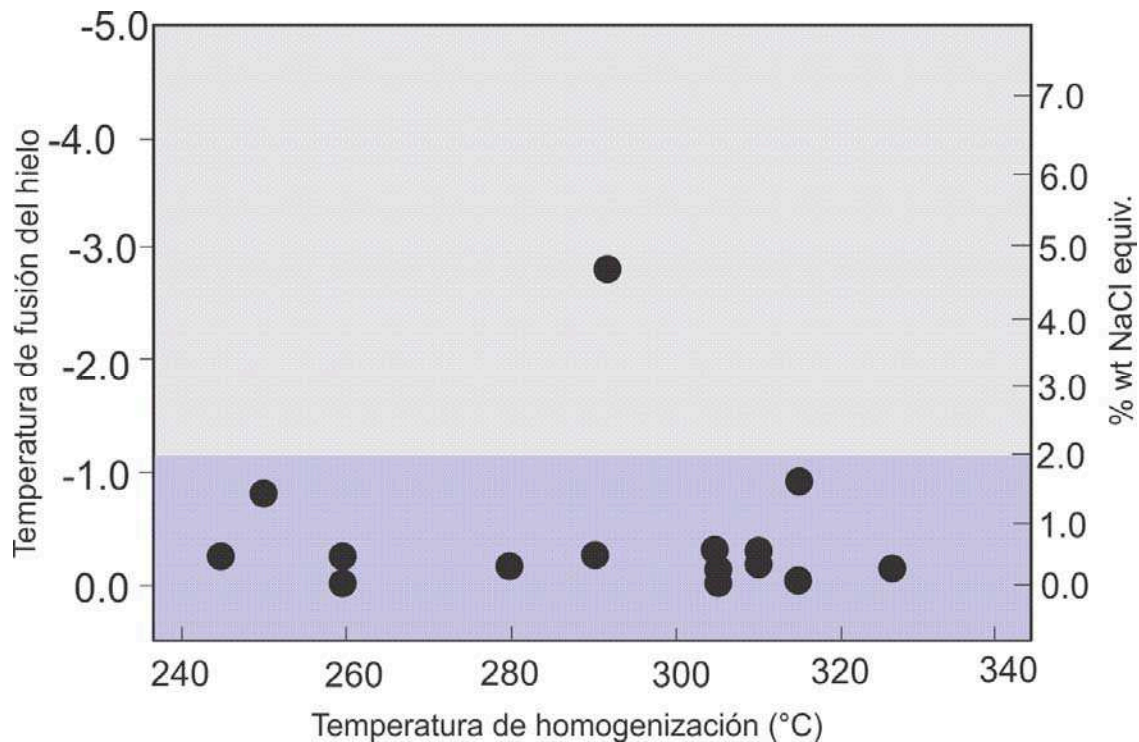


Figura 4.82: Diagrama de temperatura de homogenización versus temperatura de fusión del hielo y salinidad (% NaCl eq).

Por otro lado, también fueron volcados estos resultados en el diagrama de Wilkinson (2001) a fin de ubicar los datos dentro de una tipología de depósito mineral. Las muestras de Huevos Verdes, de acuerdo a sus valores de temperatura y salinidad, caen dentro del campo de los depósitos epitermales (Fig. 4.83) donde las condiciones de formación de estos yacimientos comprenden temperaturas que van desde los 150°C y hasta los 300°C, aunque pueden ser mayores en algunos casos, y profundidades desde la superficie de 1 a 2 km con presiones de varios centenares de bares (Berger y Eimon, 1983; Heald *et. al.*, 1987; Sillitoe, 1988; Reyes, 1990 y 1991), lo cual concuerda con los resultados obtenidos en los ensayos realizados.

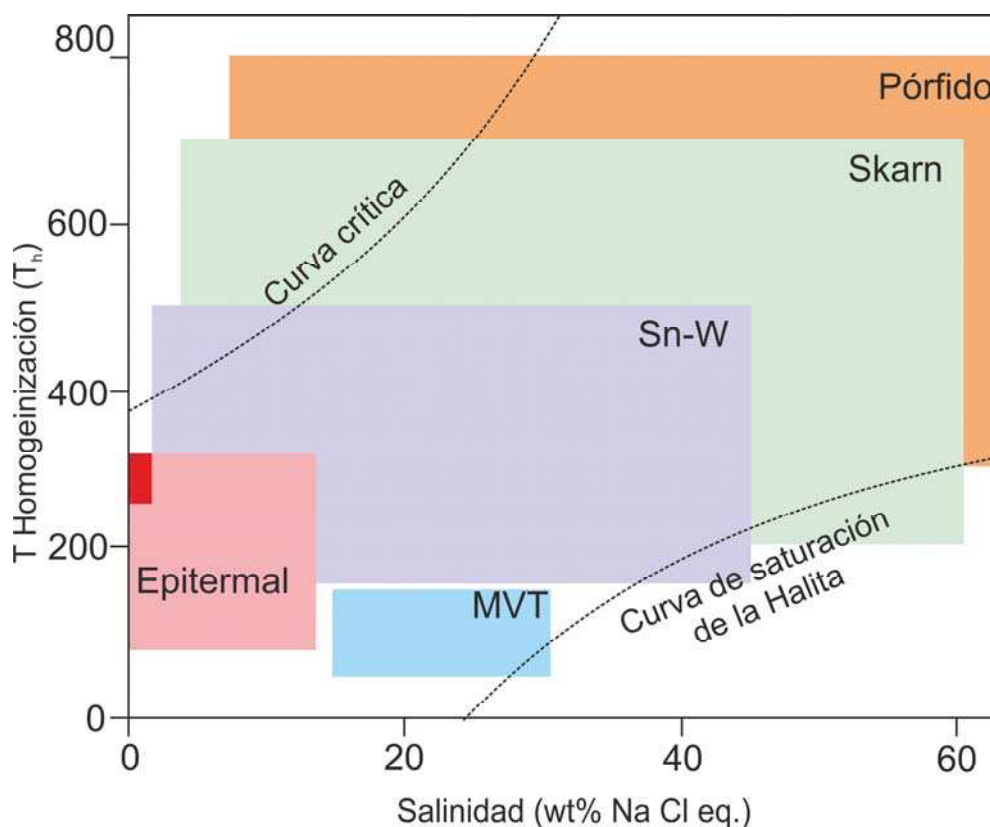


Figura 4.83: Diagrama de Wilkinson, 2001 con las diferentes tipologías de yacimientos minerales y sus respectivas T_h y % de salinidad de NaCl eq. En rojo se marcan los resultados obtenidos del análisis de las inclusiones fluidas de la veta Huevos Verdes en el pulso bandeado de cuarzo-sulfuros.

Varios autores señalaron que los mecanismos más importantes para la precipitación de la mineralización en los depósitos epitermales son la mezcla de fluidos y ebullición (Giggenbach y Stewart, 1982). En base a las observaciones petrográficas realizadas en la veta Huevos Verdes se pudo reconocer tres de las cuatro evidencias mineralógicas y texturales definidas por varios autores como Browne y Ellis, 1970; Henley, 1985, Hedenquist, 1986, Hedenquist *et al.* 2000, Camprubí y Albinson (2006) de que el sistema hidrotermal experimentó ebullición; las cuales se enumeran a continuación:

1-La presencia de adularia rómbica (Dong Y Morrison, 1995) formada a partir del fluido (Fig. 4.84). La calcita y adularia son comunes en sistemas geotermales activos vinculadas a zonas de ebullición (Browne, 1978), con lo cual la coexistencia de ambas es un buen indicador de ebullición.

Cuando el sistema entra en ebullición se produce la liberación de CO₂ como vapor generando un aumento en el pH del fluido que cambia la estabilidad de la illita y hace que precipite adularia a partir del fluido (Browne y Ellis, 1970 y Hedenquit, 1986) como puede verse en la reacción 1, al igual que decrece marcadamente la solubilidad de los carbonatos, según la reacción 2.

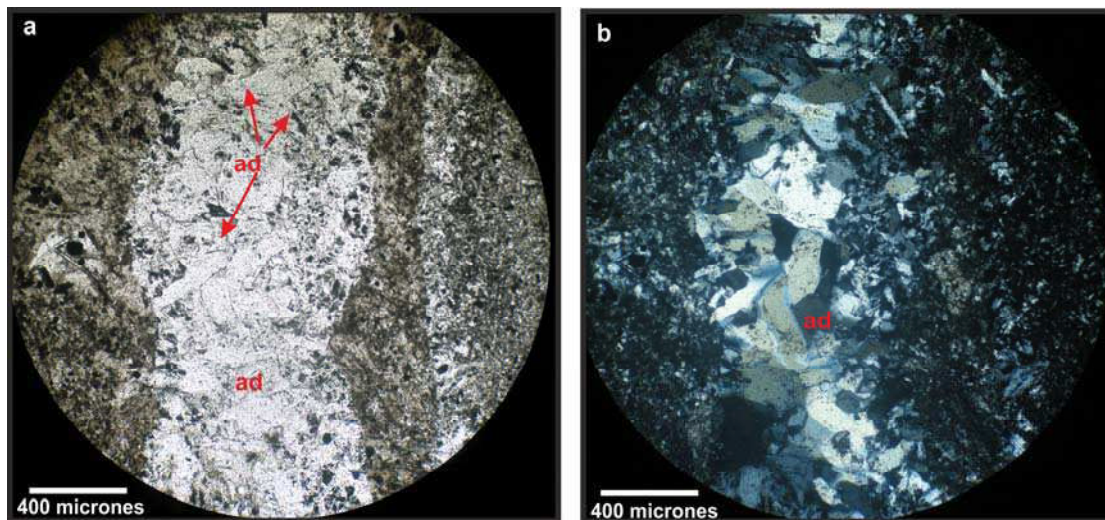


Figura 4.84: Fotografía de agregado de adularia rómbica; a) sin nicoles y b) con nicoles cruzados.

2-Hay calcita hojosa reemplazada por cuarzo; la liberación del CO₂ producto de la ebullición causa una sobresaturación en calcita. (Fig. 4.85).



Figura 4.85: Fotografía de cuarzo pseudomorfo de calcita en Huevos Verdes clavo sur.

3- La presencia de calcedonia junto al pulso de cuarzo con sulfuros que conforman el bandeado tipo guinguro que alberga la mineralización.

La ebullición acompañada de la pérdida de vapor, junto al descenso rápido de la temperatura; genera una sobresaturación en sílice en el fluido y su depositación.

La depositación de sílice amorfa requiere la supersaturación en sílice de la solución con respecto al cuarzo y por lo general indica cambios bruscos en las condiciones físico-químicas de la solución. Como se verá en el capítulo 5, estos cambios también afectan la capacidad de la solución de transportar metales.

Como se puede observar en la figura 4.86, en un enfriamiento por conducción sin ebullición la saturación en sílice amorfa se logra a bajas temperaturas (trayectoria 1), mientras que si a la saturación en sílice le sigue la ebullición con la consecuente pérdida de vapor, la saturación en sílice amorfa y su depositación se logra a temperaturas mayores (trayectoria 2).

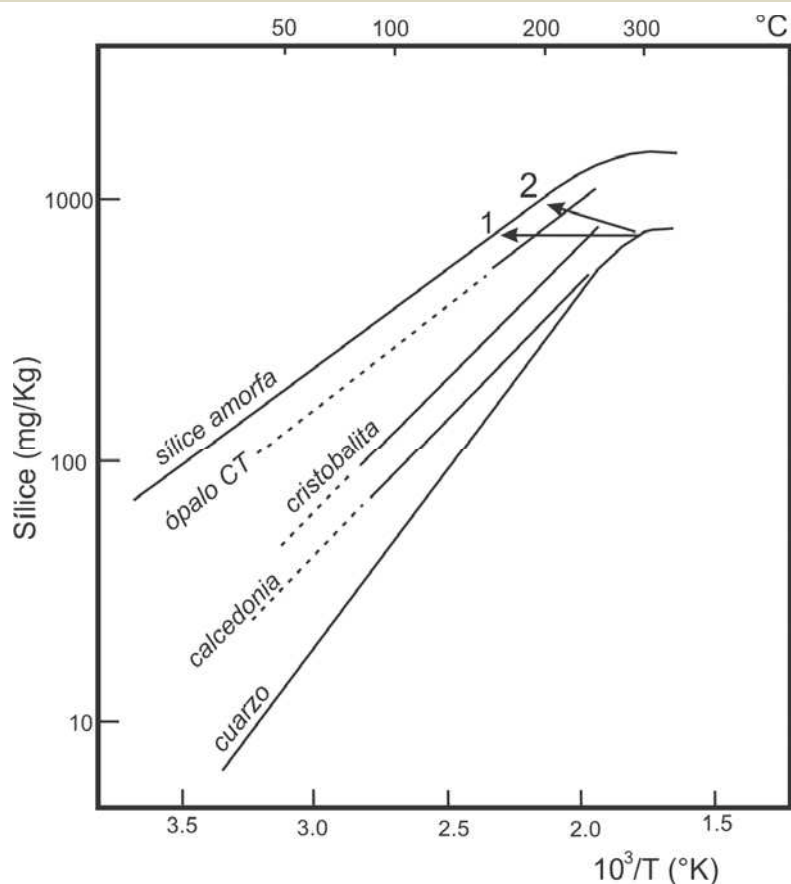


Figura 4.86: Curvas de solubilidad de las fases silíceas en agua; a la presión de vapor de la solución para un rango de temperatura de entre 20 y 300°C, elaborado por Fournier 1985. Trayectoria 1: saturación de sílice a bajas temperatura, sin ebullición y trayectoria 2: saturación de sílice a mayor temperatura consecuencia de la ebullición.

Los datos microtermométricos obtenidos en las muestras de la veta Huevos Verdes también fueron volcados en el diagrama de Hass, 1971 (Fig. 4.86). En él se puede determinar la profundidad mínima por debajo del paleo-nivel freático donde se produce la formación del depósito en función de la temperatura de homogenización de las inclusiones en condiciones de presión hidrostática. Para ello se calculó la temperatura de homogenización promedio y salinidad promedio de todas las inclusiones medidas y se graficaron, lo cual nos permitió estimar una profundidad mínima de 900 metros.

Campurubí y Albison, 2006 definen tres tipos de depósitos epitermales en función de la existencia o no de ebullición: depósitos de ebullición profunda (*deep*

vein type), que suelen ser cuerpos minerales ciegos relacionados con fluidos hidrotermales que inician la ebullición a $> 300^{\circ}\text{C}$ y profundidades >1000 metros debajo de la paleosuperficie y se dispersan lateralmente en el sistema hidrológico (Fig. 4.87); mientras que los depósitos de ebullición somera (*o hot spring type*), aparecen a unos 300-400 metros de la paleosuperficie, relacionados al retraso de la ebullición de los fluidos ascendentes en el sistema hidrotermal (Saunders, 1996). Y por último hay depósitos profundos sin ebullición, relacionados con fluidos sobrepresionados, sin experimentar ebullición, que ascienden como líquidos (Albinson, 1988).

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, se desprende que el sistema de vetas epitemales del Distrito San José corresponde al tipo de depósito epitermal de ebullición profunda de acuerdo con lo tipificado por Campurubí y Albinson, 2006, con una mineralización rica en plata y con contenidos anómalos en metales base.

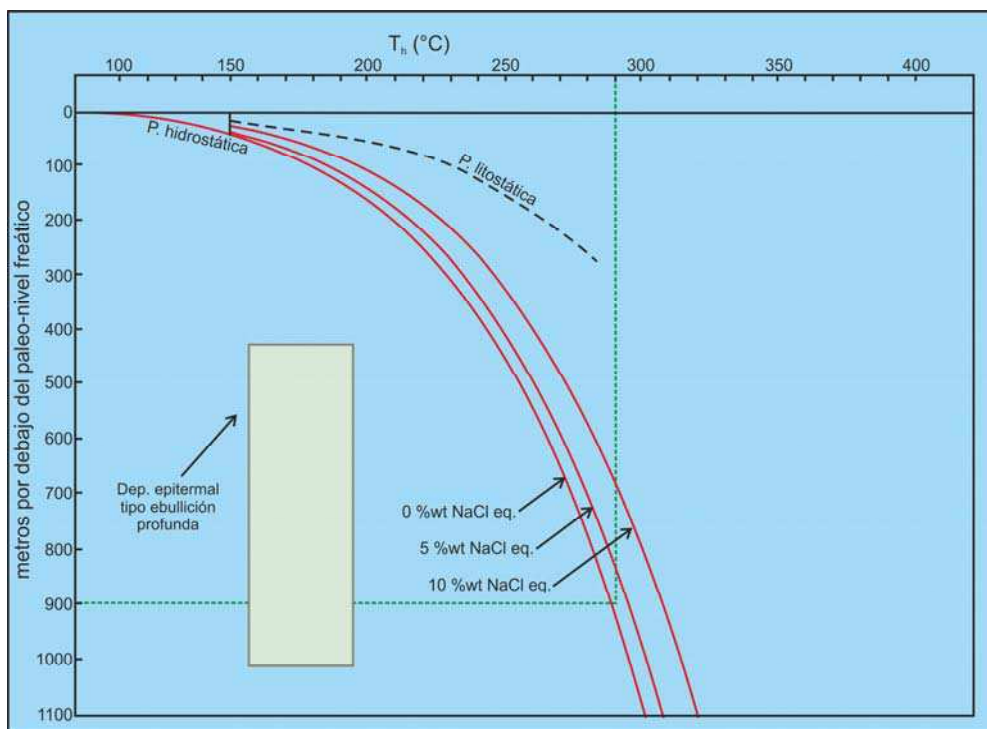


Figura 4.86: Diagrama de Hass, 1971, aquí se pueden observar las curvas de ebullición del agua con diferentes contenidos de NaCl versus la profundidad por debajo del paleo-nivel freático en condiciones de presión hidrostáticas.

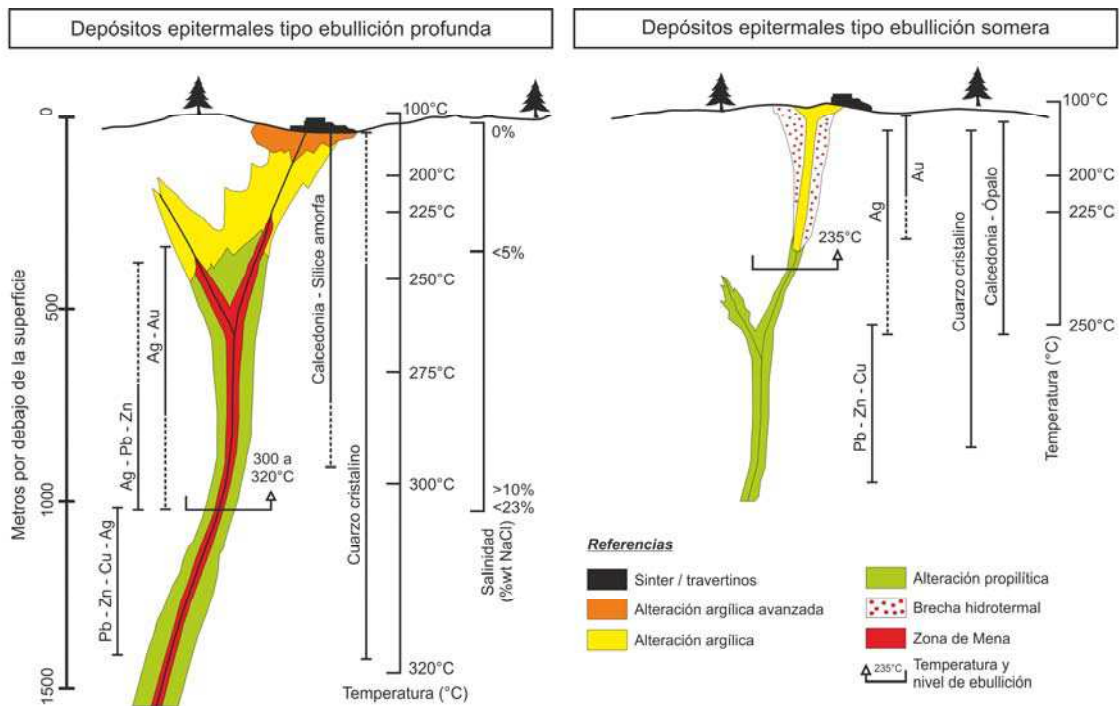


Figura 4.87: Tipos de depósitos epitermales, según su profundidad de formación (Albinson, 2001).

Si bien la profundidad a la cual se formó el depósito epitermal se estimó a partir de los datos de las inclusiones fluidas, otro parámetro útil para su aproximación son las asociaciones de minerales de alteración (Fig. 4.88).

Muchos de los minerales se forman como consecuencia de la ebullición, y su distribución está condicionada por la temperatura (Hedenquist *et al.*, 2000).

La mineralogía de alteración identificada en la roca de caja de la veta Huevos Verdes concuerda con la profundidad de formación del depósito calculada a partir del análisis de las inclusiones fluidas en el cuarzo. Siendo los más abundantes en las zonas adyacentes a la veta: illita/esmectita, illita y sericita.

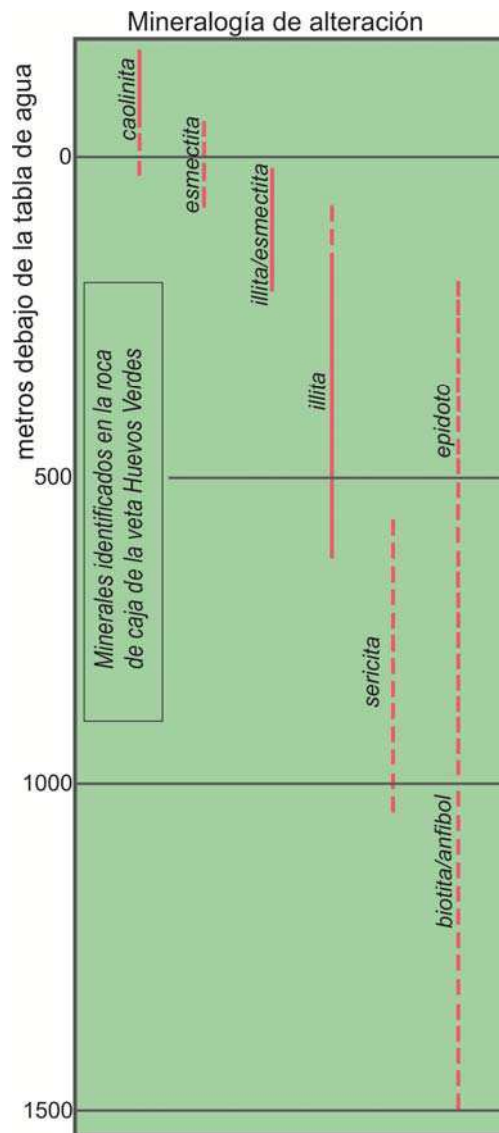


Figura 4.88: Distribución de los minerales de alteración en la roca de caja en función de la profundidad. Tomado de Hedenquist *et al.*, 2000.

Conclusión

Los resultados obtenidos en las inclusiones ensayadas en el cuarzo hidrotermal de las veta Huevos verdes arroja valores que se encuentran dentro del rango establecido para los depósitos epitermales. El cuarzo precipitó a partir de fluidos muy diluidos, de muy baja salinidad con una temperatura promedio de 293,5°C.

Fueron reconocidas en la veta tres de las cuatro evidencias mineralógicas y texturales de la presencia de ebullición, como ser la presencia de calcita hojosa, la presencia de adularia rómbica y la presencia de sílice amorfa, con lo cual y de acuerdo con el esquema de clasificación de Albinson (2001) la formación del sistema de vetas es profunda, sin aflorar en superficie y con temperaturas de ebullición que pueden ser iguales o mayores a los 300°C y profundidades que pueden superar los 1000 metros.

El cuarzo que hospedaba las inclusiones que fueron ensayadas se formó a partir de soluciones empobrecidas en gases; ya que el proceso de ebullición conlleva a la liberación de CO₂. De esta manera, se explica la falta de CO₂ en las inclusiones fluidas analizadas ya que su formación fue posterior a la precipitación de calcita y adularia.

Las asociaciones de minerales de alteración reflejan una profundidad de formación del depósito equiparable a la obtenida a través de los ensayos de inclusiones fluidas.

IDENTIFICACIÓN Y MAPEO DE MINERALES DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL CON IMÁGENES ASTER

En el Macizo del Deseado han sido identificados diversos sectores con evidencias de actividad hidrotermal, algunos de los cuales se encuentran estrechamente vinculados a mineralizaciones de interés económico, como ocurre en el Distrito Minero San José, en donde actualmente se explota un depósito epitermal sulfuración intermedia.

Las imágenes del sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) se destacan entre las más usadas para detectar minerales de áreas de alteración hidrotermal.

La utilización de imágenes ópticas multiespectrales constituye una herramienta efectiva para la cartografía geológica y la detección de rocas afectadas por procesos hidrotermales en distintos ambientes geológicos (Rowan

et al. 2006; Ninomiya, 2004, entre otros) y en otros sectores del Macizo del Deseado (Marchionni y Mykietiuik, 2005; Marchionni y Schalamuk, 2010).

El objetivo de este apartado es dar a conocer los resultados de las diversas metodologías de análisis digital sobre las imágenes ASTER para la identificación de las zonas de alteración hidrotermal, y cuyos resultados han sido contrastados con los mapas de alteraciones generados a partir de trabajos de campo y de laboratorio. Las metodologías empleadas en este sector del Macizo del Deseado podrían servir de referencia para la ejecución de futuros trabajos exploratorios en la región.

Generación de composiciones color entre bandas

El empleo de las imágenes multiespectrales ha sido implementado por numerosos autores para estudios mineralógicos y litológicos, como así también para el mapeo de zonas de alteración hidrotermal, ya que se manifiestan como anomalías espectrales las cuales pueden distinguirse debido a su respuesta espectral característica.

El sensor ASTER, transportado por el satélite Terra, fue puesto en órbita el 18 de diciembre de 1999. Este sensor adquiere imágenes multiespectrales a través del visible, infrarrojo cercano, infrarrojo de ondas cortas y el térmico. El rango espectral de este sensor fue seleccionado para la detección de los principales rasgos de absorción de los minerales de alteración, el cual está separado en tres subsistemas con un total de 14 bandas. Las principales características espaciales y espectrales de las imágenes ASTER de TERRA se presentan en la tabla 8.

Este sensor, a su vez, tiene la capacidad de generar modelos digitales de elevación (DEM) para una misma escena, ya que el subsistema VNIR (visible e infrarrojo cercano) posee dos telescopios, uno de ellos con visión nadir y el otro con vista hacia atrás (*backward*).

VNIR		SWIR		TIR	
Bandas	Rango (μm)	Bandas	Rango (μm)	Bandas	Rango (μm)
1	0,52-0,60	4	1,600-1,700	10	8,125-8,475
2	0,63-0,69	5	2,145-2,185	11	8,475-8,825
3	0,76-0,86	6	2,185-2,225	12	8,925-9,275
		7	2,235-2,285	13	10,25-10,95
		8	2,295-2,365	14	10,95-11,65
		9	2,360-2,430		
Resolución 15 m		Resolución 30 m		Resolución 90 m	

Tabla 8: Cobertura espectral y espacial del sensor ASTER del satélite TERRA.

La posibilidad de discriminar alteraciones hidrotermales de distinto tipo se ve condicionada por la resolución espectral y espacial de las imágenes utilizadas. Las imágenes LANDSAT, utilizadas tradicionalmente, si bien permiten el reconocimiento de áreas de alteración hidrotermal (argilización-oxidación), son insuficientes para discriminar las asociaciones minerales de las alteraciones detectadas (Marchionni, 2007). En los últimos años, las imágenes ASTER han desplazado a las anteriores, ya que ofrecen una mayor potencialidad en este sentido, producto de la mayor resolución espacial y espectral de sus sensores. Si bien las características de los datos ASTER son aplicables a múltiples estudios de todos los recursos naturales, las capacidades espectrales, radiométricas y geométricas de este sensor fueron diseñados para estudios geológicos exhaustivos como el mapeo litológico, mapeo de zonas con alteración hidrotermal, óxidos de hierro o la identificación de los minerales de alteración hidrotermal, rocas con contenidos de sílice, generar modelos de elevación digital del terreno, entre otras tantas aplicaciones.

Para el análisis digital de la imagen se utilizó una imagen del sensor ASTER del satélite TERRA de nivel L1B, adquirida en el mes de Octubre del 2003. Esta imagen fue ortorectificada por el SEGEMAR a través del empleo del software SILCAST (*Sensor Information Laboratory Corp*), el cual genera un DEM relativo por estero-correlación de las bandas 3N y 3B, sin usar puntos de control a una resolución de 30 metros y luego orto-rectifica la imagen utilizando dicho DEM.

Cada una de las bandas del VNIR y del SWIR fueron calibradas para convertir los niveles digitales (ND) a valores de radiancia, utilizando los

coeficientes de calibración de ASTER y los datos de ganancia del *header* de la imagen. Todas las bandas del VNIR y del SWIR fueron remuestreadas a 15 m para poder realizar operaciones que involucraran bandas de los distintos subsistemas.

En una primera etapa, y para realizar un reconocimiento geológico preliminar, se realizaron varias composiciones color, una de ellas para el subsistema VNIR (RGB: 321), dos composiciones color con las bandas del subsistema SWIR (RGB: 459 y 864) y una composición color que involucra bandas de ambos subsistemas (RGB 431), las cuales se presentan en la figura 4.78.

En dichas composiciones color se pueden observar las principales unidades geológicas del área: los depósitos glaciafluviales al oeste del Río Pinturas, los afloramientos de las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike y los basaltos terciarios. En las composiciones color RGB: 459 y 431 se pueden distinguir claramente las áreas de alteración reconocidas en tonalidades rojizas anaranjadas y en la composición color RGB: 864 en tonalidades azuladas.

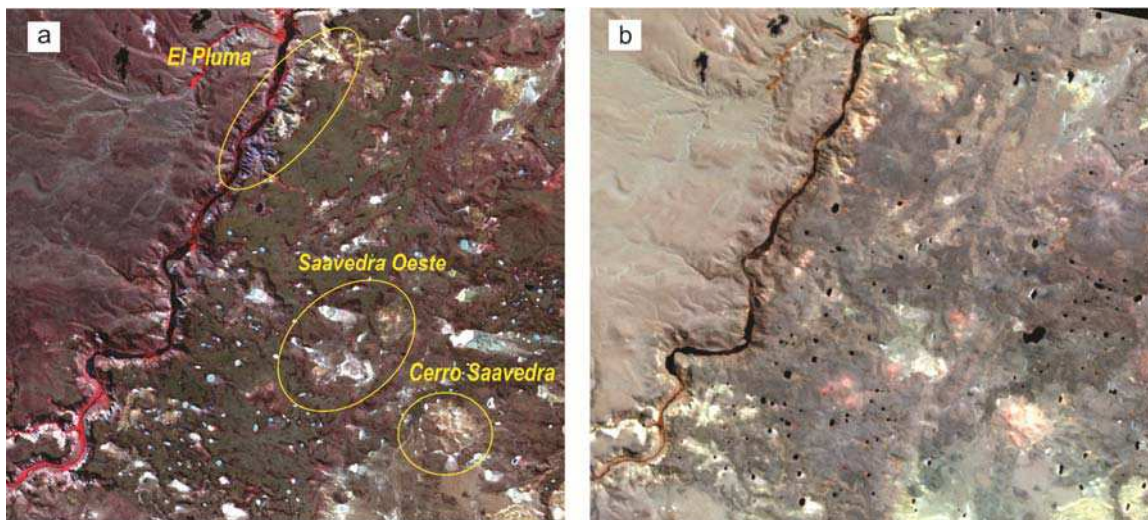


Figura 4.89: Composiciones color de la imagen ASTER donde se observan las principales áreas de alteración: a) RGB 321, b) RGB 459, continúa en la página siguiente.

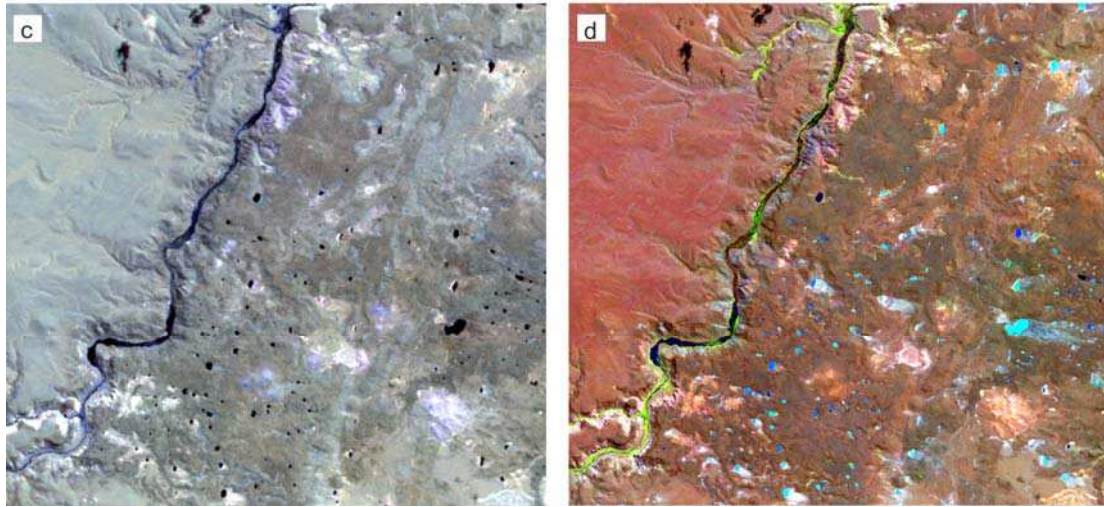


Figura 4.78: Continuación página anterior; composiciones color de la imagen ASTER donde se observan las principales áreas de alteración: c) RGB 864 y d) RGB 431.

Generación de cocientes

Con la finalidad de mapear las áreas de alteración hidrotermal y discriminar los diferentes tipos (alteración argílica y argílica avanzada), se analizaron las firmas espectrales de los minerales diagnósticos de cada uno de ellos: illita, alunita y caolinita para la alteración argílica, y argílica avanzada respectivamente, poniendo especial atención a las bandas de absorción características los mismos. En líneas generales, las arcillas poseen una fuerte absorción en el rango 2.160 a 2.200 nm (Hunt y Salisbury, 1979), que se debe a la vibración del enlace Al-OH, y que se manifiesta en las bandas 5 y 6. Por el contrario la reflectancia es más elevada para estos minerales en el intervalo de longitudes de onda que corresponde a la banda 4.

En la figura 4.79 se ilustra la respuesta espectral para los principales minerales diagnósticos de cada tipo de alteración hidrotermal identificada en el área.

