

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EXPLORACIÓN MINERA DEL DISTRITO PANTANILLO, FRANJA
DE MARICUNGA, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

SERGIO ESTEBAN GAMONAL MARTÍNEZ

PROFESOR GUÍA:
BRIAN TOWNLEY CALLEJAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
VÍCTOR MAKSAEV JURCHUC
CARLOS PALACIOS MONASTERIO

SANTIAGO DE CHILE
ABRIL 2007

Indice

| | |
|--|----|
| 1. Introducción | 6 |
| 1.1 Objetivos | 7 |
| 1.2 Ubicación y accesos | 8 |
| 1.3 Clima y vegetación | 10 |
| 1.4 Metodología | 10 |
| 1.5 Historia de la propiedad y trabajos anteriores | 11 |
| 2. Marco Geológico Regional | 12 |
| 2.1 Basamento | 12 |
| 2.2 Volcanismo Cenoico | 14 |
| 2.3 Tectónica y estructuras | 15 |
| 2.4 Alteración y mineralización | 18 |
| 3. Geología local | 19 |
| 3.1 Rocas estratificadas e intrusivas | 20 |
| 3.1.1 Formación Pantanoso (Pz) | 21 |
| 3.1.2 Lavas de Quebrada de Tapia (Kt) | 21 |
| 3.1.3 Formación Astaburuaga (FAs) | 21 |
| 3.1.4 Complejos de domos y depósitos volcánicos asociados (CDDV) | 23 |
| 3.1.4.1 Depósitos volcánicos y volcanoclásticos (CDv) | 23 |
| 3.1.4.2 Cuerpos Intrusivos (CDIn) | 24 |
| 3.1.4.3 Brechas freatomagmáticas (Bfm) | 25 |
| 3.1.5 Estratos de Sierra de la Sal (ESS) | 26 |
| 3.1.6 Unidad Ignimbrítica I (UIg1) | 27 |
| 3.1.7 Unidad Tobácea (UTo) | 27 |
| 3.1.8 Unidad Andesítica Superior (UAS) | 28 |
| 3.1.9 Unidad Ignimbrítica II (UIg2) | 29 |
| 3.2 Depósitos No consolidados | 29 |
| 3.2.1 Depósitos Aluviales de gravas (Alu) | 29 |
| 3.2.2 Depósitos coluviales y de remoción en masa (Col) | 29 |
| 3.3 Estructuras | 30 |
| 3.4 Alteración y Mineralización | 31 |
| 3.4.1 Alteración argílica avanzada | 31 |
| 3.4.2 Alteración cuarzo-alunita | 31 |
| 3.4.3 Alteración sílice calcedónico/ópalo + caolinita ± alunita | 32 |
| 3.4.4 Alteración Propilítica | 32 |
| 3.4.5 Estructuras tipo "ledge" de cuarzo-alunita | 32 |
| 3.4.6 Mineralización y alteración tipo Pórfido Aurífero | 35 |

| | |
|---|-----|
| 4. Geoquímica | 36 |
| 4.1 Procedimiento de terreno | 36 |
| 4.2 Ubicación de las muestras | 37 |
| 4.3 Procedimientos de laboratorio | 40 |
| 4.3.1 Preparación de las muestras | 40 |
| 4.3.2 Procedimientos analíticos | 41 |
| 4.4 Control de calidad de laboratorio | 43 |
| 4.5 Manejo de datos, análisis estadístico y presentación en mapa | 44 |
| 4.5.1 Estadística por elementos | 44 |
| 4.5.2 Análisis de poblaciones | 47 |
| 4.5.3 Estadística multivariable | 50 |
| 4.5.4 Mapas de distribución | 52 |
| 4.6 Distribución y concentración de elementos trazadores | 53 |
| 5. Estudio de alteración hidrotermal mediante PIMA | 59 |
| 5.1 Principios teóricos | 59 |
| 5.2 Procedimiento | 63 |
| 5.3 Resultados | 63 |
| 6. Tratamiento multiespectral de imagen ASTER | 74 |
| 6.1 Metodología | 78 |
| 6.2 Resultados | 79 |
| 7. Magnetometría | 84 |
| 7.1 Principios teóricos | 84 |
| 7.2 Procedimiento | 88 |
| 7.2.1 Ubicación e Instrumentación | 88 |
| 7.2.2 Mediciones de susceptibilidad magnética | 89 |
| 7.2.3 Procesamiento de datos | 89 |
| 7.3 Interpretación | 92 |
| 8. Discusiones | 96 |
| 8.1 Aspectos de la Geología Local | 96 |
| 8.2 Aspectos de Geoquímica | 98 |
| 8.3 Descripción de la alteración hidrotermal mediante PIMA y ASTER | 105 |
| 8.4 Magnetometría de superficie | 107 |
| 8.5 Análisis comparativo entre las distintas metodologías utilizadas en el presente trabajo | 107 |
| 8.6 Blancos de Exploración | 108 |
| 9. Conclusiones | 110 |
| 10. Referencias | 114 |

Listado de Figuras

| | |
|--|----|
| 1.1 Ubicación y accesos del área de estudio | 9 |
| 2.1 Contexto tectónico regional de la Franja de Maricunga | 16 |
| 2.2 Marco geológico regional de la Franja de Maricunga | 17 |
| 3.1 Ubicación de sectores definidos en la zona de estudio | 20 |
| 3.2 Mapa de alteración y mineralización | 34 |
| 4.1 Ubicación de las muestras de la malla geoquímica de suelo | 38 |
| 4.2 Ubicación de las muestras de roca | 39 |
| 4.3 Preparación de muestras | 41 |
| 4.4 Correlación muestras de suelo..... | 50 |
| 4.5 Correlación muestras de roca | 50 |
| 4.6 Distribución de As, Au y Cu en suelos y rocas | 54 |
| 4.7 Distribución de Hg, Mo y Pb en suelos y rocas..... | 55 |
| 4.8 Distribución de Sb y Zn en suelos y rocas | 56 |
| 5.1 Características de un espectro de radiación SWIR obtenido por PIMA | 60 |
| 5.2 Espectros de varios minerales | 62 |
| 5.3 Ubicación de muestras analizadas por PIMA | 65 |
| 5.4 Distribución de Alunita | 69 |
| 5.5 Distribución de Caolinita..... | 69 |
| 5.6 Distribución de Halloysita..... | 69 |
| 5.7 Distribución de Jarosita | 69 |
| 5.8 Distribución de Dickita | 70 |
| 5.9 Distribución de Opalo | 70 |
| 5.10 Distribución de Esmectitas..... | 70 |
| 5.11 Distribución de Carbonatos..... | 70 |
| 5.12 Distribución de Minerales Propilíticos..... | 71 |
| 5.13 Distribución de Biotita y Anfíbola | 71 |
| 5.14 Distribución de otros minerales | 71 |
| 5.15 Zonas de alteración obtenidas mediante PIMA | 73 |
| 6.1 Espectro de transmisión atmosférica | 75 |
| 6.2 Mapa de distribución de arcillas y alunita | 80 |
| 6.3 Mapa de distribución de sílice | 81 |
| 6.4 Mapa de distribución de óxidos de fierro..... | 82 |
| 6.5 Mapa de alteración hidrotermal | 83 |
| 7.1 Elementos del campo magnético de la Tierra | 85 |
| 7.2 Clasificación de propiedades magnéticas | 87 |
| 7.3 Distribución de líneas del estudio magnético en superficie | 88 |
| 7.4 Mapa de Derivada horizontal dX | 93 |
| 7.5 Mapa de Derivada horizontal dX Malla Detalle..... | 93 |
| 7.6 Mapa de Reducción al Polo | 94 |
| 7.7 Mapa de Reducción al Polo Malla Detalle..... | 94 |
| 7.8 Mapa de Señal Analítica | 94 |

| | |
|--|-----|
| 7.9 Mapa de Señal Analítica Malla Detalle..... | 94 |
| 7.10 Mapa de Campo Total | 95 |
| 7.11 Mapa de Campo Total Malla Detalle..... | 95 |
| 8.1 Histogramas de distribución | 99 |
| 8.2 Diagrama de probabilidad | 99 |
| 8.3 Distribución de elementos en ambiente superficial..... | 102 |
| 8.4 Diagrama de Factor 1 (Al-Mg-Sc-Ca) | 103 |
| 8.5 Diagrama de Factor 2 (V-Ti-Fe-Cr) | 103 |
| 8.6 Diagrama de Factor 3 (Be-Zn-Ni-Cu-Hg-Co-Mn)..... | 104 |
| 8.7 Diagrama de Factor 4 (As-Ba-Fe-Pb-Sr) | 104 |
| 8.8 Diagrama de Factor 5 (B-Na) | 104 |
| 8.9 Diagrama de Factor 6 (Au-Co-Mo)..... | 104 |
| 8.10 Blancos de Exploración | 109 |

Listado de Tablas

| | |
|---|-----|
| 3.1 Unidades litoestratigráficas reconocidas en la zona de estudio | 20 |
| 4.1 Número de muestras de suelo | 39 |
| 4.2 Procedimiento analítico de laboratorio..... | 42 |
| 4.3 Análisis de exactitud mediante estándar..... | 44 |
| 4.4 Límite de detección en muestras de suelo..... | 44 |
| 4.5 Límite de detección en muestras de roca | 45 |
| 4.6 Estadística descriptiva para muestras de suelo | 46 |
| 4.7 Estadística descriptiva para muestras de roca | 47 |
| 4.8 Geoquímica de poblaciones muestras de suelo | 48 |
| 4.9 Geoquímica de poblaciones muestras de roca | 49 |
| 4.10 Análisis de factores, muestras de suelo | 51 |
| 4.11 Análisis de factores, muestras de roca | 52 |
| 5.1 Minerales registrados por PIMA | 61 |
| 5.2 Minerales obtenidos por análisis de PIMA en la zona de estudio | 64 |
| 6.1 Parámetros de ASTER | 75 |
| 7.1 Mediciones de susceptibilidad magnética | 90 |
| 8.1 Asociaciones de elementos obtenidas mediante análisis de factores | 102 |
| 8.2 Ranking de Blancos de Exploración | 104 |

Anexos

1. Fotografías de la zona de estudio
2. Control de Calidad en muestras de suelo
3. Control de Calidad en muestras de roca
4. Estadística descriptiva, muestras de suelo
5. Estadística descriptiva, muestras de roca
6. Resultados Análisis de poblaciones en muestras de suelo obtenido mediante ProbPlot

7. Resultados Análisis de poblaciones en muestras de roca obtenido mediante ProbPlot
8. Análisis gráfico de poblaciones, muestras de suelo
9. Análisis gráfico de poblaciones, muestras de roca
10. Matriz de correlación de Pearson, muestras de suelo
11. Matriz de correlación de Pearson, muestras de roca
12. Mapas geoquímicos de distribución de suelo y rocas
13. Mapas magnéticos

Fuera de Texto

1. Mapa Geológico Distrito Pantanillo

1. Introducción

En esta memoria se presenta un estudio de exploración geológica del proyecto aurífero Pantanillo, ubicado en la III Región de Atacama, Chile. Este trabajo forma parte de las labores realizadas por Kinross Minera Chile Ltda. en la zona de estudio.

Desde los años 80, época en que se inició una intensa etapa de exploración en la Franja de Maricunga, el proyecto Pantanillo ha sido objeto de varias campañas exploratorias. Recientemente, la empresa Kinross Minera Chile Ltda. ha comenzado una nueva etapa de prospección, entre la cual se incluye un completo estudio geoquímico, un servicio terrestre de magnetismo, análisis de percepción remota y de espectros de minerales a través de PIMA.

Reconocidos como depósitos característicos de la Franja de Maricunga, los distritos Refugio, Cerro Casale y La Pepa, presentan una zona de alteración argílica avanzada que en los casos de Co. Casale y La Pepa alberga depósitos auríferos del tipo epitermal de alta sulfuración, los cuales se encuentran próximos a sistemas de tipo pórfido aurífero, reflejando una asociación espacial y genética entre ambos sistemas (Muntean y Einaudi, 2001).

El modelo geológico reconocido en el distrito Pantanillo, específicamente en el sector de Pantanillo Norte, ha sido definido como un pórfido rico en oro, el cual, centrado en una zona de intensa alteración hidrotermal de orientación NW, presenta en superficie rasgos típicos de un ambiente epitermal de alta sulfuración, reflejando un proceso de “telescoping” con el sistema porfirico de mayor temperatura y profundidad (Vásquez, 1999).

En la parte este de la zona estudio, en el sector denominado Quebrada Pantanillo, se reconocen en superficie características exclusivas de un sistema epitermal de alta sulfuración.

Dentro del distrito Pantanillo se han reconocido dos eventos de alteración y mineralización. El primero corresponde a un sistema tipo pórfido aurífero (Pantanillo Norte) de edad Mioceno Inferior (22 Ma), mientras que el segundo evento se define como un sistema epitermal de alta sulfuración (Quebrada Pantanillo) de edad Mioceno Medio (15 Ma), episodios asociados a dos eventos volcánicos reconocidos en la Franja de Maricunga por ser los de mayor importancia en la formación de yacimientos de metales preciosos (Iriarte y Mpodozis, 1995; Carrasco, 1999).

1.1 Objetivos

Los objetivos del presente trabajo de memoria se dividen en objetivos generales y específicos, los cuales son descritos a continuación:

Objetivos generales:

Definir nuevos blancos de exploración, combinando distintas técnicas o herramientas utilizadas en prospección minera, tales como el mapeo geológico, geoquímica de suelos y rocas, análisis mineralógico mediante PIMA, utilización de sensores remotos y análisis de anomalías magnéticas.

Objetivos específicos:

1. Realizar un levantamiento geológico de la zona de estudio, el cual incluye un reconocimiento de las unidades litoestratigráficas, distribución de estructuras y de alteración hidrotermal reconocida en superficie.
2. Determinar la distribución y abundancia de elementos trazadores o guías de mineralización de Au-Ag-Cu a través de una malla sistemática de muestras de suelo y de muestras de roca de los distintos afloramientos de la zona de estudio, proceso llevado a cabo mediante la determinación de un umbral de exploración establecido a través de un análisis de poblaciones de cada elemento.
3. Estudiar la alteración hidrotermal y sus respectivas zonaciones a través de un análisis mineralógico cualitativo mediante PIMA y mediante el tratamiento espectral de una imagen satelital ASTER.
4. Analizar un estudio magnético de la zona de estudio realizado mediante un levantamiento de magnetometría de superficie.