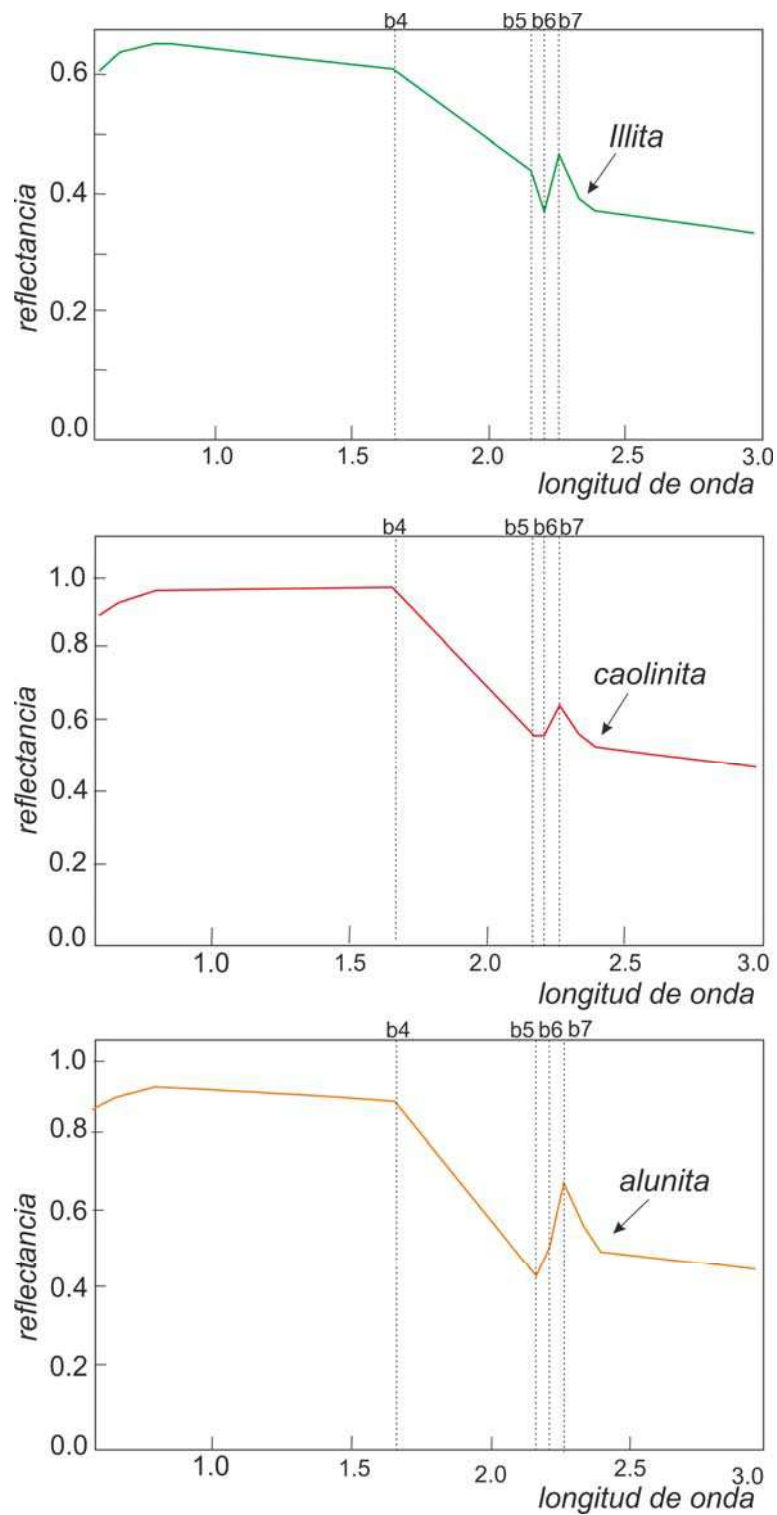


Figura 4.79: Espectros de reflectancia de la biblioteca espectral del USGS de los principales minerales de alteración identificados en el área de estudio: illita, caolinita y alunita.

De acuerdo con la figura 4.79 los minerales del sector El Pluma (illita, Illita/esmectita) presentan una fuerte absorción es la banda 6, mientras que los minerales del sector cerro Saavedra (caolinita y alunita) en la banda 5.

Sobre esta base y a los fines de mapear las alteraciones hidrotermales presentes en el área, se generaron imágenes de cocientes con las bandas del SWIR que involucran dichos intervalos, a fin de resaltar la presencia de los minerales arcillosos, teniendo en cuenta la respuesta diferencial de las alteraciones de ambos sectores. El resultado de esta operación es una imagen de cocientes producto de la división de los niveles digitales de cada pixel de una banda utilizada en el numerador, por otra empleada como denominador.

Se utilizaron las bandas donde las arcillas presentan mayor reflectancia en el numerador y las bandas donde se presentan los picos de absorción en el denominador, para de esta manera realzar la respuesta de los píxeles que reúnan estas condiciones. Luego se generaron los cocientes 4/5, 4/6 y 4/7 (Fig. 4.80). El cociente 4/5 permite distinguir la presencia de minerales de alteración como alunita, caolinita, pirofilita y dickita, los cuales tienen una fuerte absorción en la banda 5. El cociente 4/6 en cambio, permite realzar la presencia de minerales como sericita, illita, illita/esmectita y esmectita que tienen una fuerte absorción en la banda 6. Y por último, el cociente 4/7 resulta de utilidad para la identificación de zonas con alteración hidrotermal.

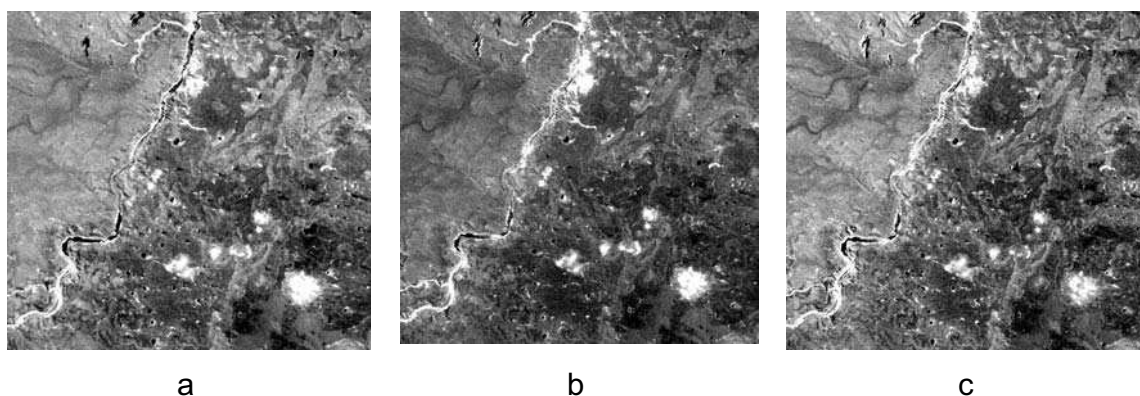


Figura 4.80: Cocientes entre bandas para la detección de áreas de alteración: a) 4/5, b) 4/6, c) 4/7.

A partir de los cocientes obtenidos, se generó una composición color, asignando los cocientes 4/5 al canal rojo, 4/6 al canal verde y 4/7 al canal azul. En esta composición, el color final de cada píxel dependerá del aporte de cada uno de los cocientes y de su asignación a los canales rojo, verde y azul. Como puede observarse en la figura 4.81, la alteración del sector El Pluma aparece de colores blanco, verdes y amarillos, según la abundancia relativa de los minerales mencionados, mientras que en los sectores Saavedra Oeste y Cerro Saavedra los colores que predominan son el blanco y el amarillo. Los colores blancos se deben a que esos sitios ofrecen respuestas elevadas en todos los cocientes de la composición, mientras que los sectores que se observan en amarillo dominan los minerales de los dos primeros grupos.

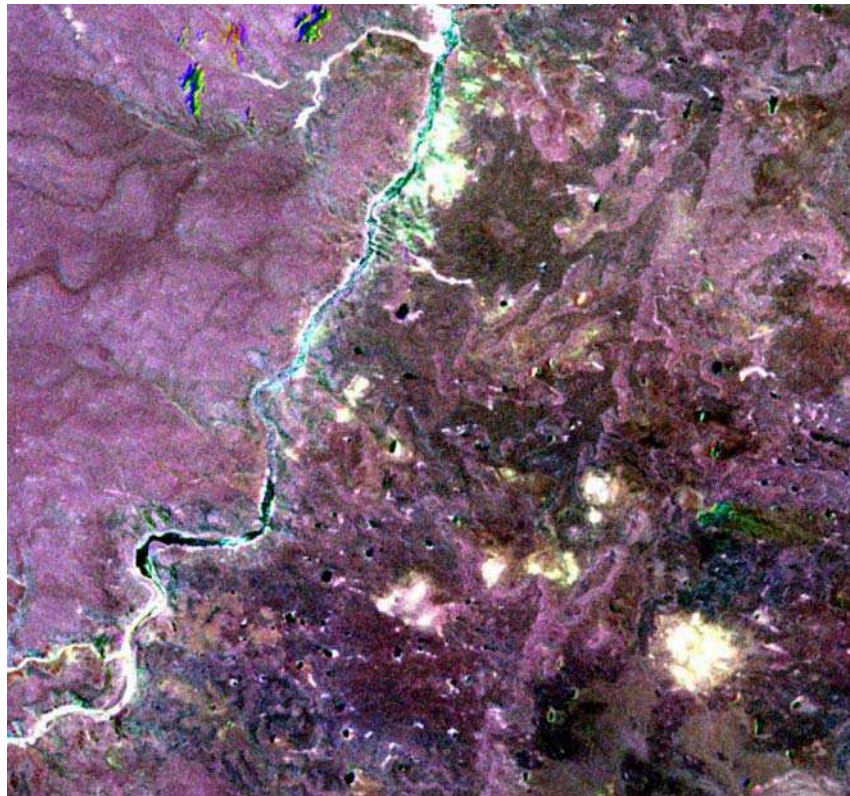


Figura 4.81: Composición color generada a partir de las imágenes de cociente RGB: 4/5, 4/6 y 4/7.

Luego se aplicó en las imágenes de cocientes la técnica de segmentación de densidades, la cual fue utilizada por varios autores para diferenciar zonas con

distinta intensidad de alteración (Ashley y Abrams, 1980; Podwyssocki et al., 1983; Harris *et al.*, 1998, Marchionni, 2007) sobre distintos tipos de imágenes multispectrales y en imágenes de cocientes.

Esta técnica permite realzar determinados pixeles de la imagen cuyos niveles digitales caen dentro de un intervalo determinado. En este caso se emplearon los valores estadísticos del promedio (m) y desvío estándar (σ) para definir los intervalos de la segmentación calculados a partir de las estadísticas de cada una de las imágenes de cocientes.

Se seleccionaron los intervalos comprendidos entre $x+1\sigma$ y $x+2\sigma$; otro intervalo entre $x+2\sigma$ y $x+3\sigma$ y el intervalo comprendido por los valores mayores a $x+3\sigma$, los que han sido asignados los colores cian, verde y rojo, respectivamente (Tabla 9). De esta forma, los valores altos aparecen de color rojo, los valores intermedios en verde y los más bajos en color cian (fig. 4.82).

Intervalos cociente 4/5	Intervalos cociente 4/6	Intervalos cociente 4/7
$m+1\sigma > X < m+2\sigma = 3.45$	$m+1\sigma > X < m+2\sigma = 3.56$	$m+1\sigma > X < m+2\sigma =$
$m+2\sigma > X < m+3\sigma = 3.61$	$m+2\sigma > X < m+3\sigma = 3.71$	$m+2\sigma > X < m+3\sigma =$
$m+3\sigma < X = > 3.77$	$m+3\sigma < X = 3.86$	$m+3\sigma < X =$

Tabla 9: Rango de valores de los intervalos estadísticos utilizados para la segmentación de las imágenes de cocientes.

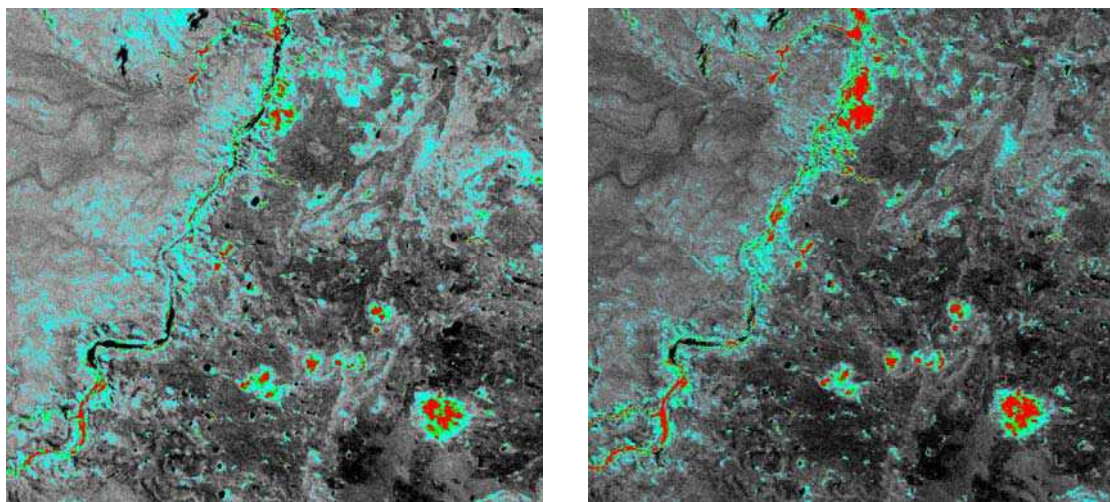


Figura 4.82: Resultados de la aplicación de segmentación de densidades sobre las imágenes de cocientes; a la izquierda cociente 4/5 y a la derecha cociente 4/6, continúa página siguiente.

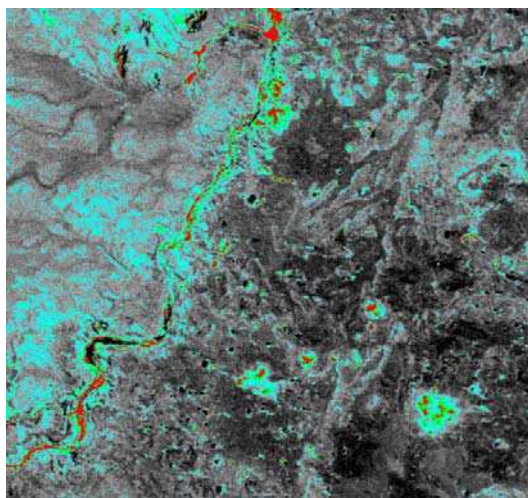


Figura 4.82: Continuación de la página anterior. Resultados de la aplicación de segmentación de densidades sobre las imágenes de cocientes; cociente 4/7.

La aplicación de esta técnica ha demostrado ser efectiva ya que permitió discriminar en las imágenes de cocientes, los sectores con mayor proporción de minerales del grupo de las arcillas que coinciden con áreas de argilización producto de la actividad hidrotermal (sectores de color rojo en la figura 4.82).

Aplicación de índices mineralógicos

Otra metodología utilizada para la identificación y el mapeo de áreas con minerales portadores de oxidrilos (OH^-) fue a través de los índices mineralógicos definidos por Ninomiya (2004) que se presentan en la tabla 10. El índice OH1a involucra las bandas 4, 7 y 6 y es útil para la identificación de minerales de alteración que presentan una fuerte absorción en la banda 6; mientras que el Índice OH1b que involucra las bandas 4, 5 y 7; sirve para el reconocimiento de los minerales que poseen una fuerte absorción en la banda 5. Y por último se aplicó el índice de Alunita que involucra las bandas 5, 7 y 8.

El índice OH1a se aplica para el reconocimiento de illita, illita/esmectita, esmectita y sericita; mientras que el índice OH1b se emplea para mapear pirofilita, caolinita y alunita. Los resultados obtenidos de la aplicación de estos índices se ilustran en la figura 4.83.

$OH1a = (b4 \times b7)/(b6 \times b6)$	$OH1b = (b4 \times b7)/(b5 \times b5)$	$ALI = (b7 \times b7)/(b5 \times b8)$
--	--	---------------------------------------

Tabla 10: Índices mineralógicos de Ninomiya (2004).

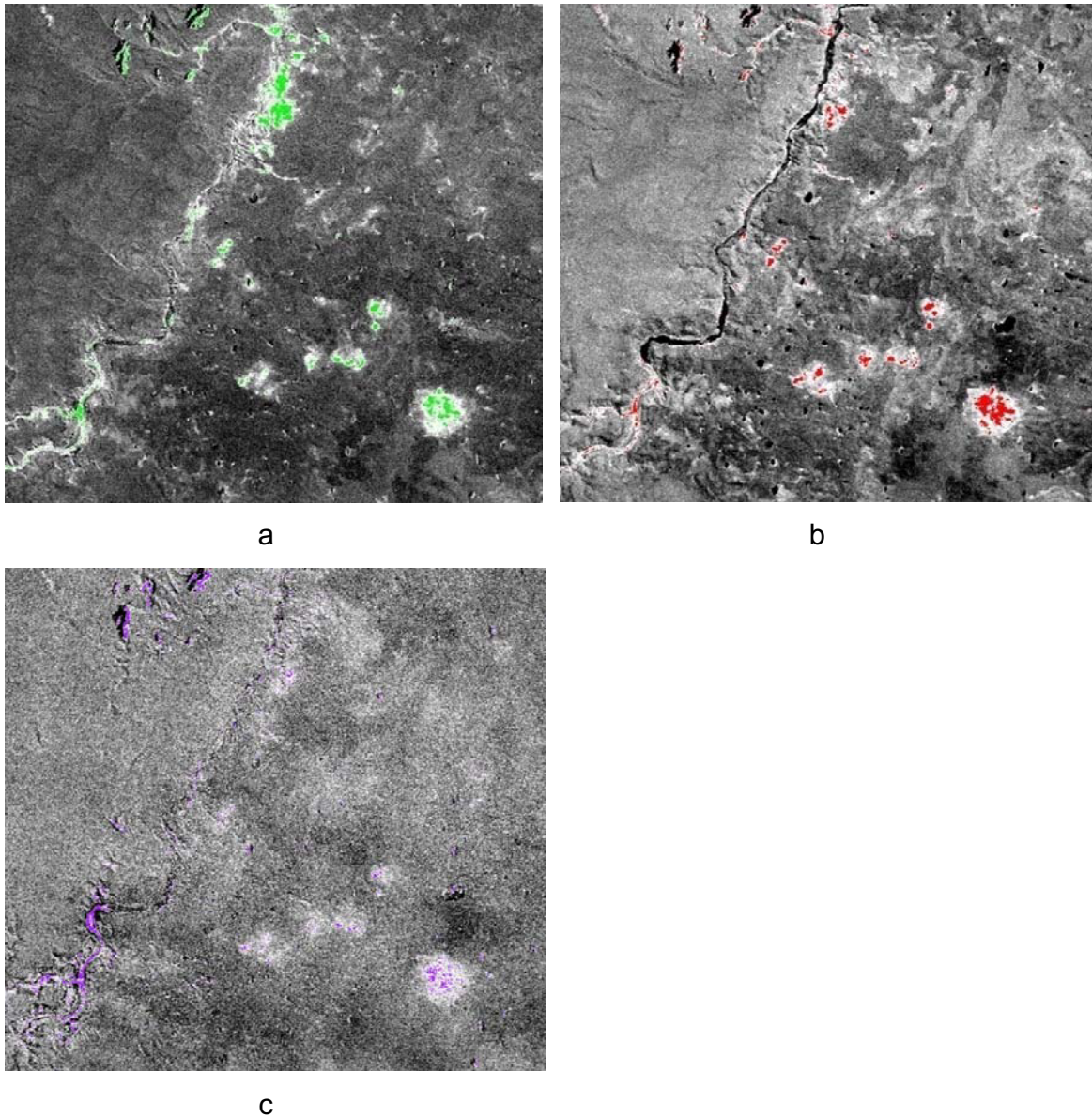


Figura 4.83: Índices mineralógicos de Ninomiya (2004): a) Imagen de OH1a, b) Imagen de OH1b y c) Imagen de ALI.

En la figura 4.83 se puede observar como el índice OH1a mapeó satisfactoriamente los sectores donde se hacen presente las arcillas como la illita,

illita/esmectita, entre otras. El índice OHlb se correlacionó bastante bien con los datos obtenidos en el campo ya que mapeó tres sectores: el sector El Pluma donde fue identificada por trabajos previos de campo la presencia de caolinita, el sector Saavedra Oeste donde se reconoció caolinita y dickita; y el sector Cerro Saavedra donde hay caolinita, dickita y pirofilita.

Y por último, el índice ALI, que si bien mapeó correctamente los sectores de Cerro Saavedra y Saavedra Oeste donde hay alunita; mientras que para el sector El Pluma mapeó un pequeño sector donde no fue identificada a través de los trabajos la presencia de alunita.

Clasificación espectral

Para la identificación y mapeo de los minerales de alteración hidrotermal fue aplicado el método de Spectral Angle Mapper (SAM). Esta técnica de clasificación supervisada calcula la similitud entre los espectros de cada pixel de la imagen con los espectros de referencia que están en la biblioteca espectral (Kruse *et al.*, 1993). Este algoritmo determina la similitud entre dos espectros calculando el ángulo de mejor aproximación y considerando a ambos como vectores. Esta técnica emplea datos calibrados a reflectancia y es relativamente insensible a efectos de iluminación y albedo. Ángulos pequeños representan mayor aproximación al espectro de referencia. Se utilizó la base de datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) para la obtención de los espectros de referencia, los cuales tienen características espectrales que responden a la composición química y a la estructura cristalina.

A continuación se presentan los resultados obtenidos de dicha clasificación espectral (Fig .4.84), si bien la vegetación presente en la región es poca, se aplicó un mascara para evitar su interferencia en el mapeo de los minerales de alteración hidrotermal.

Tres aéreas de alteración fueron remarcadas por esta técnica; el sector El Pluma, el sector Saavedra Oeste y el sector Cerro Saavedra.

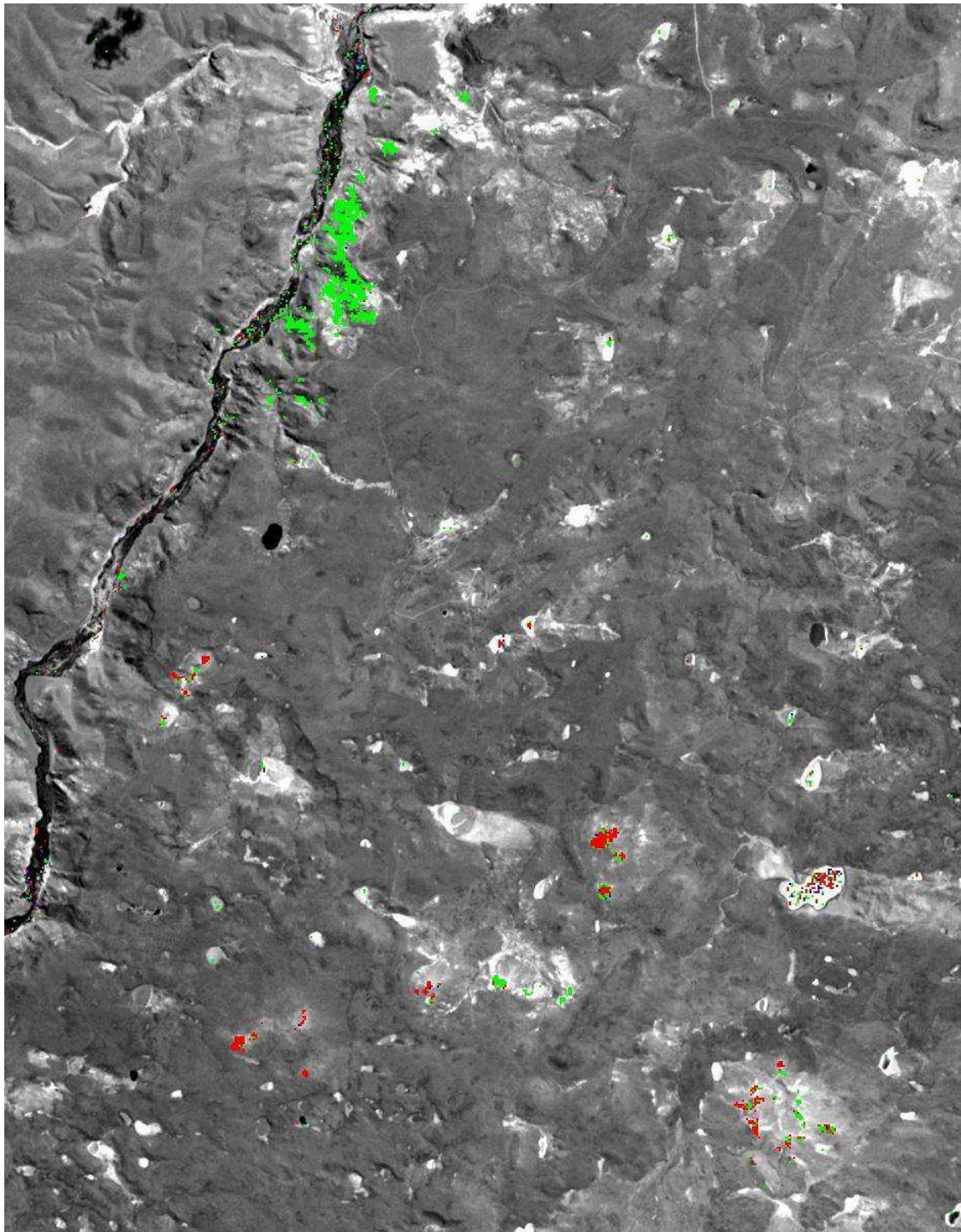


Figura 4.84: Resultados del mapeo con el método SAM en la imagen ASTER para detección de los minerales illita (en verde), alunita (en rojo) y escasa caolinita (en azul), sobre la banda 3.

Las imágenes ASTER permiten identificar la presencia de illita y escasa caolinita en el sector El Pluma, lo cual coincide con los resultados obtenidos por técnicas de laboratorio en las muestras de ese sector (difracción de rayos X, petrografía y espectroscopía de reflectancia aplicada).

Por otro lado, este procesamiento definió la presencia de alunita en los sectores Saavedra Oeste y Cerro Saavedra coincidiendo con la alteración argílica avanzada previamente indicada, pero discrepa en el sector El Pluma donde este mineral no fue determinado en los análisis de laboratorio en las muestras de ese sector.

Conclusiones

La resolución multiespectral del sensor ASTER permitió, mediante las composiciones color generadas con las bandas de los distintos subsistemas, discriminar diferentes litologías aflorantes en el área de estudio y detectar zonas con posible alteración hidrotermal. Luego, la generación de cocientes, aplicación de índices mineralógicos y clasificaciones espectrales, permitieron la identificación y mapeo de diversos minerales de alteración hidrotermal.

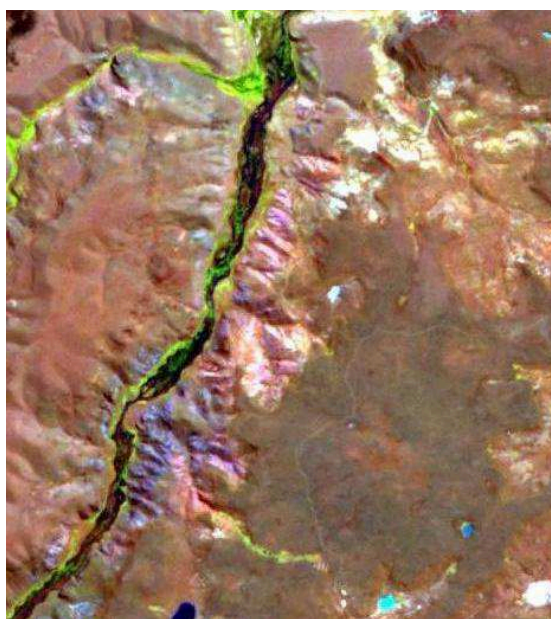
Los productos generados a partir de la imagen ASTER muestran un ajuste satisfactorio de acuerdo con los datos obtenidos en el campo y en laboratorio para cada uno de los sectores de interés; como puede verse en las figuras 4.85 y 4.86. En todos los casos, las alteraciones argílica y argílica avanzada fueron remarcadas; ya sea a partir de los cocientes generados entre bandas y su combinación, como así también, mediante la aplicación de los índices mineralógicos propuestos por Ninomiya (2004).

No hay grandes variaciones entre los resultados obtenidos en los distintos métodos de procesamiento digital aplicados para la identificación de los minerales presentes en las zonas de alteración hidrotermal.

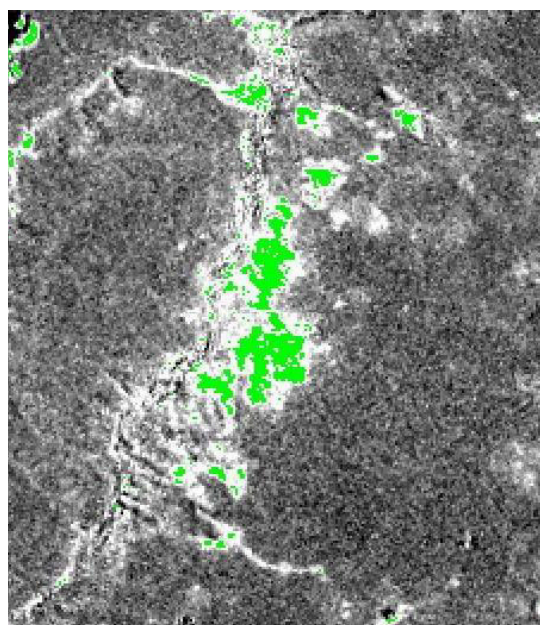
En la composición color RGB 431 de la figura 4.84 las rocas con alteración hidrotermal del sector El Pluma se presentan con tonalidades rosadas,

coincidiendo con los sitios mapeados por el índice mineralógico AIOa que indica la presencia de illita, e illita/esmectita. El índice AIOb mapeo afloramientos más reducidos con la presencia de caolinita, al igual que lo reflejado por la clasificación espectral SAM.

En el sector Saavedra Oeste y Cerro Saavedra las rocas intensamente alteradas se presentan con tonalidades rosadas en composición color RGB 431, los índices mineralógicos AIOa, AIOb y ALI mapearon correctamente la presencia de illita, colinita y alunita en las muestras de estos sectores. La clasificación espectral SAM manifiesta la presencia de alunita, uno de los minerales que constituye la alteración argílica avanzada presente en esos sectores y la presencia de illita que denota la alteración argílica intermedia también identificada en esos sectores.

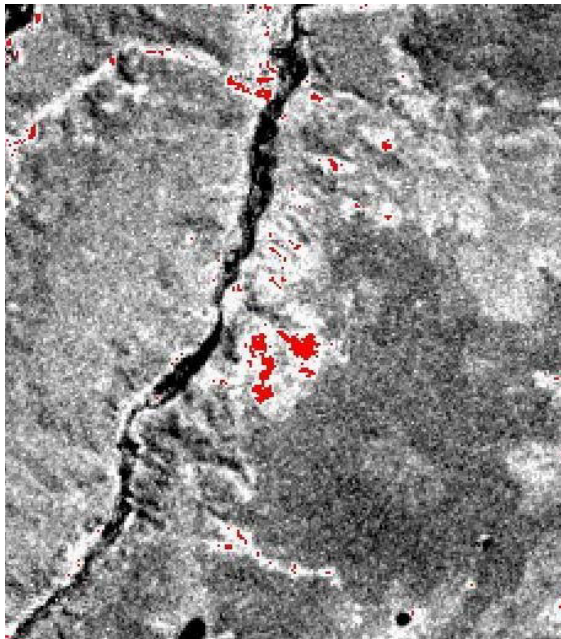


RGB 431

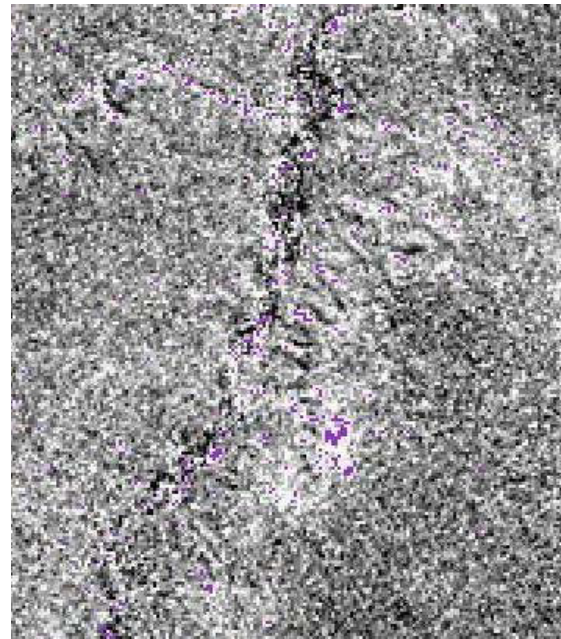


AIOa

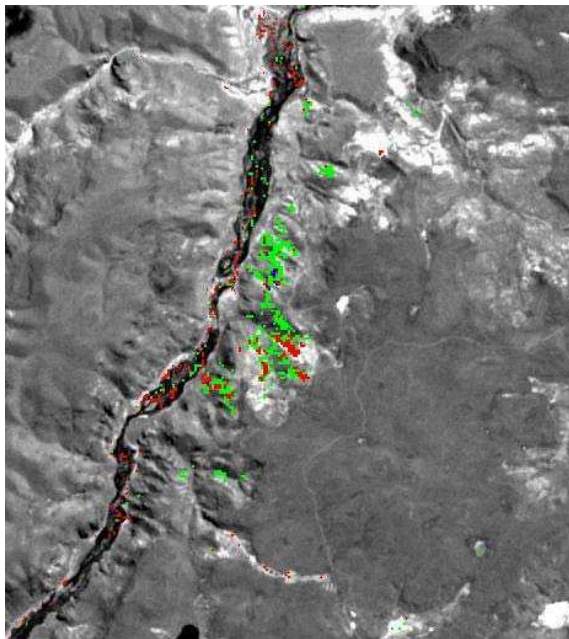
Figura 4.85: Resultados de la aplicación de los distintos métodos de procesamiento digital sobre la imagen ASTER en el sector El Pluma: composición color 431 e índices espectrales AIOa, AIOb y ALI de Ninomiya (2004). Continúa página siguiente.



AIOb



ALI



SAM

Referencias de la clasificación
espectral SAM

Illita
caolinita
alunita

Figura 4.85: Resultados de la aplicación de los distintos métodos de procesamiento digital sobre la imagen ASTER en el sector Pluma: composición color 431 e índices espectrales AIOa, AIOb y ALI de Ninomiya (2004) Continuación de página anterior.

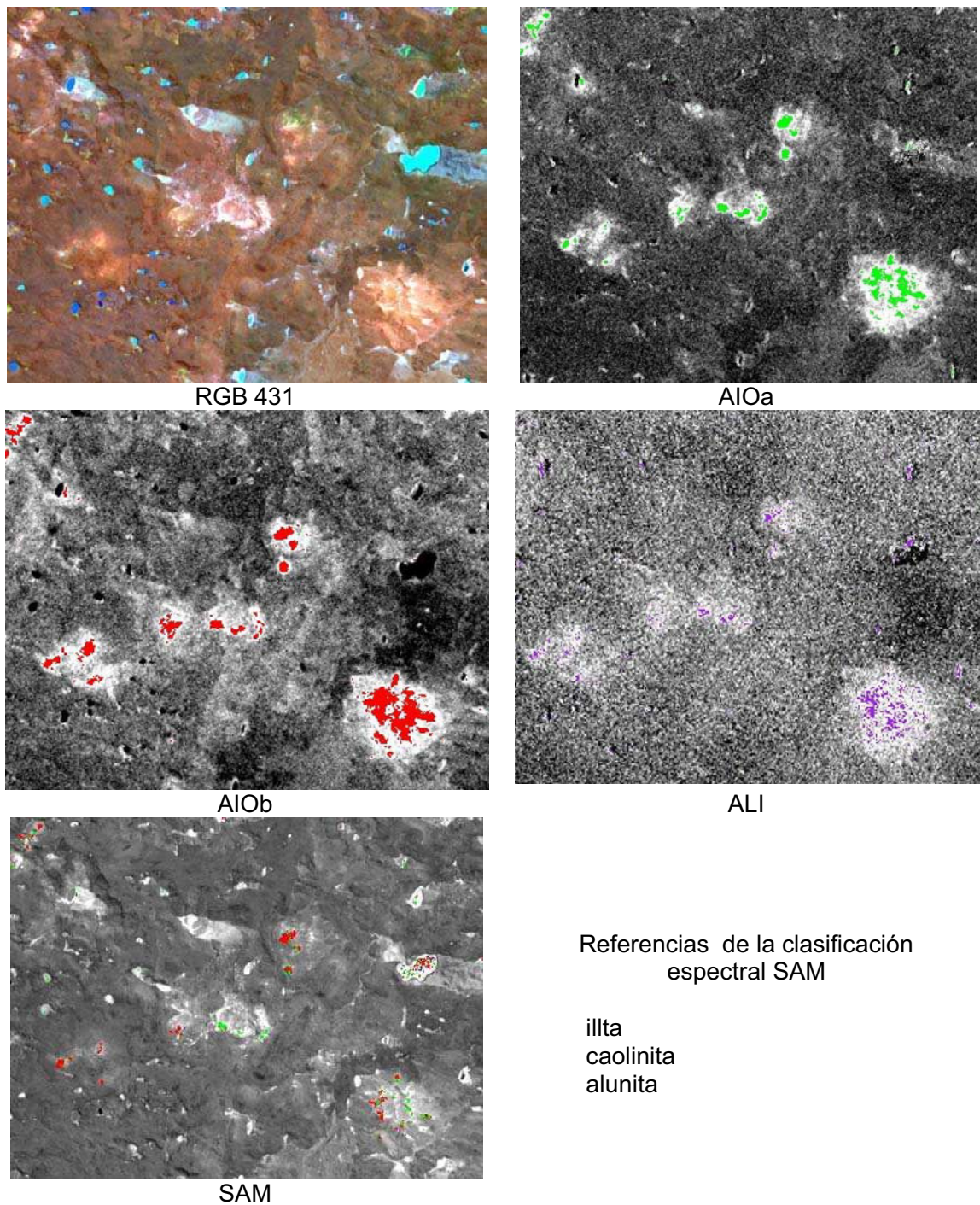


Figura 4.86: Resultados de la aplicación de los distintos métodos de procesamiento digital sobre la imagen ASTER en los sectores Saavedra Oeste y Cerro Saavedra: composición color 431 e índices espectrales AIOa, AIOb y ALI de Ninomiya (2004).

De todo lo expuesto más arriba se desprende que la aplicación de distintos métodos de análisis digital sobre las imágenes ASTER permite una rápida extracción de información útil; como la detección de zonas de alteración hidrotermal, tipos de minerales y su abundancia.

Los resultados obtenidos en las diversas técnicas aplicadas para el reconocimiento mineralógico a partir de los datos de ASTER demostraron ser eficaces con respecto a los datos de campo, y de esta manera procesamientos similares para otros sectores del Macizo del Deseado podrían facilitar la selección de aéreas prospectivas en la región.

CAPÍTULO 5
CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS
DEL SISTEMA HIDROTERMAL

INTRODUCCIÓN

Los depósitos epitermales constituyen una fuente importante de metales preciosos. Se forman en niveles próximos a la superficie a partir de un sistema hidrotermal en condiciones de presiones bajas a moderadas y temperaturas que pueden alcanzar los 300°C (Barrett, 1985), por lo general asociados a vulcanismo bimodal y bajo regímenes tectónicos extensionales (Sillitoe y Hedenquist 2003, Simmons *et al.*, 2005). Importantes avances se lograron en estos últimos años en el conocimiento de los procesos involucrados en la formación de dichos depósitos gracias a las numerosas investigaciones en sistemas geotermales activos (Berger, 1991; Browne, 1978; White *et al.* 1995; Hedenquist, *et al.* 1996; Simmons y Browne, 2000 y Einaudi *et al.* 2003) ya que constituyen ambientes análogos a los depósitos epitermales.

Los minerales de mena precipitan en un rango de temperatura entre los 150° y 300°C, en profundidades comprendidas entre los 50 a 1500 metros por debajo del nivel freático, como consecuencia de modificaciones de temperatura y presión (Simmons, *et al.*, 2005). Estas mineralizaciones poseen una suite de elementos que Berger y Eimon (1983) denominaron *ore elements*, los cuales comprenden el Au, Ag y elementos traza como el Cu, Pb, Zn, Mo, Ba y F, los cuales son empleados generalmente como indicadores de la posición de las vetas respecto del sistema mineralizado.

La distribución de las concentraciones de los diversos elementos es propia para cada tipo de yacimiento y responde a los factores de formación como la temperatura, profundidad, interacción fluido-roca, tipo de roca hospedante, tipo de fluido (entre los de mayor influencia), que generan halos de anomalías geoquímicas (Silberman y Berger, 1985) los cuales se emplean con fines exploratorios.

En este capítulo se resumirán los aspectos más importantes de la química del sistema hidrotermal, a partir de todos los datos disponibles del muestreo de superficie y muestras de interior mina, a los fines de caracterizar la distribución de

los elementos o grupos de elementos con concentraciones anómalas y detectar, si posible, algún indicador de la mineralización.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DEL SISTEMA HIDROTHERMAL

Numerosas vetas y brechas afloran en el Distrito alojadas principalmente en las rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre, y localmente en ignimbritas de la Formación Chon Aike con alteración hidrotermal; las cuales fueron descritas en detalle en el capítulo 4. Estas estructuras se componen de múltiples episodios de rellenos y brechamientos, presentan extensión y potencias variables, y diversos grados de mineralización. Tal es así, que no todas vetas presentes en el Distrito constituyen zonas interesantes desde un punto de vista económico, debido a su escaso contenido en metales preciosos.

La mineralización económica comprende un sistema de vetas epitermales de sulfuración intermedia (Gutiérrez, 2006 y Dietrich, 2012) hospedada en las vulcanitas jurásicas de la Formación Bajo Pobre y ubicadas en el sector Huevos Verdes. Estas vetas de cuarzo portadoras de Ag, Au, Pb, Zn y Cu, en su mayoría no afloran. De todas ellas, cinco fueron exploradas con abundantes sondeos: Huevos Verdes, Kospi, Frea, Ayelén y Odin, totalizando unos 17 km lineales de estructuras mineralizadas. La mayoría posee una orientación general NO y ONO y cinemática sinistral. Durante el año 2010, nuevas estructuras fueron descubiertas: el sistema de vetas Micaela-Sofía de orientación general casi este-oeste, superando de esta manera los 20 km de vetas en el Distrito.

A continuación, se presentan los resultados de la compilación de todos los análisis químicos obtenidos en el muestreo de superficie que la empresa llevó a cabo en las sucesivas campañas de exploración. Dicha compilación se efectuó a los fines de caracterizar geoquímicamente a cada uno de los sistemas de estructuras presentes en las distintas zonas de alteración, con y sin mineralización económica.

Por otro lado, se analizó la distribución de los metales preciosos en la veta Huevos Verdes con el objetivo de describir los clavos de mena y la ubicación de

los elementos menores dentro de la estructura. Para ello, se utilizaron los datos del modelo de bloques que la empresa elaboró para la estimación de los recursos y reservas de mineral presentes en el yacimiento. Ese modelo se obtuvo del modelado geológico correspondiente; confeccionado a partir de toda la información disponible: canales de muestreo en labores horizontales, canales de muestreo superficiales, y sondeos ejecutados ya sea en superficie como en interior mina. Los datos empleados comprendieron 11 trincheras, 706 perforaciones y 6650 muestras de interior de mina. Los compuestos, fueron calculados teniendo en cuenta la zona de la veta y brechas mineralizadas; con las muestras que comprendidas en un metros de longitud y además se analizaron los mapeos de galerías, chimeneas y se interpretaron secciones transversales. De acuerdo a las secciones se construyeron los sólidos y luego se configuró el modelo de bloques, con dimensiones de 5 x 5 x 5 metros. Los bloques están orientados en forma paralela a la veta; las variables que se tuvieron en cuenta fueron: ley, potencia, potencia diluida, valor del mineral, valor del mineral diluido. Una vez obtenido el modelo geológico, se construyeron los variogramas, con el objetivo de modelar la distribución espacial para estimar las leyes de los bloques con un elevado grado de certidumbre. Para la estimación de las leyes se usó el método del Krigeado Ordinario por bloques y en los casos en que no fue posible hacerlo de esa forma, por ejemplo debido a un número reducido de muestras, se lo calculó por el método de inversa de las distancias.

Muestras de superficie: Detalle de la zonación lateral

Un total de 1953 muestras de vetas, brechas y *floats* fueron colectadas durante las diversas etapas de exploración en el Distrito. De ellas, 1199 están ubicadas dentro de los sectores que presentan alteración hidrotermal, descriptos en el capítulo 4. Dichas muestras fueron utilizadas para calcular el contenido promedio de algunos elementos presentes en las estructuras, en cada uno de los sectores de interés: sector El Pluma, Huevos Verdes, Saavedra Oeste y Cerro Saavedra.

Los resultados del muestreo geoquímico fueron volcados en un sistema de información geográfica para evaluar la distribución de los elementos menores y vincular la posición de las muestras con la zona mineralizada.

Para los cálculos, aquellos elementos cuyos valores se encuentran por debajo del límite inferior de detección, fueron reemplazados por la mitad del valor de dicho límite. Mientras que, para la estimación del valor umbral por encima del cual se consideraron anómalas las concentraciones de los elementos de interés se emplearon valores empíricos en función del tipo de yacimiento y de acuerdo a los datos en la bibliografía para otros sectores del Macizo del Deseado (Moreira, 2005, Mykietiuik, 2006 y Lopez, 2006) y los valores de fondo registrados en el Distrito, los cuales se enuncian en la tabla 1:

Elemento	Au	Ag	Mo	Cu	Pb	Zn	Hg	Sb	As
Valor umbral	1 ppm	55 ppm	15 ppm	500 ppm	200 ppm	50 ppm	500 ppb	10 ppm	200 ppm

Tabla 1: Valores umbrales para cada uno de los elementos de interés.

Como puede observarse a partir de los mapas de las figuras 5.1 a 5.9, el sector El Pluma alberga anomalías en numerosos elementos como el oro, plata, molibdeno, cobre, plomo, zinc, mercurio, antimonio y arsénico. En el sector Huevos Verdes se detectaron anomalías en oro, plata, molibdeno, plomo, zinc, antimonio, mercurio y arsénico y en el sector Saavedra Oeste se presentan concentraciones anómalas en cobre, molibdeno, plata, plomo, zinc, arsénico y mercurio. Mientras que para el sector Cerro Saavedra se registraron solo valores anómalos en mercurio, zinc, molibdeno y antimonio.

A su vez, con los resultados geoquímicos de las muestras de cada uno de los sectores se calculó el contenido promedio de los principales elementos traza y los valores máximos registrados en cada uno. Los cálculos se efectuaron con 239 muestras del sector Huevos Verdes, con 605 del sector El Pluma, con 216 del sector Saavedra Oeste y 139 del sector Cerro Saavedra; los cuales se resumen en la siguiente tabla:

Sector	Au ppm	Ag ppm	As ppm	Sb ppm	Hg ppb	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Mo ppm
El Pluma promedio	1.09	52.66	613.67	37.80	541.94	438.95	111.4	42.60	12.64
El Pluma Máx. valor	81.73	2546.3	20442	1000	14800	14500	2670	824	233
Huevos Verdes promedio	0.72	59.38	99.03	7.92	376.8	175.1	65.30	29.90	21.43
Huevos Verdes Máx. valor	30.84	1920	1237	82	13000	3958	525	156	1800
Saavedra Oeste promedio	0.01	3.17	144.74	0.453	279.3	21.76	45.26	1099	4.89
Saavedra Oeste Máx. valor	0.29	181	2909	4	18700	665	196	44000	148
C° Saavedra promedio	0.006	0.28	6.81	0.38	125.10	6.11	29.09	12.04	1.42
C° Saavedra Máx. valor	0.22	1.40	89.00	35	2160	131	787	54.000	22

Tabla 2: Contenido promedio y valores máximos de los principales elementos en las muestras tomadas en superficie de todos los sectores.

Los resultados obtenidos en la tabla 2 exponen que las muestras correspondientes al sector El Pluma poseen los contenidos promedios más elevados en oro, arsénico, antimonio, mercurio, plomo y zinc. Mientras que las muestras del sector Huevos Verdes registran las concentraciones promedio ligeramente más elevadas en plata y molibdeno.

El sector Saavedra Oeste presenta en sus muestras el contenido promedio más elevado en cobre a diferencia de los demás sectores muestreados.

Además, como puede observarse en la tabla 2 los contenidos en los elementos analizados para el sector Cerro Saavedra están por debajo de los valores promedio registrados en los demás sectores.

Por otro lado, los contenidos de metales base (Pb+Zn+Cu) de cada una de las muestras de los diferentes sectores, fueron comparados con los contenidos de oro y plata, mediante diagramas ternarios (Fig. 5.10).

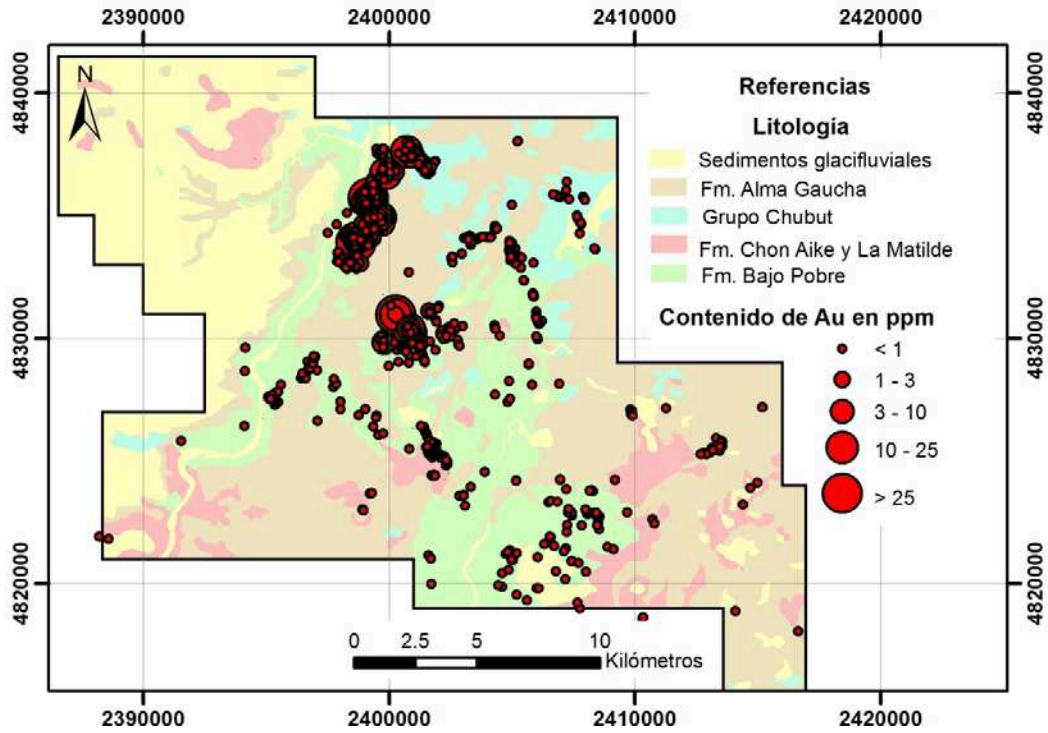


Figura 5.1: Mapa del Distrito con la distribución de las concentraciones de oro a partir de los resultados de las muestras tomadas en superficie.

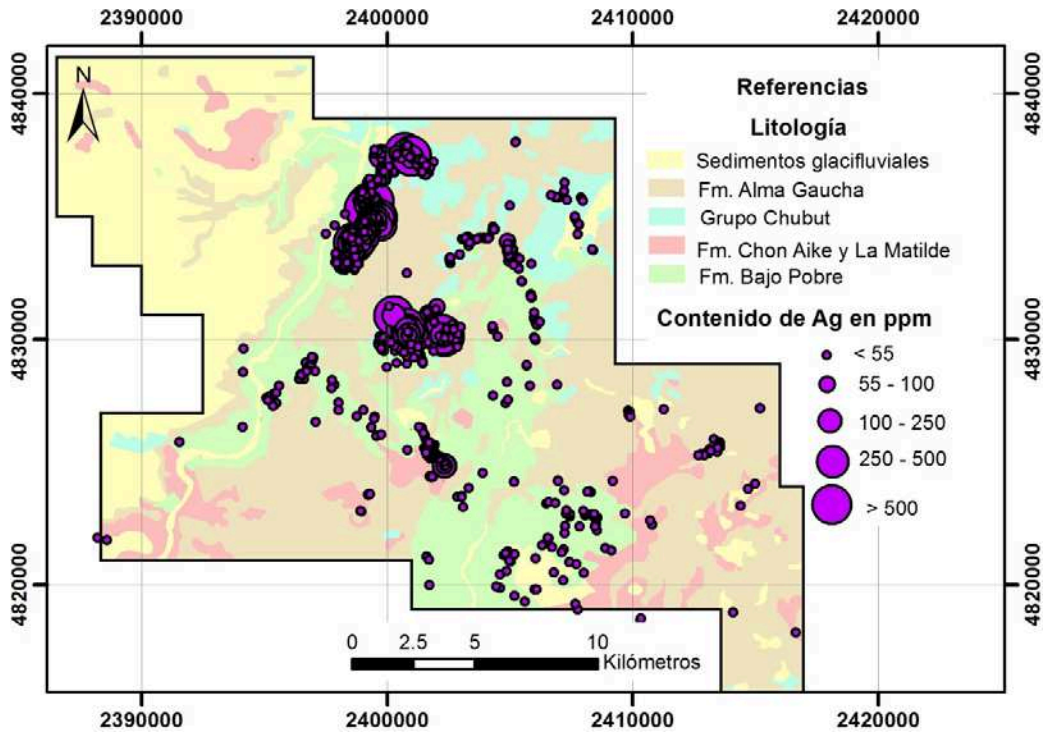


Figura 5.2: Mapa del Distrito con la distribución de las concentraciones de plata a partir de los resultados de las muestras tomadas en superficie.

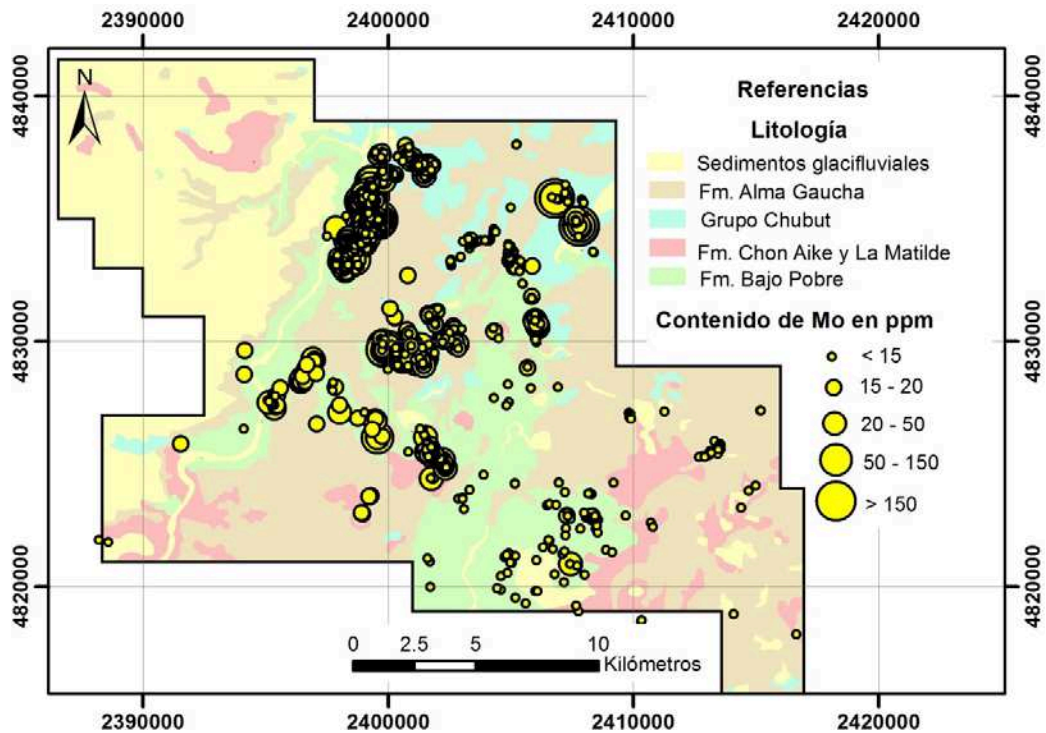


Figura 5.3: Mapa del Distrito con la distribución de las concentraciones del molibdeno a partir de los resultados de las muestras tomadas en superficie.

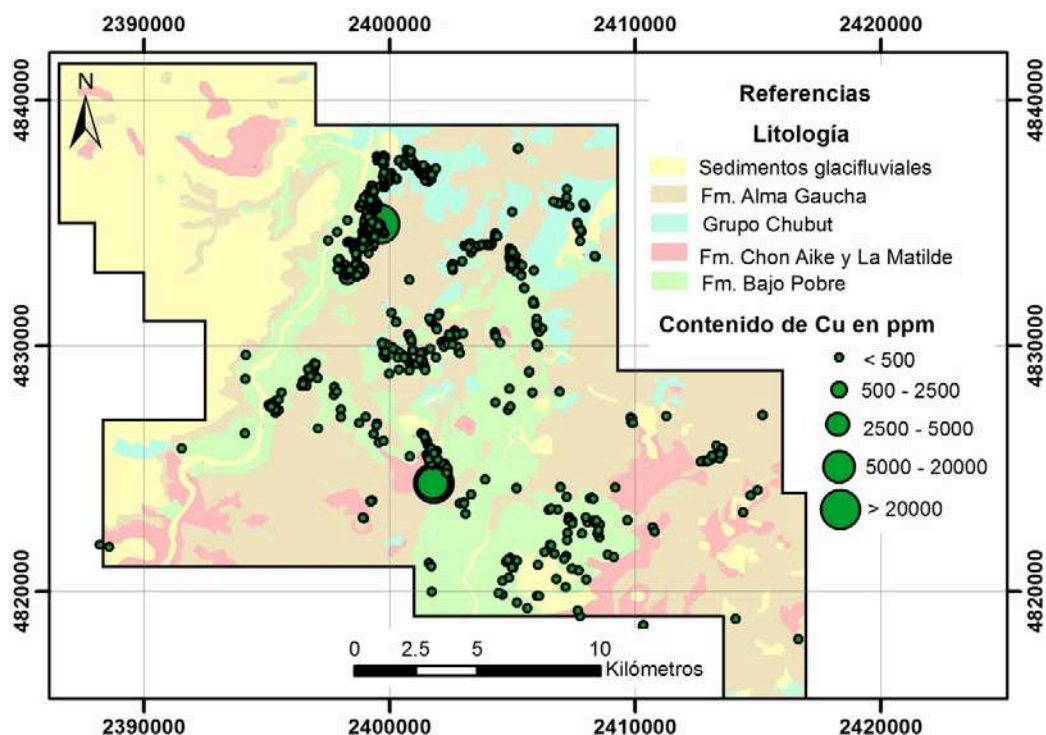


Figura 5.4: Mapa del Distrito con la distribución de las concentraciones del cobre a partir de los resultados de las muestras tomadas en superficie.

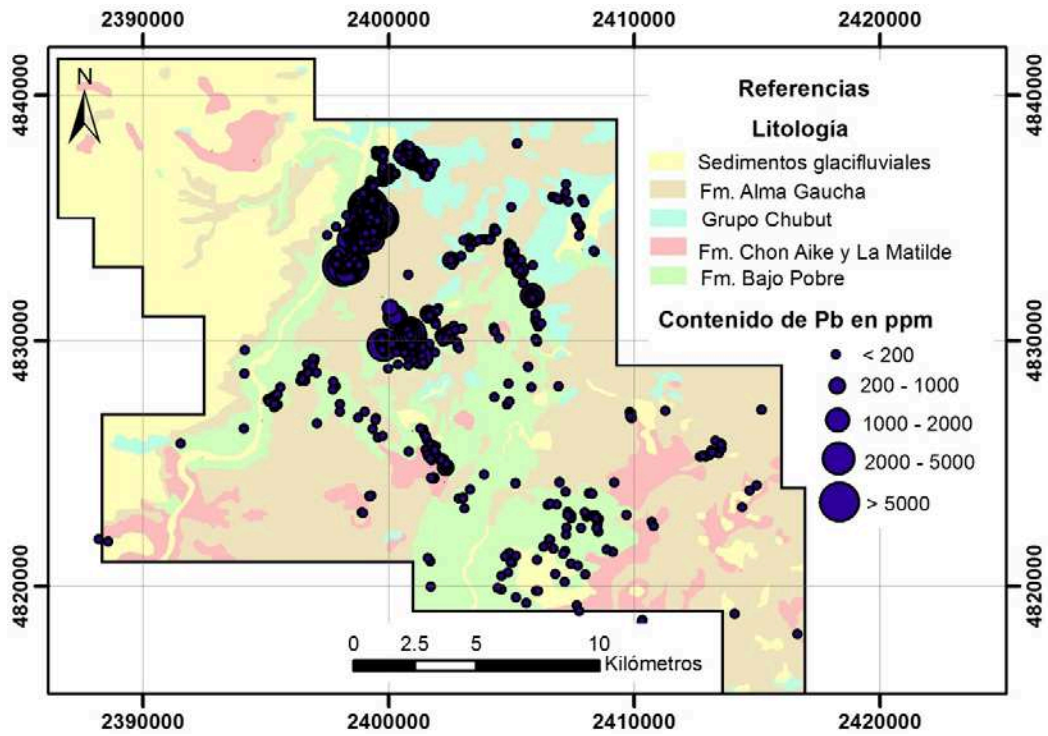


Figura 5.5: Mapa con la distribución de las concentraciones de plomo a partir de los resultados de las muestras tomadas en superficie.

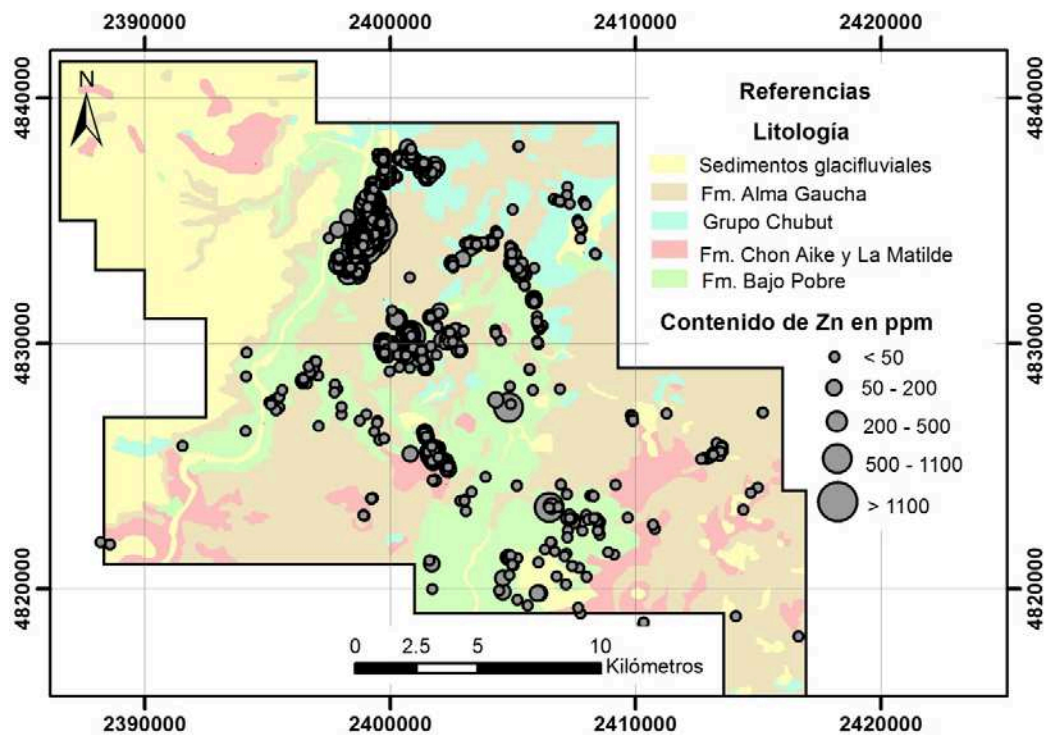


Figura 5.6: Mapa con la distribución de las concentraciones de zinc a partir de los resultados de las muestras tomadas en superficie.

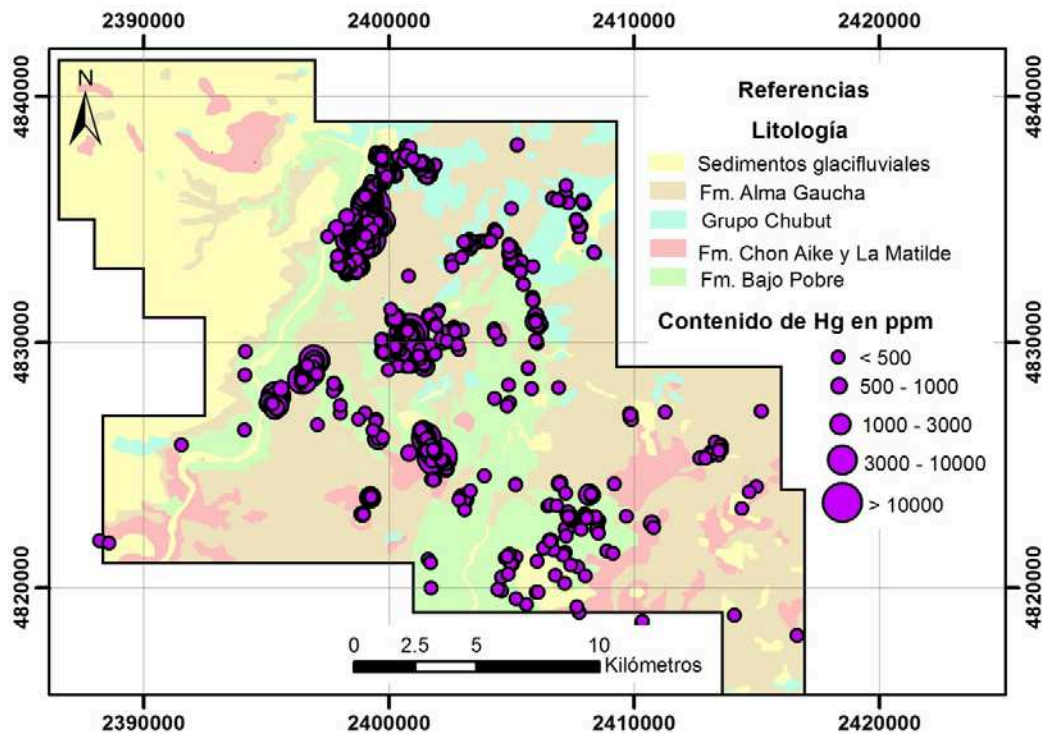


Figura 5.7: Mapa con la distribución de las concentraciones de mercurio a partir de los resultados de las muestras tomadas en superficie.

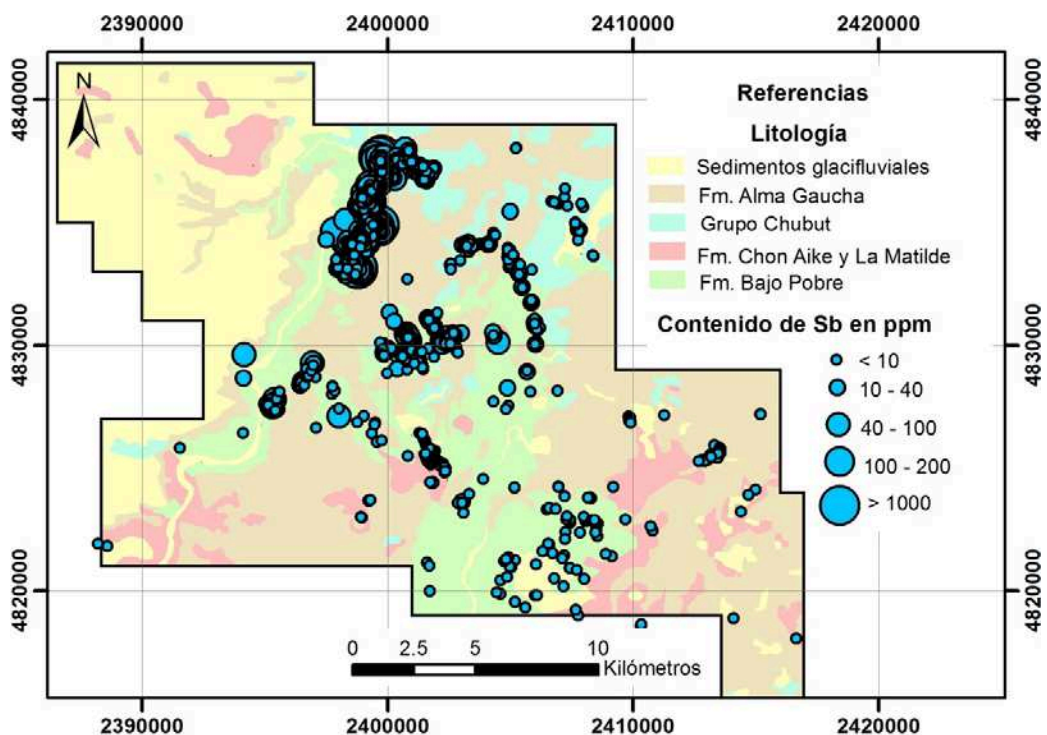


Figura 5.8: Mapa con la distribución de las concentraciones anómalas en antimonio a partir de los resultados de las muestras tomadas en superficie.

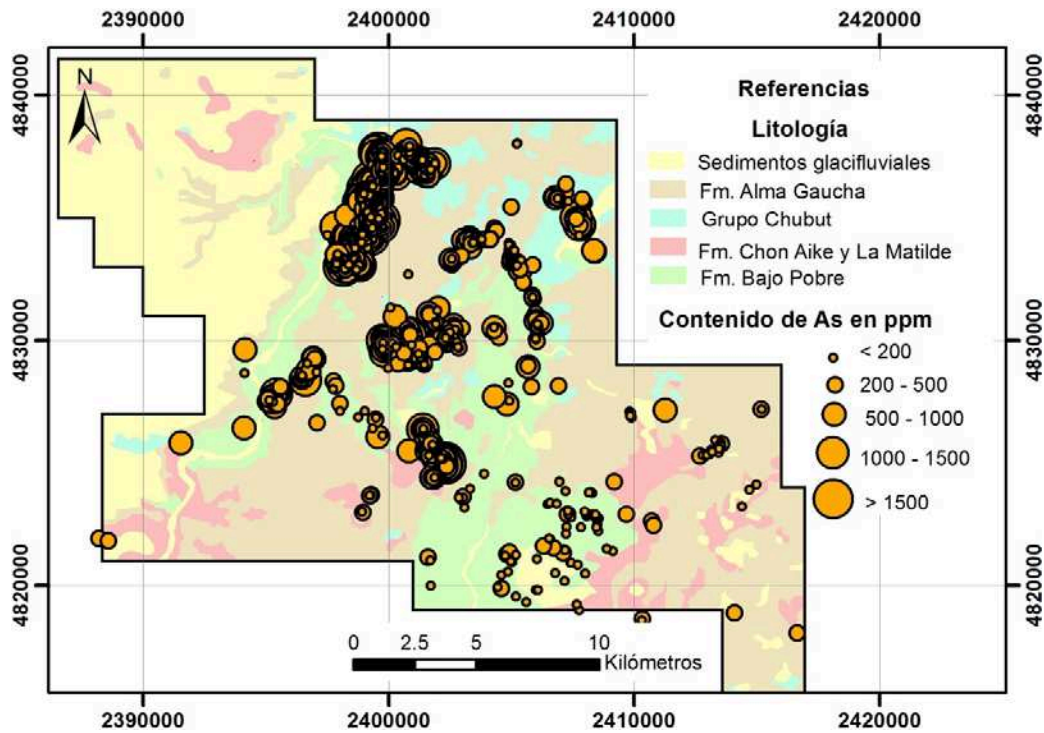


Figura 5.9: Mapa con la distribución de las concentraciones anómalas en arsénico a partir de las muestras tomadas en superficie.