1.2 Ubicación y accesos

El prospecto Pantanillo se ubica en la provincia de Copiapó, III Región de Atacama, Chile; aproximadamente 125 km en línea recta al este de la ciudad de Copiapó. Las coordenadas UTM están entre 490.000 E y 500.000 E y entre 6.961.000 N y 6.968.000 N. El prospecto Pantanillo se encuentra entre los 4300 y 4800 m.s.n.m.

El acceso se puede realizar mediante dos rutas, ambas comenzando en la ciudad de Copiapó. La primera opción es a través del camino internacional Copiapó-Tinogasta (ruta CH-31), desviándose en la localidad de La Puerta, lugar en donde se accede a un camino ripiado que conduce hasta el portezuelo de la laguna Santa Rosa, en el extremo suroeste del salar de Maricunga. Este camino se desvía hacia el sur por la Quebrada Ciénaga Redonda, pasando por los proyectos Marte y Lobo, llegando finalmente al prospecto desde el norte. El segundo acceso se realiza por la carretera que une Copiapó con Tierra Amarilla, lugar en donde se toma un desvío al sur de la localidad de Nantoco hasta el poblado de La Guardia. Aquí se ramifica un camino privado de la Compañía Minera Maricunga que conduce hacia la mina Refugio. Desde ahí se toma un camino que bordea la laguna del Negro Francisco y se accede al prospecto desde el sur (Fig.1.1).

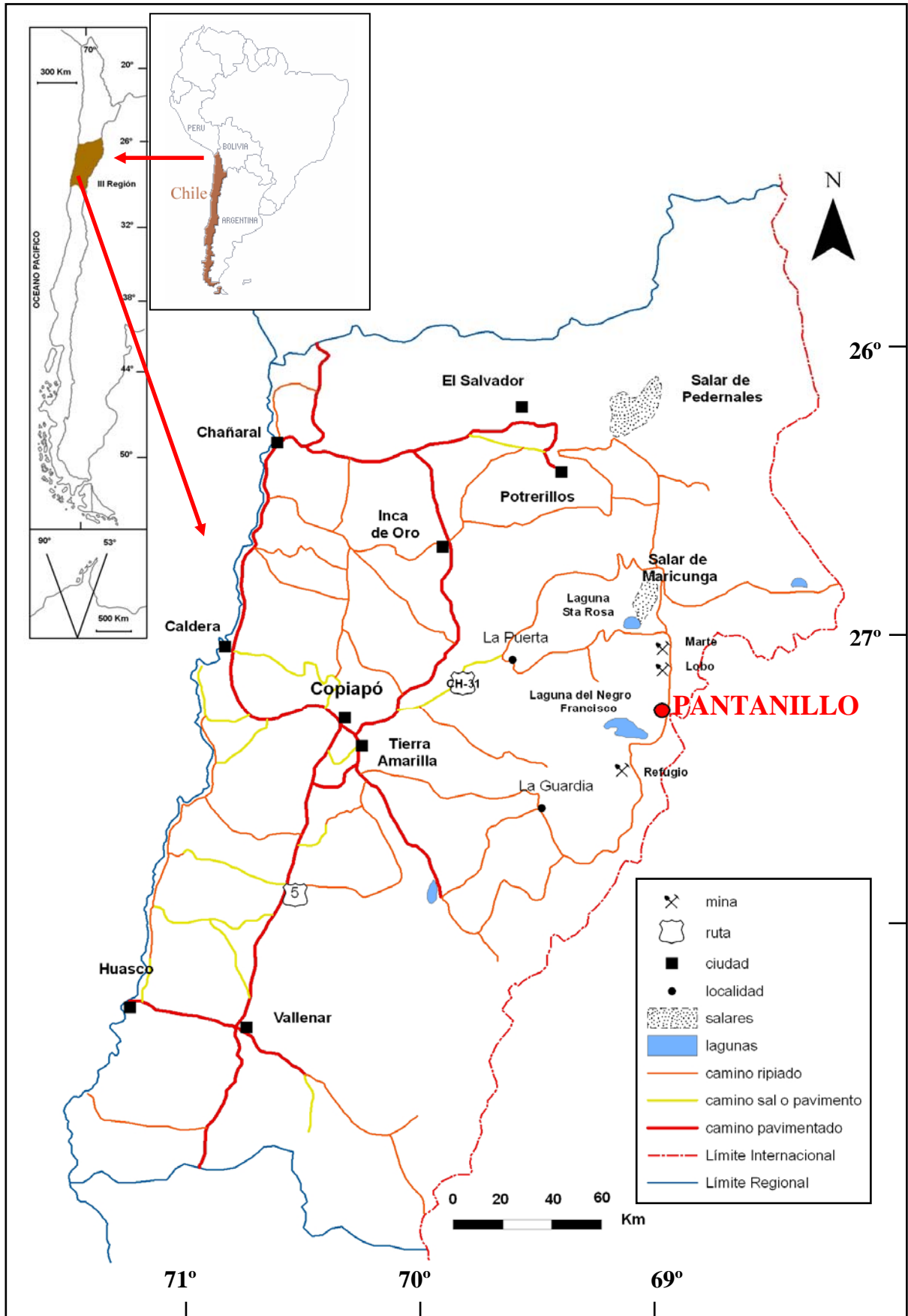


Fig.1.1: Ubicación y accesos del área de estudio.

1.3 Clima y vegetación

El clima de la zona de trabajo se clasifica como “árido subtropical de tipo desértico marginal de altura” (Fuenzalida, 1965), el cual se manifiesta sobre los 2000 m.s.n.m.. Las oscilaciones térmicas y la humedad son bajas, alcanzándose durante el día temperaturas máximas de 25° C y temperaturas mínimas durante la noche de -15°C. Las precipitaciones son casi exclusivas de los meses de invierno, desde mayo hasta agosto, siendo muchas veces de tipo nivosa. El promedio de precipitaciones anuales es de 60 mm. La línea de nieves eternas se ubica entre los 5.000 y 6.000 m.s.n.m. (Dirección Meteorológica de Chile, <<http://www.meteochile.cl/climas/climas.html>>).

La vegetación consiste en arbustos espinosos y gramíneas (Mercado, 1982), concentrándose principalmente en zonas de bofedales y quebradas con escorrentía superficial. Entre ellas se distinguen, según la denominación local: varilla, escarpinche, pingo-pingo, bailahuén, chachacoma, cortadera y pajonal.

La fauna esta representada por: guanacos, vicuñas, zorros, liebres, vizcachas. Las especies de aves son numerosas, entre las que destacan tres especies de flamencos, piuquenes, perdiz cordillerana, tiuque cordillerano, aguilucho, pato juarjual y cóndor. Gran parte de estas especies se restringe a los alrededores de salares y lagunas.

1.4 Metodología

La metodología utilizada para la preparación de las distintas etapas que forman parte de la presente investigación se puede resumir de la siguiente manera:

- Etapa de gabinete destinada a recopilación bibliográfica sobre los depósitos auríferos encontrados en la Franja de Maricunga.
- Trabajo de terreno durante los meses de Enero y Febrero de 2006, periodo en el cual el autor realizó el levantamiento de la malla de muestras de suelo, recolección de muestras de roca de los principales afloramientos y colaboración en el trabajo de mapeo dirigido por los geólogos consultores Nick Callan y Peter Drobeck.
- Las muestras de suelo y roca fueron sometidas a digestión por Aqua Regia y a un análisis multielemental mediante ICP-AES. El Au se analizó por ensaye de fuego y espectroscopia

de absorción atómica. A las muestras de suelo se les realizó un análisis cualitativo de mineralogía mediante un sensor de radiación infrarroja de onda corta (PIMA).

- Tratamiento de una imagen ASTER de la zona de estudio, obteniéndose mapas de alteración de minerales de arcilla, distribución de sílice y de óxidos de Fe.
- En la zona de Pantanillo Norte y Pantanillo Central se realizó un levantamiento superficial de mediciones magnéticas, procedimiento ejecutado por Argali Geofísica E.I.R.L.

1.5 Historia de la propiedad y trabajos anteriores

Durante los años 80, dos empresas realizaron trabajos en el proyecto Pantanillo: Minera Anaconda Ltda., entre los años 1982 y 1984; y Minera AngloAmerican Chile Ltda., entre los años 1984 y 1988 y entre los años 1997 y 1998. Estos trabajos incluyen levantamientos geológicos, muestreos de rocas, mallas geoquímicas de suelo y sondajes de diamantina y de polvo-convencional.

AngloAmerican realizó una estimación preliminar de recursos en el sector de Pantanillo Norte de 1,1 M oz de Au con una ley de corte de 0,2 g/ton de Au (Orrego y Urrutia, 1998).

El proyecto Pantanillo es propiedad de Minera Anglo-American Chile Ltda., cubriendo una superficie de 11.750 Hás.

AngloAmerican Chile Ltda., opcionó la propiedad minera a Kinross Minera Chile Ltda., permitiendo los derechos para realizar trabajos de exploración.

2. Marco Geológico Regional

La Franja de Maricunga, ubicada en el norte de Chile entre los 26° y 28° S, ha sido definida como un cinturón metalogénico en el cual se encuentran numerosas zonas de alteración hidrotermal hospedadas en rocas volcánicas y cuerpos intrusivos de poca profundidad (Sillitoe et al., 1991). Las zonas de alteración hidrotermal presentan mineralización de oro, plata y cobre, albergándose en depósitos de carácter epitermal y de tipo pórfido aurífero (Vila y Sillitoe, 1991).

Ubicada en un margen continental con subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana (Fig. 2.1), la Franja de Maricunga está formada por una cadena de volcanes andesíticos a dacíticos de orientación N-NE, con edades que varían entre el Oligoceno Superior y Mioceno Superior (Muntean y Einaudi, 2001; Kay et al., 1996). Entre los volcanes más importantes destacan el Volcán Inés (5.075 m), el Complejo Volcánico Cerros Bravos (5.292 m), el Complejo Volcánico Copiapó (6.040 m) y el Nevado de Jotabeche (5.880 m).

Constituido en una franja de 200 km de largo y 50 km de ancho, este cinturón volcánico-metalogénico se apoya sobre un basamento formado por rocas ígneas y sedimentarias de edad Paleozoico Superior, Mesozoico y Cenozoico Inferior (Muntean y Einaudi, 2001) (Fig.2.2).

2.1 Basamento

El basamento comprende unidades del Paleozoico hasta el Cenozoico Inferior (Fig. 2.2). La unidad más antigua corresponde a la Formación **Chinches** (Mercado, 1982), la cual incluye a una secuencia de areniscas y lutitas de edad Devónico-Carbonífero (Mercado, 1982). Esta formación es cubierta en discordancia angular por rocas volcánicas de la Formación **Pantanos** (Mercado, 1982) y por rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación **La Ternera** (Brüggen, 1950), de edades Pérmico-Triásico Inferior y Triásico Superior, respectivamente. La Fm. Pantanos es intruida por granitoides y pórfidos riolíticos de edad Pérmico (Mercado, 1982). El techo de la Fm. Pantanos está dado por una discordancia con rocas Jurásicas de la Fm. Lautaro y flujos volcánicos Cenozoicos, mientras que el techo de la Fm. La Ternera está representado por una aparente concordancia con la Fm. Lautaro (Mercado, 1982).

Representando un episodio de transgresión marina durante el Jurásico Inferior a Medio, la Fm. **Lautaro** (Segerstrom, 1959) se define como un conjunto de rocas calcáreas y clásticas (Mercado, 1982), subyaciendo en concordancia a rocas de las Formaciones Quebrada Monardes y Quebrada Paipote, ambas de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior. La **Formación Quebrada Monardes** (Mercado, 1982) corresponde a una secuencia de conglomerados y areniscas rojas. Muzzio (1978) indica un ambiente marino gradando a una depositación lacustre endorreica, finalizando con niveles evaporíticos transicionales a un ambiente marino. La Formación **Quebrada Paipote** (Mercado, 1982) consta de una secuencia de rocas volcánicas y clásticas propias de un ambiente continental, en ocasiones de ambiente lacustre (Mercado, 1982).

La **Formación Quebrada Seca** (Mercado, 1982) corresponde a una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad Cretácico Inferior, apoyadas en concordancia sobre la Formación Quebrada Monardes y subyaciendo en discordancia bajo las Gravas de Atacama.

Las secuencias marinas del Jurásico y los sedimentos continentales del Cretácico Inferior representan facies pertenecientes a un ambiente de cuenca de trasarco, situadas al este del arco magmático Jurásico-Cretácico Inferior, ubicado en la actual Cordillera de la Costa (Mpodozis y Ramos, 1990; Mpodozis y Allmendinger, 1993; en Carrasco, 1999)

El Cretácico Superior está representado por la **Formación Las Pircas** (Mercado, 1982), la cual está formada por rocas sedimentarias clásticas. Esta secuencia se presenta discordantemente sobre la Formación Quebrada Paipote y en discordancia bajo las Gravas de Atacama (Mercado, 1982).

Durante el Cretácico Superior-Eoceno Inferior se suceden una serie de eventos volcánicos de tipo calcoalcalino rico en potasio. Los cuerpos volcánicos, datados radiométricamente entre 80 y 52 Ma (Carrasco, 1999), incluyen a complejos de domos y campos de caldera de colapso, los cuales afloran en las zonas de La Coipa, Cerros Bravos (Cornejo y Mpodozis, 1994; Cornejo et al., 1994; Arévalo et al., 1994), río Astaburuaga y Nevado de Jotabeche (Mpodozis et al., 1995).

La unidad **Gravas de Atacama** (Mortimer, 1973), corresponde a una secuencia de sedimentos clásticos de edad Mioceno Medio a Superior, formada por gravas y arenas poco consolidadas con intercalaciones locales de ignimbritas.

2.2 Volcanismo Cenozoico

El volcanismo Cenozoico está representado por una serie de eventos intermitentes, los cuales fluctúan entre los 26 y 5 Ma (Oligoceno Superior-Mioceno Superior) (Mpodozis et al., 1995). Los productos volcánicos Cenozoicos se extienden por más de 200 km, desde el salar de Pedernales (26°S) hasta Cerro Pulido (28°S) (Mpodozis et al., 1994) (Fig. 2.2).

El evento volcánico más antiguo ocurrió entre los 26-21 Ma, del cual forman parte los estratovolcanes coalescentes Cerros Bravos y Barros Negros y los complejos de domos múltiples periféricos como Esperanza, La Ola y La Coipa. Al sur de la Franja de Maricunga la actividad magmática fue más reducida, restringida a pequeños complejos de domos múltiples, los cuales son portadores de mineralización de metales preciosos, asociados a su vez a flujos piroclásticos de volumen pequeño y alteración hidrotermal generalizada, destacándose los yacimientos Refugio, La Pepa, Pantanillo y Santa Cecilia. La ubicación de los centros volcánicos se relaciona con fallas de rumbo NW-WNW, activas durante su emplazamiento (Carrasco, 1999).