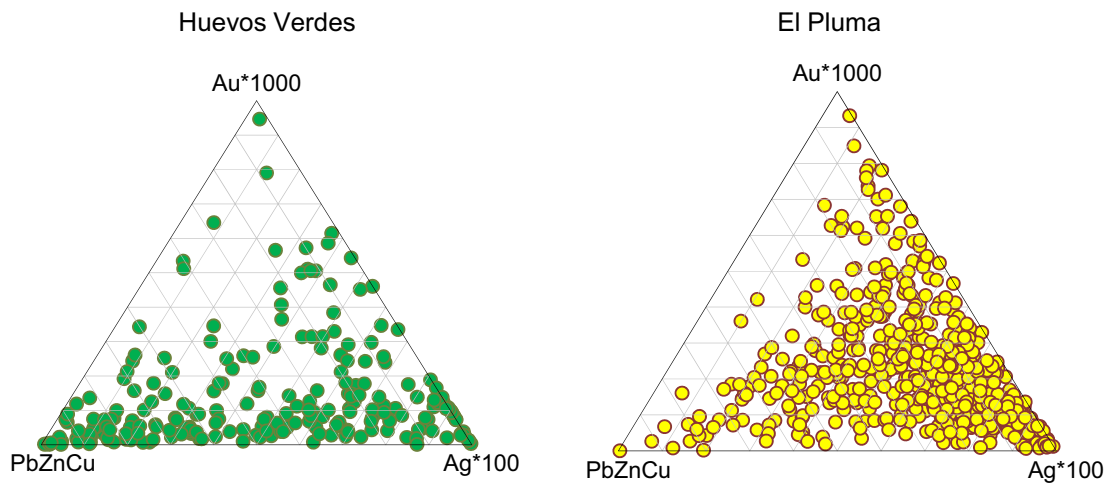


Figura 5.10: Diagramas ternarios de metales base vs metales preciosos de cada uno de los sectores muestreados. Continúa en la página siguiente.

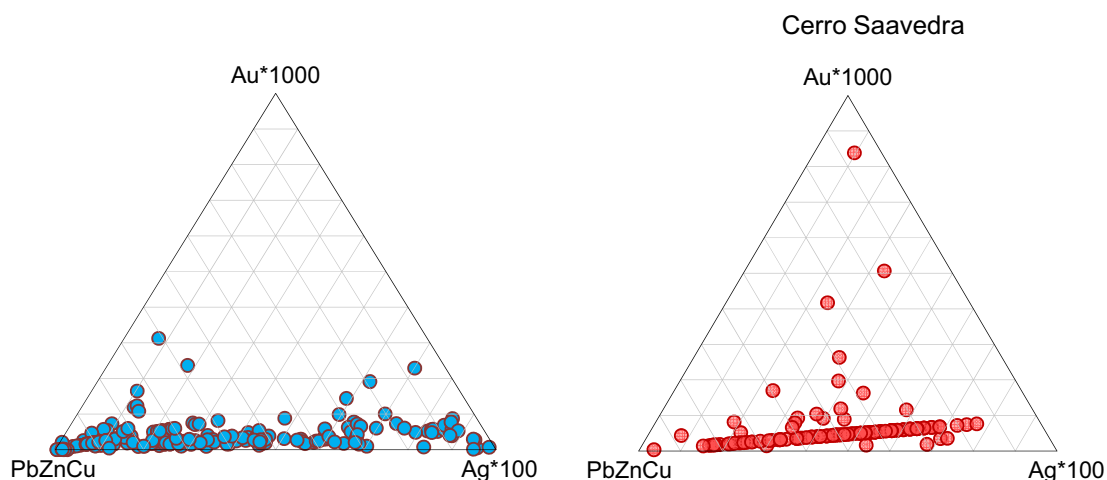


Figura 5.10: Diagramas ternarios de metales base vs metales preciosos de cada uno de los sectores muestreados.

Los resultados indican que el sector Huevos Verdes tiene una importante proporción de metales base, además de metales preciosos entre los cuales predomina la plata sobre el oro.

En el sector El Pluma la proporción de metales preciosos se incrementa notablemente. Hay un aumento en la proporción del oro respecto a la plata, si se lo compara con el sector anterior, aunque aún prevalece la plata. Por último, en los sectores Saavedra Oeste y Cerro Saavedra hay un predominio de los metales base y plata.

La relación entre algunos elementos como Ag/metales base, Ag/Zn, Pb/Cu y Sb/As, frecuentemente es utilizada se para la interpretación de la dirección de los fluidos en los depósitos epitermales y para definir zonas de ascenso de fluidos y flujo de fluidos laterales (Goodell y Petersen, 1974; Wu y Petersen, 1977; Clark y Tittley, 1988, Gemmell *et al.*, 1988, Campurubí *et al.*, 2001). La dirección del incremento de dichos valores es generalmente interpretada como la dirección del flujo de los fluidos.

En la tabla 3 se muestran los resultados de dichos cocientes calculados para cada uno de los sectores de interés.

Sector	Ag/(Pb+Zn)	Ag/Zn	Pb/Cu	Sb/As
El Pluma	0,18	1,3	11,7	0,255
Huevos Verdes	0,113	0,71	4,47	0,31
Saavedra Oeste	0,05	0,26	1,97	0,058
C° Saavedra	0,023	0,02	1,52	<0,05

Tabla 3: Cocientes promedio entre elementos para cada uno de los sectores de interés.

Los cocientes calculados entre los elementos (Tabla 3) muestran un incremento en sus valores desde el sector Cerro Saavedra hacia los sectores Saavedra Oeste, Huevos Verdes y El Pluma respectivamente.

Muestras de interior mina: Detalle de la zonación vertical de la veta Huevos Verdes

La mineralización en el Distrito minero San José se compone de numerosos cuerpos vetiformes (Fig. 5.11) con espesores variables entre 1 y 10 metros, portadores de metales preciosos y emplazados en las rocas de la Formación Bajo Pobre. Este sistema de vetas epitermales fue tipificado en función de la mineralogía de mena primaria de acuerdo con el estado del azufre en los fluidos y su abundancia, la mineralogía de ganga, ambiente tectónico y principales metales involucrados, por Gutiérrez (2006) y Dietrich (2012) como un depósito epitermal de sulfuración intermedia. Todas estas vetas que conforman el depósito, tienen una zona productiva constituida por numerosos clavos conformados por zonas de alta ley de plata, oro y metales base asociados y elevados espesores, separados por zonas de baja ley o estériles que responden a un fuerte control estructural. Estas vetas multiepisódicas muestran texturas de relleno, bandeados crestiformes, texturas en peine, bandeados coliformes y brechamientos.

Los minerales de mena presentes en ellas incluyen pirita, electrum, argentita, acantita, calcopirita, galena, esfalerita pobre en hierro, sulfosales de plata y platas rojas. Y los minerales de ganga son principalmente cuarzo, adularia, amatista, calcita, clorita y sericita.

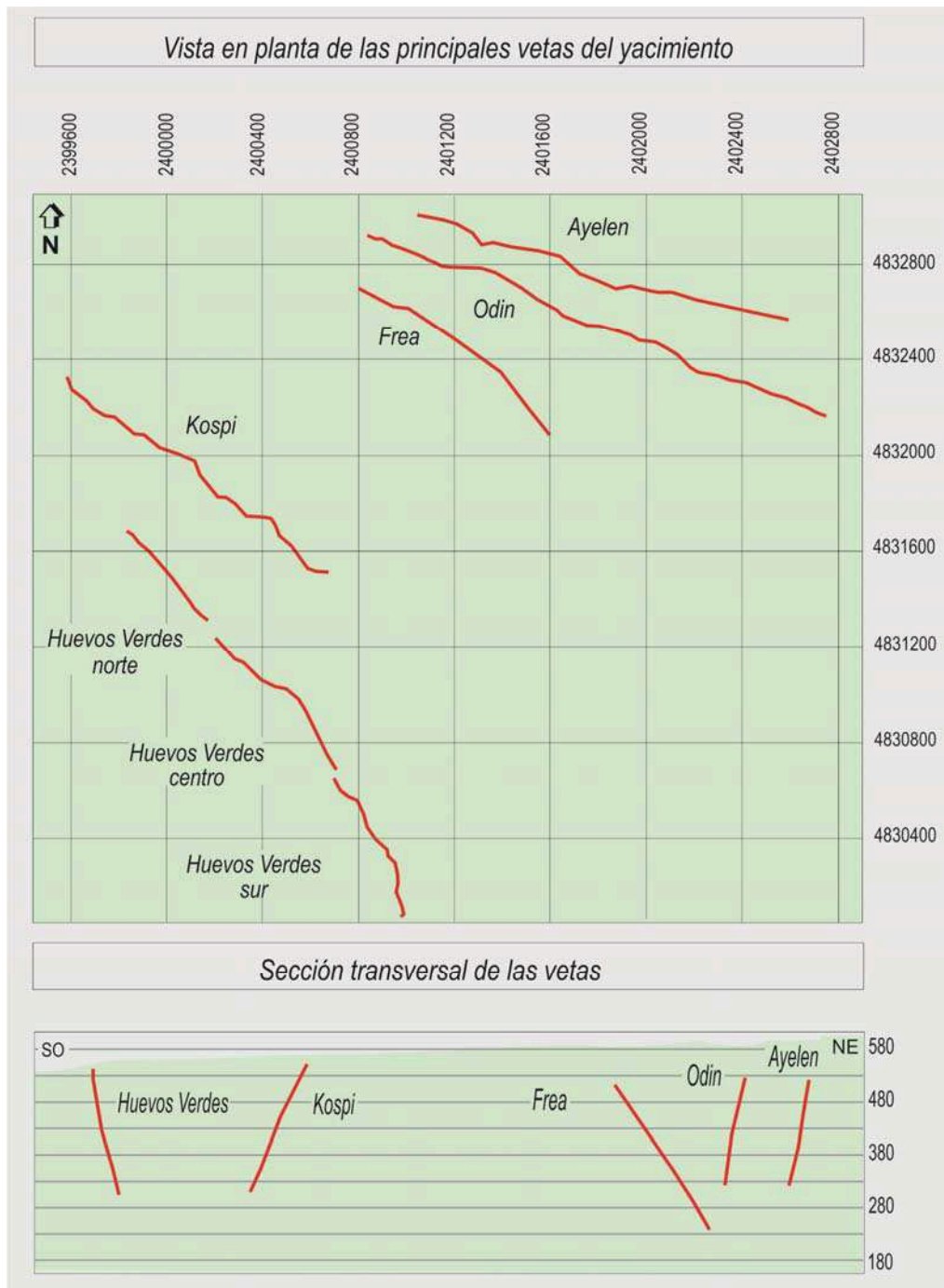


Figura 5.11: Distribución de las principales vetas del yacimiento San José. Arriba: vista en planta del sistema de vetas. Abajo: Sección transversal con orientación suroeste-noreste.

A continuación, en la tabla 4, se resumen las principales características de cada una de las vetas más relevantes del yacimiento, las cuales fueron intensamente exploradas a través de perforaciones efectuadas por la empresa.

Veta	Características
HUEVOS VERDES	<ul style="list-style-type: none"> -Orientación general N330°, e inclina 60°-70° al NNE. -Su longitud es de 2km; el extremo sur es el único que aflora; el resto se encuentra cubierto por sedimentos cretácicos y por basaltos terciarios. -Está conformada por rellenos bandeados, masivos y brechas de cuarzo. -La mineralización se compone de sulfuros de plata, con abundante pirita, galena y esfalerita.
KOSPI	<ul style="list-style-type: none"> -El rumbo general de la estructura es N315° e inclina 60 a 75° al SO. -Su extensión es de 1100 metros. -Relleno de cuarzo-clorita, con texturas bandeada y brechosa. Posee sulfuros de plata junto con pirita en parches, esfalerita y galena.
FREA	<ul style="list-style-type: none"> -Posee un azimut promedio de N315° y su inclinación varía de los 45 a 55° al NE. -Su longitud aproximada es de 1km. -Son abundantes las brechas. -La mineralización se compone de sulfuros de plata y oro diseminado.
ODÍN	<ul style="list-style-type: none"> -Posee una orientación N290°, e inclina 60 a 75° al SSO. -Es una veta de cuarzo con textura masiva, reemplazo de calcita, cuarzo colofome, cuarzo clorita y hay brechas hidrotermales. -La mineralización se compone de sulfuros de plata.
AYELÉN	<ul style="list-style-type: none"> -Su orientación general es N290°, e inclina entre 60 y 75° hacia el SSO. -Posee cuarzo con sulfuros, hay texturas de brechas, vetillas de sulfuros, textura de reemplazo de carbonatos, hay brechas con fragmentos de andesita silicificados y cuarzo oqueroso.

Tabla 4: Características principales de cada una de las vetas que conforman el depósito epitermal presente en el Distrito San José, ubicadas en el sector Huevos Verdes.

Simmons *et al.*, (2005) distinguen a los depósitos epitermales de acuerdo con su relación Au/Ag; separándolos en tres categorías; por un lado los depósitos ricos en oro con una relación Ag/Au <10; si esta relación está comprendida entre 10-200 se trata de un depósito rico en plata y si esta relación de Ag/Au es mayor a 400 corresponde a un depósito pobre en oro, con plata, plomo y zinc asociados.

De acuerdo a lo mencionado en el párrafo anterior, y conforme a las relaciones calculadas para cada una de las vetas mineralizadas del Distrito; se puede asignar a este yacimiento como rico en plata, ya que en todas las estructuras la relación Ag/Au está comprendida en el rango 10-200 sin excepciones (Tabla 5).

	Huevos Verdes	Kospi	Frea	Odín	Ayelén
Promedio Au ppm	6.49	7.18	7.65	4.54	5.66
Promedio Ag ppm	496.27	572.66	380.43	239.25	418.53
Relación Ag/Au	76.44	79.74	49.73	52.71	73.90
Potencia promedio	0.91	1.51	1.31	1.15	1.15

Tabla 5: Contenidos promedio de los metales preciosos y potencias del sistema de vetas.

De todo el sistema de vetas mineralizadas se seleccionó para el análisis de la distribución de la mineralización y los principales elementos menores, a la veta Huevos Verdes ya que esta posee numerosos análisis químicos multi-elementos además de los resultados de los múltiples sondeos efectuados por la empresa.

Esta estructura fue uno de los blancos más importantes desarrollados dentro del Distrito. Presenta una corrida de aproximadamente 2 km y constituye tres segmentos mineralizados separados por fallas transversales que corresponden a los clavos norte, central y sur respectivamente (Fig. 5.12).

De acuerdo a los indicadores cinemáticos presentes en los escasos afloramientos en superficie y en observaciones de interior mina, está emplazada en una falla normal con una componente de desplazamiento de rumbo sinistral. Su morfología es irregular, el rumbo promedio del sector norte de la veta es N317° con una inclinación de 70°NE, mientras que en el sector sur el rumbo promedio es de N330° con una inclinación de 57°NE. Su espesor también es variable, oscila entre 1 y 8 metros. La mena está constituida por argentita, electrum, pirita, esfalerita, galena, calcopirita, bornita, covelita y platas rojas, y los minerales de ganga son principalmente el cuarzo, adularia y carbonatos.

Los tres sectores mineralizados a lo largo del rumbo constituyen el clavo norte, clavo central y el clavo sur; cuyas características se exponen a continuación.

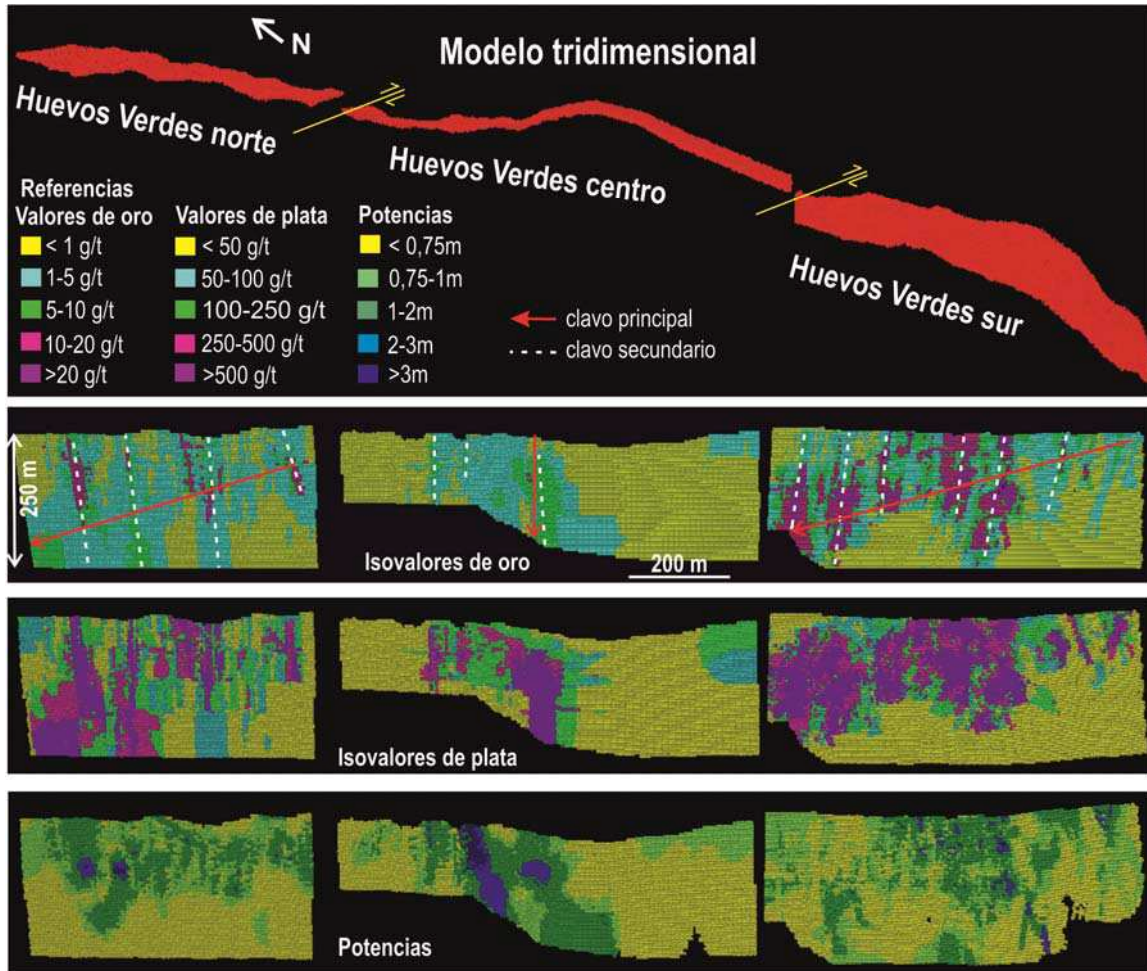


Figura 5.12: Capturas del modelo tridimensional de la veta Huevos Verdes, elaborado con ArcGIS 9.2. Arriba vista en planta de la estructura; luego secciones longitudinales con los isovalores de oro, plata y las potencias. En rojo se indica la dirección de inclinación del clavo de primer orden y en líneas punteadas blancas los de segundo orden.

Clavo Norte: aquí la estructura se encuentra cubierta por los flujos de basaltos terciarios. Su forma es irregular y su inclinación varía entre los 65° y 70° al NE. El límite superior de la mineralización llega a un nivel muy próximo a la superficie y se extiende hasta una profundidad de 250 m; quedando aún abierta la posibilidad que continúe en profundidad en el extremo norte del clavo ya que no se observa un límite basal pobre en metales.

En este sector de la estructura se reconoce un clavo principal, el cual constituye un cuerpo bastante extendido con un raque al NO; y varios clavos secundarios con un raque de casi 90°; los cuales pueden interpretarse como canales de ascenso de los fluidos mineralizados que poseen en general un ancho sobre la veta de 30 metros. Dichos canales, conforman los sitios de mayor apertura y alojan las leyes más altas.

Dentro del clavo de primer orden, la distribución del oro es mucho más restringida si se lo compara con la plata; el oro se concentra en la proximidad de los canales de ascenso de fluidos y la plata se extiende un poco más allá de los mismos conformando zonas con mayor potencia.

En la tabla 6 se resumen los contenidos promedio de los metales preciosos, potencia promedio, valores máximos y mínimos; desvío estándar y coeficiente de variación del contenido de dicho metales para el clavo norte de la veta Huevos Verdes.

HUEVOS VERDES: CLAVO NORTE	
Coefficiente de correlación Au-Ag	0.89
Valor promedio de Au ppm	4.10
Desvío estándar Au ppm	3.36
Coefficiente de variación Au ppm	0.82
Valor máximo de Au ppm	29.58
Valor promedio de Ag ppm	354.81
Desvío estándar Ag ppm	371.42
Coefficiente de variación Ag ppm	1.05
Valor máximo de Ag ppm	3002.17
Potencia promedio en metros	0.87
Potencia máxima en metros	3.56

Tabla 6: Características del clavo norte de la veta Huevos Verdes.

A su vez, se calculó el contenido promedio de arsénico, cobalto, cobre, molibdeno, níquel, plomo, antimonio y zinc, a partir de unas 7038 muestras tomadas en canaleta en interior de mina; estos resultados se comparan con los obtenidos en el clavo norte (Tabla 7).

Los datos del modelo de bloques fueron empleados para el análisis de la distribución del oro, plata, potencia y relación Ag/Au *versus* la cota (Fig. 5.13).

	As ppm	Co ppm	Cu ppm	Mo ppm	Ni ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Promedio	224.45	5.14	86.49	6.39	12.24	356.03	8.95	405.82
Desvío estándar	738.41	3.82	335.95	5.76	20.86	755.90	14.22	793.89
Valor máximo	10000	2.70	67.40	15.57	14.15	347.44	100.28	522.65
Valor mínimo	0.50	0.50	8.39	2.22	0.50	65.01	2.50	12.46
Coefficiente de variación	3.29	0.74	3.88	0.90	1.70	2.12	1.59	1.96

Tabla 7: Contenidos promedio de algunos elementos menores en el clavo norte.

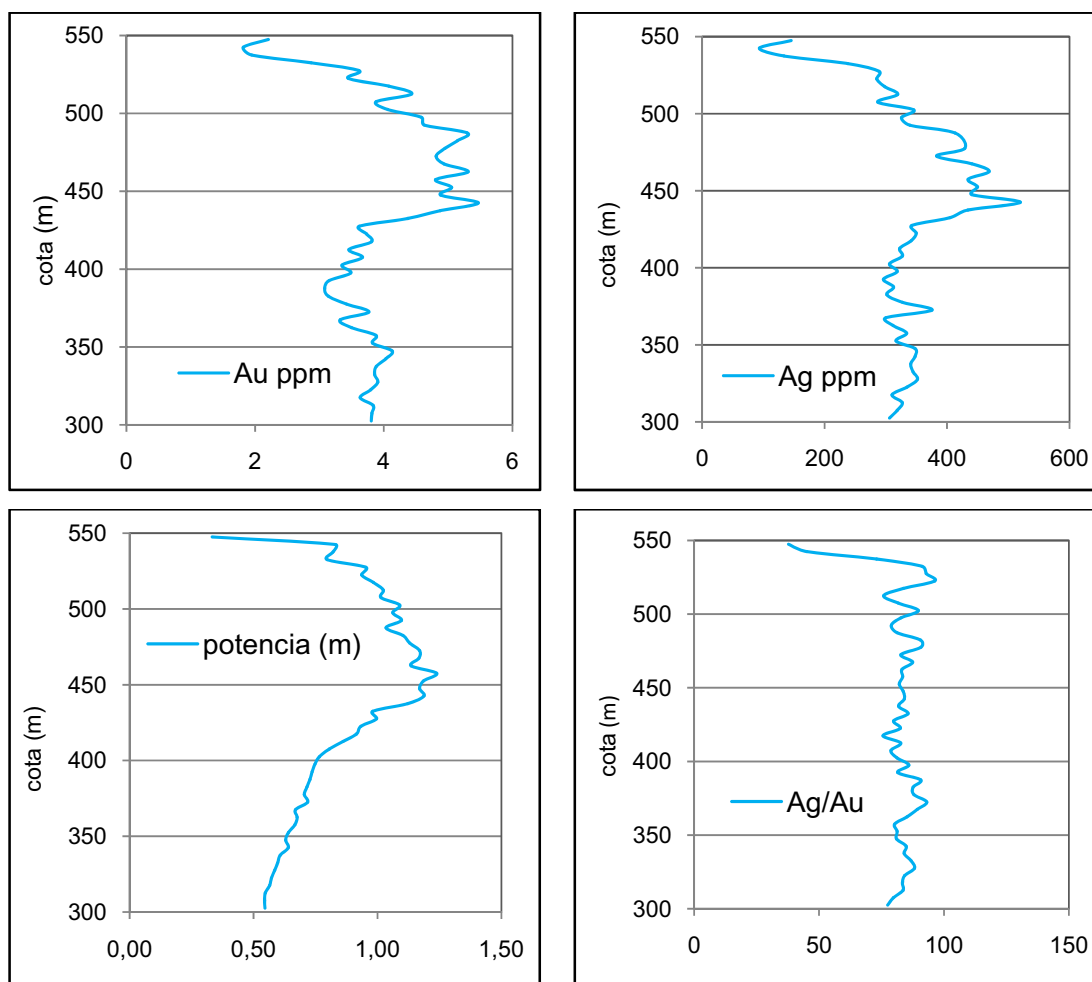


Figura 5.13: Distribución del oro, la plata, la potencia y la relación Ag/Au *versus* la cota sobre el nivel del mar para el clavo norte de la veta Huevos Verdes.

En los gráficos de la figura 5.13 se puede observar que hay una muy buena correlación entre el contenido de oro y plata. Ambos elementos presentan una similar distribución en profundidad y se enriquecen en el mismo nivel, el intervalo entre las cotas 530-430 metros. Las leyes de plata superan los 200 g/t desde los 530 metros hasta los 300 metros de profundidad. Las zonas de mayor potencia dentro del clavo coinciden con las mayores leyes de los metales.

Si bien la zona de oxidación se extiende hasta los 430 metros, la relación Ag/Au se mantiene constante y disminuye muy cerca de la superficie.

Las leyes parecen tener continuidad en profundidad en el extremo norte de la veta, aunque la potencia de la estructura disminuye en ese sentido. De los tres segmentos de la veta Huevos Verdes este es el que presenta la mineralización en menor proporción, siendo como se enuncia más adelante, el clavo sur el más rico en metales preciosos.

Clavo Central: este segmento posee una leve curvatura en el rumbo de la estructura; el espesor varía de 0,5 m a 5 metros e inclina unos 70-75° al NE. Posee un clavo principal y clavos secundarios, no tan numerosos como en el sector anterior, con un raque aproximado de 90°. Las mayores leyes de oro en este caso no alcanzan los niveles más altos y llegan hasta los 200 m de profundidad. Las leyes elevadas de plata se extienden un poco más allá de los canales de ascenso de fluidos e incluso llega hacia niveles superficiales. No se observa nivel basal estéril que esté delimitando la mineralización en profundidad para este sector. Uno de los posibles canales de ascenso de fluidos llega a tener 60 m de ancho sobre la veta.

En este sector la estructura hace una inflexión, y es allí donde aparecen los mayores espesores con las mejores leyes. A diferencia del clavo norte, este no parece cerrarse en profundidad, con lo cual aun presenta potencial aun en los sitios más profundos.

En la tabla 8 se resumen los contenidos promedio de los metales y la potencia media, valores máximos y mínimos; desvío estándar y coeficiente de

variación del contenido de dicho metales para el clavo centro de la veta Huevos Verdes.

En la figura 5.14 se puede observar que las mejores leyes de oro están comprendidas entre los 500 y 350 metros, mientras que la plata se enriquece entre los 430 y los 350 metros. Por debajo de la zona de oxidación que se extiende hasta los 430 metros, la relación Ag/Au comienza a incrementarse gradualmente. Este comportamiento ligeramente diferente entre el oro y la plata podría sugerir o bien la presencia de una zona enriquecimiento supergénico o simplemente un incremento del contenido de plata en profundidad.

HUEVOS VERDES CENTRO	
Coefficiente de correlación Au-Ag	0.89
Valor promedio de Au ppm	3.67
Desvío estándar Au ppm	2.46
Coefficiente de variación Au ppm	0.67
Valor máximo de Au ppm	12.13
Valor promedio de Ag ppm	338.63
Desvío estándar Ag ppm	297.07
Coefficiente de variación Ag ppm	0.877
Valor máximo de Ag ppm	951.72
Potencia promedio en metros	0.99
Potencia máxima en metros	6.41

Tabla 8: Características del clavo central de la veta Huevos Verdes.

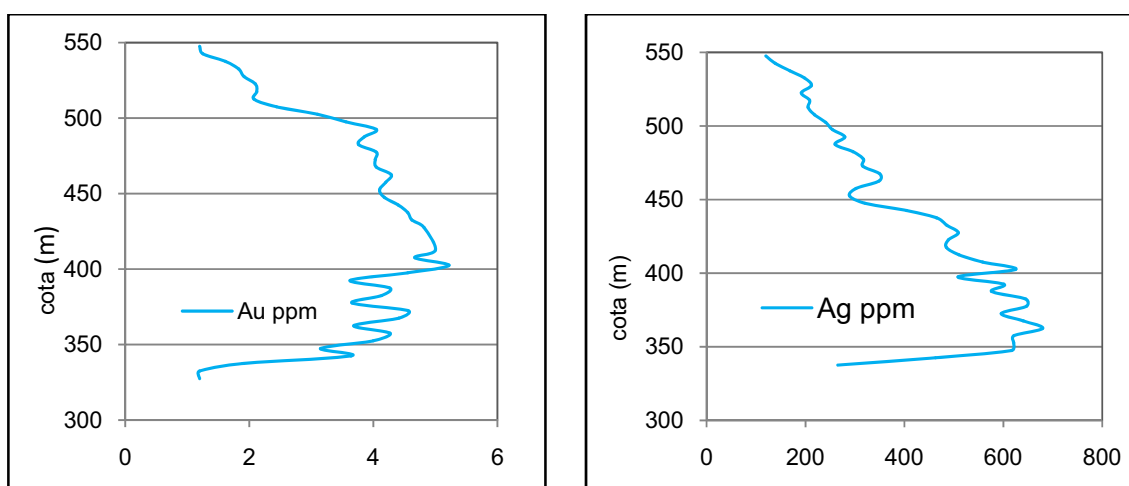


Figura 5.14: Distribución del oro, la plata, la potencia y la relación Ag/Au versus la cota sobre el nivel del mar para el clavo central de la veta Huevos Verdes.

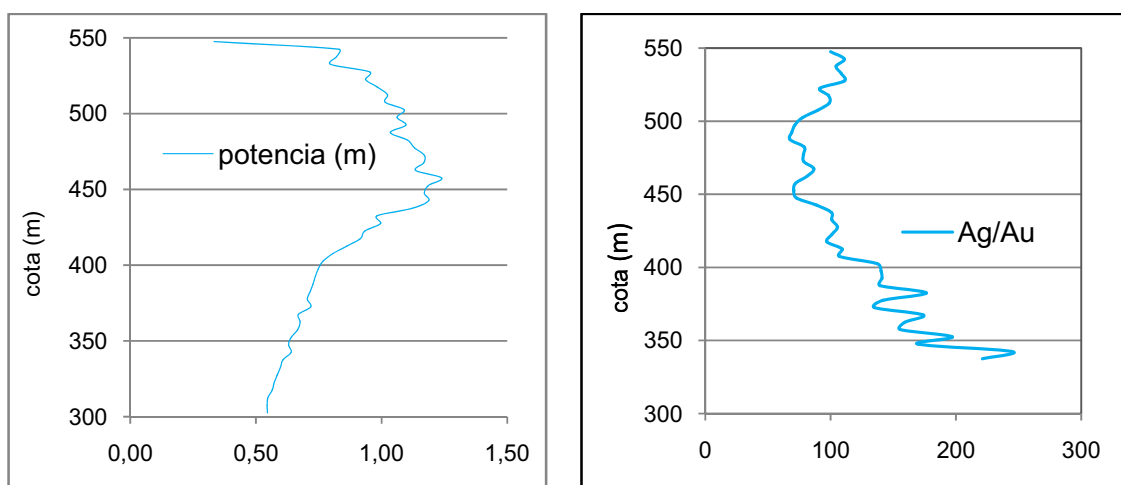


Figura 5.14: Distribución del oro, la plata, la potencia y la relación Ag/Au versus la cota sobre el nivel del mar para el clavo central de la veta Huevos Verdes.

Clavo Sur: es el único sector en donde aparece la estructura aflorando en superficie. Su morfología es irregular, su inclinación varía entre 42° a 75° al NE y su espesor oscila entre los 0,5 a 3 metros. El clavo principal posee un raque al NO; y los secundarios poseen un raque casi de 90° . Son numerosos los canales de ascenso de fluidos en este sector, incluso llegan a solaparse entre ellos. Tanto el oro como la plata, llegan a superficie con valores económicos; la plata forma un horizonte más continuo que el oro con un ancho de aproximadamente 250 m; y alcanza una profundidad de 200 metros. Inmediatamente por debajo de dicha profundidad no se observan valores económicos.

En la tabla 9 se resumen los contenidos promedio de los metales y la potencia promedio, valores máximos y mínimos; desvío estándar y coeficiente de variación para el clavo sur obtenidos a partir del modelo de bloques para esta veta.

HUEVOS VERDES SUR	
Coeficiente de correlación Au-Ag	0.76
Valor promedio de Au ppm	9.46
Desvío estándar Au ppm	9.33
Coeficiente de variación Au ppm	0.99
Valor máximo de Au ppm	98.09
Valor promedio de Ag ppm	692.30
Desvío estándar Ag ppm	801.18
Coeficiente de variación Ag ppm	1.16
Valor máximo de Ag ppm	9929.38
Potencia promedio en metros	0.87
Potencia máxima en metros	4.66

Tabla 9: Características del clavo sur de la veta Huevos Verdes

Al igual que en el clavo norte, se calcularon los contenidos promedio de arsénico, cobalto, cobre, molibdeno, níquel, plomo, antimonio y zinc a partir de 8032 muestras geoquímicas tomadas en los canales de interior mina (Tabla 10).

	As ppm	Co ppm	Cu ppm	Mo ppm	Ni ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm
Promedio	138.01	7.28	336.21	5.03	11.39	1336.54	15.31	1403.98
Desvío estándar	244.06	7.89	938.89	7.67	10.45	1954.85	40.43	2308.87
Valor máximo	8555.20	5.88	203.94	3.07	12.91	1309.22	166.21	493.29
Valor mínimo	2.50	39.33	41.72	2.96	153.42	1.00	2.50	84.83
Coeficiente de variación	1.77	1.08	2.79	1.53	0.92	1.46	2.64	1.64

Tabla 10: Contenidos promedio de los elementos a partir de los datos geoquímicos de las muestras tomadas en los canales de interior mina.

Este clavo a diferencia de los anteriores, muestra un límite inferior para la mineralización económica, cota por debajo de la cual es posible que ya no haya mineral.

A lo largo del clavo las leyes de oro son elevadas; abarcando las cotas entre los 540 y los 300 metros. En el intervalo comprendido entre las cotas 540 y 330 metros el contenido de plata supera los 400 g/t. Hay muy buena correlación entre el contenido de oro y plata en función de la profundidad. La relación Ag/Au

disminuye hacia la superficie (Fig. 5.15). Las leyes más importantes de oro y plata están en los niveles superiores de la veta, mientras que en profundidad el contenido de plata disminuye considerablemente. A su vez, la potencia de la veta disminuye en profundidad considerablemente, con la cual se interpreta que esta tiende a cerrarse.

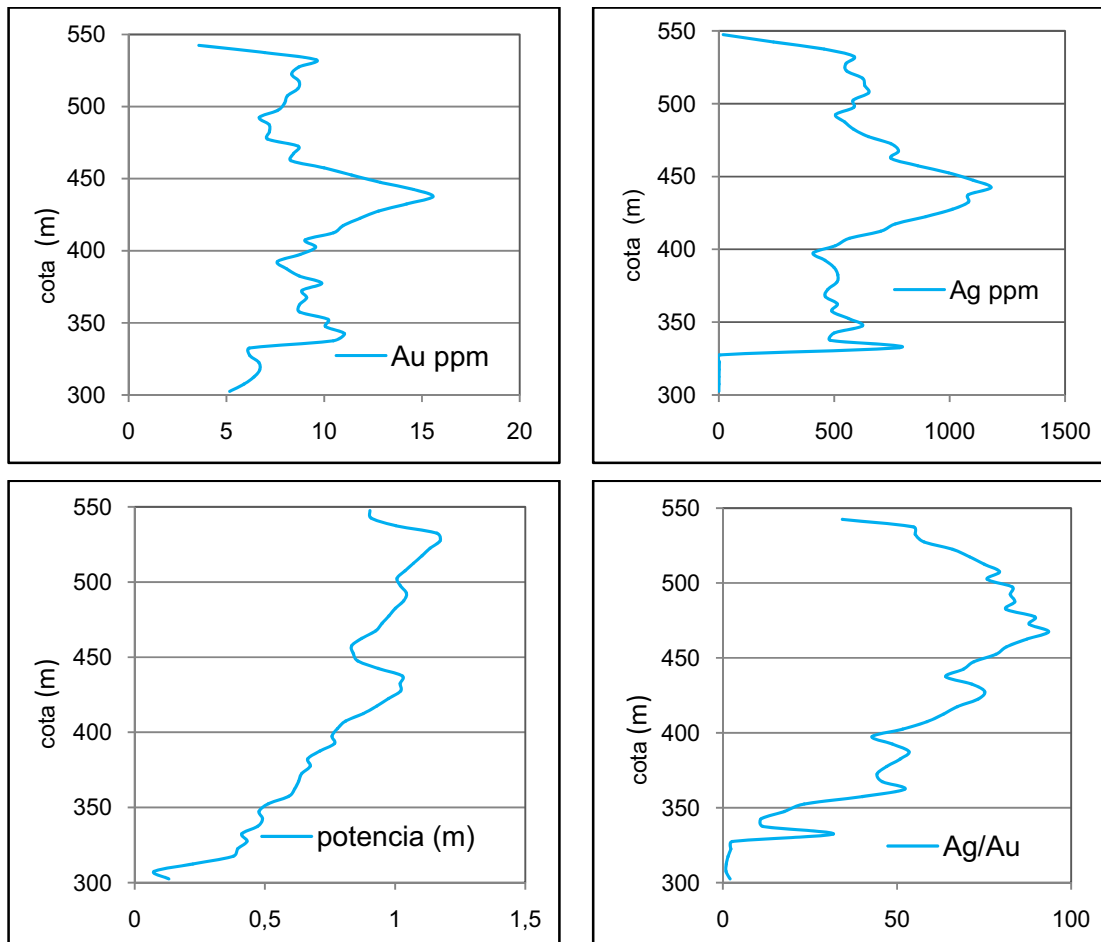


Figura 5.15: Distribución del oro, la plata, la potencia y la relación Ag/Au versus la cota sobre el nivel del mar para el clavo sur de la veta Huevos Verdes.

Con los datos geoquímicos de las muestras obtenidas de los clavos norte y sur, se graficaron las concentraciones de arsénico, antimonio, plomo, zinc, cobre, molibdeno, níquel y cobalto *versus* la cota para ver si hay alguna variación en su concentración en la vertical para ambos clavos y en el rumbo.

La concentración de arsénico se incrementa notablemente en el nivel 480 de la veta para ambos clavos, luego disminuye hacia los niveles más superficiales

y en profundidad. Aunque los valores más altos se registran en el clavo norte (Fig. 5.16).

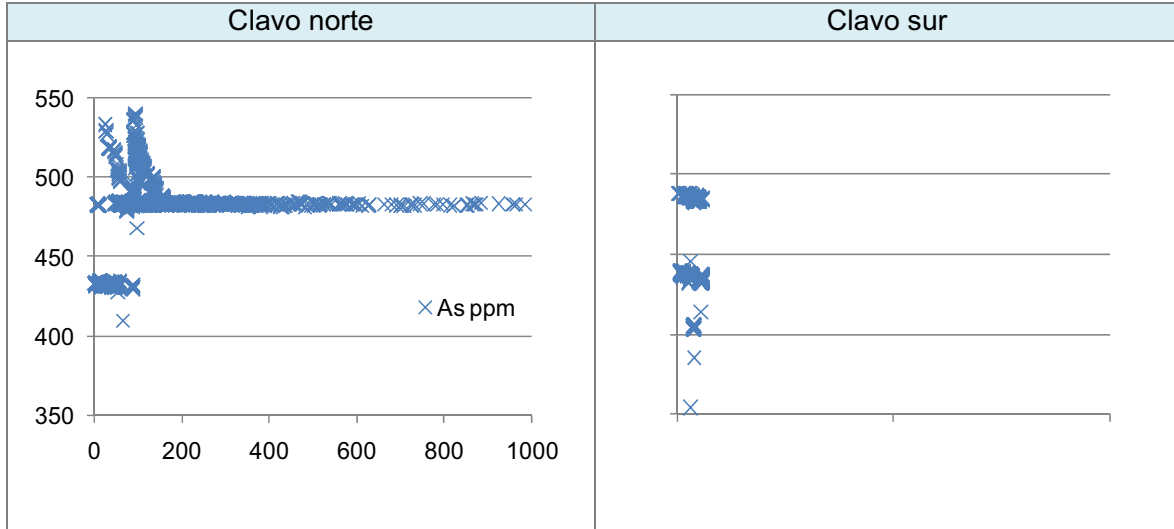


Figura 5.16: Distribución de la concentración del arsénico versus la cota sobre el nivel del mar en el clavo norte y sur de la veta Huevos Verdes.

El antimonio en el clavo norte presenta las concentraciones más elevadas en el nivel 480, luego en profundidad y hacia la superficie disminuye notablemente. En al clavo sur, este elemento presentan elevadas concentraciones entre los niveles 480 y 430, y disminuye en profundidad y hacia los niveles superficiales (Fig. 5.17).

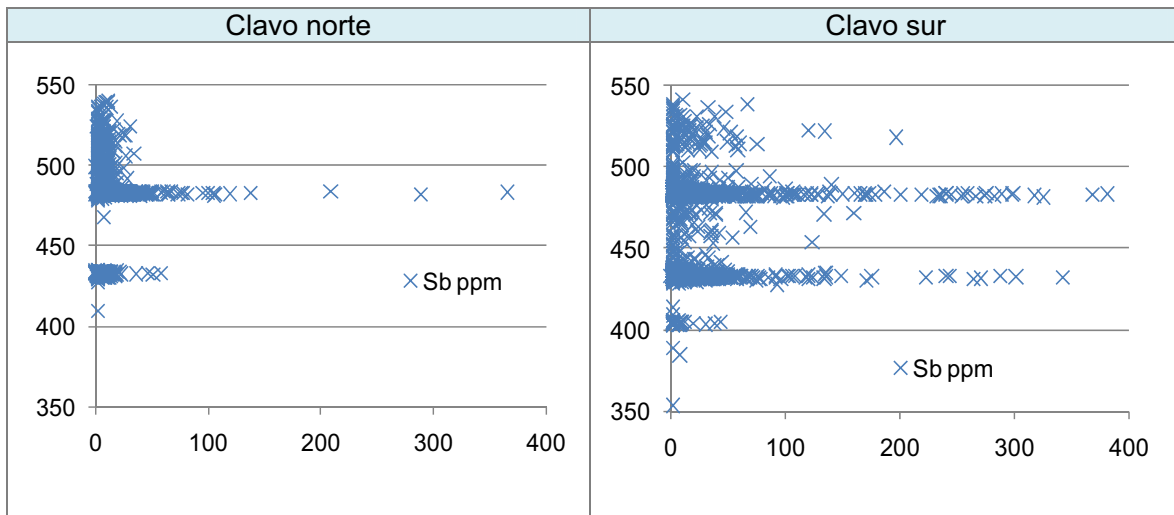


Figura 5.17: Distribución de la concentración del antimonio versus la cota sobre el nivel el mar en el clavo norte y sur de la veta Huevos Verdes.

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Ambiente geológico y tectónico de emplazamiento

El depósito epitermal de sulfuración intermedia presente en el Distrito minero San José está espacial y temporalmente vinculado al extenso episodio volcánico ocurrido durante el Jurásico medio a superior. Dicho evento, de prolongada duración, está representado por una suite de rocas volcánicas bimodales y se desarrolló en un ambiente de retroarco extensional caracterizado por la presencia de hemigrabens de orientación NO vinculados a la ruptura de Gondwana, y la consecuente apertura del Océano Atlántico (Pankhurst y Rapela 1995, Pankhursts *et al.* 2000 y Giacosa, 2008).

Las rocas que conforman esta suite volcánica guardan relaciones complejas entre ellas y constituyen las Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike, Cerro León y La Matilde (Echeveste *et. al.*, 2001; Guido *et. al.*, 2006; López, 2006; Ruiz *et. al.*, 2008; Jovic, 2009), las cuales se formaron de acuerdo a las dataciones existentes entre los 178 y 149 Ma (Panza y Haller, 2002), con una migración temporal de las efusiones de noreste a sudoeste, donde se obtuvieron las edades más jóvenes (Féraud *et al.* 1999).

Dentro del Distrito la Formación Bajo Pobre está conformada principalmente por andesitas y escasas dacitas, las cuales constituyen la roca de caja del sistema de vetas mineralizadas del sector Huevos Verdes y también albergan numerosas estructuras presentes en el sector El Pluma. Estas rocas poseen una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 151.3 ± 0.7 Ma de acuerdo a los resultados obtenidos por Dietrich (2012) (fig. 6.1). Las rocas que conforman la Formación Chon Aike son principalmente ignimbritas de composiciones riolíticas a dacíticas. Estas constituyen la roca de caja de las vetas y brechas presentes en el sector Saavedra oeste y tienen una edad de 147.6 ± 1.1 Ma de acuerdo a los resultados obtenidos por Dietrich (2012). Y por último, la Formación La Matilde está constituida principalmente por tobas de caída y depósitos volcanoclásticos re TRABAJADOS depositados en ambientes fluviales o lacustres, entre los que se intercalan escasos niveles de ignimbritas.

La edad de la mineralización obtenida en adularia por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la veta Huevos Verdes es de 151.6 ± 0.6 Ma. Una edad similar obtuvo Dietrich (2012) en adularia de una de las estructuras que se encuentra próxima al sector El Pluma, más precisamente en el sector Sorpresa, con un valor de 151.2 ± 0.5 Ma. Estos resultados difieren de los obtenidos por el mismo autor en illita de roca de caja y en la illita que aparece como ganga la veta Huevos Verdes, de 140.8 ± 0.2 Ma y 140.5 ± 0.3 Ma respectivamente. Esta diferencia de edad se deba probablemente a una pérdida de argón que experimentó la muestra especialmente para la illita de granulometría fina por poseer una mayor superficie específica otorgando de esta forma edades más jóvenes.

Con lo cual se puede deducir que la roca de caja y la mineralización están temporalmente vinculadas y corresponden al mismo evento volcánico, donde la actividad hidrotermal responsable de la formación del depósito epitermal se inicia inmediatamente después emplazamiento de las rocas volcánicas.

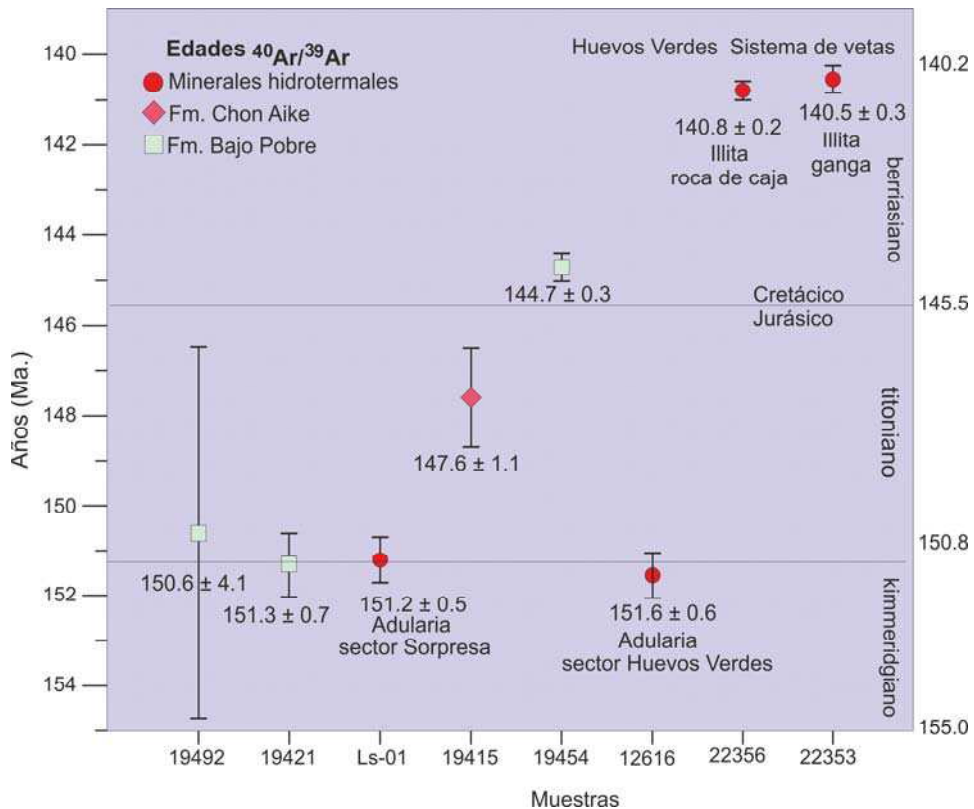


Figura 6.1: Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y el error correspondiente de las muestras del distrito minero San José, tomado y modificado de Dietrich (2012).

Las dataciones geocronológicas de otras mineralizaciones o de sus manifestaciones asociadas como la alteración hidrotermal para otros sectores del Macizo del Deseado, compiladas por Fernández *et al.*, 2008 corresponden en su mayoría al Jurásico Superior (Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, La Josefina, Mina Martha, Cerro Negro) y están íntimamente asociados a los últimos eventos del vulcanismo bimodal predominante en la región (Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría *et al.*, 2005). Una excepción lo constituye el prospecto Martinetas donde la edad de la veta Coyote es Jurásico Medio (Dubé *et al.* 2000), el mismo se encuentra en la porción oriental del Macizo, donde quizás las mineralizaciones sean un poco más antiguas debido a la migración del vulcanismo de NE a SO propuesta por Feraud *et al.*, 1999.

Como ya fue señalado con anterioridad por Fernández *et al.*, 2008 y Moreira *et al.*, 2009, la edad de la mineralización presente en Manantial Espejo y Cerro Vanguardia son algunos millones de años más jóvenes que las rocas que la hospedan, mientras que para el caso de Mina Martha, San José y La Josefina la diferencia de edad entre el vulcanismo y la mineralización es mucho menor e incluso llegan a solaparse.

Los controles más importantes en la formación de este tipo de depósito son el fracturamiento extensional que afectó a las rocas volcánicas jurásicas y la incorporación de aguas freáticas a los sistemas geotermales (Fernández *et al.*, 2008), ya que la formación de las fallas en los sistemas hidrotermales focaliza los fluidos debido al aumento de la permeabilidad (Cox *et al.*, 2005).

El modelo estructural propuesto por Dietrich *et al.*, (2012) para el tiempo de la mineralización, consiste en una zona de cizalla con un par de fallas conjugadas, unas con rumbo N-NO sinestrales y otras de rumbo O-ON dextrales, que corresponden a las fallas R y R' del modelo de cizalla de Riedel; contenidas dentro de dos grandes fallas maestras de rumbo N-NE. En el interior de este corredor se encuentra el sistema de vetas mineralizadas.

Las fallas y fracturas sirvieron como conductos para la circulación de los fluidos, donde la intensa alteración en la roca de caja de las vetas refleja una alta proporción fluido/roca y alta permeabilidad.

Características del fluido hidrotermal y la mineralización

La mayor parte del Distrito se encuentra cubierta por los flujos de lavas terciarios, siendo muy escasos los afloramientos de rocas más antiguas. El análisis de detalle de la alteración hidrotermal se concentró en cuatro sectores los cuales están alineados en dirección noroeste. En casi todos ellos, hay numerosas vetas y/o brechas, las cuales tienen concentraciones anómalas en diversos elementos menores y traza.

El sector Huevos Verdes es el más importante desde un punto de vista económico porque alberga numerosas vetas portadoras de metales preciosos. Aproximadamente unos 20 km de estructuras constituyen este sistema de vetas mineralizadas, las cuales constituyen cuerpos vetiformes con texturas coliformes, bandeadas, de brechas, costiformes, de reemplazo de carbonatos por sílice. La mena se compone principalmente de pirita, calcopirita, galena, esfalerita, electrum, sulfosales de plata y acantita/argentita. La relación Ag/Au en todas las estructuras mineralizadas indica que se trata de un depósito epitermal rico en plata. Las vetas están alojadas en fallas, la mayoría con una orientación general NO, aunque hay unas pocas recientemente descubiertas con rumbos casi E-O; rodeadas de un halo de alteración de varios metros.

Las principales diferencias entre los diferentes tipos de depósitos epitermales se establecen en la mineralogía de mena la cual está condicionada por la composición del fluido (Sillitoe y Hedenquist, 2003). Esto en parte se debe a las diferentes solubilidades del oro, plata y metales base en función de los complejos disponibles en el fluido y al estado redox del fluido y actividad del azufre (Einaudi *et al.*, 2003). La mineralización en la veta Huevos Verdes está constituida por varios sulfuros, esfalerita pobre en hierro, galena, pirita, calcopirita y abundantes sulfosales de plata con ganga principalmente de cuarzo y adularia. La

alteración hidrotermal proximal a la veta Huevos Verdes se compone principalmente de adularia, sericita, illita, clorita y cuarzo, y más distal grada a illita, e illita/esmectita. Los fluidos formadores de mineralización fueron soluciones diluidas o de baja salinidad (entre 0,5 y 4% en peso de NaCl equiv.) y temperaturas comprendidas entre los 245°C y 326°C. Conforme a las características enunciadas precedentemente se puede clasificar a este yacimiento como de sulfuración intermedia (Hedenquist, et al., 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003, Einaudi *et al*, 2003 y Albinson, 2001).

La veta Huevos Verdes se formó en múltiples pulsos, los cuales se pueden dividir en tres etapas, de las cuales solo una de ellas contribuye significativamente con la mineralización, donde probablemente la ebullición haya sido el proceso dominante en la precipitación de la mena. Los fluidos que aportan los metales son de origen magmático, y a lo largo de su evolución suelen mezclarse con aguas meteóricas.

La presencia de cuarzo, adularia, sericita, clorita indican la reacción de un fluido reducido con pH cercano al neutro. Estos minerales en la zona proximal indican temperaturas mayores a los 250°C, lo cual es corroborado por las temperaturas de homogenización medidas en uno de los pulsos que mayor aporta metales preciosos al yacimiento. Los cambios dominantes en la roca de caja, producto de la circulación de estas soluciones hidrotermales, son principalmente la ganancia de K^+ y pérdida significativa de Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , entre otros elementos.

La ruptura a lo largo de las fallas generó el espacio para el ascenso de los fluidos, que al disminuir la presión entran en ebullición con la consecuente precipitación de la mena. En la veta se identificaron texturas de reemplazo de carbonatos, coloformes, bandeadas, presencia de adularia y sulfuros como evidencias de ebullición en el sistema. En la roca de caja próxima a la veta hay cuarzo, adularia, illita y sericita, donde el flujo de los fluidos es mayor (alta relación fluido/roca) debido a la proximidad a los conductos, mientras que más distal a la veta disminuye la relación fluido/roca y la proporción de arcillas se incrementa. La caolinita de la veta Huevos Verdes se superpone a las asociaciones de

minerales de alteración, donde hay un aumento de la permeabilidad especialmente a lo largo de fracturas.

La señal geoquímica de la veta Huevos Verdes se caracteriza por presentar contenidos elevados en Ag, Au, Pb y Zn. La zona productiva de la veta está constituida por numerosos clavos conformados por zonas de alta ley de metales preciosos y elevados espesores que responden a un fuerte control estructural. La elevada correlación entre la concentración del oro y la plata, hace que ambos tengan un comportamiento similar respecto a la cota en los clavos, probablemente se deba a la presencia de oro en la acantita (AgS) o electrum, excepto para el clavo central donde el oro se concentra a una cota ligeramente más elevada.

Evolución del sistema hidrotermal-magmático

La alteración hidrotermal identificada dentro del Distrito minero de San José se distribuye a lo largo de un corredor estructural de rumbo noroeste, que comprende el sector Cerro Saavedra como extremo sur-este y culmina en el sector El Pluma al noroeste (Fig. 6.2).

Los estudios de detalle realizados en la alteración hidrotermal, incluyendo petrografía, difracción de rayos X, espectroscopía de reflectancia, y la distribución de los diferentes tipos de alteraciones, fueron útiles para interpretar las condiciones físicas y químicas que prevalecieron durante la alteración hidrotermal y la generación de las vetas.

Los fluidos que actuaron tenían diferentes condiciones de temperatura y acidez; los de mayor temperatura y pH más bajo actuaron en el sector del Cerro Saavedra según lo refleja la asociación de minerales de alteración (caolinita, alunita, topacio, pirofilita, zunyita). Aquí las modificaciones en la composición química de las rocas son consistentes con los minerales de alteración identificados, ya que el resultado del balance de masas refleja un metasomatismo de hidrógeno intenso y lixiviación de varios elementos mayores, como el CaO, MgO, Na₂O, K₂O, MnO e incluso el Al₂O₃ (Fig. 6.3).

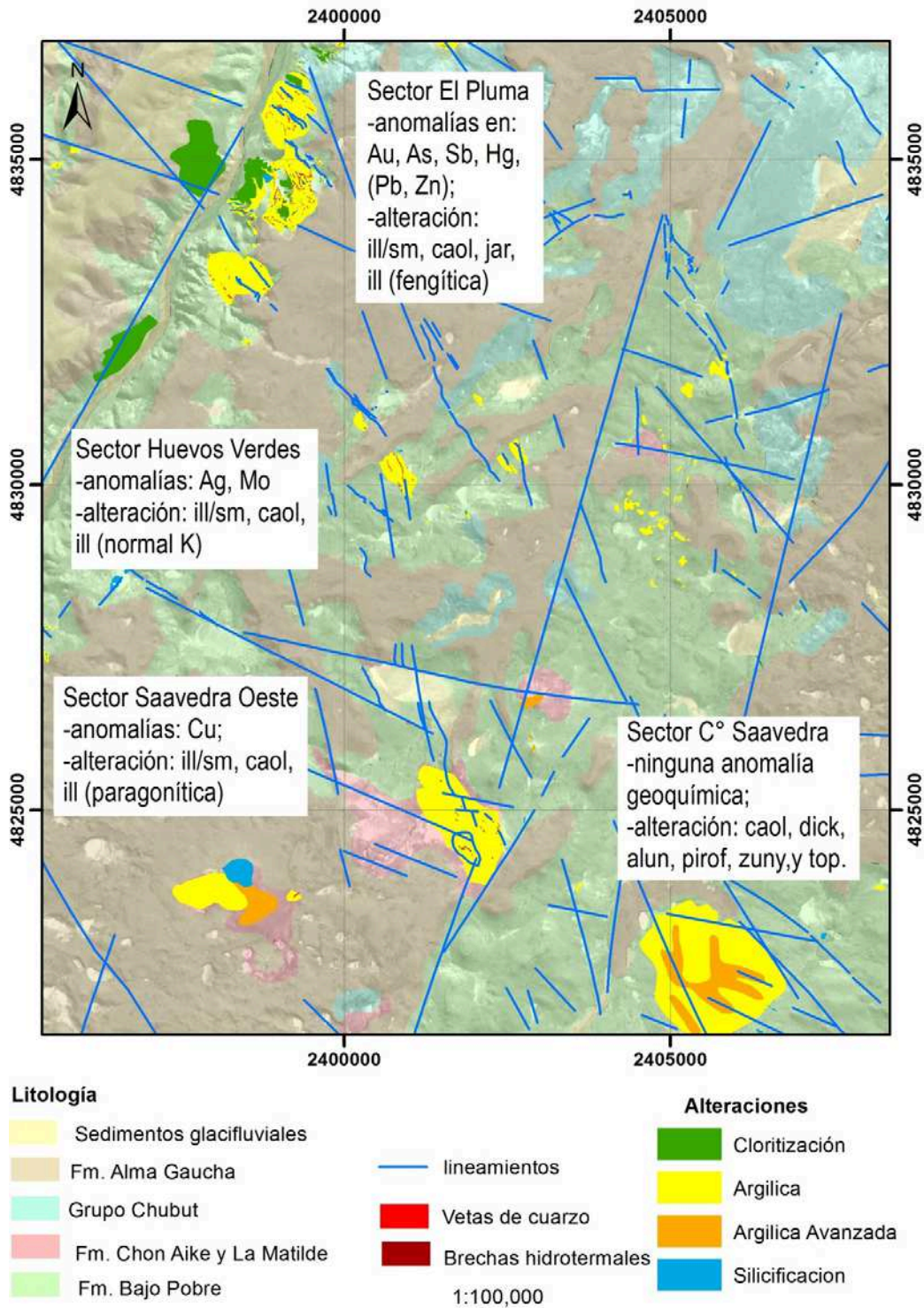


Figura 6.2: Mapa de la distribución de las alteraciones y anomalías geoquímicas y su vinculación con la estructuración jurásica presente en el Distrito. Ill= illita, ill/sm= illita/esmectita, caol= caolinta, jar= jarosita, dick= diquita, alu= alunita, pirof= pirofilita, zuny= zunyita, top= topacio.

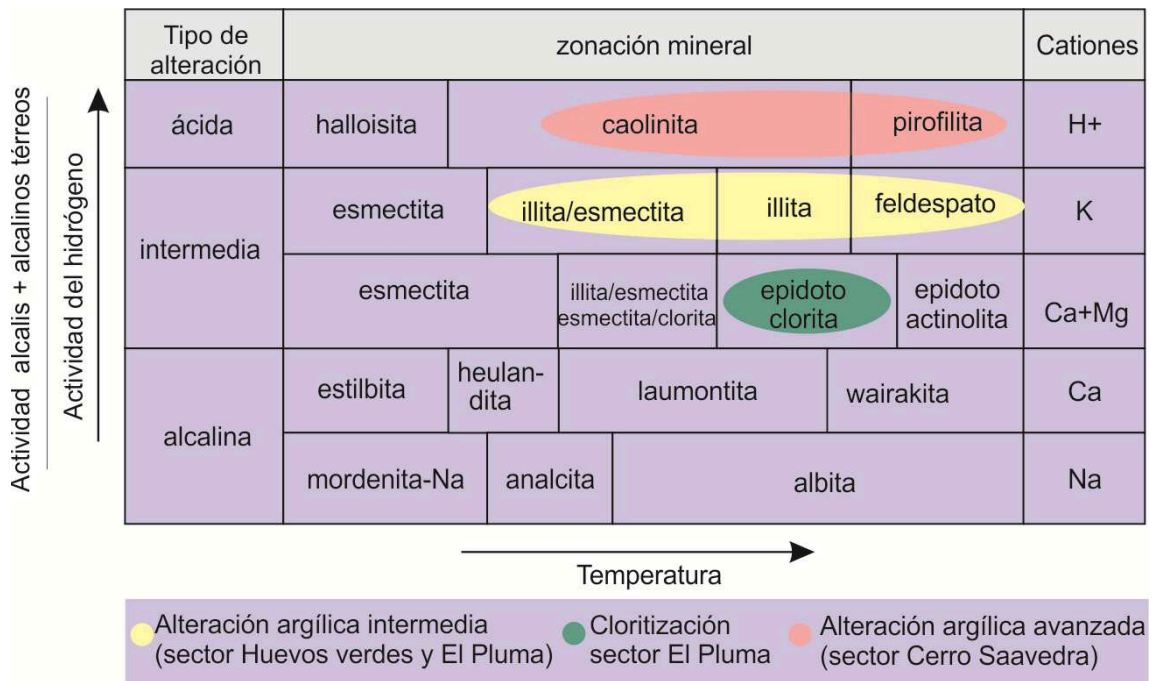


Figura 6.3: Minerales de alteración hidrotermal en función de la temperatura y actividad del hidrógeno, álcalis y alcalino térreos, tomado y modificado de Sonntang 2012.

En los demás sectores, los minerales de alteración reflejan condiciones de menor temperatura y pH cercano al neutro (caolinita, illita/esmectita, sericita, entre otros). En ellos, la alteración progresiva genera una pérdida de Na y una ganancia del K (metasomatismo potásico) de la roca a medida que las plagioclasas y feldespatos se destruyen y son reemplazados por adularia y/o illita; siendo este efecto más importante en las rocas del sector Huevos Verdes.

Los minerales de alteración hidrotermal identificados en el sector Cerro Saavedra son los mismos que aparecen en los litocaps con alteración argílica avanzada ubicados en la parte superior de los sistemas porfíricos. En esos sistemas, los litocaps por lo general son estériles y están verticalmente zonados, con cuarzo y pirofilita en niveles más profundos y cuarzo-alunita y sílice residual en los niveles someros (Sillitoe, 2010). Sus raíces pueden contener especies minerales de alta temperatura como el corindón y andalucita; acompañadas por muscovita y/o pirofilita.

Los sistemas tipo pórfido se forman a partir de la inyección de magmas oxidados, ricos en S y metales en la parte superior de la corteza que por lo general suelen estar conectados en profundidad con el plutón parental (Fig. 6.4).

La secuencia de alteración y mineralización es consecuencia del progresivo enfriamiento del sistema y del fluido de 700°C a < 250°C, producto de la solidificación del plutón parental (Sillitoe, 2010).

De esta manera, se desarrolla desde zonas profundas hacia la superficie una alteración calco-sódica, potásica, clorita-sericítica, sericítica y argílica avanzada. La alteración clorítica y propilítica se desarrollan distalmente y en profundidad.

Durante los estadios iniciales el magma está presente en la cúpula del plutón parental, donde una fase líquida de moderada a baja salinidad (profundidades > a los 9km) genera la alteración potásica en un rango de temperaturas de 700°C a 550°C. Durante su ascenso ese fluido experimenta una separación de fases generando por un lado una pequeña fracción de líquido hipersalino (salmuera) y por otro lado grandes volúmenes de vapor de baja densidad (Fournier, 1999). La fase líquida está enriquecida en cloruros de sodio, potasio y hierro; con salinidades entre el 35 y 70% en peso de NaCl equiv. y la fase vapor posee especies volátiles ácidas como SO₂, H₂S, CO₂, HCl y HF (Giggenbach, 1992, 1997).

Los vapores ascienden por encima del intrusivo hasta que se condensan en las aguas subterráneas para formar fluidos extremadamente ácidos responsables de la lixiviación de la roca y la formación del litocap con alteración argílica avanzada. El ascenso de estos fluidos a través de fallas o conductos permeables produce la formación de núcleos de cuarzo residual *vuggy* (pH<2; Stoffregen, 1987) rodeado de un halo de alteración argílica avanzada. Debido a la baja capacidad de transporte de metales de estos vapores, estos litocaps resultan estériles.

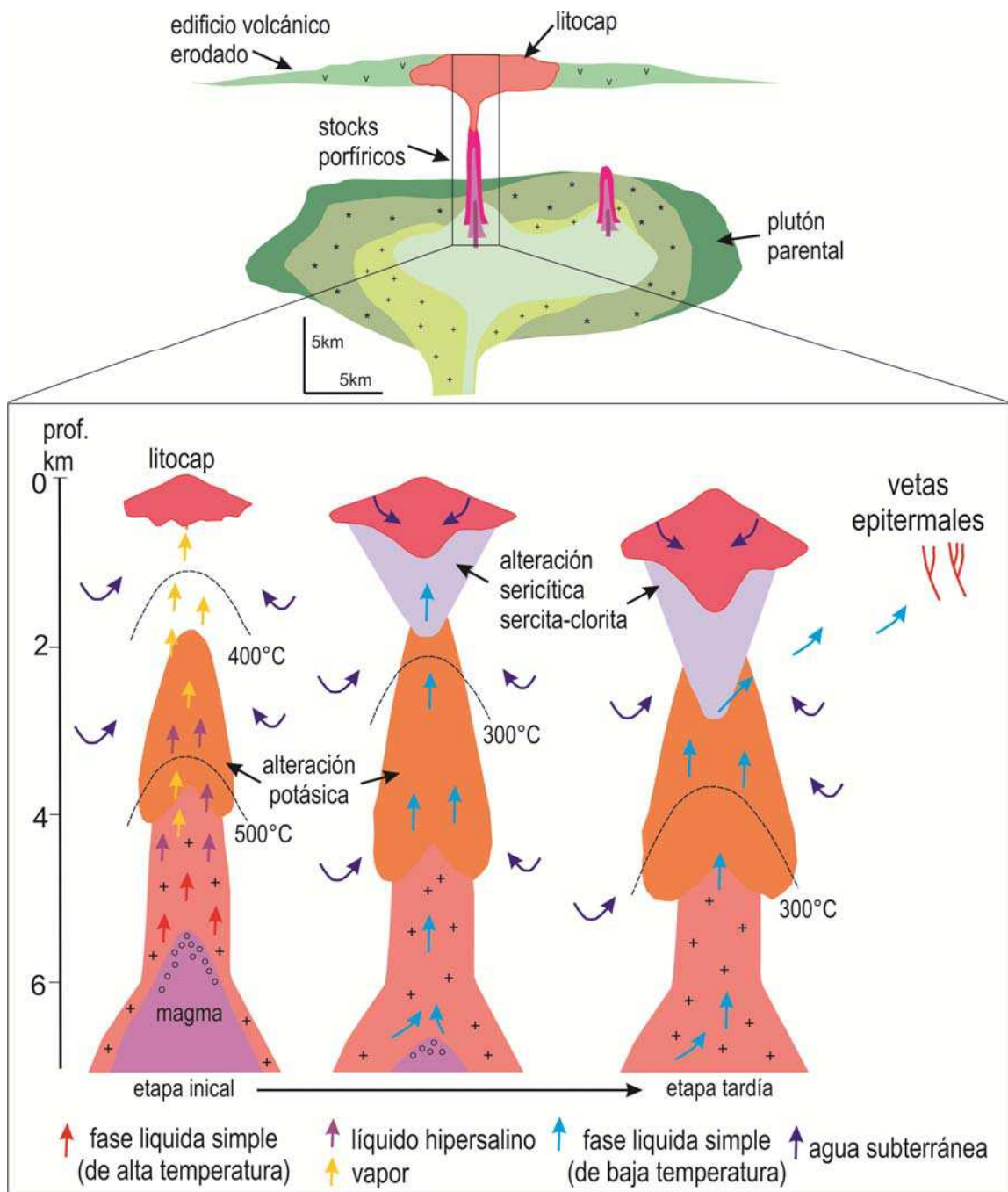


Figura 6.4: Evolución de los fluidos magmáticos y los tipos de alteración a medida que el magma se solidifica y se enfría según Sillitoe, 2010.

Con la solidificación del fundido de la cámara magmática parental, disminuyen el aporte de calor y fluidos hacia el sistema porfírico. De esta manera se produce el descenso de temperatura del sistema y las presiones pasan a ser de litostáticas a hidrostáticas. En estas condiciones, se exsuelve del magma en proceso de solidificación, una fase fluida líquida, (la cual no se separa en dos sino que permanece como una sola fase fluida) de baja a moderada salinidad (5-20% wt NaCl equiv.) y con temperaturas comprendidas entre los 350 y 250°C que asciende al sistema porfírico (Hedenquist *et al.*, 1998 y Heinrich *et al.*, 2004). Otra forma de que se forme una fase líquida simple es por contracción de la fase vapor luego de la separación de la salmuera, la cual es enfriada a elevadas presiones sobre la curva crítica del sistema fluido NaCl+H₂O (Heinrich *et al.*, 2004) incrementando su densidad hasta contraerse en un líquido.

De esta manera, y a partir de la fase líquida generada por cualquiera de las dos formas enunciadas en el párrafo anterior, y a bajas temperaturas, se produce la alteración sericítica y sericita-clorita por encima de la alteración potásica.