Entre los 20 y 17 Ma se produce una disminución de la actividad volcánica, observándose pequeños domos dacíticos al este y norte de La Coipa y coladas de lavas andesíticas y dacíticas al sureste del Volcán Copiapó (proyecto Pantanillo), presentando en este último lugar una edad K-Ar en roca total de $19,5 \pm 1,1$ Ma y una edad K-Ar en biotita de $18,6 \pm 0,8$ Ma (Mpodozis et al., 1995).

La actividad volcánica se reanudó entre los 16 y 11 Ma (Mioceno Medio). Durante este segundo episodio, la actividad volcánica se extendió a lo largo de toda la Franja de Maricunga, concentrándose en grupos discretos de centros volcánicos. Al norte del Salar de Pedernales se desarrollaron los complejos Doña Inés y Gemelas Fortuna, mientras que al sur del salar de Maricunga se desarrollaron los complejos Ojos de Maricunga, Santa Rosa, Pastillitos, Lagunillas, Pastillos y Villalobos. En el extremo sur de la Franja se desarrollan los volcanes Cadillal, Jotabeche Norte, La Laguna y Yeguas Heladas. Entre los 13 y 11 Ma, la actividad volcánica se concentró en la parte sur de la Franja, destacándose el emplazamiento de los pórfidos auríferos de Marte, Lobo, Escondido y Aldebarán.

Al oeste de los complejos volcánicos se depositaron los depósitos sedimentarios conocidos como Gravas de Atacama. Estos depósitos incluyen intercalaciones de flujos ignimbríticos y niveles de ceniza. Su origen se asocia a una fase de alzamiento del Altiplano, posiblemente asociada a la deformación compresiva de la etapa inicial de la disminución del

ángulo de subducción (Segerstrom, 1968; Mortimer, 1973; Clark et al., 1967; Cornejo et al., 1993; en Carrasco, 1999).

Posterior a este evento de gran intensidad magmática, sucede un periodo, entre los 11 y 7 Ma, de menor actividad volcánica, restringida al Complejo Volcánico Copiapó (CVC). La actividad del CVC se ha dividido en dos fases: una fase temprana entre los 11 y 10 Ma representada por el estratovolcán Azufre, ubicado al norte de la laguna del Negro Francisco, y una fase tardía entre los 8 y 7 Ma representada por la construcción del cono del Cerro Copiapó (Mpodozis et al., 1995).

El último evento volcánico registrado en la Franja de Maricunga se reduce a la zona del Nevado de Jotabeche, episodio comprendido entre los 6 y 5 Ma (Mpodozis et al., 1995).

El volcanismo cesó a los 5 Ma en la Franja de Maricunga, al desplazarse el frente volcánico hacia el este (Mpodozis et al., 1991) (Fig. 2.2).

2.3 Tectónica y estructuras

La Franja de Maricunga se ubica entre dos segmentos tectónicos de la cordillera principal de Los Andes (Fig.2.1). Alrededor de los 27° S se produce una transición del ángulo de subducción de la placa de Nazca, desde una subducción de 30° al norte de los 26° S en el límite sur de la Zona Volcánica Central (ZVC), hasta una subducción plana de 10° a 15° en una zona de inactividad volcánica, entre los 28° y 33° S (Barazangi e Isacks, 1976). Esta transición del ángulo de subducción se produjo progresivamente entre los 20 y 6 Ma, reflejando en una evolución de la estratigrafía y geoquímica de las rocas volcánicas (Mpodozis et al., 1995)

El rasgo estructural más importante según Mercado (1982), es un sistema de fallas inversas de orientación NNE-SSW, las cuales controlan la distribución de las distintas unidades de roca, así como los rasgos morfológicos. Esto representa un sistema formado por horst y graben, en el que destacan el desarrollo de cuencas cerradas, tales como el Salar de Maricunga y la Laguna del Negro Francisco (Fig. 2.2). Este sistema de fallas posee una edad Cretácico Medio-Mioceno Medio (Vila y Sillitoe, 1991).

Otro sistema importante es el de orientación NW (Fig. 2.2), con el cual se asocian espacialmente zonas de alteración hidrotermal, caracterizado por la orientación de las fallas, vetas, stockworks, brechas y anomalías geoquímicas. La intersección de los sistemas NNE y NW controlaría los focos de mineralización y alteración (Vila y Sillitoe, 1991).

También se aprecian fallas menores N-S (Fig. 2.2), con las cuales se asocia la ubicación de centros volcánicos cenozoicos, especialmente en la intersección con las fallas inversas principales (Mercado, 1982).

En menor medida se registran pliegues locales, los cuales están asociados a la fallas de orientación NNE-SSW (Mercado, 1982).

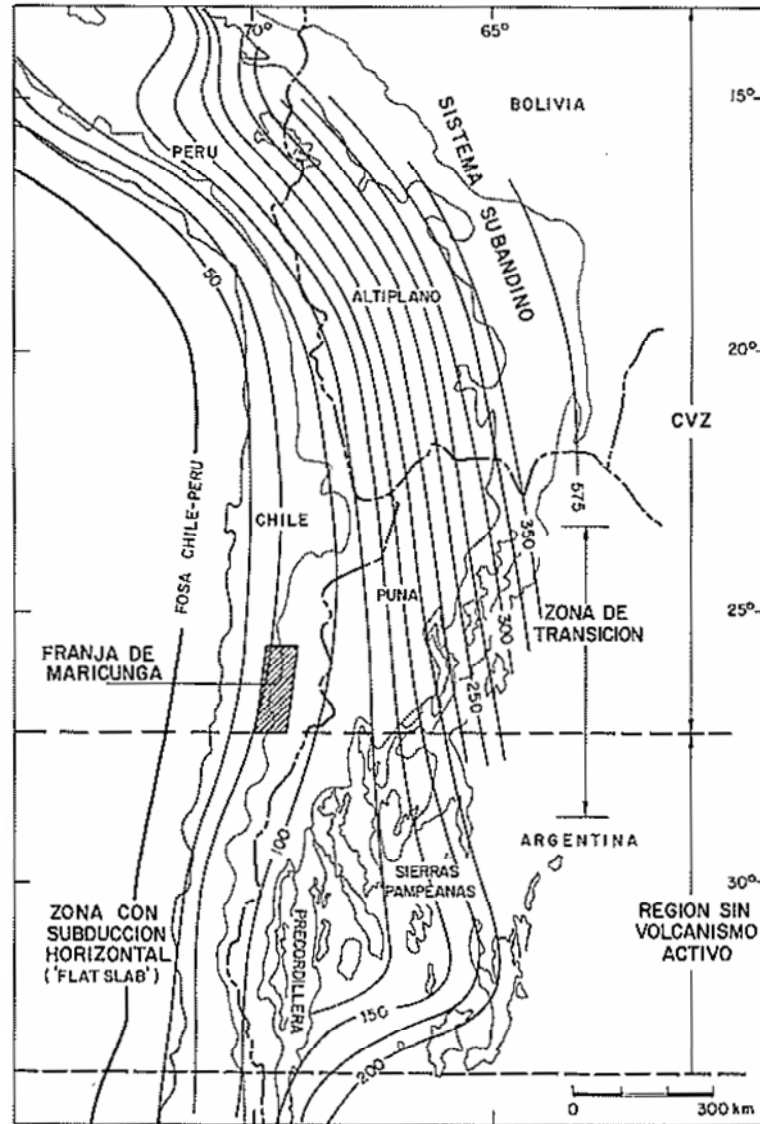


Fig.2.1: Contexto tectónico regional de la franja de Maricunga. Se indican las isóbatas de la zona de Benioff (kms), según Cahill e Isacks (1992). Tomado de Mpodozis et al., 1995.

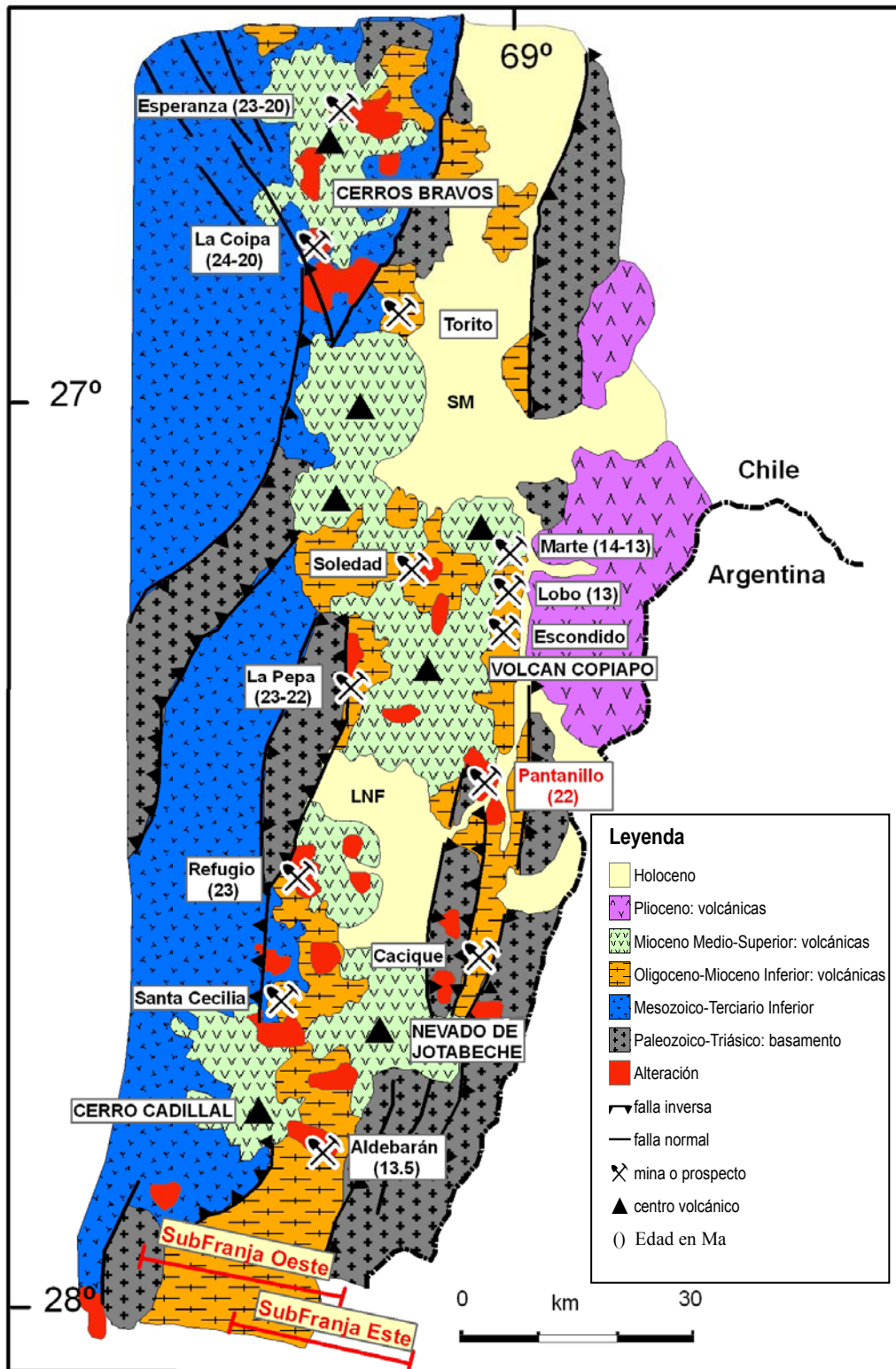


Fig.2.2: Marco Geológico Regional de la Franja de Maricunga. Modificado de Vila y Sillitoe, 1991.

2.4 Alteración y mineralización

La alta cordillera entre los 26° y 28° S presenta mineralización de cobre, oro, plata y hierro, asociada principalmente a eventos volcánicos discretos de edad Mioceno.

Los episodios magmáticos se desarrollaron entre el Jurásico Superior y el Mioceno Superior, distribuyéndose en forma de franjas elongadas de orientación norte-noreste. La migración hacia el este estuvo acompañada de cambios de ambientes metalogénicos asociados a los distintos eventos volcánicos (Vásquez, 1999).

Dentro de los eventos volcánicos Terciarios formadores de la Franja de Maricunga, se reconocen dos episodios relacionados con alteración hidrotermal y mineralización, denominados subfranja oeste y subfranja este (Fig.2.2) (Vila y Sillitoe, 1991).

La subfranja oeste (Fig. 2.2) presenta una edad entre 24 y 20 Ma (incluyendo a La Coipa con 17 Ma), hospedando en la parte norte depósitos epitermales de alta sulfuración (Esperanza, La Coipa), mientras que hacia el sur de la franja predominan depósitos tipo pórfido aurífero, asociados a stocks subvolcánicos, tales como La Pepa, Refugio y Santa Cecilia (Vila y Sillitoe, 1991).

Hacia el este del volcán Copiapó, se presenta la subfranja este (Fig. 2.2), comprendida entre los 14 y 13 Ma, la cual es representada por pórfidos auríferos tales como Marte, Lobo, Escondido y Cerro Casale (Vila y Sillitoe, 1991).

Los pórfidos auríferos presentan dos tipos principales de alteración hidrotermal: alteración potásica y argílica intermedia. Localmente se aprecia alteración propilítica, fílica y argílica avanzada. Por otra parte, los sistemas epitermales de alta sulfuración se caracterizan por presentar alteraciones de tipo argílica avanzada (Vila y Sillitoe, 1991).

En gran parte de los sistemas porfíricos registrados en la Franja de Maricunga se observa una superposición de tipo epitermal de alta sulfuración.

La mineralización aurífera asociada a sistemas porfíricos se encuentra como oro nativo libre, como inclusiones en pirita y magnetita, diseminado o en vetillas de cuarzo (Vila y Sillitoe, 1991).

3. Geología local

En la zona de estudio afloran principalmente rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición ácida a intermedia, además de rocas intrusivas pertenecientes a un complejo de domos félsicos. En el área de estudio ocurren dos sistemas estructurales principales siguiendo orientaciones NW y WNW. A ambos sistemas se asocian espacialmente zonas de intensa alteración hidrotermal, las cuales son relacionadas a un sistema superficial tipo epitermal de alta sulfuración, mientras que en el sector de Pantanillo Norte se reconoce un sistema tipo pórfido aurífero, propio de una zona de mayor profundidad. Dataciones radiométricas asignan a estas rocas una edad que varía entre Mioceno Inferior a Mioceno Medio (Mpodozis et al., 1995; Carrasco, 1999; Vila y Sillitoe, 1991)

La descripción de la geología local se basa principalmente en dos trabajos realizados en la zona de estudio. El primero es un informe inédito efectuado por el geólogo consultor Nick Callan (2006), quien elaboró un mapa a escala 1:5000, utilizando como base una imagen QuickbirdTM, la cual posee una resolución de 60 centímetros. El segundo informe consta del trabajo de memoria de Carrasco (1999), el cual formó parte del Proyecto Multinacional Andino (MAP), desarrollado en nuestro país por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Carrasco (1999) realizó un mapa a escala 1:20.000, usando como referencias fotografías aéreas.

Para la parte sur de la zona de estudio, área reconocida sólo por trabajos de mapeo regional, se utilizó como referencia el mapa de Iriarte y Mpodozis (1995) y la imagen satelital ASTER.

El mapa confeccionado en el presente informe utiliza como referencia geográfica el datum Provisional South American Datum 1956 (Mapa fuera de texto).

La Fig.3.1 indica los sectores definidos en la zona de estudio, incluyendo la “franja de alteración NW”, a los cuales se les hará referencia en los capítulos siguientes.

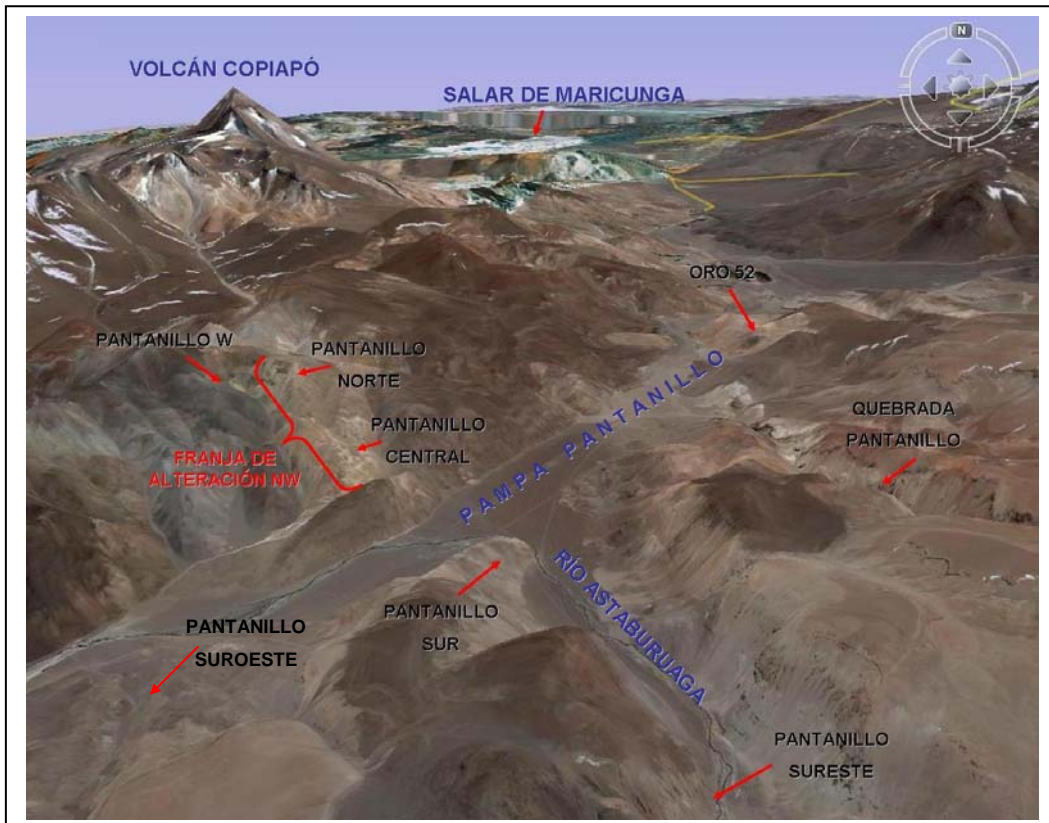


Fig.3.1: Ubicación de los principales sectores definidos en la zona de estudio. Modificado de Google Earth

3.1 Rocas estratificadas e intrusivas

En el área de trabajo ocurren una serie de rocas estratificadas volcánicas y volcanoclásticas de composición ácida a intermedia, presentando una actitud subhorizontal con manteos hacia el N y el E. Las unidades litoestratigráficas reconocidas en terreno se denominan de la siguiente manera (Tabla 3.1 y Mapa fuera de texto):

Tabla 3.1: Unidades litoestratigráficas reconocidas en la zona de estudio.

| Unidad | Simbología | Edad |
|--|----------------------------|----------------------------|
| U. Ignimbrítica II | Ulg2 | Mioceno Medio. |
| U. Andesítica Superior: Miembro A Miembro B | UAS(A) UAS(B) | Mioceno Medio. |
| U. Tobácea | UTo | Mioceno Medio. |
| U. Ignimbrítica I | Ulg1 | Mioceno Medio. |
| Estratos de Sierra de la Sal | ESS | Mioceno Medio. |
| Complejo de domos y depósitos volcánicos asociados: Depósitos volcánicos y volcanoclásticos Cuerpos Intrusivos Brecha Freatomagmática | CDDV CDv CDIn Bfm | Mioceno Inf. |
| Fm. Astaburuaga | FAs | Eoceno Sup.-Oligoceno Inf. |
| Lavas de Quebrada de Tapia | Kt | Cretácico Sup. |
| Fm. Pantanoso | Pz | Pérmico-Triásico Inf. |

3.1.1 Formación Pantanoso (Pz)

Definida por Mercado (1982), corresponde a una secuencia de rocas volcánicas. En la zona de estudio subyace en contacto discordante a la unidad Lavas de Quebrada de Tapia y a la Fm. Astaburuaga (Fig.A1.1, Anexo 1). Esta unidad aflora en el extremo suroeste de la zona de estudio (Mapa fuera de texto).

Las rocas de esta formación, compuesta por coladas riolíticas porfíricas, tobas líticas, cristalinas y vítreas, ignimbritas y brechas volcánicas de igual composición, poseen un carácter macizo y un color rojizo característico. Su edad máxima es post-Devónico (sobreyace a la Fm. Chinchas), mientras que su edad mínima es pre-Triásico Superior (sobreyacida por la Fm. La Ternera) (Mercado, 1982).

La Formación Pantanoso se correlaciona con diversas unidades volcánicas que afloran en la Cordillera de los Andes (entre Copiapó y Coquimbo), como así también con unidades del Grupo Choiyoi, el cual aflora además en la parte argentina de la Cordillera Andina (Barrera, 1998).

3.1.2 Lavas de Quebrada de Tapia (Kt)

Unidad definida por Iriarte y Mpodozis (1995), y denominada con anterioridad por Mercado (1982) como “Estratos de Chirigües”, corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias clásticas y lavas de composición dacítica (Iriarte y Mpodozis, 1995). Esta unidad se apoya en discordancia sobre la Fm. Pantanoso, mientras que es cubierta en contacto no definido por la Fm. Astaburuaga. Esta unidad se presenta en el extremo suroeste de la zona de estudio (Mapa fuera de texto). Se caracteriza por su aspecto masivo y por niveles de brechas monomíticas en la base y en el techo de las coladas, algunas con carácter de domo (Iriarte y Mpodozis, 1995). Dataciones radiométricas en K-Ar en biotita entregan edades de 66 ± 2 Ma y 67 ± 2 Ma (Iriarte y Mpodozis, 1995), correspondientes al Cretácico Superior.

3.1.3 Formación Astaburuaga (FAs)

Definida por Mpodozis et al. (1995) como una secuencia de brechas, tobas y lavas; la Formación Astaburuaga se reconoce en el sector de Pantanillo Norte, Pantanillo Central (Fig.A1.2, Anexo 1), Pantanillo Oeste y en el extremo suroeste de la zona de estudio. La base de la unidad se presenta en contacto no definido con la unidad de Lavas de Quebrada de Tapia y en contacto discordante con la Fm. Pantanoso, mientras que el techo se encuentra en

contacto discordante con rocas intrusivas y extrusivas del CDDV y con rocas de la unidad Estratos de Sierra de la Sal (Mapa fuera de texto).

La base de la secuencia está formada por rocas volcánicas conglomerádico-brechosas de color gris verdoso, rojo y púrpura, con clastos líticos que varían entre bloques angulosos a redondeados hasta lapilli (entre 4 y 25 cm.) y fenocristales de cuarzo y plagioclasa, soportados en una matriz rica en cristales de feldespato-biotita-hornblenda y menor cuarzo. La estratificación se hace más notoria desde la base hacia el techo de la unidad, acompañada de una disminución del tamaño de los clastos. Localmente se observa una alteración tipo arcilla-verde. La presencia de cristales rotos de cuarzo sugiere una composición dacítica (Callan, 2006).

Esta unidad es intruida concordantemente por una unidad tipo “sill” de textura porfírica, perteneciente a los Cuerpos Intrusivos del CDDV.

La parte superior de la unidad está compuesta por una sucesión lateral de facies volcánicas, variando entre tobas líticas-cristalinas, brechas volcánicas y dacitas.

La toba lítica-cristalina, color gris pálido, matriz-soportada, presenta clastos líticos, subredondeados y de tamaño entre bloque y lapilli. Posee una textura porfírica dominada por cristales de feldespato y hornblenda, composición que se repite en la matriz. Este tipo de roca pasa lateralmente hacia el W a una secuencia volcánica conglomerádico-brechosa clastosoportada, con clastos polimícticos tamaño bloque a lapilli y textura principalmente porfírica, soportados en una matriz clástica rica en cristales y de textura arenosa y localmente rica en ceniza. En el extremo W de la unidad se observa un bolsón de toba cristalina dacítica (feldespato-hornblenda-cuarzo) con clastos angulosos rojizos tamaño lapilli (Callan, 2006).

Dataciones radiométricas K-Ar en roca total para la Formación Astaburuaga entregan una edad de 34.9 ± 1.5 Ma y 30.5 ± 1.3 Ma (Iriarte y Mpodozis, 1995), correspondientes al Eoceno Superior-Oligoceno Inferior. Esta formación puede ser correlacionada con los Estratos de Río Nevado, descritas por Mpodozis et al. (1991) en el sector del Nevado de Jotabeche, mientras que Mercado (1982) continúa definiendo los afloramientos de esta unidad como Estratos de Chirigües.

3.1.4 Complejos de domos y depósitos volcánicos asociados (CDDV)

Definido por Iriarte y Mpodozis (1995) como un sistema de domos múltiples y pórfidos coalescentes de composiciones dacíticas y andesíticas, al cual se asocian brechas de explosión, depósitos de flujos piroclásticos y extensos depósitos de caída plinianos. Este conjunto se encuentra afectado por alteración hidrotermal, siendo las fases intrusivas las encargadas de hospedar la mineralización de Au.

3.1.4.1 Depósitos volcánicos y volcanoclásticos (CDv)

Corresponde a una secuencia de rocas piroclásticas divididas en tobas líticas y tobas brechoso-conglomerádicas. Esta unidad se presenta rodeando a los Cuerpos Intrusivos del CDDV, en contacto discordante bajo las rocas piroclásticas de los Estratos de Sierra de la Sal (Mapa fuera de texto).

Las tobas líticas presentan clastos tamaño bloque a lapilli y una matriz rica en cristales rotos tamaño milimétrico. Gran parte de los clastos están silicificados, ya sea como calcedonia o como ópalo, indicando una depositación simultánea al evento de mineralización y alteración. Localmente se presentan intercalaciones de tobas de ceniza mostrando estratificación fina y estructuras laminadas. Esta serie aflora en Pantanillo Norte, más específicamente en la parte alta del Cerro Estudiante, además de extenderse hacia el norte en el Cerro Stockwork (Fig.A1.3, Anexo 1) y hacia la parte W del prospecto, formando un anillo y en aparente interdigitación alrededor de las rocas intrusivas porfíricas del CDDV (Mapa fuera de texto), caracterizadas por una disposición subhorizontal (Callan, 2006).

Las tobas brechoso-conglomerádicas, las cuales afloran en la parte alta del Cerro Medio (Mapa fuera de texto), poseen clastos líticos con tamaños que varían entre guijarros y bloques, estos últimos polimícticos y de textura porfírica. La matriz está formada por ceniza y en menor medida por cristales de cuarzo. La estratificación es poco desarrollada, distinguiéndose intercalaciones locales de toba de lapilli fino y tobas de cristales con matriz de ceniza y arena fina (Callan, 2006).

3.1.4.2 Cuerpos Intrusivos (CDIn)

El conjunto de Cuerpos Intrusivos aflora principalmente en Pantanillo Norte (Fig.A1.4, Anexo 1), extendiéndose hacia el norte en el Cerro Stockwork, hacia el oeste en el sector de la Veta Ventarrón y hacia el sureste en el Cerro Amarillo (Mapa fuera de texto). Sus características texturales y relaciones geométricas son consistentes con un complejo de domos félsicos de carácter intrusivo de poca profundidad. Esta unidad se presenta sobre o en contacto lateral con las rocas volcanoclásticas de la unidad CDv. La extensión del CDIn cubre una superficie de 2.5 km², presentando una forma levemente elongada en dirección NW (Mapa fuera de texto), reflejando una posible orientación del control estructural durante el emplazamiento (Callan, 2006).

Corresponde a una serie de cuerpos porfíricos coalescentes, ricos en cristales de feldespato-hornblenda y menor biotita y cuarzo, de muy similar composición entre ellos. Estudios petrográficos realizados por Petrascience Inc. (2006) muestran que las unidades porfíricas presentan fenocristales de feldespato, hornblenda, en menor medida biotita y en raras ocasiones cuarzo. La masa fundamental posee una textura vítrica rica en feldespato potásico. Gran parte de las muestras analizadas por Petrascience Inc. fueron clasificadas como andesitas porfíricas, lo que demuestra una similitud de composición, a pesar de las variaciones texturales entre los distintos afloramientos. Sin embargo, estudios geoquímicos de roca total realizados por AngloAmerican (Vásquez, 1999) indican que la composición del CDDV oscila en el límite andesita-dacita. Una composición dacítica sería más consistente con la naturaleza bandeada y la presencia de fenocristales de cuarzo observadas en varias unidades porfíricas.

En varios de los afloramientos reconocidos en terreno, especialmente aquellos de menor volumen y espesor, se reconoce una textura bien desarrollada de bandeamiento, generalmente concordante con el manteo hacia el N y el E de las unidades volcánicas que hospedan a estos cuerpos intrusivos.

El afloramiento de mayor extensión volumétrica, ubicado entre la Veta Ventarrón y la ladera SE del Cerro Estudiante, correspondería al núcleo del complejo. Dentro de esta unidad se distinguen zonas con textura granular homogénea y zonas con fuerte bandeamiento y grano más fino, estas últimas en los márgenes en contacto con las rocas volcánicas del CDDV.