Ese mismo líquido continua ascendiendo hasta llegar al litocap, donde evoluciona a un estado de alta sulfuración y en determinadas condiciones puede formar un depósito de alta sulfuración; mientras que una neutralización, reducción e interacción con las rocas de caja convierte a este fluido de alta sulfuración a uno de intermedia que puede formar como en este caso, un depósito económico en la periferia del sistema (Sillitoe y Hedenquist, 2003; Einaudi *et al.*, 2003).

Consideraciones estructurales en la formación de los clavos de mena

A partir del análisis del modelo de bloques, se obtuvieron conclusiones similares a la propuestas por Gutiérrez, (2006) sobre la generación de los clavos mineralizados. Donde la estructura posee una orientación de 315 a 330°, mejor es el desarrollo de los clavos y se registra un aumento en la potencia de la veta, ya que constituyen zonas transtensionales cuando la estructura se curva hacia la izquierda (en sentido antihorario) generando zonas de dilatación (*bend dilational*)

posiblemente subparalelas a σ_1 (Fig. 6.5). Esto se debe a que el flujo de los fluidos se concentra en las zonas de dilatación generadas por curvatura del plano de falla a lo largo del rumbo (Sibson, 2001). En cambio, si el rumbo de la estructura es mayor a 330° , o sea que la estructura se curva en sentido horario, se genera compresión y por lo tanto aparecen las brechas con abundantes arcillas y óxidos de hierro y jaboncillo, sin registrarse mineralización (*bend compresional*).

En la veta Huevos Verdes los clavos de segundo orden son casi verticales y están íntimamente vinculados a cambios en el rumbo de la estructura, y se los interpreta como canales de ascenso vertical de las soluciones hidrotermales (Fig. 6.5). A su vez, la orientación de estos clavos sugiere que la componente de desplazamiento más relevante a lo largo de esta falla es de rumbo, ya que los clavos se ubican perpendicular al vector de desplazamiento de la falla (Nelson et al., 2003). Fallas post-mineralización fueron mapeadas en interior mina, pero de acuerdo a las observaciones realizadas en el modelo de bloques, no modificaron significativamente a los clavos y por lo tanto a la mineralización. Presentan orientaciones variables y su potencia oscila entre unos pocos centímetros hasta alcanzar 1 metro. Se manifiestan como brechas de cuarzo con abundantes arcillas, óxidos de hierro, sulfuros y jaboncillo de falla.

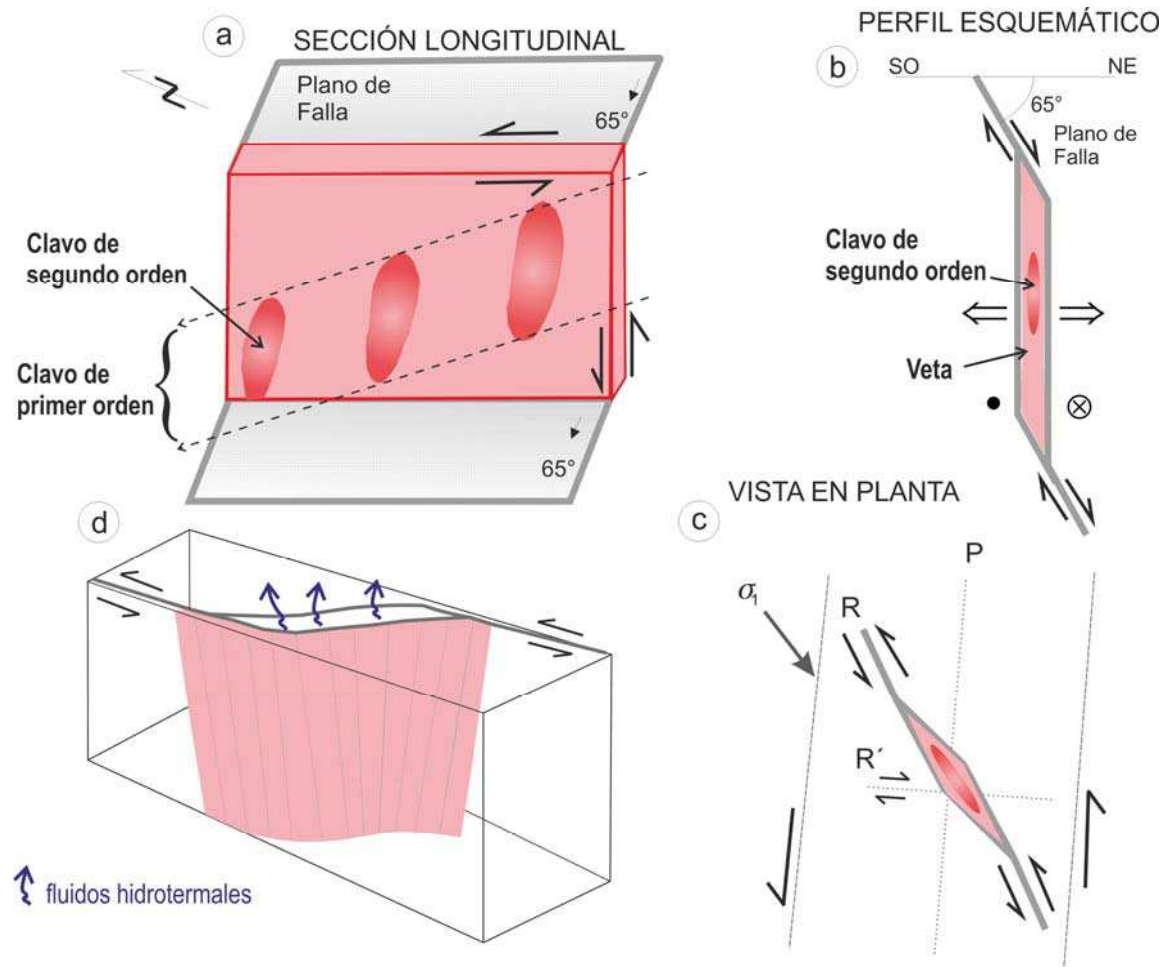


Figura 6.5: Representación esquemática de la distribución de los clavos de primer y segundo orden en la veta, a) sección longitudinal, b) perfil transversal, c) vista en planta de la veta con el modelo estructural y d) block diagrama de una zona transensional la cual funciona como canal de ascenso de fluidos hidrotermales.

INTERPRETACIÓN

En el área estudiada se observan episodios posteriores al vulcanismo jurásico como la depositación de las sedimentitas del Grupo Chubut o los derrames de basaltos terciarios que reducen la exposición de las rocas jurásicas; dejando únicamente al descubierto cuatro sectores alineados en dirección NO con numerosas vetas, brechas y alteración hidrotermal.

El análisis de la alteración hidrotermal en cada uno de ellos, sugiere que la fuente de origen de los fluidos hidrotermales estaría ubicada en el Cerro Saavedra; donde probablemente un cuerpo subvolcánico no aflorante aportó los fluidos ricos en metales y la temperatura necesaria para el desarrollo del sistema hidrotermal en la región.

El desarrollo de un sistema hidrotermal en el Distrito afectó a las rocas circundantes en un sector de unos 15 km de diámetro, donde el flujo de los fluidos se produjo vertical y lateralmente generando una alteración muy extensa y la formación de un sistema de vetas mineralizadas a unos 7 km del edificio volcánico al cual estaría genéticamente vinculado. El relieve alto de los terrenos volcánicos andesíticos pueden generar un flujo lateral de fluidos hidrotermales calientes a distancias que pueden llegar a los 20 km (Henley, 1985).

La migración de las soluciones hidrotermales está controlada en el Distrito por estructuras regionales y locales de rumbo noroeste. Estas fallas y fracturas sirvieron como conductos para la circulación de los fluidos, donde la intensa alteración en el Distrito refleja el significativo flujo de los fluidos a través de estas rocas. Su interacción permanente con las rocas conduce a una continua evolución que modifica su composición, pierde su capacidad de reacción y tiende a neutralizarse, según lo refleja la paragénesis de alteración observada.

Para los sectores Saavedra Oeste, Huevos Verdes y El Pluma, el mineral hidrotermal predominante es illita, el cual varía su composición a medida que aumenta la distancia a la fuente de fluidos. En las zonas más cercanas a la fuente de fluidos (más precisamente en el sector Saavedra Oeste), muestra una composición tendiente a paragonítica, mientras que en el área donde se encuentra la mineralización económica, la illita es de composición normal potásica. Por último, el sector El Pluma el cual representa una posición distal respecto a la fuente, donde el fluido está casi neutralizado por la reacción con la roca de caja, la illita es rica en Mg y Fe, debido al aporte de estos elementos provenientes de la roca de caja de composición andesítica.

Son numerosas las anomalías geoquímicas de diversos elementos traza presentes en las muestras colectadas en las vetas y brechas hidrotermales. Proximal a la fuente se detectaron concentraciones anómalas principalmente en cobre, mientras que un poco más distal, halos de anomalías definidas por zinc, plomo y plata reflejan condiciones hidrotermales de menor temperatura y hacia la periferia, las estructuras muestran anomalías significativas en oro, arsénico y antimonio.

Esta distribución de las anomalías geoquímicas muestra similitud con las anomalías que se desarrollan en torno a un sistema magmático-hidrotermal, con el desarrollo de un litocap estéril (Sillitoe, 1995) al cual se le asocia un sistema de vetas epitermales. Los vapores magmáticos ácidos liberados por el intrusivo no aflorante son los responsables de la intensa lixiviación de cationes de la roca de acuerdo a los resultados del balance de masas.

Estos sistemas tipo pórfido están vinculados a plutones ubicados a profundidades de entre 5 y 10 km, los cuales suministran el magma y los fluidos que forman los sucesivos stocks porfíricos (Sillitoe, 2010).

En la figura 6.6 se puede observar el modelo propuesto para el Distrito, con la distribución de los diferentes tipos de alteraciones y su relación con el sistema de vetas mineralizadas.

Las asociaciones de minerales de alteración para el sector Cerro Saavedra sugieren que el fluido tenía temperaturas que superaban los 300°C y pH muy bajo; mientras que para el sector Huevos Verdes el rango de temperaturas medidas a partir del análisis de las inclusiones fluidas fue de 240 a 300°C y su pH cercano al neutro. Estas soluciones transportaban el oro y la plata a través de complejos sulfurados y clorurados respectivamente. Al ingresar en fracturas abiertas, se produce un descenso de la presión que conduce a la ebullición; proceso a partir del cual se produce la precipitación de los metales debido a que genera un incremento del pH, enfriamiento y oxidación.

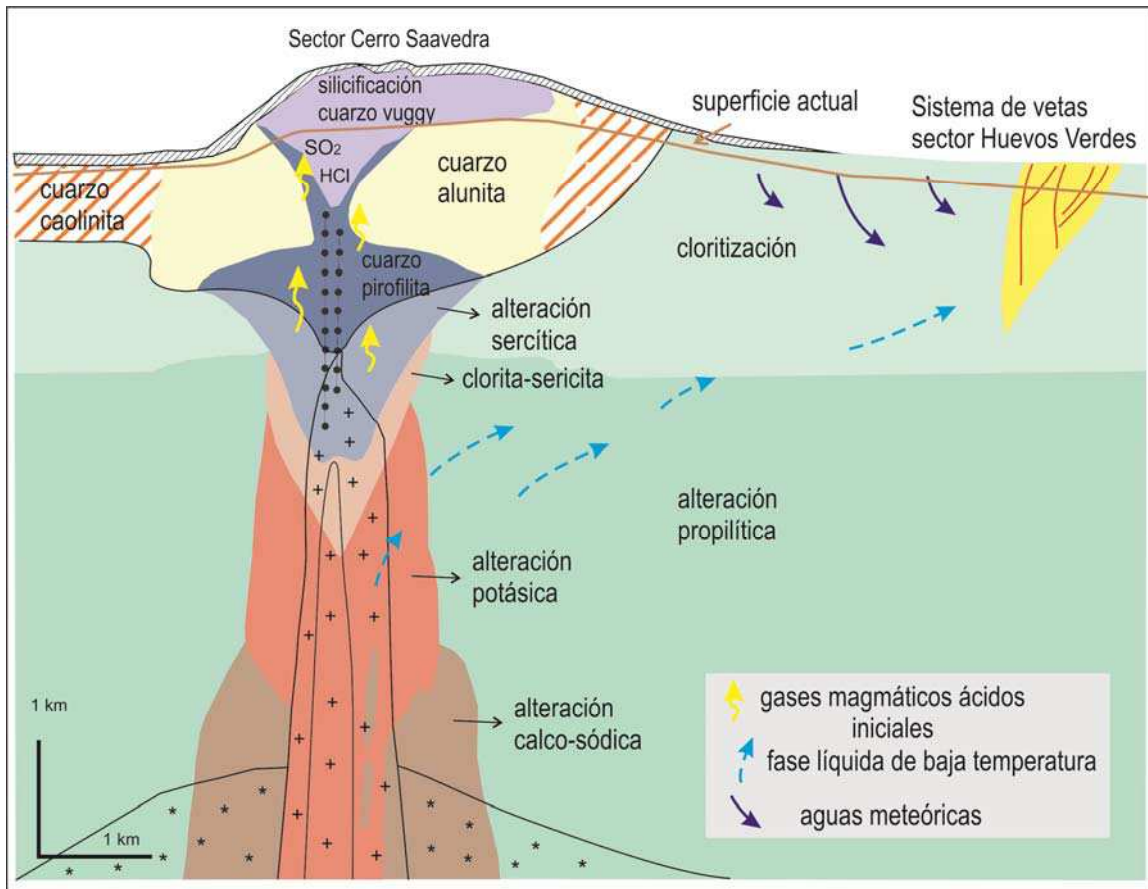


Figura 6.6: Modelo de la distribución de las alteraciones hidrotermales, modificado de Sillitoe (2010) con el agregado de los datos del área estudiada.

CONSIDERACIONES FINALES

- Las andesitas de la Formación Bajo Pobre constituyen la roca de caja del sistema de vetas mineralizadas ubicadas en el sector Huevos Verdes, al igual que las numerosas estructuras presentes en el sector El Pluma. Localmente, depósitos de flujos ignimbríticos de la Formación Chon Aike constituyen la roca de caja de las vetas y/o brechas hidrotermales presentes en el sector Saavedra Oeste.
- La edad de la mineralización es Jurásico superior, al igual que las numerosas mineralizaciones presentes en el Macizo del Deseado. Las edades radiométricas de la roca de caja y la mineralización indican una vinculación temporal y genética al mismo evento volcánico-hidrotermal.

- La estructuración extensional jurásica favoreció la circulación de las soluciones a través de fracturas y fallas regionales y locales.
- Diferentes tipos de alteraciones fueron identificados en el interior del Distrito, evidenciando un fluido de características contrastantes.
- La zonación de la alteración sugiere una zona proximal al sureste que se va haciendo más distal hacia el noroeste que coincide con las observaciones mineralógicas y con las anomalías geoquímicas identificadas para cada sector en el Distrito.

En la roca de caja cerca del contacto con las vetas mineralizadas se desarrolla un halo de alteración argílica de varios metros de potencia, constituida por illita, sericita, adularia, illita/esmectita y clorita. El balance de masas efectuado para estas rocas indica un notable enriquecimiento del K_2O ; y una disminución en la concentración de: CaO , MgO , Na_2O , MnO y P_2O_5 .

- La presencia de zunyita y topacio en el sector Cerro Saavedra indica que el fluido era rico en flúor (Sillitoe, 2010).
- La detección de sutiles variaciones en la composición de la illita en las diferentes zonas de alteración a través del empleo de espectroscopía de reflectancia fue corroborada con los resultados de la microsonda electrónica.
- La relación Ag/Au en todas las vetas es >50 , indicando que el sistema de vetas constituye un depósito epitermal rico en plata.
- Análisis de inclusiones fluidas en la veta Huevos verdes arrojaron temperaturas de entre 240 y $300^\circ C$ y salinidades de entre $0, 5$ y 4% en peso de $NaCl$ equiv.
- La presencia de adularia, calcita hojosa reemplazada por sílice y calcedonia bandeada, se deben a la ebullición que experimentó el sistema.
- La mineralización a lo largo de la veta Huevos Verdes se haya alojada en clavos, los cuales constituyen zonas de alta ley y espesor que coinciden con variaciones en el rumbo e inclinación de la estructura.

- La distribución del oro y la plata en la veta Huevos Verdes es muy similar, ambos tienen muy buena correlación. No se forma zona de enriquecimiento secundario.
- El clavo sur de la veta es más rico en metales preciosos y en metales base, respecto a los clavos norte y centro.
- La distribución de los elementos menores en el extremo sur de la veta Huevos verdes indican un nivel de exposición más profundo que el extremo norte de la misma.
- La espectroscopía demostró ser una herramienta muy útil para la identificación y mapeo de los principales minerales de alteración hidrotermal.
- Las variaciones en la química mineral, al igual que las variaciones en la química de la roca de caja registran la interacción fluido-roca. Ambas pueden ser potencialmente aplicables como herramientas para la vectorización de la trayectoria de los fluidos en la exploración mineral.
- La distribución espacial de la alteración hidrotermal es significativa con relación a las mineralizaciones asociadas.
- El tipo de alteración no es determinado por la roca afectada, sino fundamentalmente por la composición de los fluidos, la cual se ve reflejada en la paragénesis de minerales de alteración.
- El reconocimiento de las diferentes paragénesis de minerales de alteración hidrotermales permitió la determinación de sus condiciones de formación y permitió la reconstrucción del sistema hidrotermal que le dio origen.

BIBLIOGRAFÍA

Albinson, T., 1988. Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrerete, Colorada, and Fresnillo district, Zacatecas state, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1647-1667.

Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., and Chomiak, B.A., 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: constraints from fluid inclusion and stable isotope data: *Society of Economic Geologists, Special Publication*, 8, 1-32.

Allen, R. L., 1988. False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralisation: *Economic Geology*, v. 83, p. 1424-1446.

Alperin, M., Echeveste, H., Fernández R. R., y Bellieni, G., 2007. Análisis estadístico de datos geoquímicos de volcanitas jurásicas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, Jun 2007, vol.62, n°2, p.200-209.

Ameghino, F., 1898. Sinopsis geológico – paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. Tomo 1: 111-225.

André-Mayer, A. S., Leroy, J. L., Bailly, L., Chauvet, L., Maucoux, E., Grancea, L., Losa, F. y Rosas, J. 2002. Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from the Apacheta low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, southern Perú. *Mineralium Deposita* (2002) 37: 452–464.

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, A., Jr., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid: *Mineralogical Association of Canada Short Course*, v. 23, p. 419-454.

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.

Ashley, R. P. and Abrams, M. J., 1980. Alteration mapping using multispectral images – Cuprite mining district, Esmeralda County, Nevada. United States Geological Survey Open File Report 80-367, 17 p.

Barnes, H.L., 1997. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Third edición. edited by Hubert Loyd Barnes. New York, E.U.A., John Wiley & Sons Interscience, p. 1-972.

Barret, R. A., 1985. The geology, mineralization and geochemistry of the Milestone hot-spring silver-gold deposit near the Delamar silver mine, Owyhee Country, Idaho. Geological Society of America, Abstracts with Programas, Rocky Mountain Section, p. 207.

Barrett, T. J., MacLean, W. H., and Tennant, S. C., 2001. Volcanic sequence and alteration at Parys Mountain volcanichosted massive sulfide deposit, Wales, United Kingdom-applications of immobile element lithogeochemistry: Economic Geology, v. 96, p. 1279-1305.

Berger, B.R., 1991. A historical perspective on the nature and genesis of epithermal gold-silver deposits: Economic Geology Monograph, 8, 249-263.

Berger, B. R., and Eimon, P.L., 1983. Conceptual models of epithermal precios metals deposits, en Shanks, W.C. (ed.), Cameron volumen on uncoventional minerals deposit: New York, E.U.A., Society of Mining Engineers, 191-205.

Bertels, A., 1970. Sobre el “Piso Patagoniano” y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (4): 495-501.

Bertrand, H., Feraud, G., Haller, M., Luais, B., Martinez, M., Alric, V. and Fornari, M., 1999. The mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: Geochronology and origin evidenced by Ar/Ar dating and Sr-Nd isotopes. South American Symposium on Isotope Geology, Actas II: 167-169.

Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X, properties of inclusion fluids. *Economic Geology*, v78, 535-542.

Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 229-250.

Browne, P.R.L., and Ellis, A.J., 1970. The Ohaaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry: *American Journal of Science*, 269, 97-131.

Camprubí, A., Canals, A., Cardellach, E., Prol-Ledesma, R.M., and Rivera, R., 2001a. The La Guitarra Ag-Au low sulfidation epithermal deposit, Temascaltepec district, Mexico: vein structure, mineralogy, and sulfide-sulfosalt chemistry: *Society of Economic Geologists, Special Publication*, 8, 133-158.

Camprubí A. y Albinson, T., 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario. Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales de México. Tomo LVIII, n°1, 2006, p.27-81.*

Carlile, J.C., Davey, G.R., Kadir, I., Langmead, R.P., and Rafferty, W.J., 1998. Discovery and exploration of the Gosowong epithermal gold deposit, Halmahera, Indonesia: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 60, p. 207–227.

Chebli, G. y Ferello, R., 1975. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. *Revista Asociación Geológica Argentina. Tomo XXIX (4), p. 479-481.*

Clarke, D. S., 1989. The trace element geochemistry of vein material in epithermal systems: significance for exploration. *Proc. 11th New Zealand Geothermal Workshop*, 1989.

Clark, R.N., King, T., Klefwa, M., Swayze, G.A. and Vergo, N., 1990. Espectroscopía de reflectancia de alta resolución para minerales: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, no. B-8, p. 12,653-12,680.

Clark, R.N., Swayze, G.A., Gallagher, A. J., King, T. V. V., and Calvin, W.M., 1993. The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 micrones, U. S. Geological Survey Open File Report 93-592, 1340 pp.

Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, K.E., Hoefen, T.M. Kokaly, R.F., and Sutley, S.J., 2003. USGS digital spectral library splib05a: U.S. Geological Survey Open-File Report, 03–395. [Available from: <<http://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03–395>.]

Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, E., Hoefen, T., Kokaly, R., and Sutley, S.J., 2007. USGS digital spectral library splib06a: U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231, <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06>.

Clarke, M., and Titley, S.R., 1988. Hydrothermal evolution in the formation of silver-gold veins in the Toyoltita Mine, San Dimas District, Mexico: *Economic Geology*, v.83, p.1830-1840.

Cobos, J. y Panza, J., 2003. Hoja Geológica 4769-I, El Pluma. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 319, 89p. Buenos Aires.

Cole, D.R., and Drummond, S.E., 1986. The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: a preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious-metal ore deposits. *J. Geochem. Explor.* 25, 45–79.

Cortiñas J., Homovoc, 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.

Cox S. F., Knackstedt M.A and Braun J., 2001. Principles os structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. In: Richards J. and Tosdal R.M- (eds); *Structural Control son Ore Genesis*. Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, 14 p.1-24.

Cox, S., 2005. Coupling between Deformation, Fluid Pressures, and Fluid Flow in Ore-Producing Hydrothermal System al Deph in the Crust. *Economic Geology 100Th Anniversary Volume*, pp.39-75.

De Barrio R., 1993. El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. *Actas XII Congreso Geológico Argentino*, Vol. IX, págs. 189-198. Buenos Aires.

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., Criado Roque, P. y Di Persia, C., 1982. Descripción geológica de las Hojas 51c, Meseta San Pedro y 51d Koluel Kaike, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 183 p. Inédito.

De Rosen-Spence, A. F., Provost, G., Dimroth, E., Gochnauer, K., and Owen, V, 1980. Archaean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary equivalents: Precambrian Research, v. 12, p. 43-77.

Dietrich, A., Gutierrez, R., Nelson, E. P., and Layer P.W., 2012. Geology of the epithermal Ag-Au Huevos Verdes vein system and San José district, Deseado massif, Patagonia, Argentina. Mineralium Deposita. Vol. 47 Number 3 pág. 233-249.

Dietrich, A., Nelson, E., Gutiérrez, R., and Layer, P., 2005. Structural control of vein formation and mineralization at the epithermal Huevos Verdes Ag-Au vein system, San José District, Deseado Massif, Argentina. Geological Society of America, Annual Meeting Salt Lake City. Abstract N°39-7.

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.

Dong, G. and Morrison, G. W. 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. Mineralium Deposita 30: 11-19.

Doyle, M. G., 2001. Volcanic influences on hydrothermal and diagenetic alteration - evidence from Highway-Reward, Mount Windsor Subprovince, Australia: *Economic Geology*, v. 96, p. 1133-48.

Drummond, S.E., and Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal system: *Economic Geology*, v.80, p. 126-147.

Dubé, B., Zubia, M.A., Dunning, G. y Villeneuve, M. 2000. Estudio geocronológico de los campos filonianos de baja sulfuración hospedados en la Formación Chon Aike en el Macizo del Deseado, Patagonia, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas. Recursos Minerales 13 (versión electrónica), Buenos Aires.

Duke, E.F., 1994. Near infrared spectra of muscovite, tschermak substitution, and metamorphic reaction progress: Implications for remote sensing. *Geology*, Volume 22, pages 621-624.

Duke, E.F. and Lewis, R.S. 2010. Near infrared spectra of white mica in the Belt Supergroup and implications for metamorphism. *American Mineralogist*, Volume 95, pages 908-92.

Echavarría, L. E, 2008a. Modelo geológico-estructural de emplazamiento de los depósitos epitermales en el Macizo del Deseado. Informe Interno Hochschild Mining.

Echavarría, L. E., Schalamuk I. B. and Echeverry R. O. 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *Journal of South American Earth Sciences* 19 (2005) 415–432.

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

Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Tessone, M., Llambias, E., Schalamuk, I., Piccirillo, E. y De Min, A. 2001. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (4): 548-558.

Echeveste, H., Fernández, R., Llambias, E., Tessone, M., Schalamuk, I., Bellieni, G., Piccirillo, E. y De Min, A. 1999. Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 182- 186. Salta.

Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., and Inan, E.E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments: Society of Economic Geologists, Special Publication, 10, 285-313.

Fantauzzi, G., 2003. Magmatismo Giurassico del Macizo Deseado (Argentina): studio petrologico e sue implicazioni geodinamiche. Tesis Doctoral, Universita degli Studi di Trieste. Inédita.

Farmer, V.C., 1974. The infrared spectra of minerals: Mineralogical Society of London, Dorking, Surrey, Adlard and Son Ltd., Monograph 4, 539 p.

Feraud, G., Alric, B., Fornari, M., Bertrand, H., and Haller, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada de Palomera, P. y Tessone, M. 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 665-681.

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.

Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. 3 Tomos, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.

Fournier R. O., 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. In Berger B.R. and Bethke P.M (eds.).Reviews in Economic Geology, v2. Geology and Geochemistry of epitermal system: 45-61.

Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment: *Economic Geology*, v. 94, p. 1193–1211.

Gemmell, J.B., 2007. Hydrothermal Alteration Associated with the Gosowong Epithermal Au-Ag Deposit, Halmahera, Indonesia: *Mineralogy, Geochemistry, and Exploration Implications. Economic Geology*, v 102, pp. 893–922.

Gemmell, J.B., and Large, R.R., 1992. Stringer system and alteration zones underlying the Hellyer volcanic-hosted massive sulfide deposit, Tasmania, Australia: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 87, p. 620–649.

Gemmell, J.B., Simmons, S. F., and Zantop H., 1988. The Santo Niño Silver-Lead-Zinc Vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: Part I. Structure, Vein Stratigraphy, and Mineralogy. *Economic Geology*, v.83, 1988, p. 1587-1618.

Genini, A., 1977. Informe preliminar de los mosaicos 4772-IV A₅A₆; Río Pinturas, Provincia de Santa Cruz. Serv. Min. Nac., Secretaria de Minería. Inédito. Comodoro Rivadavia.

Genini, A. 1988. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz. Nuevo prospecto auroargentífero. 3° Congreso nacional de Geología Económica, Actas 3: 97-110. Olavarría.

Giacosa, R., Marquez, M. y Panza, J., 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. En: *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-2: 33-44.*

Giacosa, R., Zubia, M., Martinez, H. Fuentes, J., y Sanchez, M., 2008. Evolución estructural meso-cenozoica del sector oriental de la Comarca del Deseado, (68° 00' y 69° 30'O, 47°00'S y 48°30'S Santa Cruz, Argentina). *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Tomo 2: 837-838.*

Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. and Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for AueAg veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina).

Gifkins, C. C, and Allen, R. L., 2001. Textural and chemical characteristics of diagenetic and hydrothermal alteration in glassy volcanic rocks - examples from the Mount Read Volcanics, Tasmania: *Economic Geology*, v. 96, p. 973-1002.

Giggenbach, W.F., 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries: *Economic Geology*, v. 87, p. 1927–1944.

Giggenbach, W.F., 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal system, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3 rd edition: New York, John Wiley & Sons, p.737-796.

Giggenbach, W.F., and Stewart, M.K., 1982. Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas: *Geothermics*, 11, 71-80.

Goldstein, R.H., and Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Tulsa, EUA, SEPM Short Course 31, 199 p.

Goodell, P.C., and Petersen, U., 1974. Julcani mining district, Peru-study of metal ratios: *Economic Geology* v.69, p. 347-361

Gorring, M.L, Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernández, M.I., and Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16(1): 1-17, Washington.

Grove, C.I., Hook, S., and Paylor, E.D., 1992. Laboratory Reflectance Spectra of 160 Minerals, 0.4 to 2.5 micrometers. JPL Publication 92-2, Pilot Land Data System. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California.

Guido, D., 2002. Geología y Metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

Guido, D., Delupí, R., Lopez, R., De Barrio, R., y Schalamuk, I., 2002a. “Estromatolitos y mineralización epitermal en el área Marianas -Eureka, Macizo del Deseado, Santa Cruz”. XV Congreso Geológico Argentino El Calafate. p. 284-289, Vol. II.

Guido, D., and Schalamuk, I., 2003. Genesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. In: Eliopoulos et al. (editors). *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Balkema-Rotterdam, Vol I, 493-496.

Guido, D., Escayola, M., De Barrio, R., Schalamuk, I., y Franz, G. 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia

Argentina: Vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 187-196.

Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., and Uliana, M.A., 1985. Associated middle to late jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics* 116, 223–253.

Gutiérrez, R. 2006. Geology of the Huevos Verdes Silver-Gold vein sistem, San José District, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Master's Thesis of the Colorado School of Mines.

Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximun termal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, v. 66: 940-946.

Harrington, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46 (10): 1773-1814, Tulsa.

Harris, J. R., Rencz, A. N., Ballantyne, B. and Sheridan, C., 1998. Mapping altered rocks using Landsat TM and lithogeochemical data: Sulphurets-Brucejack Lake Distrit, British Columbia, Canada. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. Vol. 64 (4): 309-322.

Harvey, C. C., and Browne P.R.L., 1991. Mixed-layered clay geothermometry in the Wairakei geothermal filed, New Zealand. *Clays & Clay Miner.* 39: 614-621.

Hauff, P.L. 2008. An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to metals exploration. Spectral International Incorporated, technical document to accompany spectral libraries and identification software, 71 pp.

Heald, P., Foley, N.K., and Hayba, D.O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types: *Economic Geology*, 82, 1-26., *Proc. Of the 5th SGA and 10th IAGOD Symp.*: 515-518.

Hedenquist, J.W., 1986. Geothermal systems in the Taupo volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism and mineralisation, en Smith, I.E.M. (ed.), *Late Cenozoic volcanism in New Zealand: Royal Society of New Zealand Bulletin*, 23, 134-168.

Hedenquist, J.W., and Browne P.R.L., 1989. The evolution of Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and isotopic composition of its fluids, minerals and rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2235-2257.

Hedenquist, J.W. and Arribas, A., Jr. 1999. The tops and bottoms of high sulfidation epithermal ore deposits. In C.J. Stanley et. al. (eds), *Mineral Deposits: Processes to Processing*.

Hedenquist, J., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, V 13: 245-278.

Hedenquist, J.W., Arribas A., and Reynolds, T. J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology*, v. 93, p. 373-404.

Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A. Jr., and White, N.C., 1996. Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration: *Resource Geology Special Publication*, 1, 18 p.

Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: *Nature*, v. 370, 519-527.

Heinrich, C.A., Driesner, T., Stefánsson, A., and Seward, T.M., 2004. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits: *Geology*, v. 32, p. 761-764.

Hemley J.J., Hostetler P.B., Gude A.J., and Mountjoy W.T., 1969. Some stability relations of alunite. *Econ Geol* 64:599-612

Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. and Luce, R.W. 1980. Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implications for alteration- mineralization processes. *Economic Geology* 75: 210- 228.

Henley, R.W., and Brown, K.L., 1985. A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids and hydrothermal ore deposits: *Reviews in Economic Geology*, 2, 25-44.

Henley R. W., and Ellis A.J., 1983. Geothermal systems, ancient and modern. *Earth Science Reviews*, v.19: 1-50.

Herrmann, W., Blake, M., Doyle, M., Huston, D., Kamprad, J., Merry, N. and Pontual, S. 2001. Short wavelength infrared (SWIR) spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with base metal sulphide deposits at

Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway-Reward, Queensland. *Economic Geology*, Volume 96, pages939-955.

Homovoc, J., Constantini, L., Pellon De Miranda, A., and Ferreira, R. 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina, and its relations ships with the San Julian offshore area in the South Atlantic Ocean. *American Association of Petroleum Geologist, Annual Convention*: 64-72, San Diego.

Homovoc, J., and 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.

Hsu, L.C., 1986. The stability relationships of zunyite under hydrothermal conditions: *Mining Geology*, v. 36, p. 219–230.

Hunt, G.R., 1977. Spectral signatures of particulate minerals, in the visible and near-infrared, *Geophysics* 42, 501-513.

Hunt, G.R. and Ashley, R.P. 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology* 74: 1613-1629.

Hunt, G.R., and Salisbury, J.W., 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I. Silicate minerals: *Modern Geology*, v. 1, p. 23–30.

Hunt, G.R., and Salisbury, J.W., 1971, Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II. Carbonates: *Modern Geology*, v. 2, p. 283–300.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W. and Lenhoff, C.J., 1971a. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. III. Oxides and hydroxides, *Modern Geology* v.2, 195-205.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W. and Lenhoff, C.J., 1971b. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. IV. Sulphides and sulphates, *Modern Geology* v.3, 1-14.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W. and Lenhoff, C.J., 1971c. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. VI. Additional silicates, *Modern Geology* v.4, 85-106.

Huntington, J. F., Yang, K., and Boardman, J.W., 1998. Validation of mineralogical variations evident in simulated ARIES-1 hyperspectral data R.O. Green, Q. Tong (Eds.), *Hyperspectral Remote Sensing and Applications*, *Proceedings of SPIE*, vol. 3502 (1998), pp. 76–86.

Ishikawa, Y, Sawaguchi, T., Iwaya, S., and Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos: *Mining Geology*, v. 26, p. 105–117 (in Japanese with English abs.).

Izawa, E., Urashima, Y., Ibaraki, K., Suzuki, R., Yokoyama, T., Kawasaki, K., Koga, A., and Taguchi, S., 1990. The Hishikari gold deposit: high grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan, in: Hedenquist, J., ed., *Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific; geology, geochemistry, origin and exploration: II*. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 36 (February 1990) p. 1-56.

Jalfin, G., and Herbst, R., 1995. La Flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). *Estratigrafía. Ameghiniana*, 32 (3): 211-229.

Jones, S., Herrmann, W. and Gemmell, B. 2005. Short wavelength infrared spectral characteristics of the HW horizon: Implications for exploration in the Mira Falls volcanic-hosted massive sulphide camp, Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Economic Geology*, Volume 100, pages 273-294.

Jovic, S., 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.

Jovic, S., Jovic, N., Guido, D.; y Schalamuk, I. 2008a. Caracterización de cuerpos intrusivos de la formación Cerro León en el área del anticlinal El Tranquilo, Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino*, Jujuy, Tomo 2: 851-852.

Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C., and Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America. *Geology* V17: 324-328.

Kerr, A., Rafuse, H., Sparkes G., Hinchey J. and Sandeman H., 2011. Visible/infrared spectroscopy (VIRS) as a reserch tool in economic geology. Background and pilot studies from Newfoundland and Labrador. *Current*

Research (2011) Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources Geological Survey, Report 11-1, pages 145-166.

King, P.L., Ramsey, M.S. and Swayze, G.A. 2004. Infrared spectroscopy in geochemistry, exploration geochemistry and remote sensing. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Volume 33, 284 pages.

Klammer, D., 1997. Mass change during extreme acid-sulphate hydrothermal alteration of a Tertiary latite, Styria, Austria. *Chemical Geology*, Volume 141, Issue 1-2, page 33-48.

Koukharsky, M., y Morello, O. 1998. Topacio, zunyita y diásporo en el sector oriental de la diatrema de Agua Rica, provincia de Catamarca. Argentina. Significado paragenético. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, pp. 147-151.

Kruse, F. A., Lefkoff, A. B., Boardman, J. B., Heidebrecht, K. B., Shapiro, A. T., Barloon, P. J., and Goetz, A. F. H., 1993. "The Spectral Image Processing System (SIPS) - Interactive Visualization and Analysis of Imaging spectrometer Data". *Remote Sensing of the Environment*, v. 44, p. 145 - 163.

Lapido, O., 1980. Mapa preliminar de la Hoja 51b, Perito Moreno, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.

Large, R.R., Gemmell, J.B., Paulick, H., and Huston, D., 2001a. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with VHMS deposits: *Economic Geology* v. 96, p. 957–972.

Large, R.R., McPhie, J., Gemmell, J.B., Herrmann, W., and Davidson, G., 2001b. The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic belts: Some examples from Australia: *Economic Geology* v. 96, p. 913–938.

Leach, T.M., and Muchemi, G.G., 1987. Geology and hydrothermal alteration of the north and west exploration wells in the Olkaria geothermal field, Kenya. *Proc. The 9th geothermal workshop*: 187-192.

Leanza, A., 195.. *Geología Regional*. En: *La Argentina, Suma de Geografía*, Tomo I, Capítulo III: 217- 349, Editorial Peuser, Buenos Aires.

Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región Extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Tomo II, p. 602-687. Córdoba.

Lopez, R., 2003. Caracterización de la Veta Eureka, sector Noroccidental del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. XXII Curso Internacional de Posgrado en Metalogenia, del 2 al 14 de Junio de 2003. Universidad Central del Ecuador.

Lopez, R. G., 2006. Estudio Geológico-Metalogenético del área oriental al curso medio del Río Pinturas, sector noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

Lopez, R., Gomez, J., De Barrio, R. and Schalamuk, I., 2002. Structural analysis applied to gold-silver epithermal deposits exploration, northwest Deseado Massif, Santa Cruz province, Argentina. Boletín 36 de la AIG. Edición especial para el "Applied Structural Geology for Mineral Exploration and Mining, International Symposium, Kalgoorlie, Australia". p. 114–117.

Lyon, R.J.P., 1962. Los minerales y el Infrarrojo-Una bibliografía crítica: Stanford, California, Stanford Research Institute, 76p.

MacCoss, A., 1986. Simple constructions for deformation in transpression/transtension zones. Journal of Structural Geology. Volumen 8 N° 6. pp. 715-718.

Mackin, S., 2003. SIMIS-FeatureSearch 1.63. Spectrometer Independent Mineral Identification Software—user manual and tutorial: England, SIMIS Solutions S.L., 90 p.

MacLean, W.H., 1990. Mass change calculations in altered rock series. Mineralium Deposita, v. 25, p. 44-49.

MacLean, W.H. and Barrett, T.J., 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration, v. 48, p. 109-133.

Madeisky, H.E., 1996. A lithogeochemical and radiometric study of hydrothermal alteration and metal zoning at the Cinola epithermal gold deposit, Queen Charlotte Islands, British Columbia, in Coyner, A.R., and Fahey, P.L., eds., Geology and ore deposits of American Cordillera, v. 3. p.1153-1185.

Madeisky, H.E., and Stanley, C.R., 1993. Lithogeochemical exploration for metasomatic zones associated with volcanic-hosted massive sulphide deposits using Pearce element ratio analysis: *International Geological Reviews*, v. 35, p. 1121–1148.

Marchionni, D. 2007. Caracterización volcano-tectónica y detección de áreas mineralizadas en el Sector Central del Macizo del Deseado (Provincia de Santa Cruz). Aplicación de la Teledetección espacial óptica y de radar. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata, (inédito), 317 p., La Plata.

Marchionni, D. y Mykietiuik, K. 2005. Mapeo de alteraciones hidrotermales con imágenes LANDSAT en el área de Estancia La Esperanza. Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 577-584.

Marchionni, D. y Schalamuk, I., 2010. Aplicación de la teledetección espacial óptica y de radar para el análisis geológico y la detección de áreas mineralizadas en el sector central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 2010, vol.66, n.4, pp. 592-607. ISSN 0004-4822.

Marin, G., 1982. Descripción geológica de la Hoja 55c “Gobernador Gregores”, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (inédito).

Marquez, M., 1978. Informe preliminar Proyecto NG 19, Mosaico 4769 III A₂., Provincia de Santa Cruz. Serv. Min. Nac., Secretaria de Minería. Inédito. Comodoro Rivadavia.

McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R. (1993). *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Univ. of Tasmania, pp.1-198.

Meyer, C. and Hemley, J. J., 1967. Wall rock alteration: In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits.* Barnes, H. L. (Ed) 166-235. Holt, Rinehart and Winston, Nueva York.

Mikucki, E.J., and Ridley, J.R., 1993. The hydrothermal fluid of Archaean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Miner. Depos.* 28, 469–481.

Moenke, H., 1962. Spektralanalyse von mineralien und gesteinen; eine anleitung zure missions und absorptions spektroskopie: Leipzig, Akademie Verlagsges.

Moore D. M., and Reynolds, R. C., 1997. X-Ray Diffraction and identification and Analysis of Clay Minerals. (second edition). Oxford, New York., pp 1-378.

Moreira, P., 2005. Geología y Metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

Moreira, P., Echeveste, H., Fernández, R., Hartmann, L. A., y Schalamuk, I., 2009. Depositional age of Jurassic epithermal gold silver ore in the Deseado Massif, Patagonia, Argentina based on Manatial Espejo and la Josefina prospect.

Mueller, A.G., and Groves, D.I., 1991. The classification of Western Australian greenstonehosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geol. Rev.* 6, 291–331.

Mykietiuik, K., 2006. Volcanismo y alteración hidrotermal en el prospecto de metales preciosos del área de la estancia La esperanza, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D., and Milnes, A.G., 1980. Structural geology of the cordillera darwin-collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 73, 727–751.

Nelson, E.P, Echavarría, L., and Caine, J.S., 2003. Structural openings and the localization of ore bodies: III Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores—ProExplo 2003, Lima, Perú, April 23–25, 2003, Conference CD-ROM, 25 p.

Ninomiya, Y., 2004. Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and Swir data. *Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites VII*. Edited by Meynart, Roland; Neeck, Steven P.; Shimoda, Haruhisa; Lurie, Joan B.; Aten, Michelle L. *Proceedings of the SPIE*, Volume 5234, pp. 180-190 (2004).

Offler, R., and Whitford, D. J., 1992. Wall-rock alteration and metamorphism of a volcanogenic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania -petrology and mineralogy: *Economic Geology*, v. 87, p. 686-705.

Palma, M. A., C. Selva y N. Davies, 1996. Interpretación geológica de superficie y análisis estructural de la región abarcada por el área Cerro Wenceslao, flanco sur de la cuenca del Golfo San Jorge. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 126 – 134.

Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Marquez, M., Storey, B and Riley, T., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.

Pankhurst, R.S. and Rapela, C. W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and planetary Science Letters* 134: 23-36.

Pankhurst, R., Rapela, C., Loske, W. and 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.

Pankhurst, R., Rapela C. y Marquez, M., 1993a. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141.

Pankhurst, R., Riley, T., Fannig, C., and Kelley, S., 2000. Episodic Silicic Volcanism of Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, Volume 41, N° 5: 605-625.

Pankhurst, R., Sruoga, P. y Rapela, C., 1993b. Estudio Geocronológico Rb-Sr de los complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47°30' L.S. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas IV: 171-178.

Pal'yanova G., 2008. Physicochemical modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal process: Gold fineness, Au/Ag ratios and their posible implications. *Chemical Geology* 255 (2008), p. 399-413.

Panza, J. L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53d "Gobernador Moyano" y 54e "Cerro Vanguardia", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Buenos Aires. (inédito).

Panza, J. y De Barrio, R., 1987. Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f "Cordón Alto" y 55g "Puerto San Julián", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 122 p. (inédito).

Panza, J. y De Barrio, R., 1989. Descripción geológica de las Hojas 56f "Cordón Alto" y 56g "Puerto San Julián", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 p. (inédito).

Panza, J.L. y Haller, M.J. 2002. El volcanismo jurásico. En Haller, M.J. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 89-101, Buenos Aires.

Paulick, H., and McPhie, J., 1999. Facies architecture of the felsic lava-dominated host sequence to the Thalanga massive sulfide deposit, Lower Ordovician, northern Queensland: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 46, p. 391-405.

Pezzi, E. E., 1970. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 49p. (Inédito).

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

Pirajno, F., 1992. *Hydrothermal mineral deposits; principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer-Verlag, New York, NY, United States (USA) 702pp.

Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems. Geological survey of Western Australia*. Springer, pp.1-1273.

Podwysocki, M. H., Segal, D. B. and Abrams, M. J., 1983. Use of multispectral scanner images for assessment of hydrothermal alteration in the Marysvale, Utah, Mining Area. *Economic Geology*, Vol. 78. pp: 675-687.

Pontual, S., Merry, N., and Gamson, P., 2008a. G-Mex—spectral analysis guides for mineral exploration—spectral interpretation field manual: Kew, Victoria 3101, Australia, AusSpec International Pty. Ltd., v. 1, 62-67p. Edition 3.

2008b, G-Mex—epithermal alteration systems: Kew, Victoria 3101, Australia, AusSpec International Pty. Ltd., v. 4, 8 p. Edition 3.

Post, J.L. and Noble, P.L. 1993. The near-infrared combination band frequencies of dioctahedral smectites, micas and illites. *Clays and Clay Minerals*, Volume 41, pages 639-644.

Ramos, V.A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina, *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 73(7): 887-903, Tulsa.

Ramos (2002) Ramos, V.A., 2002. Evolución tectónica de la plataforma continental. XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires, 1996). *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, V. A. Ramos y M. A. Turic (Eds.), Relatorio 21: 385 – 404.

Ramos, V. and KAY, S., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261-282.

Reed, M.H., 1997. Hydrothermal Alteration and its relationship to Ore Fluid Composition, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3 rd edition: New York, John Wiley & Sons, p 303-357.

Reimer, W., Miller, H., and Mehl, H., 1996. Mesozoic and Cenozoic palae-stress field of the South Patagonian; Massif deduced from structural and remote sensing data. En Storey, B.C., King, E.C. y Livermore, R.A. (eds.) *Weddel Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Geological Society, Special Publication 108: 73-85, London.

Reyes, A.G., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43: 279-309.

Reyes, A.G., 1991. Mineralogy, distribution and origin of acid alteration in Philippine geothermal systems: *Geological Survey of Japan Reports*, 277, 59-65.

Reyes, A.G., Giggenbach, W.F., Saleras, J.R.M., Salonga, N.D. and Vergara, M.C. 1993. Petrology and geochemistry of Alto Peak, a vapor-cored hydrothermal system, Leyte province, Philippines. *Geothermics* 22: 479-519.

Riccardi, A.C., 1983. The Jurassic of Argentina and Chile. In: Moullade, M., Nairn, A.E. (Eds.), *The phanerozoic geology of the world II, the Mesozoic*. Elsevier, Amsterdam, pp. 201–263.

Riley, T., Leat, P., Pankhurst, R. and Harris, C., 2001. Origin of large volume rhyolitic volcanism in Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42, N°6:1043-1065.

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions: *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.

Rolando, P., 2008. Origen, composición y morfología de los depósitos epitermales, en los Bloques San José, C. Vanguardia, Manantial Espejo y C. Moro, Macizo del Deseado, Argentina. Informe Interno Hochschild.

Roll, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. *Boletín Informaciones Petroleras*, reimpresión Tomo 15 (163): 17-83.

Rowan, L.C., Schmidt, R.G and Mars, J.C., 2006. Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data. *Remote Sensing of Environment* 104 (2006), 74-87.

Ruiz, R., Páez, G.N., Guido, D. M., Schalamuk., I.B., 2008. Ambiente Volcánico y Mineralizaciones del Área Cerro 1ro de Abril, Sector Sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas (II): 897-898. Jujuy, Argentina.

Rye, R.O., Bethke, P.M., and Wasserman, M. D., 1992. The stable isotope geochemistry of acid-sulfate alteration: *Economic Geology*, v. 87, p. 225-267.

Saunders, J. A., 1996. Retardation of boiling and the génesis of shallow bonanza epithermal gold deposits: evidence from the Sleeper deposit, Nevada: Geological Society of America, Abstracts with Programmas, Denver Col., A-94.

Schalamuk, I., Fernandez, R. and 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. and Fernández, R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology, Reviews*. Vol 12 N° 3: 173-186.

Schalamuk, I.B., Guido, D.M., De Barrio, R.E. and Fernández, R. 1999. Hot spring from El Macanudo-El Mirasol area, Deseado Massif, Argentina. En Stanley *et al.* (eds.) *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Balkema, 577-580, Rotterdam.

Seedorff, E., Dilles, J. H., Phoff ett, Jr., J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., Johnson, D. A. and Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. Littleton, *Economic Geology 100th Anniv. Vol.*, Soc. Econ. Geol., 251 – 298.

Seedorff, E., and Einaudi, M.T., 2004a. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado I. Sequence and abundace of hydrothermal of hydrothermal aseemblages, flow paths evolving fluids, en evolutionary style: *Economic Geology*, v. 99, p.3-37.

Seward, T. M., 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. In: *Gold Metallogeny and Exploration* (Foster R.P. ed.), Blackie and Son Ltd., London, 37-62.

Sherlok, R. L., 1996. Hydrothermal alteration of volcanic rocks at the Mc Laughlin gold deposit, northern California: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 493-508.

Schoen R., White, D. E., and Hemley, J. J., 1974. Argillization by descending acid at Steamboat Spring, Nevada. *Clays and Clay Minerals*.v.22.p.1-22.

Sibson R. H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meses: Journal of Structural Geology, 18, p.1031-1042.

Sibson R., 2001. Seismogenic framework for hydrothermal trnasport and ore deposition. In: Richards J. and Tosdal R.M- (eds); Structural Control son Ore Genesis. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 14, 25-50.

Silberman, M. L., and Berger, R. B., 1985. Relationship of Trace-Element Patterns to Alteration and Morphology in Epithermal Precious-Metal Deposits. In Berger, B. R. and P. M. Bethke (Eds.), Geology and Geochemistry of Epithermal Systems: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, Vol. 2: 203-232.

Sillitoe, R.H., 1988. Environments, styles and origins of gold deposits in western Pacific island arcs, en Bicentennial Gold 88: Geological Society of Australia, Abstracts, 22, 127-138.

Sillitoe, R. H., 1995. Exploration of porphyry copper lithocap, in Mauk, J. L., and St. George, J.D., eds., Pacific Rim Congress 1995, Auckland, Proceedings: Parkville, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 527-532.

Sillitoe, R. H., 2000. Gold-rich porphyry deposits? Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. In: Hagemann, S. G. & Brown, P. E. (eds.): Gold in 2000. Rev. Economic Geology, 13, 315 – 315.

Sillitoe. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. Mineralium Deposita, V. 38, p. 787-812.

Sillitoe, R. H., 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits: Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 723–768.

Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. Economic Geology, v. 105: pp.3-41.

Sillitoe, R. H. and Hedenquist J.W., 2003. Linkage between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. Society of Economic Geologists, Special Publication 10, 2003, p. 315-343.

- Simmons, S.F. and Browne, P.R.L., 1990.** A three dimensional model of the distribution of hydrothermal alteration minerals within the Ohaaki-Broadlands geothermal field: Proceedings 12th New Zealand Geothermal Workshop: 25-30.
- Simmons, S.F., and Browne, P.R.L., 2000.** Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments: *Economic Geology*, v. 95, p. 971–1000.
- Simmons, S.F., and Christenson, B.W., 1994.** Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science*, 294, 361-400.
- Simmons, S.F.; White, N.C., and 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.
- Skinner, B. J., 1997.** Hydrothermal Mineral Deposit: What We Do and Don't Know, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd edition: New York, John Wiley & Sons, p 1-29.
- Sruoga, P., Japas, M.S., Salani, F. M., Kleiman, L. E. y Rubinstein N.A., 2010.** Caldera La Peligrosa (47°15'S, 71°40'O): un evento clave en la Provincia Silíceo Chon Aike. *Revista de la Asociación Geológica*, vol.66 n°3, pp. 368-376.
- Stanley, C.R., and Madeisky, H.E., 1994.** Lithogeochemical exploration for hydrothermal ore deposits using Pearce element ratio analysis: *Geological Association of Canada Short Course Notes 11*, p. 193–212.
- Steven, T.A., and Ratte, J.C., 1960.** Geology and ore deposits of the Summitville district, San Juan Mountains, Colorado. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 487, 1– 9.
- Stoffregen, R.E. 1987.** Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology* 82: 1575-1591.
- Streckeisen, A. 1979.** Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and mellitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous Rocks. *Geology*, Vol. 7, No. 3, p. 331-335
- Sverjensky, D.A., Hemley, J.J. and D'Angelo, W.M. 1991.** Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar-mica-aluminosilicate equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 989-1004.

Thompson, A.J.B., Hauff, P.L. and Robitaille, A.J. 1999. Alteration mapping in exploration: Application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. SEG Newsletter, Volume 39, pages 16-25.

Uliana, M. and 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., and Cerdan, J., 1989. Mesozoic extensión and the formation of argentine sedimentary basins, in Tankard, A., and Balkwill, H., eds., Extensional tectonic and estratigraphy of the North Atlantic margins: AAPG memoir 46, Chapter 39, p. 599-614.

Van Ruitenbeek, F.J.A., Cudahy, T., Hale, M. and Van der Meer, F.D. 2005. Tracing fluid pathways in fossil hydrothermal systems with near infrared spectroscopy. Geology, Volume 33, pages 597-600.

Van den Kerkhof, A.M., and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography: Lithos, 55, 27-47.

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.

Warren, I., Simmons, S.F., and Mauk, J.L., 2007. Whole rock geochemical techniques for evaluating hydrothermal alteration, mass change, and compositional gradients associated with epithermal Au-Ag mineralization: Economic Geology, v. 102, p. 923-948.

White, N. C., and Hedenquist, J. W., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration: SEG Newsletter, p. 1-13.

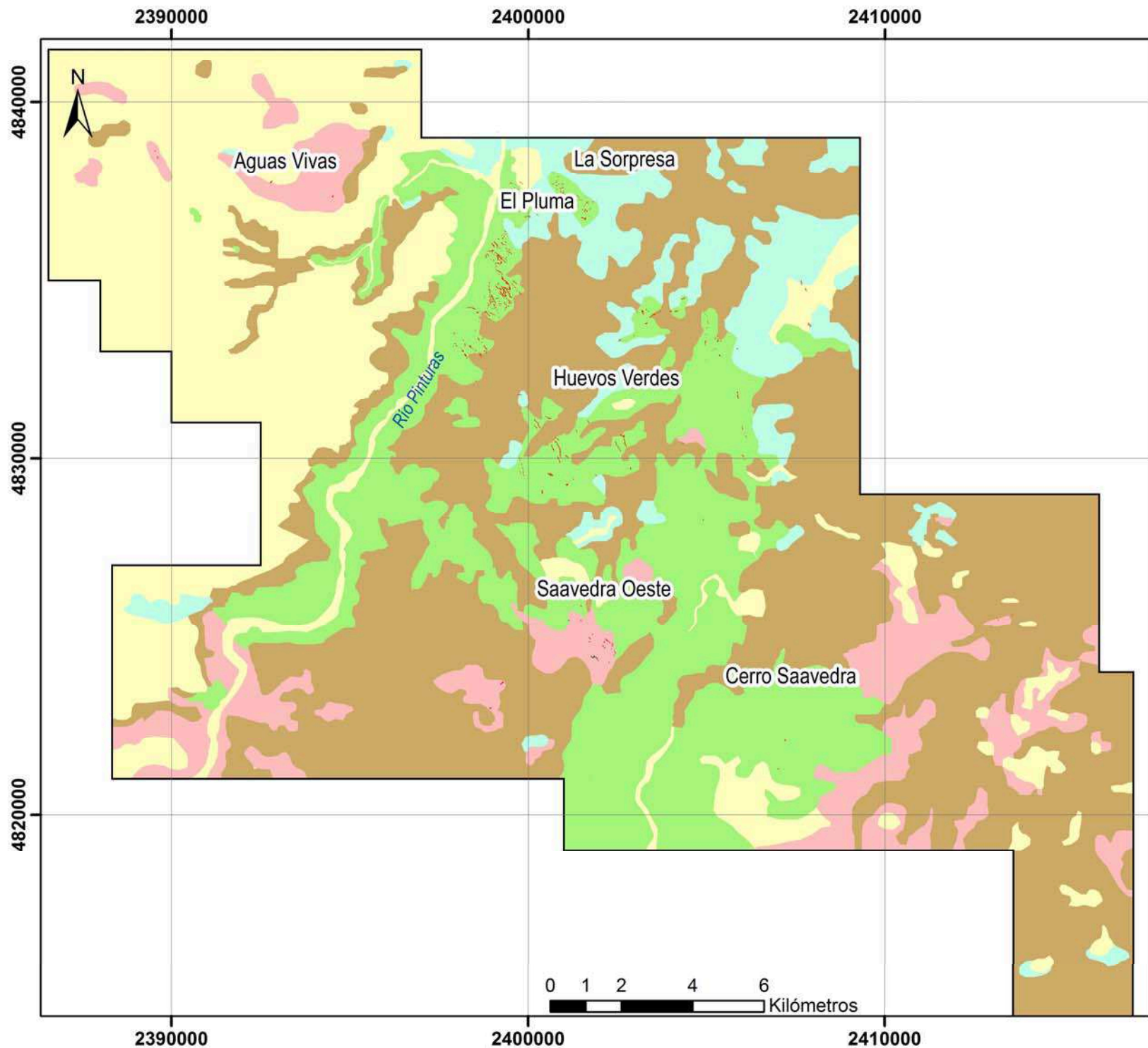
Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos 55: 229-272.

Windhausen, A. 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. Boletín Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 27: 167-320.

Wu, I., and Petersen, U., 1977. Geochemistry of tetrahedrite and mineral zoning at Casapalca, Peru: Economic Geology, v. 72, p. 993-1016.


Zambrano, J. and Urien, C., 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation of the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research*, 75(8): 1363-1396.

ANEXO





Mapa Geológico del Distrito Minero San José






Referencias

-  Propiedad minera

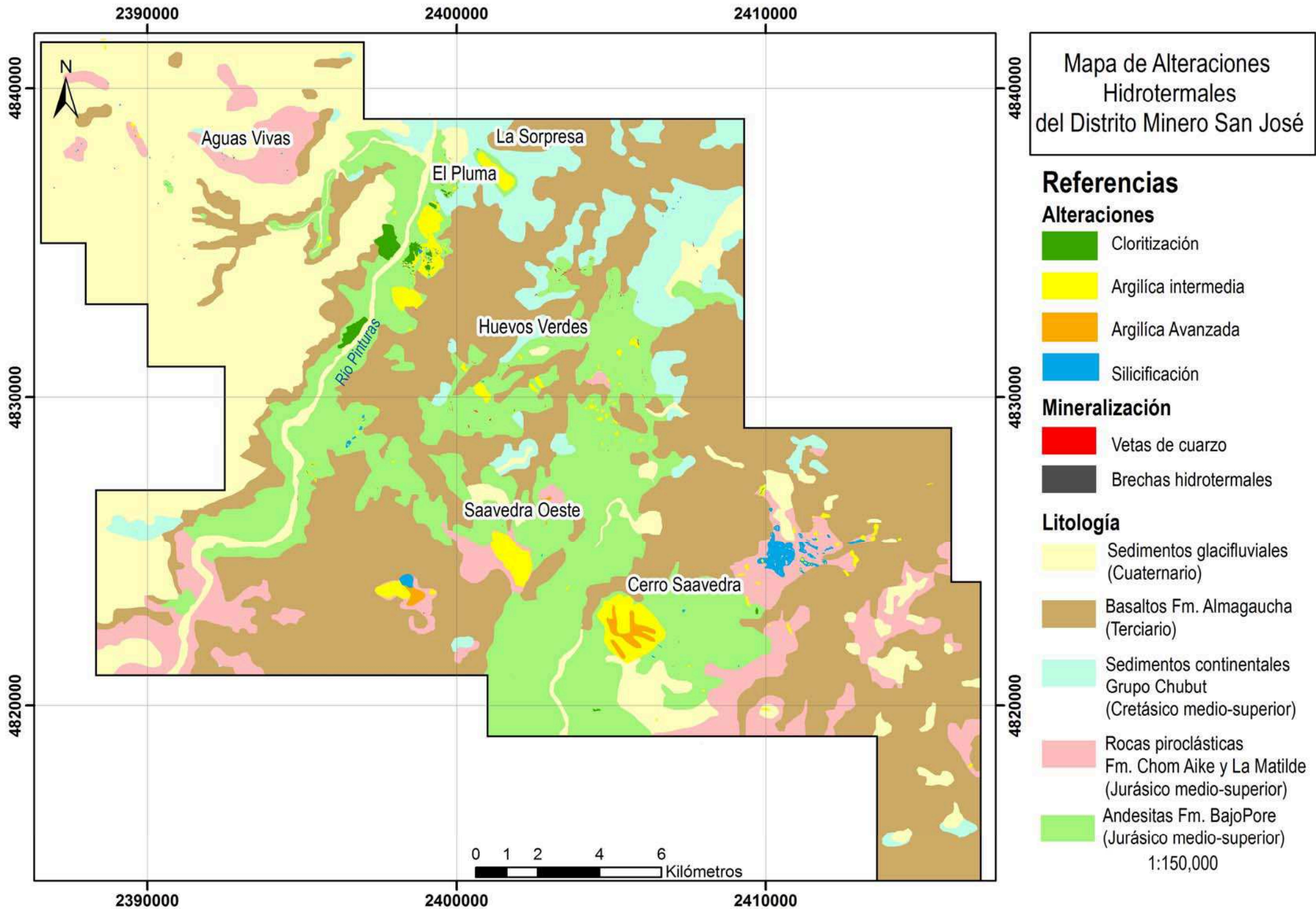
Mineralización

-  Vetas de cuarzo
-  Brechas hidrotermales

Litología

-  Sedimentos glacioluviales (Cuaternario)
-  Basaltos Fm. Almagacha (Terciario)
-  Sedimentos continentales Grupo Chubut (Cretácico medio-superior)
-  Rocas piroclásticas Fm. Chom Aike y La Matilde (Jurásico medio-superior)
-  Andesitas Fm. BajoPore (Jurásico medio-superior)

1:150,000



REFERENCIA 27 EX-GL-GR01
 LABORATORIO ALS CHEMEX
 ORDEN ME11156380
 FECHA RECEPCION 11-08-2011
 FECHA REPORTE 30-08-2011
 MUESTRAS RECIBIDAS 16
 OBSERVACIONES

Elemento	Au	C	S	Ba	Ce	Cr	Cs
Metodo	Au-AA23	C-IR07	S-IR08	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
Unidades	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de Deteccion min	0,005	0,01	0,01	0,5	0,5	10	0,01
Limite de Deteccion max	10	50	50	10000	10000	10000	10000
Factor a ppm x 99999	1	10000	10000	1	1	1	1
57823	0,023	0,07	0,03	248	29,9	20	14,6
57824	<0.005	0,88	0,06	255	36,3	20	29,3
57825	<0.005	0,79	0,04	256	37,4	20	29,7
57826	0,008	0,05	0,04	198	20,6	10	25,5
57827	0,029	0,1	0,08	441	44,5	20	26,7
57828	0,024	0,05	0,14	1085	49	10	7,19
57829	0,025	0,04	0,49	929	49,6	10	7,46
57830	<0.005	0,09	0,12	108,5	55,2	10	0,2
57831	<0.005	0,07	0,08	129,5	47,4	20	0,61
57832	<0.005	0,17	0,09	298	60,3	20	0,44
57833	0,013	0,03	0,06	253	27,5	20	22
57834	0,21	0,02	1,85	516	43,4	10	24,5
57835	0,136	0,02	0,01	220	19,2	10	16,3
57836	0,034	0,03	1,33	497	38,9	10	16,8
57837	0,024	0,02	0,98	530	18	60	16,5
57838	0,084	0,02	1,69	649	44,3	10	11,4

REFERENCIA 27 EX-GL-GR01
 LABORATORIO ALS CHEMEX
 ORDEN ME11156380
 FECHA RECEPCION 11-08-2011
 FECHA REPORTE 30-08-2011
 MUESTRAS RECIBIDAS 16
 OBSERVACIONES

Elemento	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho
Metodo	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de Deteccion min	0,05	0,03	0,03	0,1	0,05	0,2	0,01
Limite de Deteccion max	1000	1000	1000	1000	1000	10000	1000
Factor a ppm x 99999	1	1	1	1	1	1	1
57823	1,77	0,97	0,65	11,3	1,74	2,6	0,35
57824	2,47	1,45	0,98	15,9	2,66	3,3	0,53
57825	2,63	1,49	1,05	16	2,77	3,4	0,54
57826	1,37	0,84	0,48	13,2	1,12	2,1	0,28
57827	1,87	1,42	0,56	14,5	1,7	3,7	0,46
57828	5,54	3,14	0,7	16,1	5,41	3,3	1,18
57829	5,68	3,19	0,67	17,6	5,34	3,3	1,19
57830	11,55	7,16	1,77	29,9	7,94	3,8	2,63
57831	7,77	4,93	1,18	29,9	5,23	3,6	1,78
57832	4,8	2,56	1,75	26,3	6,04	4,6	0,96
57833	1,72	0,98	0,49	14,3	1,53	3,1	0,36
57834	3,22	1,94	1,05	23,3	3,24	3,8	0,69
57835	1,18	0,74	0,55	15,4	1,18	2,1	0,25
57836	2,01	1,18	0,74	16,1	2,19	2,9	0,42
57837	1,79	1,36	0,48	19,8	1,5	3,9	0,42
57838	3,29	2,01	1,09	20,6	3,09	4,5	0,69

REFERENCIA 27 EX-GL-GR01
 LABORATORIO ALS CHEMEX
 ORDEN ME11156380
 FECHA RECEPCION 11-08-2011
 FECHA REPORTE 30-08-2011
 MUESTRAS RECIBIDAS 16
 OBSERVACIONES

Elemento	La	Lu	Nb	Nd	Pr	Rb	Sm
Metodo	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de Deteccion min	0,5	0,01	0,2	0,1	0,03	0,2	0,03
Limite de Deteccion max	10000	1000	2500	10000	1000	10000	1000
Factor a ppm x 99999	1	1	1	1	1	1	1

57823	16,1	0,14	5,4	11,9	3,11	179	2,11
57824	18,8	0,24	5,1	15,3	3,89	245	3,07
57825	19,2	0,25	5,1	15,8	3,99	242	3,17
57826	11	0,13	3,3	7,5	2,03	206	1,28
57827	22,5	0,29	6,1	18,3	4,69	316	2,64
57828	23	0,47	9,9	22,8	5,46	240	5,6
57829	23,9	0,47	10,3	22,9	5,51	228	5,56
57830	26,6	0,98	7,8	27,6	6,34	3,1	6,33
57831	22,9	0,67	7,3	21,8	5,34	29,6	4,6
57832	31,2	0,41	8,8	22,9	6,11	20	5,37
57833	14,4	0,16	5,4	10,5	2,83	229	1,87
57834	21,9	0,35	6,3	19	4,67	312	3,68
57835	11,7	0,14	4,2	8,9	2,29	186	1,64
57836	20,2	0,23	5,8	15,5	4,06	283	2,97
57837	8,3	0,28	6,9	8	1,87	317	1,66
57838	20,6	0,36	7,6	19,7	4,84	213	3,91

REFERENCIA 27 EX-GL-GR01
 LABORATORIO ALS CHEMEX
 ORDEN ME11156380
 FECHA RECEPCION 11-08-2011
 FECHA REPORTE 30-08-2011
 MUESTRAS RECIBIDAS 16
 OBSERVACIONES

Elemento	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	
Metodo	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Limite de Deteccion min		1	0,1	0,1	0,01	0,05	0,5	0,01
Limite de Deteccion max		10000	10000	2500	1000	1000	1000	1000
Factor a ppm x 99999		1	1	1	1	1	1	1

57823	1	46,6	0,4	0,3	6,2	0,6	0,16
57824	1	77,2	0,5	0,44	5,25	0,6	0,23
57825	1	71,9	0,5	0,46	5,25	0,6	0,24
57826	1	17	0,3	0,22	3,27	<0.5	0,12
57827	1	50,9	0,5	0,28	7,46	0,7	0,25
57828	5	68,2	1,1	0,94	11,8	0,5	0,51
57829	5	68,2	1,1	0,95	11,8	<0.5	0,51
57830	40	573	0,6	1,66	10,85	<0.5	1,12
57831	22	287	0,6	1,08	10,55	0,8	0,74
57832	24	437	0,8	0,9	13,85	0,6	0,42
57833	1	24,7	0,5	0,28	7,3	<0.5	0,17
57834	2	66,8	0,6	0,53	8,32	<0.5	0,32
57835	1	27,8	0,5	0,2	9,03	<0.5	0,13
57836	2	68,5	0,6	0,35	12,75	<0.5	0,21
57837	7	52,9	0,6	0,27	5,63	0,6	0,25
57838	2	111,5	0,7	0,53	9,91	<0.5	0,34

REFERENCIA
 LABORATORIO
 ORDEN
 FECHA RECEPCION
 FECHA REPORTE
 MUESTRAS RECIBIDAS
 OBSERVACIONES

Elemento	U	V	W	Y	Yb	Zr	As	Bi
Metodo	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS42	ME-MS42
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de Deteccion min	0,05	5	1	0,5	0,03	2	0,1	0,01
Limite de Deteccion max	1000	10000	10000	10000	1000	10000	250	250
Factor a ppm x 99999	1	1	1	1	1	1	1	1
57823	2,29	64	22	10	0,87	119	>250	0,11
57824	1,53	80	4	14,9	1,35	142	5,6	0,1
57825	1,57	77	4	15,5	1,42	143	5,8	0,06
57826	1,03	59	9	8,1	0,8	93	23,9	0,04
57827	1,75	97	4	12,8	1,58	161	>250	0,07
57828	3	16	1	32,3	2,87	92	46,5	0,23
57829	3,13	17	1	33	2,97	93	141	0,28
57830	3,37	321	7	72,1	6,08	160	125,5	36,7
57831	4,63	332	7	50,6	4,06	156	150,5	23,9
57832	3,82	227	11	24,7	2,53	183	147	31,3
57833	1,05	76	24	10,1	1,03	134	166	0,12
57834	2,14	112	14	19,5	1,89	157	>250	0,06
57835	1,57	76	12	6,7	0,8	80	40,3	0,06
57836	2,66	91	9	11,3	1,28	120	141	0,08
57837	1,4	132	9	11,5	1,59	164	58,3	2,85
57838	2,53	99	3	20,1	1,99	191	41,1	0,02