Los niveles más altos de la unidad CDv presentan una brecha con clastos monomícticos de textura porfírica, interpretada por Callan (2006) como una auto-brecha o brecha tipo caparazón.

Gran parte de las unidades intrusivas presentan escasa alteración hidrotermal, la cual se restringe a los márgenes de las estructuras que cortan a dichas unidades.

El mapeo de sondajes, realizados inicialmente por AngloAmerican durante los años 80 y 90 y en la actualidad por Kinross Minera Chile Ltda., ambos focalizados en la ladera SE del Cerro Estudiante, indican que la unidad intrusiva se extiende a profundidades mayores a las esperadas a través de las mediciones en superficie de direcciones de flujo o bandeamiento, las cuales denotan una geometría lenticular concordante con la roca huésped (Callan, 2006). Es posible inferir, por lo tanto, un cuerpo con forma de embudo, con el complejo de domos en la parte superior y un ducto alimentador porfirico subvertical. A través del mapeo de sondajes se ha determinado la presencia en profundidad de fases porfíricas múltiples, además de brechas intrusivas con clastos porfíricos y clastos con fragmentos de vetillas mineralizadas (Callan, 2006).

Dataciones radiométricas K-Ar en roca total realizadas por Iriarte y Mpodozis (1995) en rocas intrusivas tipo domo pertenecientes a la unidad CDIn entregan edades de 22.6 ± 1.1 Ma y de 22.2 ± 0.9 Ma, mientras que Sillitoe et al. (1991) obtiene una edad de 22.0 ± 0.6 Ma en alunita, correspondientes al Mioceno Inferior. Los cuerpos intrusivos del sector Pantanillo se correlacionan con las unidades intrusivas pertenecientes al primer periodo magmático de la Franja de Maricunga.

3.1.4.3 Brechas freatomagmáticas (Bfm)

En Pantanillo Norte se distinguen una serie de unidades brechosas clastosoportadas de orientación WNW y en menor medida NW y manteo subvertical (Mapa fuera de texto), de forma tabular o de dique, las cuales alcanzan anchos de hasta 50 mts. Presentan alteración argílica avanzada penetrativa, en relación espacial y en ocasiones en gradación con estructuras tipo “ledge” de sílice-alunita (Callan, 2006).

Los diques brechosos están hospedados en rocas porfíricas del CDIn. Los clastos, de escala centimétrica, angulosos a subredondeados, presentan alteración argílica avanzada y silicificación. Proviene de la roca de caja inmediata, apreciándose poca evidencia de clastos transportados de origen exótico (Callan, 2006).

Clastos de origen porfirico con vetillas mineralizadas indican que la formación de estas brechas sería posterior a la mineralización de Au (Callan, 2006).

Brechas con matriz de alunita de similares características afloran en la ladera W del Cerro Amarillo y en Pantanillo Sur (Mapa fuera de texto), ambas de orientación NW. La

brecha de Cerro Amarillo corta al Miembro Inferior de la Fm. Astaburuaga, en asociación con fallas de mayor dimensión y de la misma orientación (Callan, 2006).

3.1.5 Estratos de Sierra de la Sal (ESS)

Corresponde a una secuencia subhorizontal de rocas piroclásticas de tipo ignimbrita y lavas andesítico-dacíticas, las cuales cubren en discordancia a las rocas volcánicas alteradas del CDDV. El contacto discordante con las unidades inferiores presenta wackas sedimentarias estratificadas, ricas en Fe y con clastos volcánicos silicificados (ópalo/calcedonia) y redondeados. El techo de esta unidad está dado por una discordancia de erosión con la Unidad Ignimbrítica I y con la Unidad Tobácea. El espesor mínimo de esta unidad sería de 200 mts.

La secuencia de rocas piroclásticas está formada por tobas vítricas, tobas brechosas, tobas de lapilli y tobas cristalinas, las cuales afloran al oeste de la Pampa Pantanillo, en Pantanillo W y en el sector norte de la zona de estudio (Mapa fuera de texto).

El resto de la unidad lo constituye una secuencia de lavas de color gris-pardo a morado, de composición andesítica (60-63%SiO₂) (Carrasco, 1999). La secuencia de lavas aflora al este de la Pampa Pantanillo, prolongándose hacia la quebrada del río Astaburuaga, y al centro sur de la quebrada Pantanillo (Mapa fuera de texto). Microscópicamente se trata de rocas de textura porfirica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y feldespatos potásico (Carrasco, 1999).

La mineralogía de alteración está representada por sericita y esmectita, como alteración de biotita y feldespatos potásico, respectivamente; además de magnetita (<1%) reemplazada por hematita (Carrasco, 1999).

Mediante dataciones radiométricas K-Ar en biotita realizadas en el sector de Pantanillo se obtuvieron edades de 19.5 ± 1.1 Ma y de 18.6 ± 0.8 Ma (Mpodozis et al., 1995), mientras que Carrasco (1999) obtuvo edades K-Ar en biotita de $19,8 \pm 0,7$ y $19,3 \pm 0,6$ Ma, asignando a los Estratos de Sierra de la Sal una edad Mioceno Medio.

3.1.6 Unidad Ignimbrítica I (UIg1)

Corresponde a una secuencia de rocas prioclásticas de color rosáceo, de composición dacítica (60-66%SiO₂) (Carrasco, 1999), de aproximadamente 300 mts de espesor. Dataciones K-Ar en biotita asignan una edad Mioceno Medio, 15,3±0,8 y 15,1±0,6 Ma, (Gardeweg et al., 1997).

Esta unidad aflora en la parte sur de Quebrada Pantanillo y hacia el sur y sureste de la zona de estudio (Mapa fuera de texto). Sobreyace en discordancia a la secuencia de lavas andesítico-dacíticas de los Estratos de Sierra de la Sal, mientras que es cubierta e intruida por lavas y domos de composición dacítica, respectivamente; ambas de la Unidad Andesítica Superior. Además, es sobreyacida en forma pseudoconcordante por rocas de la Unidad Ignimbrítica II (Carrasco, 1999).

Corresponde a rocas fuertemente soldadas, con abundantes fiammes y fragmentos andesíticos angulosos. Presenta fenocristales de biotita, anfíbola, cuarzo y plagioclasa, inmersos en una matriz formada por microlitos de plagioclasa, feldespato potásico, calcedonia, vidrio volcánico, arcillas (dickita), calcita y esmectita (Carrasco, 1999).

Los minerales de alteración son clorita y sericita en reemplazo de biotita y montmorillonita como alteración de feldespato potásico y vidrio volcánico. La mineralización metálica corresponde a magnetita (<1%), parcialmente reemplazada a hematita (Carrasco, 1999).

3.1.7 Unidad Tobácea (UTo)

Corresponde a una secuencia de tobas y rocas volcanosedimentarias, presentando manteos subhorizontales hacia el NE, N y E, de espesor aproximado de 280 m.

Esta unidad se dispone discordantemente sobre la UIg1. Es cubierta por lavas e intruida por domos de la UAS, por lo que se asigna una edad Mioceno Medio. Esta unidad aflora en Quebrada Pantanillo (Fig.A1.5, Anexo 1), Oro 52, Pantanillo S (Fig. A1.6, Anexo 1) y en el margen oeste de la pampa Pantanillo (Mapa fuera de texto) (Carrasco, 1999).

La base está formada por tobas cristalinas bandeadas de color blanco, las cuales gradúan hacia el techo en tobas líticas sin estratificación.

La toba de cristales presenta cuarzo y feldespatos alterados a alunita, arcillas y/o sílice, junto a una matriz microcristalina compuesta por ópalo, tridimita, vidrio volcánico, caolín, dickita, montmorillonita, yeso, alunita, jarosita y hematita (Carrasco, 1999).

La toba lítica presenta fragmentos angulosos de composición andesítica (menores a 3mm), ojos de cuarzo (menores a 1mm), líticos argilizados (hasta 2,5cm) y clastos de tobas de cristales, los cuales no superan los 6,5 cm de largo (Carrasco, 1999).

Los fragmentos volcánicos están totalmente argilizados y/o hematitizados, con cristales de plagioclasa alterados a cuarzo-alunita y cuarzo-sericita. Se presenta clorita y sericita como alteración de biotita (Carrasco, 1999).

En esta unidad ocurre una intercalación de un depósito tipo “steam heated” finamente laminado, de largo 1,2 km y espesor de 10 m en su parte central. Parte de este cuerpo se encuentra brechizado, gradando lateralmente a brechas con clastos de tobas silicificadas.

Las brechas hidrotermales presentan anomalías de contraste para plata de hasta 4 ppm, arsénico hasta 6880 ppm y plomo hasta 2280 ppm (Carrasco, 1999).

Debido a la intensa alteración hidrotermal penetrativa que afecta a esta unidad, se deduce una depositación anterior o durante el evento de mineralización.

3.1.8 Unidad Andesítica Superior (UAS)

Corresponde a una unidad formada por lavas grises (Miembro A) y en menor medida por domos y depósitos de bloques y cenizas (Miembro B), de composición andesítica (60-63%SiO₂) (Carrasco, 1999), las cuales afloran en la parte norte, este y sureste de la Quebrada Pantanillo, además de en el extremo sureste de la zona de estudio (Mapa fuera de texto). Posee un espesor estimado de 100 mts.

Esta unidad cubre e intruye a los Estratos de Sierra de la Sal, a la UIg1 y a la UTo. Además, está cubierta en discordancia por rocas no alteradas de la Unidad Ignimbrítica II.

Las rocas presentan una textura porfírica y localmente traquítica. Los fenocristales son de biotita, anfíbola, cuarzo, piroxeno y plagioclasa, dentro de una masa fundamental de cristales de plagioclasa y calcita secundaria (Carrasco, 1999).

Dataciones K-Ar en biotita de $14,9 \pm 0,6$ y $14,4 \pm 0,6$ en un domo dacítico, además de una edad K-Ar en roca total de $14,8 \pm 0,9$ Ma hacia el lado Argentino (Gardeweg et al., 1997), asignan a esta unidad una edad Mioceno Medio.

3.1.9 Unidad Ignimbrítica II (UIg2)

Esta unidad corresponde a una secuencia de ignimbritas de color rosáceo, de composición dacítica (61-62%SiO₂) (Carrasco, 1999) y espesor estimado de 160 mts.

Se distribuye hacia el sur y el este de Quebrada Pantanillo, en discordancia sobre la UAS y pseudoconcordante sobre la UIg1 (Mapa fuera de texto) (Carrasco, 1999).

Se trata de rocas fuertemente soldadas, con abundantes fragmentos líticos de hasta 5 cm de largo y fragmentos de pómez de hasta 2 cm, además de cristales de plagioclasa, biotita oxidada, ojos de cuarzo, y anfibola, en una matriz de vidrio, feldespatos potásicos, plagioclasa y arcillas (montmorillonita). Magnetita (<1%) presenta reemplazo por hematita (Carrasco, 1999).

Dataciones K-Ar en biotita indican $14,6\pm 0,7$ Ma (Carrasco, 1999), mientras que Gardeweg et al. (1997) obtuvieron en una zona fuera del área de estudio $14,6\pm 0,8$ Ma, edades pertenecientes al Mioceno Medio.

3.2 Depósitos No consolidados

En la zona de estudio se reconocen dos tipos de depósitos no consolidados:

3.2.1 Depósitos Aluviales de gravas (Alu)

Corresponde a material clástico conglomerádico de tipo aluvial, de clastos angulosos a subangulosos, con tamaños que alcanzan a bloques de 50 cm. Se distribuyen en la Pampa Pantanillo y en los lechos de la Quebrada Pantanillo y del río Astaburuaga (Mapa fuera de texto).

3.2.2 Depósitos coluviales y de remoción en masa (Col)

Los depósitos coluviales se presentan en los faldeos abruptos de Quebrada Pantanillo, en la quebrada del río Astaburuaga y en quebradas menores (Mapa fuera de texto).

En el sector de Quebrada Pantanillo se reconocen depósitos no consolidados originados por eventos de remoción en masa, producidos en rocas de la Unidad Tobácea (Mapa fuera de texto).

3.3 Estructuras

Con respecto a la disposición de las rocas estratificadas, al oeste de Pampa Pantanillo se observa una disposición general constituida por manteos bajos hacia el N a NE. El bandeamiento de la parte superior de las unidades porfíricas del CDIn es concordante con esta disposición general, indicando el carácter tipo sill en el nivel más alto de dicha unidad (Callan, 2006). Al este de la Pampa Pantanillo, se observa una disposición subhorizontal con manteos hacia el E y el NE.

El rasgo estructural más notorio es un corredor estructural de orientación WNW, el cual se extiende a lo largo de toda la zona de estudio, pasando por el complejo de domos en Pantanillo Norte y extendiéndose hasta el sector de Quebrada Pantanillo, el cual se encuentra fuertemente diaclasado, brechizado y con alteración hidrotermal. Este corredor está compuesto por fallas de alto manteo y por estructuras mineralizadas de sílice o sílice-alunita, estos últimos formando enjambres subparalelos. En la red de drenaje también se observan orientaciones WNW, como por ejemplo la Quebrada Pantanillo (al este de la pampa Pantanillo) y al W del Cerro Medio, este último extendiéndose hacia el volcán Copiapó (Callan, 2006).

Intersectando al corredor WNW se identifica otra tendencia estructural de orientación NW representada por fallas, estructuras tipo “ledge” de sílice-alunita y brechas freatomagmáticas (Bfm) (Callan, 2006). Estas estructuras se presentan en Pantanillo Norte, Cerro Amarillo y se extienden hacia el SE y cruzan el valle del río Astaburuaga, en el sector de Pantanillo Sur. En Pantanillo Norte, las estructuras NW parecieran controlar el emplazamiento de diques porfíricos de igual orientación pertenecientes a la unidad CDIn (Callan, 2006) (Mapa fuera de texto).

Importante es destacar que en la intersección de estos dos dominios estructurales se encuentra el complejo intrusivo de domos, el cual puede haber aprovechado esta debilidad para su emplazamiento (Callan, 2006).

También se reconocen estructuras de orientación EW y WSW, observadas a escala regional como lineamientos en imágenes satelitales y en menor escala en estructuras silíceas tipo “ledge”, ya sea en el sector SE de Pantanillo Norte como en Quebrada Pantanillo. (Mapa fuera de texto).

3.4 Alteración y Mineralización

En la zona de estudio se reconocen los siguientes tipos de alteración hidrotermal: argílica avanzada, cuarzo-alunita, sílice-caolinita-alunita y propilítica.

El estilo de mineralización de Au observado en Pantanillo Norte corresponde a un stockwork de vetillas de cuarzo bandeado, similares a las observadas en sistemas porfíricos de la Franja de Maricunga (e.g. Refugio, Marte, Lobo).

Los rasgos de alteración observados en superficie, ya sea en el sector de Pantanillo Norte y Pantanillo Central, además de los sectores de Quebrada Pantanillo y Oro 52, presentan características propias de un sistema epitermal de alta sulfidización.

3.4.1 Alteración argílica avanzada

Este tipo de alteración se encuentra principalmente en el sector de Quebrada Pantanillo, asociada a fragmentos líticos de la Unidad Tobácea. Al oeste de la Pampa Pantanillo se presenta discontinuamente a lo largo de los márgenes de la franja de alteración NW, además de encontrarse en los halos externos de estructuras tipo ledge de cuarzo-alunita, concentrados principalmente en Pantanillo Norte y Pantanillo Central (Fig.3.2).

La alteración argílica avanzada observada en rocas piroclásticas de la Unidad Tobácea se caracteriza por la asociación caolinita (\pm dickita \pm montmorillonita) + sílice (cuarzo, tridimita, calcedonia y ópalo) + yeso + alunita + jarosita + limonita + goethita + hematita, principalmente como destrucción de cristales de feldespato y minerales máficos (Carrasco, 1999). En distintos sectores se presentan parches con pirita sin oxidación (Callan, 2006).

3.4.2 Alteración cuarzo-alunita

Este tipo de alteración se presenta en rocas volcánicas e intrusivas de la Unidad CDDV, abarcando el núcleo de la Franja de alteración NW; además de presentarse en tobas líticas y cristalinas de la Unidad Tobácea, en la parte baja de la Quebrada Pantanillo y en Oro 52 (Fig.3.2). Consiste en una asociación de cuarzo-alunita o de alunita hipógena. La alunita ocurre como reemplazo penetrativo de cristales de feldespato, ya sea en clastos, vetillas, masivo en la matriz o localmente en brechas hidrotermales (Callan, 2006).

La mayoría de la alunita se presenta cristalina y de color rosado, indicando un origen hipógeno; aunque también se observa alunita con textura porcelanosa o polvorienta, originada en un ambiente supérgeno o de “steam heated”, indicando un posible traslape entre ambos tipos de alteración (Callan, 2006; Carrasco, 1999).

3.4.3 Alteración sílice calcedónico/ópalo + caolinita ± alunita, tipo “steam-heated”

La asociación caolinita + alunita + ópalo + sílice ± cristobalita ± azufre nativo refleja niveles muy superficiales de alteración hidrotermal tipo “steam-heated”. Esta alteración se ubica en niveles volcanoclásticos permeables, muy cerca de la paelosuperficie. Localmente se presentan niveles subhorizontales tabulares de sílice calcedónico, producido por el descenso desde la zona vadosa de fluidos de baja temperatura ricos en sílice y acumulándose en el paleo-nivel freático. Este tipo de alteración se observa en Quebrada Pantanillo, Cerro Medio, Cerro Stockwork, Oro 52 y Pantanillo S (Fig. 3.2) (Callan, 2006).

Este tipo de alteración sobreyace o se sobreimpone a la alteración argílica avanzada estratoligada y a los ledges de sílice-alunita.

3.4.4 Alteración Propilítica

Este tipo de alteración, de menor intensidad y distribución que los otros tipos de alteración, se restringe a la unidad Cuerpos Intrusivos (CDIn) en Pantanillo Norte, a rocas máficas de los Estratos de Sierra de la Sal y en menor grado en rocas de la Unidad Andesítica Superior (Fig. 3.2) (Callan, 2006; Carrasco, 1999). La asociación mineralógica corresponde a clorita y sericita, ambas producto de la alteración de biotita; además de calcita y ceolitas.

3.4.5 Estructuras tipo “ledge” de cuarzo-alunita

Estas estructuras son típicas de ambientes de “lithocap”, desarrollados en las raíces volcánicas de sistemas porfíricos (Callan, 2006).

La mayor concentración de estructuras tipo ledge se desarrolla en la parte alta de Pantanillo Norte, cortando a la unidad Cuerpos Intrusivos (CDIn). También se presentan en Pantanillo Central, Quebrada Pantanillo, Oro 52 y en el sector NW de la zona de estudio (Fig.3.2).

La tendencia general de los ledges de sílice-alunita es una orientación WNW a NW, desglosándose a menor escala en las siguientes actitudes:

- (i) rumbo WNW a E-W y manto subvertical inclinado hacia el sur (ej. Veta Rosamaría, Veta Rosamaría junior, norte de Cerro Medio, Quebrada Pantanillo)
- (ii) rumbo WSW y manto moderado hacia el sur (ej. Veta Punto 14, Cerro Estudiante)
- (iii) rumbo NW a N y manto subvertical inclinado hacia el NE y localmente hacia el W (ej. Pantanillo Central)

Estas estructuras presentan largos menores a 600 metros, en algunos casos discontinuos. El ancho varía desde decenas de centímetros hasta 15 a 20 metros. La composición de los ledges consiste en un agregado de sílice-alunita y en algunos casos acompañada de cuarzo residual. Alunita cristalina hipógena de color rosado a blanco se encuentra como reemplazo de fenocristales de feldespato y clastos líticos. Azufre nativo se presenta localmente. Pirita diseminada (3 a 5% del volumen) se preserva en parches sin oxidación. Hematita especular ocurre, diseminada o en vetillas, en los alrededores de zonas lixiviadas, y pueden reflejar la naturaleza oxidada de los fluidos magmáticos de origen profundo responsables de la lixiviación ácida. También se presenta baritina ocupando espacios ocasionados por erosión de vetillas de cuarzo bandeado (Callan, 2006).

En ledges que cortan a rocas porfíricas del CDIIn ocurren halos de alteración argílica avanzada (ej. Pantanillo Norte), con un núcleo de cuarzo-alunita, pasando a alunita-caolinita (y posiblemente dickita) y finalmente a clorita-magnetita. Brechas de falla post o sin-mineralización ocurren en la interfase del núcleo de sílice-alunita y la zona de alunita-caolinita (Callan, 2006).

Los valores más altos de Au alcanzan los 2.5 g/t, aunque típicamente no sobrepasan 1 g/t de Au (Callan, 2006).

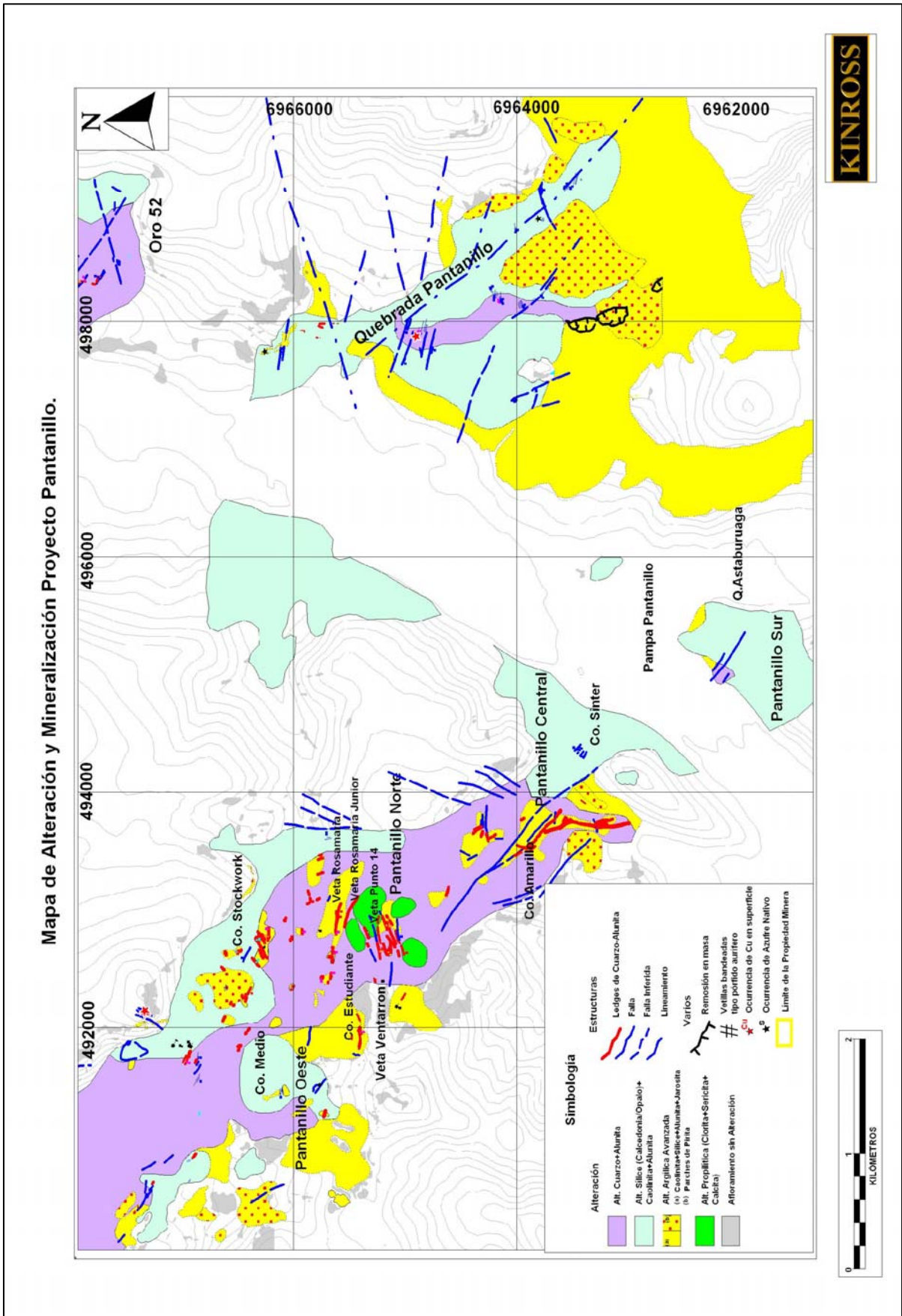


Fig. 3.2 Mapa de Alteración y Mineralización. Escala 1:10.000. Modificado de Callan (2006) y Carrasco (1999).

3.4.6 Mineralización y alteración tipo Pórfido Aurífero

Las mineralización en vetillas de cuarzo observada en terreno se restringe a los Cuerpos Intrusivos del CDIn, en el sector de Cerro Estudiante (Pantaniillo Norte), más específicamente en la parte SE del complejo intrusivo, abarcando una superficie de orientación WNW de 800 mts de largo y 500 mts de ancho. Estas vetillas se hospedan en las unidades porfíricas andesítico-dacíticas de textura granular masiva a débilmente bandeada, probablemente representando el núcleo del complejo intrusivo (Callan, 2006).

Las vetillas poseen una textura bandeada/laminada, con bandas blancas y bandas grises. El cuarzo se presenta como cristales granulares con elongación prismática perpendicular a las paredes de las vetillas. Las bandas oscuras ocurren como pares simétricos cercanas a las paredes de las vetillas o como bandas coloformes. El color de las bandas oscuras se debe a su alto contenido de inclusiones fluidas, las cuales incluyen cristales micrométricos de magnetita y en menor medida pirita y bornita. El centro de las vetillas está relleno con pirita, calcita, carbonatos y menor magnetita, esfalerita y calcopirita. Las vetillas no presentan halos de alteración (Callan, 2006).

Las mayores concentraciones de oro ocurren en zonas de mayor espesor y densidad de vetillas, aunque también se ha encontrado Au microcristalino disperso cercano a la intersección de vetillas, situación observada en Refugio, en donde mediante una investigación petrográfica se demostró la presencia de microvetillas con mineralización de Au (Muntean y Einaudi, 2000).

Vetillas de cuarzo próximas a estructuras tipo ledge presentan un grado de lixiviación ácida, representada por la formación de cristales de baritina en espacios creados dentro de las vetillas, indicando una relación temporal entre la mineralización porfírica y el desarrollo de ledges silíceos (Callan, 2006).

4. Geoquímica

Uno de los objetivos de un estudio geoquímico orientado a la exploración de recursos minerales es delimitar áreas de concentraciones elementales anómalas con respecto del entorno que puedan representar potenciales yacimientos minerales de interés económico.

Una de las herramientas más utilizadas en la primera etapa de la exploración de depósitos minerales ha sido el estudio geoquímico de rocas y suelos, procedimiento de bajo costo económico capaz de indicar preliminarmente un determinado tipo, tamaño y forma de un depósito mineralizado.

Durante la campaña de exploración iniciada por Kinross Minera Chile Ltda., se realizó una malla sistemática con muestras de suelo, además de una recolección de muestras representativas de roca obtenidas en los distintos afloramientos observados en terreno.

Las muestras de suelo y roca fueron sometidas a un análisis multielemental, resultados que permiten un estudio estadístico destinado a la interpretación del comportamiento y distribución de elementos, ya sea individualmente o en asociaciones.

4.1 Procedimiento de terreno

Con la intención de abarcar gran parte de la zona de estudio, se procedió a realizar una malla sistemática de muestras de suelo, la cual se focalizó en las zonas con alteración hidrotermal. El procedimiento utilizado para la recolección de muestras consistió de los siguientes pasos:

1. Ubicación mediante GPS de las coordenadas de cada punto de la malla geoquímica (punto de referencia).
2. Excavación de tres pozos de aproximadamente 30 cm de profundidad, ubicados a 1 metro del punto de referencia.
3. De cada pozo se extrae una cantidad aproximada de 1 kg de material, tamizando la muestra a través de un colador doméstico, eliminando material mayor a 5 mm de diámetro. La muestra tiene un peso total aproximado de 2.5 a 3 Kg
4. Sellado hermético de la muestra en bolsas de plástico.
5. Breve descripción de las condiciones fisiográficas y geológicas, tales como inclinación de la superficie, tipo de suelo, color del suelo y distancia a algún afloramiento.

En cada punto de la malla geoquímica se obtuvieron dos muestras, destinando una de ellas para un análisis mineralógico mediante PIMA.

Las muestras de roca utilizadas para análisis geoquímico se obtuvieron durante los trabajos de mapeo de la zona de estudio, considerando los distintos afloramientos observados en terreno. Las muestras son del tipo “rock chip”, o sea, fragmentos de roca, tomadas en canaletas de 2 metros de largo, con un peso aproximado de 1 a 2 kg.

4.2 Ubicación de las muestras

La malla sistemática de muestras de suelo consistió en líneas N-S separadas entre si de acuerdo al sector de la zona de estudio, divididas de la siguiente manera:

Líneas 100 x 100: corresponden a líneas N-S separadas cada 100 metros, recolectándose en cada línea una muestra cada 100 metros. Se ubican en Pantanillo Norte, Pantanillo Central, Quebrada Pantanillo y Oro 52.