REFERENCIA
 LABORATORIO
 ORDEN
 FECHA RECEPCION
 FECHA REPORTE
 MUESTRAS RECIBIDAS
 OBSERVACIONES

Elemento	Hg	Sb	Se	Te	LOI	Total	Ag
Metodo	ME-MS42	ME-MS42	ME-MS42	ME-MS42	OA-GRA05	TOT-ICP06	ME-4ACD81
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm
Limite de Deteccion min	0,005	0,05	0,2	0,01	0,01	0,01	0,5
Limite de Deteccion max	25	250	250	250	100	102	100
Factor a ppm x 99999	1	1	1	1	10000	10000	1
57823	0,143	8,3	<0.2	0,02	2,28	101	3,9
57824	0,012	0,28	0,2	<0.01	5,57	100,5	<0.5
57825	0,007	0,32	<0.2	<0.01	5,47	101	0,6
57826	0,006	0,45	<0.2	<0.01	2,15	99,8	0,6
57827	0,359	10,85	<0.2	<0.01	2,4	99,5	4,1
57828	0,048	0,73	0,2	<0.01	2,09	99,5	0,6
57829	0,054	0,69	0,2	<0.01	3,48	100	1,7
57830	0,005	0,58	7,8	1,14	6,39	101	0,6
57831	0,01	0,4	6	1,07	6,09	99,9	0,6
57832	0,011	0,84	7,3	2,15	4,77	100,5	0,8
57833	0,093	5,12	<0.2	<0.01	2,42	101	1,5
57834	0,15	12,35	2,1	0,04	3,46	100	25,3
57835	0,14	6,56	0,3	0,09	1,76	101	15,4
57836	0,157	5,39	2,1	0,03	2,73	100	7,8
57837	<0.005	0,85	3,1	0,34	5,43	98,6	3,4
57838	0,007	0,64	0,3	0,09	3,47	98,5	4

REFERENCIA
 LABORATORIO
 ORDEN
 FECHA RECEPCION
 FECHA REPORTE
 MUESTRAS RECIBIDAS
 OBSERVACIONES

Elemento	Cd	Co	Cu	Mo	Ni	Pb	
Metodo	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Limite de Deteccion min		0,5	1	1	1	1	2
Limite de Deteccion max		1000	10000	10000	10000	10000	10000
Factor a ppm x 99999		1	1	1	1	1	1
57823	<0.5		1	5	121	3	21
57824	<0.5		9	14 <1		9	10
57825	<0.5		8	11 <1		8	10
57826	<0.5		1	9	4	2	5
57827	<0.5	<1		5 <1		1	10
57828	<0.5	<1		7 <1		1	19
57829	<0.5	<1		9 <1	<1		52
57830	<0.5		2	39	28 <1		118
57831	<0.5		3	50	30 <1		52
57832	<0.5		3	22	22 <1		255
57833	<0.5		1	4	2	1	5
57834		1,2	8	21	1	2	63
57835	<0.5		2	10 <1		1	70
57836		3,1	8	21	2	2	95
57837	<0.5		1	12	4	2	86
57838		1,2	9	9	3	3	128

REFERENCIA
 LABORATORIO
 ORDEN
 FECHA RECEPCION
 FECHA REPORTE
 MUESTRAS RECIBIDAS
 OBSERVACIONES

Elemento	Zn	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O
Metodo	ME-4ACD81	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06
Unidades	ppm	%	%	%	%	%	%
Limite de Deteccion min		2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Limite de Deteccion max	10000	100	100	100	100	100	100
Factor a ppm x 99999	1	10000	10000	10000	10000	10000	10000
57823	15	82,7	10,9	1,28	0,19	0,35	0,04
57824	66	64,4	15,15	4,27	4,36	1,46	1,36
57825	65	65,9	15,05	4,09	4,05	1,5	1,2
57826	16	82,6	9,33	2,25	0,09	0,43	0,03
57827	17	77,7	12,3	1,11	0,11	0,48	0,06
57828	13	77,1	12,95	0,99	0,03	0,24	0,08
57829	14	75,2	13,15	2,27	0,01	0,23	0,07
57830	13	66,3	17,2	9,17	0,17	0,08	0,04
57831	36	62,1	14,65	14,65	0,06	0,29	0,04
57832	20	69,2	11,7	12,55	0,1	0,28	0,06
57833	10	80,1	12,6	1,06	0,12	0,37	0,05
57834	245	71,2	15	2,99	0,31	0,64	0,11
57835	89	84	9,59	1,64	0,08	0,46	0,06
57836	248	75,5	12,6	2,71	0,1	0,54	0,1
57837	146	66,6	14,3	4,6	0,09	0,91	0,09
57838	192	63,7	17,6	4,26	0,42	1,26	2,55

REFERENCIA
 LABORATORIO
 ORDEN
 FECHA RECEPCION
 FECHA REPORTE
 MUESTRAS RECIBIDAS
 OBSERVACIONES

Elemento	K2O	Cr2O3	TiO2	MnO	P2O5	SrO	BaO
Metodo	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06
Unidades	%	%	%	%	%	%	%
Limite de Deteccion min	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Limite de Deteccion max	100	100	100	100	100	100	100
Factor a ppm x 99999	10000	10000	10000	10000	10000	10000	10000
57823	2,73	<0.01	0,42	0,01	0,15	0,01	0,03
57824	3,14	<0.01	0,49	0,13	0,13	0,01	0,03
57825	3,16	<0.01	0,49	0,14	0,14	0,01	0,03
57826	2,5	<0.01	0,27	0,01	0,06	0,01	0,02
57827	4,56	<0.01	0,66	0,02	0,04	0,01	0,05
57828	5,74	<0.01	0,11	0,04	0,03	0,01	0,12
57829	5,4	<0.01	0,11	0,05	0,03	0,01	0,1
57830	0,08	<0.01	1,15	0,02	0,29	0,08	0,01
57831	0,74	<0.01	0,91	0,02	0,3	0,03	0,01
57832	0,51	<0.01	1,01	0,02	0,29	0,05	0,03
57833	3,47	<0.01	0,52	0,01	0,03	<0.01	0,03
57834	5,45	<0.01	0,57	0,02	0,18	0,01	0,06
57835	2,88	<0.01	0,34	0,02	0,01	<0.01	0,02
57836	5,13	<0.01	0,48	0,03	0,04	0,01	0,06
57837	5,65	0,01	0,81	0,02	0,02	0,01	0,06
57838	4,13	<0.01	0,65	0,17	0,2	0,01	0,07



**Servicio Nacional de Geología y Minería
Subdirección Nacional de Geología
Departamento de Laboratorios**

Documento Externo

**Este trabajo fue efectuado por:
Carlos Pérez de Arce Raveau**

**SRA. MARÍA EUGENIA RODRIGUEZ
EMPRESA: UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA**

**UNIDAD DE GEOCRONOLOGÍA
INFORME AR/AR N°17/2012**



Santiago, 02 de abril del 2012

Informe Ar/Ar 17/2012

Solicitante: Sra. María Eugenia Rodríguez
Universidad Nacional de La Plata
Buenos Aires - Argentina

Muestra : **SJD-897**
Material : adularia
N° interno : 12616-01 y 12616-02

12616-01

Análisis de step heating

Edad integrada: 151.4 ± 1.0 Ma
Edad Plateau: 151.3 ± 0.7 Ma
Pasos en el plateau: 5/8 (94.7% en el plateau)
MSWD Plateau: 0.36

Análisis de Isócrona

Edad Isócrona: 151.3 ± 0.8 Ma
Pasos: 7/8 (Sin paso F)
Intercepto 40/36: 295.1 ± 0.5
MSWD Isócrona: 0.49

12616-02

Análisis de step heating

Edad integrada: 151.5 ± 0.7 Ma
Edad Plateau: 151.6 ± 0.6 Ma
Pasos en el plateau: 4/8 (90.9% en el plateau)
MSWD Plateau: 1.64

Análisis de Isócrona

Edad Isócrona: 151.6 ± 0.6 Ma
Pasos: 5/8 (Sin los pasos B, G, y H)
Intercepto 40/36: 295.5 ± 0.5
MSWD Isócrona: 1.6

Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería

Til Til 1993, Ñuñoa - Santiago - FONO: (56-2) 2385292 FAX: (56-2) 2385332 - www.sernageomin.cl
E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl - Casilla:10465 y 1347, correo 21- SANTIAGO - CHILE



Análisis de Isócrona combinada de los dos análisis

Edad Isócrona:	151.6 ± 0.6 Ma
Pasos:	13/16 (Sin los pasos B, G y H de 02)
Intercepto 40/36:	295.3 ± 0.4
MSWD Isócrona:	1.8

Comentarios:

La muestra fue analizada en dos oportunidades con material proveniente de una misma irradiación.

Todos los resultados obtenidos son concordantes no se aprecia exceso de Ar. Se podría usar cualquiera de las edades resultantes, se recomienda usar el valor obtenido en la isócrona combinada donde participan trece de los dieciseis pasos analizados.



DATOS ADICIONALES

Razón 40/36 de argón atmosférico: 295.5 ± 0.5
MSWD aceptable: < 3

Condiciones mínimas para el plateau: 3 pasos consecutivos con concordancia de error a 2 sigma y por lo menos un 50% de Ar^{39} .

En el informe, los errores en las edades están expresados en el ámbito de dos sigma de confiabilidad.

En los espectros de step-heating, los errores están expresados con dos sigmas de confiabilidad.

En las tablas de datos y el diagrama de isócrona inversa, los datos están expresados con un sigma de confiabilidad.

Cada tres o cuatro pasos se hicieron análisis de niveles de blancos, que permitieron ir corrigiendo los resultados posteriores.

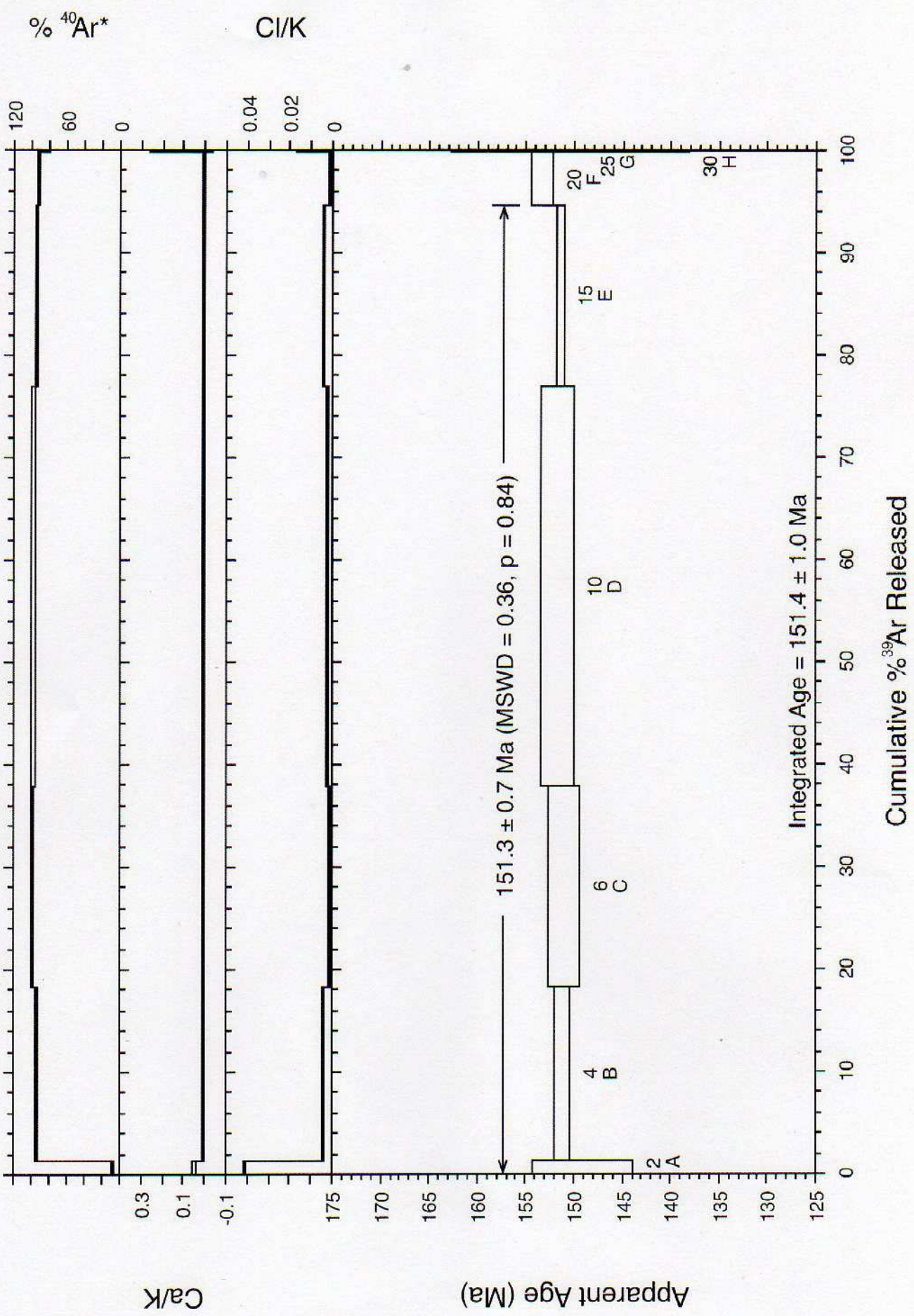
CARLOS PEREZ DE ARCE R.
JEFE UNIDAD DE GEOLOGIA ISOTOPICA

CPR/ ny.

**40Ar / 39Ar Step-Heating Data for Run
12616-01; SJD-897**

Adularia

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12616-01 (SJD-897)



Step-Heating Information

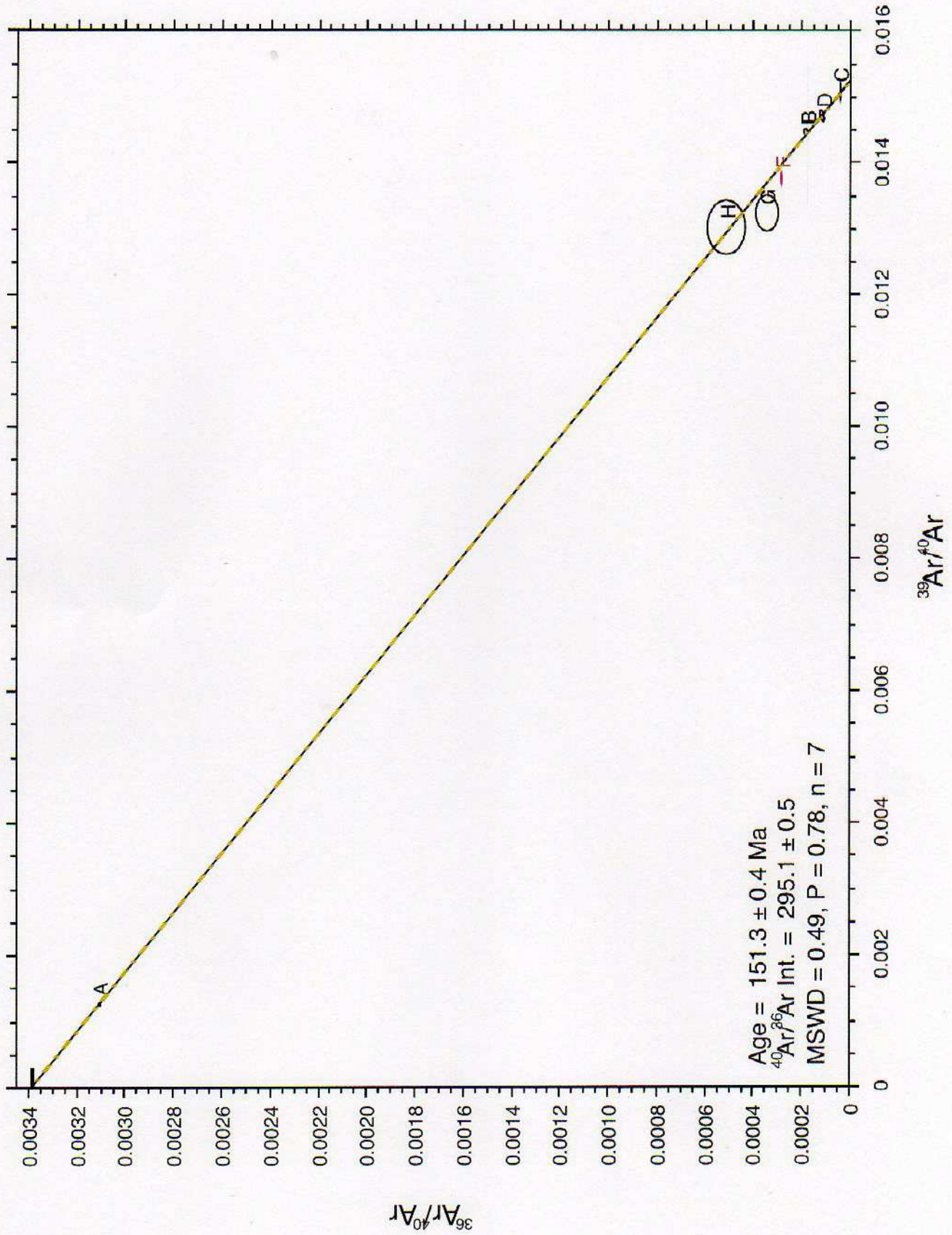
Data

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 12616-01; SJD-897

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar x e-14	% Step	Cum. %	%40Ar*	Age (Ma)	± Age	Group
SJD-897, Run ID# 12616-01 (J = 0.0013338 ± 2.700000e-6):													
12616-01A	•2.0	0.04062	0.04076	2.421093	0.0	64.55356	1.6458	1.4	1.4	8.3	149.01154	2.61467	1
12616-01B	•4.0	0.00602	0.00388	0.012231	0.0	65.47538	19.3693	16.9	18.3	94.8	151.05275	0.42278	1
12616-01C	•6.0	0.00241	0.00171	0.002694	0.0	65.42130	22.6897	19.7	38.0	98.8	150.93304	0.77931	1
12616-01D	•10.0	0.00220	0.00261	0.007470	0.0	65.72158	44.8352	39.0	77.0	96.8	151.59751	0.85203	1
12616-01E	•15.0	0.00164	0.00379	0.012181	0.0	65.60593	20.3350	17.7	94.7	94.8	151.34165	0.23699	1
12616-01F	20.0	0.00233	0.00159	0.020481	0.0	66.46958	5.9284	5.2	99.9	91.7	153.25164	0.54366	1
12616-01G	25.0	0.14270	0.01788	0.026059	0.1	67.80845	0.0951	0.1	100.0	89.8	156.20863	3.80055	1
12616-01H	30.0	0.10869	0.00124	0.039054	0.0	65.21015	0.0503	0.0	100.0	85.0	150.46567	6.13506	1
Integ. Age =													151.4
(*) Plateau Age =													151.30000
													94.7

Sample	ID	Material	Integ. Age	Error	Age	Error	MSWD	Prob.	Steps	n/n-total	% Gas
SJD-897	12616-01	Adularia	151.4	1	151.3	0.7	0.4	0.84	A-E	5/8	94.7
											12

Isochron for Run 12616 (SJD-897)



Isochron Information

Data
Summary Isochron Data for 12616-01A to 12616-01H

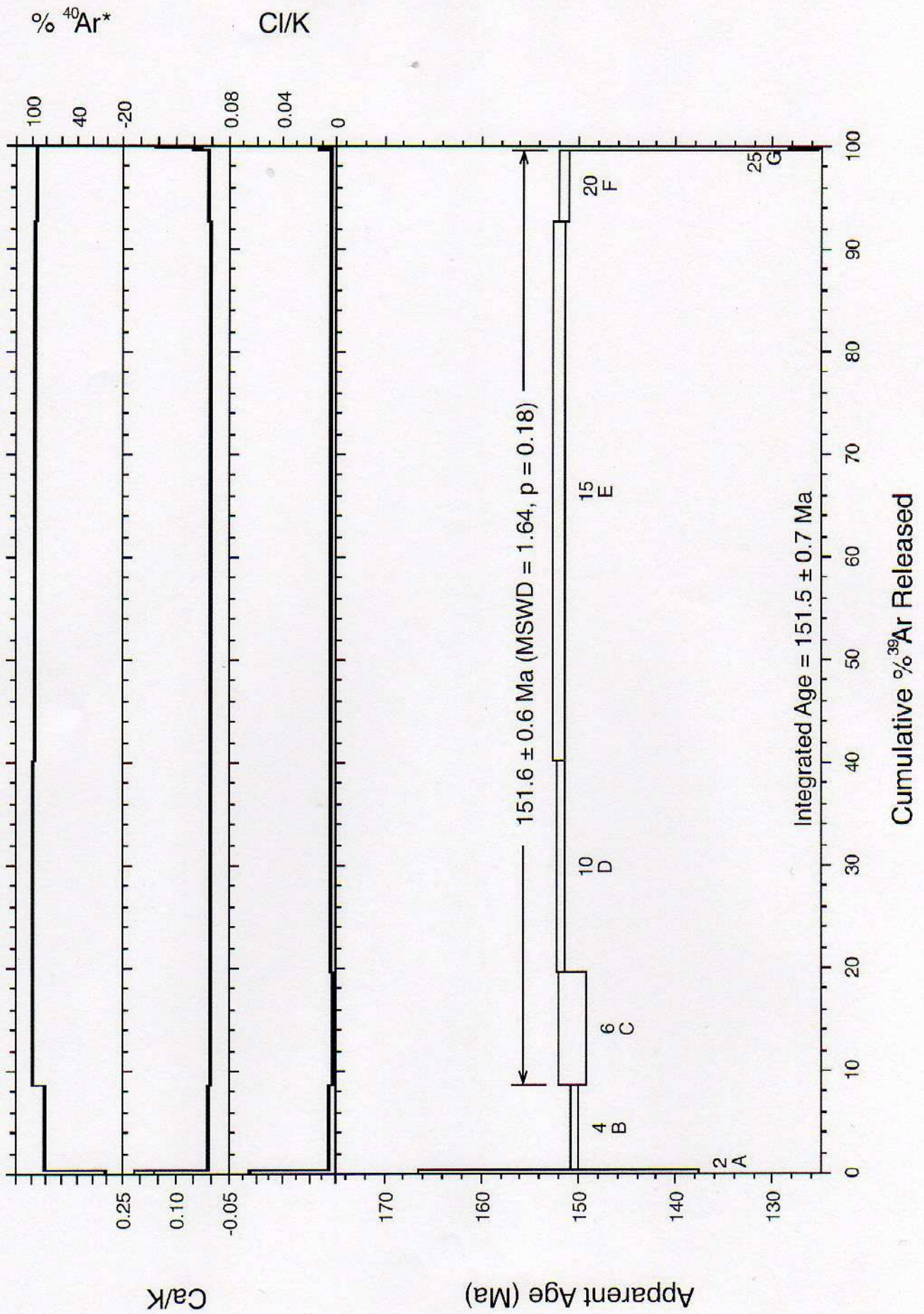
Run ID	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)isocr	%±	(39/40)isoch	%±	Correl 36/3:	Group
SJD-897								1
12616-01A	OK	64.55356	0.0031040	0.2	0.00128	0.515	0.173	1
12616-01B	OK	65.47538	0.0001770	0.4	0.01447	0.290	0.104	1
12616-01C	OK	65.42130	0.0000407	1.6	0.01510	0.538	0.008	1
12616-01D	OK	65.72158	0.0001100	0.6	0.01472	0.569	0.804	1
12616-01E	OK	65.60593	0.0001760	0.4	0.01445	0.160	0.119	1
12616-01F	Deleted	66.46958	0.0002824	0.9	0.01379	0.351	0.132	1
12616-01G	OK	67.80845	0.0003449	13.5	0.01324	2.020	0.002	1
12616-01H	OK	65.21015	0.0005087	16.4	0.01303	3.102	0.003	1

Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct. Gas	Steps
SJD-897	12616-01	151.292	0.35	295.1	0.5	0.495	0.781	7	0.0	-

**40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run
12616-02; SJD-897**

adularia

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12616-02 (SJD-897)



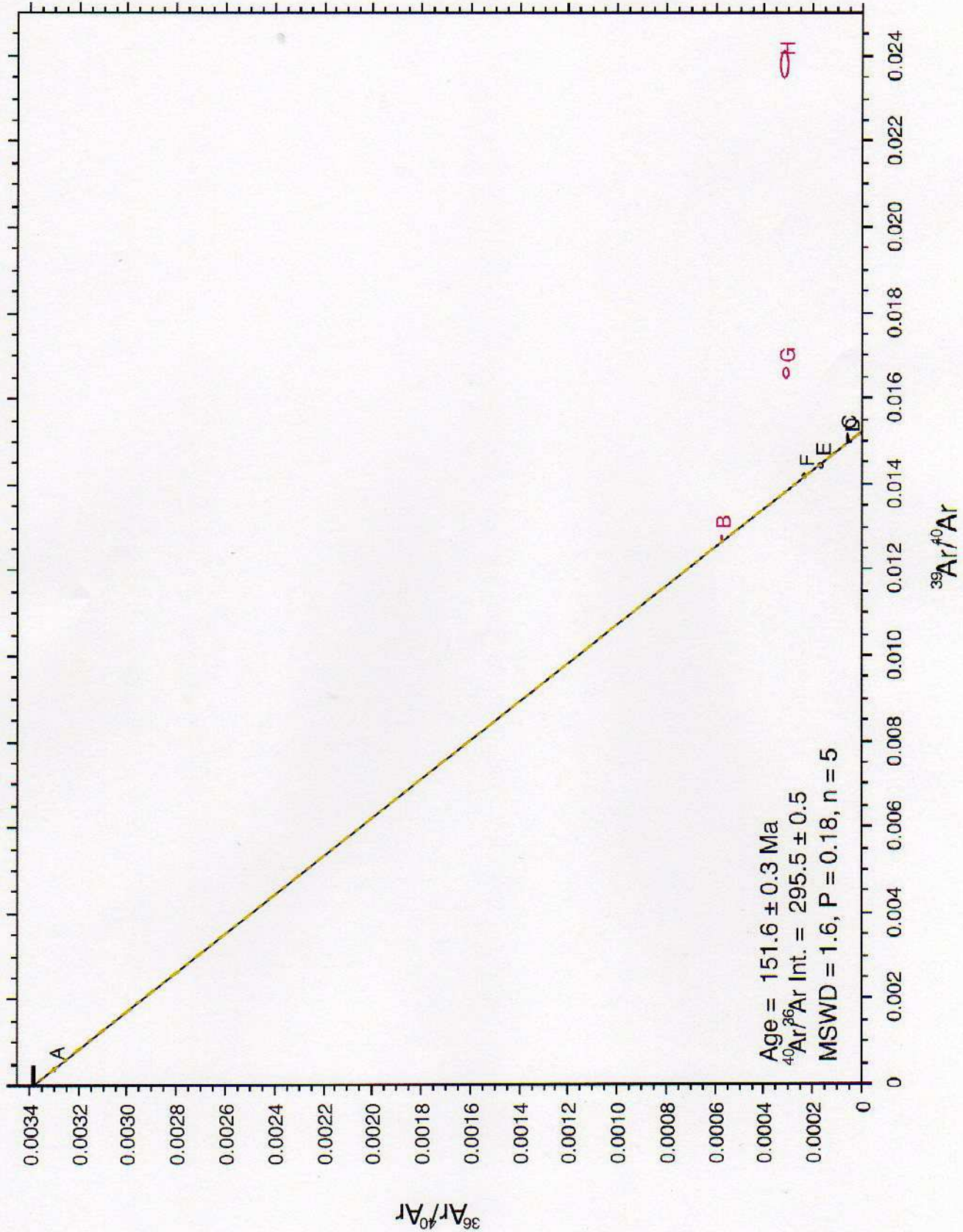
Step-Heating Information

Data
40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 12616-02; SJD-897

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar x e-14	% Step	Cum. %	%40Ar*	Age (Ma)	± Age	Group
SJD-897, Run ID# 12616-02 (J = 0.0013338 ± 2.700000e-6):													
12616-02A	2.0	0.18618	0.06456	7.842391	0.0	65.85972	1.4087	0.4	0.4	2.8	151.90311	7.21794	1
12616-02B	4.0	0.00989	0.00457	0.044549	0.0	65.13983	27.6633	8.3	8.8	83.2	150.30999	0.21090	1
12616-02C	•6.0	0.00410	0.00296	0.003732	0.0	65.22385	36.3076	10.9	19.7	98.3	150.49600	0.71507	1
12616-02D	•10.0	0.00313	0.00316	0.002888	0.0	65.76240	68.3521	20.6	40.3	98.7	151.68784	0.17340	1
12616-02E	•15.0	0.00226	0.00310	0.011083	0.0	65.88420	174.5333	52.5	92.8	95.3	151.95727	0.28414	1
12616-02F	•20.0	0.00499	0.00345	0.016026	0.0	65.64244	22.6941	6.8	99.6	93.3	151.42242	0.20873	1
12616-02G	25.0	0.03755	0.01218	0.018586	0.0	54.63133	0.9792	0.3	99.9	90.9	126.89300	0.76296	1
12616-02H	30.0	0.09000	0.00348	0.013109	0.1	38.12087	0.2293	0.1	100.0	90.8	89.47616	1.27066	1
Integ. Age =											151.5	0.7	
(•) Plateau Age =								90.9			151.60000	0.60000	

Sample	ID	Material	Integ. Age	Error	Age	Error	MSWD	Prob.	Steps	n/n-total	% Gas
SJD-897	12616-02	Adularia	151.5	0.7	151.6	0.6	1.6	0.18	C-F	4/8	90.9
											12

Isochron for Run 12616 (SJD-897)



Isochron Information

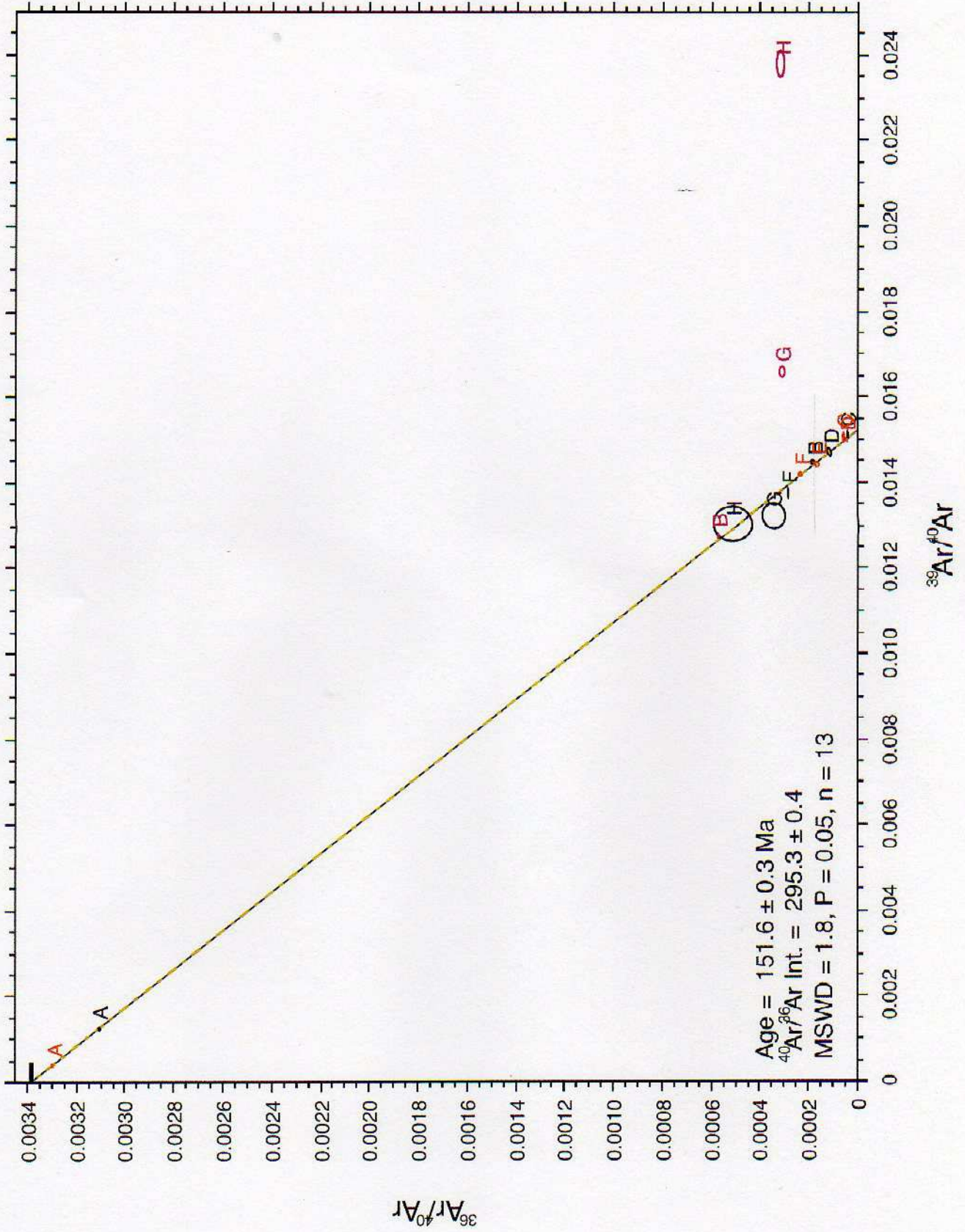
Data

Summary Isochron Data for 12616-02A to 12616-02H

Run ID	Status	40*Ar/39Ar (36/40)isoch	%±	(39/40)isoch	%±	Correl 36/37	Group
SJD-897							1
12616-02A	OK	65.85972	0.0032906	0.00042	0.505	0.110	1
12616-02B	Deleted	65.13983	0.0005689	0.01277	0.140	0.254	1
12616-02C	OK	65.22385	0.0000563	0.01508	0.495	0.028	1
12616-02D	OK	65.76240	0.0000433	0.01501	0.118	0.201	1
12616-02E	OK	65.88420	0.0001602	0.01446	0.188	0.661	1
12616-02F	OK	65.64244	0.0002277	0.01421	0.132	0.072	1
12616-02G	Deleted	54.63133	0.0003090	0.01663	0.446	0.023	1
12616-02H	Deleted	38.12087	0.0003119	0.02381	1.240	0.006	1

Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct. Gas	Steps
SJD-897	12616-02	151.618	0.33	295.5	0.5	1.626	0.181	5	0.0	-

Isochron for Runs 12616 (SJD-897)



Summary Isochron Data for 12616-01A to 12616-02H

Run ID	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)j)isoc %±	(39/40)j)isoc %±	Correl 36/± Group	n
12616-01A	OK	64.55356	0.003104	0.2	0.00128	0.173
12616-01B	OK	65.47538	0.000177	0.4	0.01447	0.104
12616-01C	OK	65.4213	0.0000407	1.6	0.0151	0.008
12616-01D	OK	65.72158	0.00011	0.6	0.01472	0.804
12616-01E	OK	65.60593	0.000176	0.4	0.01445	0.119
12616-01F	OK	66.46958	0.0002824	0.9	0.01379	0.132
12616-01G	OK	67.80845	0.0003449	13.5	0.01324	0.002
12616-01H	OK	65.21015	0.0005087	16.4	0.01303	0.003

Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct. Gas	Steps
SJD-897	12616-01,	151.589	0.32	295.3	0.4	1.818	0.045	13	0	0
12616-02A	OK	65.85972	0.0032906	0.1	0.00042	0.505	0.11	2		
12616-02B	Deleted	65.13983	0.0005689	0.1	0.01277	0.14	0.254	2		
12616-02C	OK	65.22385	0.0000563	0.4	0.01508	0.495	0.028	2		
12616-02D	OK	65.7624	0.0000433	0.3	0.01501	0.118	0.201	2		
12616-02E	OK	65.8842	0.0001602	0.2	0.01446	0.188	0.661	2		
12616-02F	OK	65.64244	0.0002277	0.7	0.01421	0.132	0.072	2		
12616-02G	Deleted	54.63133	0.000309	4.2	0.01663	0.446	0.023	2		
12616-02H	Deleted	38.12087	0.0003119	7.4	0.02381	1.24	0.006	2		