Líneas 200x100: se trata de líneas de orientación N-S separadas entre si cada 200 metros, recolectándose en cada línea una muestra cada 100 metros. Este tipo de líneas se llevaron a cabo en Pantanillo W y en las cercanías del Cerro Sinter.

Líneas 400x400: corresponden a líneas N-S separadas entre si cada 400 metros, obteniendo una muestra cada 400 metros dentro de una misma línea. Este tipo de línea se realizó en Pantanillo S y en Pantanillo SE.

El origen de los distintos tipos de líneas está condicionado a las zonas de mayor interés exploratorio definidas por AngloAmerican en los trabajos previos realizados en el proyecto.

La Fig.4.1 indica la ubicación de las muestras de suelo, separadas de acuerdo al tipo de línea determinado para cada sector.

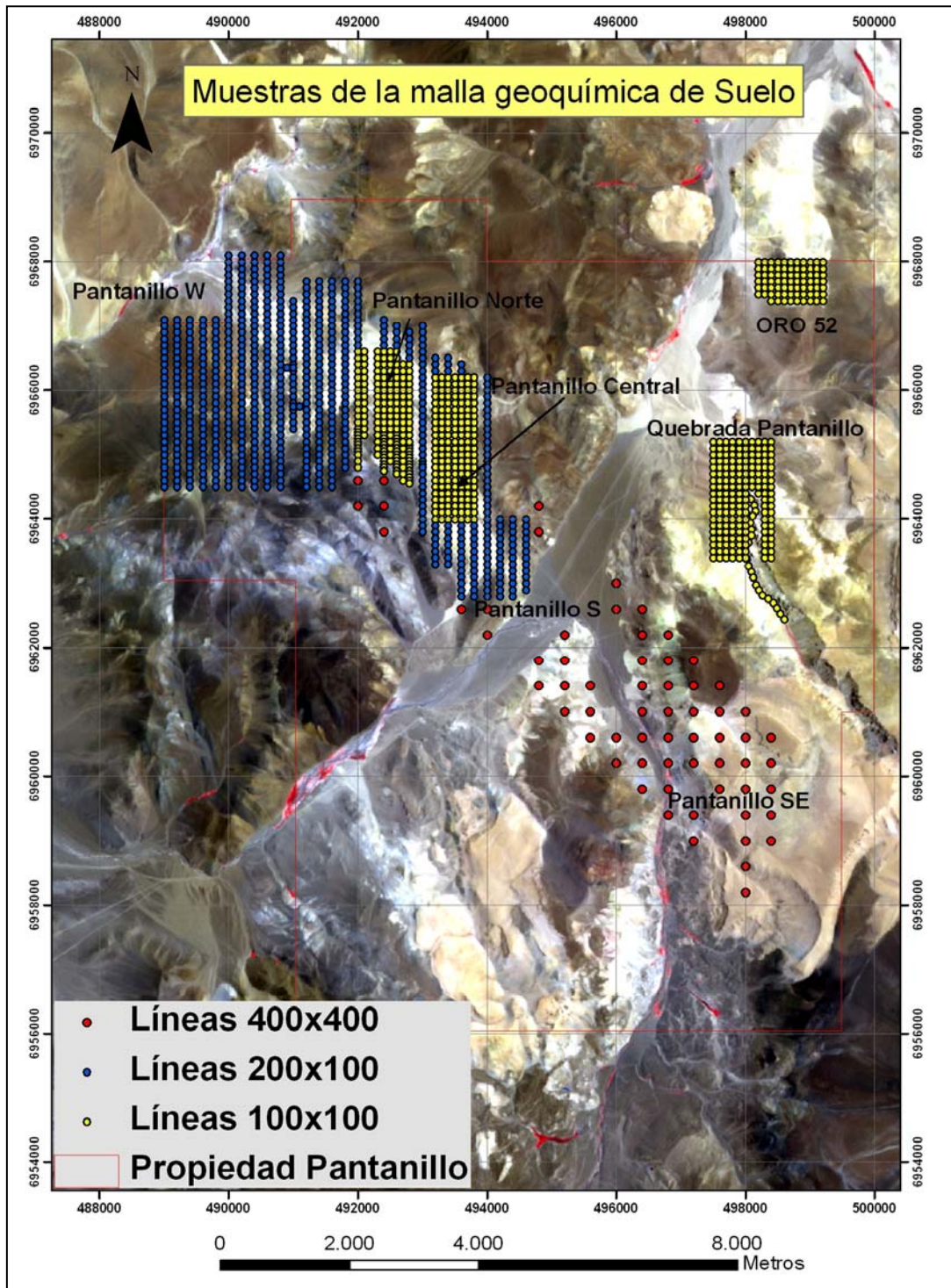


Fig.4.1: Ubicación de las muestras de la malla geoquímica de suelo, separadas por densidad de muestreo. La línea roja indica el límite de la propiedad del prospecto Pantanillo. De fondo la imagen ASTER tipo falso color.

La malla geoquímica incluye 1324 muestras (Tabla 4.1), desglosadas de la siguiente manera:

Tabla 4.1 Número de muestras de suelo: separadas de acuerdo a la densidad de muestreo.

| Línea | Nº de muestras |
|---------|----------------|
| 100x100 | 606 |
| 200x100 | 654 |
| 400x400 | 64 |
| Total | 1324 |

La Fig. 4.2 indica la ubicación de las muestras de roca obtenidas durante la campaña de terreno. En total se consideraron 195 muestras, centradas en los sectores Pantanillo Norte, Pantanillo Central, Pantanillo W, Quebrada Pantanillo y Oro 52.

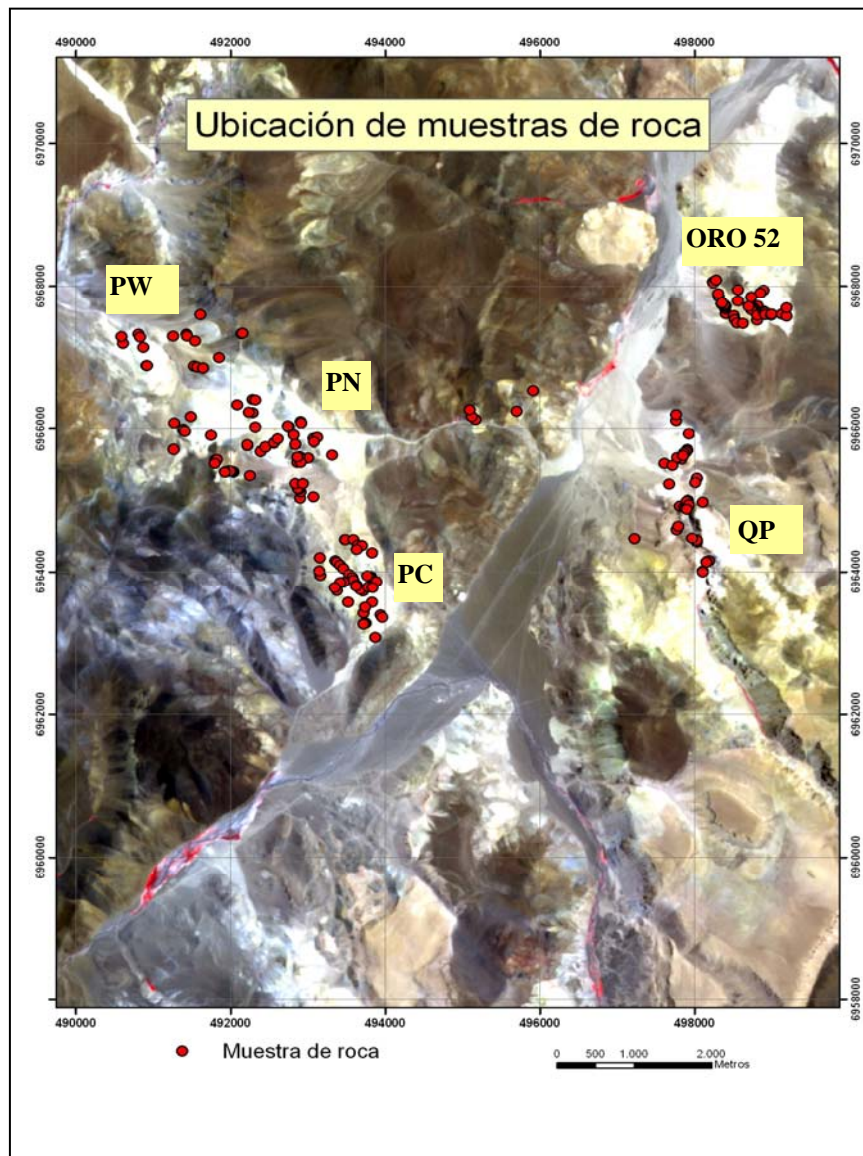


Fig.4.2: Ubicación de las muestras de roca. De fondo la imagen ASTER tipo falso color. . Sectores: PW: Pantanillo Oeste, PN: Pantanillo Norte, PC: Pantanillo Central, PS: Pantanillo Sur, QP: Quebrada Pantanillo, Oro 52: Oro 52

4.3 Procedimientos de laboratorio

El procedimiento típico realizado por los laboratorios que trabajan con muestras geoquímicas consta de tres etapas principales. El primer paso es una preparación de la muestra y obtención de una sub-muestra representativa, el segundo paso es la digestión de la sub-muestra y el último paso es la medición analítica especificada para cada muestra.

4.3.1 Preparación de las muestras

El procedimiento utilizado en laboratorio para la preparación de las sub-muestras consiste en una serie de etapas que varían según el tipo de material de la muestra y del análisis químico por realizar. A continuación se describe cada una de estas etapas utilizadas en las muestras de suelo y/o roca obtenidas en la zona de estudio (Fig. 4.3):

1. Recepción: Cada muestra recibe un nuevo etiquetado utilizado internamente por el laboratorio. Además, se determina el peso de cada muestra.
2. Secado: El proceso de secado se aplica sólo en muestras con alta humedad. Las muestras pueden ser secadas mediante hornos o al aire libre dependiendo de la metodología analítica a utilizar. Las muestras obtenidas en terreno no presentaron un alto contenido de humedad, por lo que no se aplicó secado.
3. Conminución o Disgregado: Esta etapa puede incluir trituración y/o pulverización. La trituración se aplica a muestras con material demasiado grueso para ser pulverizadas directamente. Anterior a la pulverización se realiza un cuarteo de la muestra con el fin de obtener una fracción representativa. Mediante la pulverización de muestras de roca se logra que aproximadamente el 85% de la muestra adquiere un tamaño menor a 75 micrones (Malla # 200).
4. Tamizado: En las muestras de suelo se puede necesitar una separación de la muestra en una o más fracciones granulométricas. Las muestras de suelo se tamizaron en la Malla #80 (180 μ m). El material de la fracción mayor puede ser almacenado para nuevos análisis.

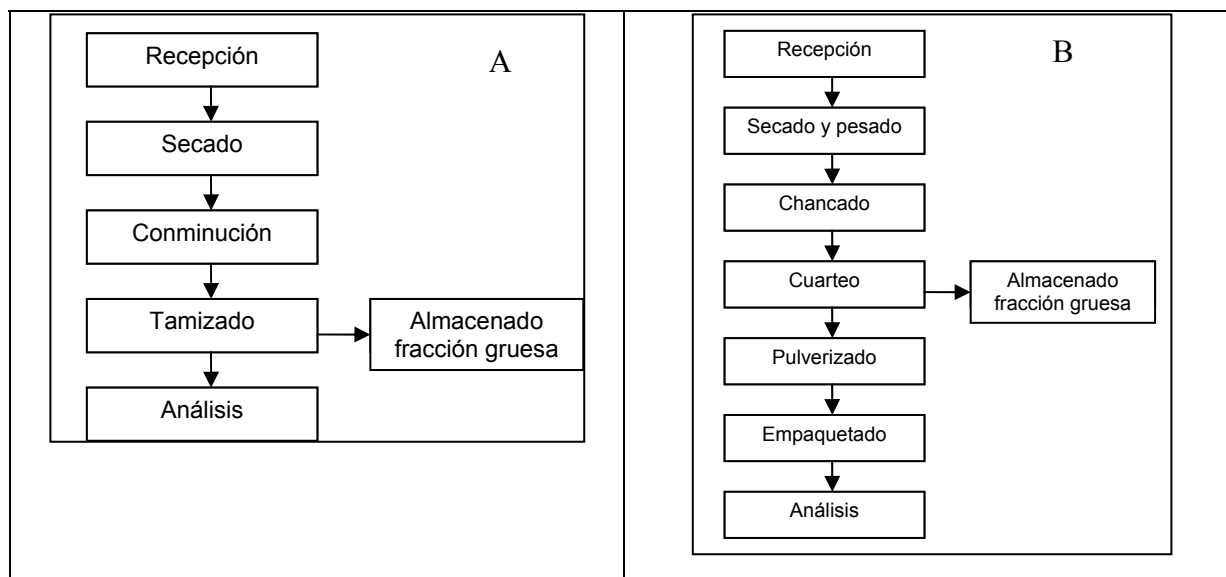


Fig.4.3: Preparación de muestras: Etapas del procedimiento de laboratorio durante la preparación de muestras de (A): suelo y (B) rocas.

4.3.2 Procedimientos analíticos

Todas las muestras de suelo y roca fueron analizadas en los laboratorios de ALS-Chemex de La Serena, Chile.

Previo a la medición analítica de las muestras se requiere un proceso de digestión de la muestra. El análisis mediante ICP-AES (“Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy”), utilizado para la medición analítica en muestras de suelo y roca, requiere una submuestra de 0.5 gramos, la cual se digiere con Aqua Regia por un tiempo superior a una hora en un recipiente con agua caliente. Una vez fría, la solución resultante se diluye con agua desmineralizada en una solución de 12.5 ml, para luego ser analizada por el espectrómetro de masas.

Para el análisis de mercurio se utiliza el mismo procedimiento de digestión mencionado en el párrafo anterior. Se separa una porción de la muestra y se reduce el mercurio con cloruro de estaño. El mercurio resultante se volatiza con “argon-purging” y se mide por espectroscopia atómica. Este proceso de digestión se conoce como vapor frío.

Para determinar la concentración de Au se requiere una descomposición previa de la muestra mediante una fusión por ensaye de fuego (“Fire Assay”). Este procedimiento requiere una fusión de la muestra con una mezcla de óxido de plomo, carbonato sódico, bórax, sílice, otros reactantes requeridos para la mezcla y 0.4 ml de AgNO_3 , proceso conocido como copelación, el cual entrega un botón de metales preciosos. Este botón es digerido en ácido nítrico por 2 minutos. Esta solución se digiere por 2 minutos más con ácido hidrociorhídrico,

luego se enfría y se diluye la solución a 4 ml con agua desmineralizada, para finalmente ser homogeneizada y analizada por espectroscopia de absorción atómica (AAS).

Las muestras de suelo y roca se sometieron a un análisis de 35 elementos. 33 elementos se analizaron mediante ICP-AES, mientras que el mercurio y el oro se analizaron por AAS (Atomic Absorption Spectroscopy). La tabla 4.2 indica el instrumento analítico utilizado para cada elemento, además de sus respectivos límites de detección.

Tabla 4.2 Procedimiento Analítico de Laboratorio: Instrumento analítico utilizado para cada elemento, además de los respectivos límites de detección.

| Elemento | Símbolo | Instrumento | Límite de detección Inferior | Límite de detección Superior |
|-----------|---------|-------------|------------------------------|------------------------------|
| Aluminio | Al | ICP-AES | 0,01% | 15% |
| Antimonio | Sb | ICP-AES | 2 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Arsénico | As | ICP-AES | 2 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Bario | Ba | ICP-AES | 10 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Berilio | Be | ICP-AES | 0,5 ppm | 100 ppm (0,01%) |
| Bismuto | Bi | ICP-AES | 2 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Boro | B | ICP-AES | 10 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Cadmio | Cd | ICP-AES | 0,5 ppm | 500 ppm (0,05%) |
| Calcio | Ca | ICP-AES | 0,01% | 15% |
| Cromo | Cr | ICP-AES | 1 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Cobalto | Co | ICP-AES | 1 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Cobre | Cu | ICP-AES | 1 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Galio | Ga | ICP-AES | 10 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Hierro | Fe | ICP-AES | 0,01% | 15% |
| Lantano | La | ICP-AES | 10 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Plomo | Pb | ICP-AES | 2 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Magnesio | Mg | ICP-AES | 0,01% | 15% |
| Manganeso | Mn | ICP-AES | 5 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Molibdeno | Mo | ICP-AES | 1 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Níquel | Ni | ICP-AES | 1 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Fósforo | P | ICP-AES | 10 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Potasio | K | ICP-AES | 0,01% | 10% |
| Escandio | Sc | ICP-AES | 1ppm | 10000 ppm (1%) |
| Plata | Ag | ICP-AES | 0,2 ppm | 100 ppm (0,01%) |
| Sodio | Na | ICP-AES | 0,01% | 10% |
| Estroncio | Sr | ICP-AES | 1 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Azufre | S | ICP-AES | 0,01% | 10% |
| Talio | Tl | ICP-AES | 10 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Titanio | Ti | ICP-AES | 0,01% | 10% |
| Tungsteno | W | ICP-AES | 10 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Uranio | U | ICP-AES | 10 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Vanadio | V | ICP-AES | 1 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Zinc | Zn | ICP-AES | 2 ppm | 10000 ppm (1%) |
| Mercurio | Hg | AAS | 10 ppb | 100000 ppb (100 ppm) |
| Oro | Au | AAS | 5 ppb | 10000 ppb (*) |

(*) En las muestras en las que la concentración de Au medida por AAS alcanzó el límite de detección superior, se realizó una nueva determinación de su concentración por un procedimiento denominado terminación gravimétrica, el cual posee un límite de detección superior de 1.000.000 ppb (1.000 ppm).

4.4 Control de calidad de laboratorio

Para efectos de control de calidad en este trabajo se consideró la realización de duplicados de laboratorio y la medición de muestras estándar, para la estimación de precisión y exactitud, respectivamente.

Los duplicados, ya sea de terreno o de laboratorio, permiten cuantificar la repetibilidad del muestreo o del instrumental analítico, respectivamente. Durante el presente trabajo se consideraron sólo duplicados de laboratorio.

Para calcular la precisión de las mediciones realizadas en el laboratorio se utilizó un coeficiente de correlación conocido como “coeficiente de correlación de momento del producto Pearson R”. El cuadrado de este valor se puede interpretar como la proporción de la varianza de una variable atribuida a la varianza de otra variable.

Del total de muestras de suelo se realizaron 79 duplicados de laboratorio, con un promedio de 1 duplicado por cada 17 muestras. Mientras tanto, en rocas se efectuaron 11 duplicados de laboratorio, con un promedio aproximado de 1 duplicado cada 18 muestras.

Para el tratamiento estadístico se consideraron aquellos elementos que tuvieron un valor de R^2 mayor a 0.8. En las muestras de suelo todos los elementos cumplieron este requisito, a excepción del galio ($R^2 = 0.2169$) (Anexo 2). En muestras de roca, el níquel y la plata tuvieron un R^2 menor a 0.8 ($R^2 \text{ Ni} = 0,6466$; $R^2 \text{ Ag} = 0,6946$) (Anexo 3), pero debido a la importancia de la plata en el presente estudio se incluirá de igual manera en el análisis estadístico.

La exactitud del instrumento analítico se refiere al grado de aproximación a la concentración real de un elemento en una determinada muestra. Para cuantificar el nivel de exactitud se utilizan muestras estándar, las cuales poseen una concentración conocida. El laboratorio ALS-Chemex entrega un rango para cada estándar determinado como la media de la concentración más y menos dos desviaciones estándar. Para todos los elementos se utilizó el standard G2000, a excepción del Au, en el cual se utilizó el estándar ST252. En la tabla 4.3 se indica el número de veces en las que se midió el estándar para cada elemento, además del porcentaje de muestras fuera del rango normal. Considerando tanto las muestras de suelo como de roca, en la tabla 4.3 se aprecia que los elementos con menor exactitud corresponden a Be y Bi, ambos con más del 10 % de las mediciones del estándar fuera del rango de dos desviaciones estándar. Durante el presente trabajo se consideró un valor máximo de 15 % de mediciones fuera del rango normal para seguir con el tratamiento estadístico de cada elemento, por lo que no se descartó ningún elemento durante el control de exactitud.

Tabla 4.3: Análisis de exactitud mediante estándar

| Elemento | Nº de mediciones de estándar | % de muestras fuera del rango Media \pm 2 Desv. Stand. | Elemento | Nº de mediciones de estándar | % de muestras fuera del rango Media \pm 2 Desv. Stand. |
|-----------|------------------------------|--|-----------|------------------------------|--|
| Au | 28 | 3,57 | La | 71 | 0 |
| Ag | 10 | 0 | Mg | 71 | 0 |
| Al | 71 | 1,41 | Mn | 71 | 0 |
| As | 71 | 0 | Mo | 71 | 0 |
| B | 71 | 0 | Na | 71 | 11,27 |
| Ba | 71 | 4,23 | Ni | 71 | 0 |
| Be | 71 | 14,08 | P | 71 | 1,41 |
| Bi | 10 | 10,00 | Pb | 71 | 2,82 |
| Ca | 71 | 0 | S | 71 | 0 |
| Co | 71 | 0 | Sb | 10 | 0 |
| Cr | 71 | 0 | Sc | 71 | 0 |
| Cu | 71 | 0 | Sr | 71 | 1,41 |
| Fe | 71 | 2,82 | Ti | 71 | 0 |
| Hg | 71 | 2,82 | V | 71 | 0 |
| K | 71 | 0 | Zn | 71 | 1,41 |

4.5 Manejo de datos, análisis estadístico y presentación en mapa

El manejo de datos y análisis estadístico es el mismo para muestras de suelo como de roca, por lo que los siguientes procedimientos tienen validez para ambos tipos de muestras.

4.5.1 Estadística por elementos

Para el tratamiento estadístico de las muestras no se considerarán aquellos elementos en que más de la mitad de las muestras posean valores bajo el límite de detección (Tablas 4.4 y 4.5). Luego de este filtro de elementos no representativos, se cuenta con 26 elementos para muestras de suelo y 25 elementos para muestras de roca.

Tabla 4.4: Límite de detección en muestras de suelo: elementos con más del 50% de las muestras bajo el límite de detección.

| Elemento | % de muestras de suelo bajo el límite de detección |
|----------|--|
| Ag | 88,5 |
| Bi | 75,1 |
| Cd | 74,2 |
| Sb | 72,0 |
| Tl | 98,9 |
| U | 98,2 |
| W | 97,9 |

Tabla 4.5: Límite de detección en muestras de roca: elementos con más del 50% de las muestras bajo el límite de detección.

| Elemento | % de muestras de roca bajo el límite de detección |
|----------|---|
| B | 72,4 |
| Be | 87,1 |
| Cd | 74,3 |
| Ga | 67,6 |
| La | 79,0 |
| Ti | 79,5 |
| Tl | 85,7 |
| U | 83,3 |
| W | 91,9 |

Para el tratamiento estadístico del resto de los elementos, se asumirá una concentración igual a la mitad del límite de detección inferior en aquellas muestras en las que se obtuvo un valor bajo el límite de detección.

Para el tratamiento estadístico se utilizó el software WINSTAT 2001.1.

El primer paso consiste en el cálculo de los valores “outliers” o valores extremos, los cuales según Filzmoser et al. (2005) son el resultado de procesos secundarios, y no valores extremos de una población base o normal de una determinada zona. Se consideraron valores outliers todas aquellas concentraciones mayores a la media más 4 desviaciones estándar, parámetros calculados con la concentración aritmética de cada muestra. Para evitar el efecto que producen los valores “outliers”, el tratamiento estadístico se realizó sin estas concentraciones extremas.

Los Anexos 4 y 5 presentan los diversos parámetros estadísticos (para muestras de suelo y roca, respectivamente) obtenidos por WINSTAT, tales como media, desviación estándar, varianza, coeficiente de variación, oblicuidad, curtosis, mínimo, máximo, rango, percentiles y media geométrica, todos en una base logarítmica.

Un parámetro utilizado para definir anomalías es el umbral distrital, el cual es calculado de la siguiente manera:

$$\text{Umbral distrital} = \text{antilog} (\mu_L + 2*\sigma_L) \quad (\text{Ec.4.1})$$

En donde μ_L es la media de los logaritmos de las concentraciones y σ_L es la desviación estándar de dichas concentraciones logarítmicas. Este umbral (Ec.4.1) considera a cada elemento como una población homogénea.

Las tablas 4.6 y 4.7 muestran un resumen de los parámetros más importantes obtenidos por estadística descriptiva, ya sea para muestras de suelo y roca, respectivamente.

Tabla 4.6: Estadística descriptiva para muestras de suelo.

| Elemento | Unidad | % de muestras < lim. de detección | Media | Desviación Estándar | Media+2 Desv. Est. | Umbral Distrital | Abundancia promedio (*) |
|----------|--------|-----------------------------------|---------|---------------------|--------------------|------------------|-------------------------|
| Au | ppm | 35,57 | 0,011 | 0,016 | 0,043 | 0,038 | 0,002 |
| Al | % | 0,08 | 1,687 | 0,619 | 2,924 | 3,867 | |
| As | ppm | 0,23 | 111,057 | 178,036 | 467,129 | 509,065 | 7,5 |
| B | ppm | 42,15 | 10,601 | 8,822 | 28,246 | 27,655 | 29 |
| Ba | ppm | 0,08 | 138,351 | 52,099 | 242,549 | 309,062 | 300 |
| Be | ppm | 32,18 | 0,527 | 0,256 | 1,040 | 1,243 | 0,5-4 |
| Ca | % | 0 | 0,915 | 0,686 | 2,287 | 2,868 | |
| Co | ppm | 0,98 | 9,585 | 4,836 | 19,256 | 27,733 | 10 |
| Cr | ppm | 4,08 | 7,442 | 3,643 | 14,727 | 27,430 | 43 |
| Cu | ppm | 0 | 22,768 | 9,914 | 42,595 | 46,754 | 15 |
| Fe | % | 0 | 3,238 | 0,891 | 5,019 | 5,735 | 2,1 |
| Hg | ppm | 1,96 | 0,053 | 0,044 | 0,140 | 0,176 | 0,056 |
| K | % | 0 | 0,182 | 0,071 | 0,323 | 0,384 | 1,1 |
| La | ppm | 10,80 | 9,457 | 1,557 | 12,570 | 14,280 | |
| Mg | % | 0 | 0,450 | 0,276 | 1,001 | 1,368 | |
| Mn | ppm | 0 | 599,150 | 375,600 | 1350,349 | 2223,430 | 320 |
| Mo | ppm | 3,70 | 2,136 | 2,186 | 6,509 | 6,906 | 2,5 |
| Na | % | 0,53 | 0,094 | 0,066 | 0,226 | 0,266 | |
| Ni | ppm | 3,85 | 4,839 | 2,402 | 9,644 | 15,274 | 17 |
| P | ppm | 0 | 800,432 | 266,508 | 1333,448 | 1917,829 | 300 |
| Pb | ppm | 0,45 | 20,170 | 28,897 | 77,963 | 69,101 | 17 |
| S | % | 3,02 | 0,362 | 0,492 | 1,346 | 2,344 | 0,01-0,2 |
| Sc | ppm | 0,76 | 3,845 | 1,769 | 7,383 | 9,154 | |
| Sr | ppm | 0,08 | 124,953 | 51,133 | 227,219 | 279,198 | 67 |
| Ti | % | 7,85 | 0,052 | 0,043 | 0,138 | 0,258 | |
| V | ppm | 0 | 65,633 | 30,268 | 126,170 | 165,283 | 57 |
| Zn | ppm | 0 | 80,391 | 46,817 | 174,026 | 224,213 | 36 |

(*): Rose et al., 1979

Tabla 4.7: Estadística descriptiva para muestras de roca.

| Elemento | Unidad | % muestras < lím. de detección | Media | Desviación Estándar | Media + 2DE | Umbral Distrital | Abundancia promedio Rocas Félsicas (**) |
|----------|--------|--------------------------------|---------|---------------------|-------------|------------------|---|
| Au | ppm | 21,0 | 0,188 | 0,678 | 1,54 | 0,65 | 0,0045 |
| Ag | ppm | 40,0 | 2,562 | 8,126 | 18,81 | 9,60 | 0,05 |
| Al | % | 0 | 0,608 | 0,492 | 1,59 | 3,52 | 7,7 |
| As | ppm | 0 | 312,884 | 606,309 | 1525,50 | 1935,89 | 1,5 |
| Ba | ppm | 0 | 177,474 | 219,602 | 616,68 | 1062,75 | 830 |
| Bi | ppm | 35,4 | 3,802 | 6,382 | 16,57 | 16,89 | 0,01 |
| Ca | % | 0 | 0,139 | 0,172 | 0,48 | 0,66 | 1,58 |
| Co | ppm | 20,5 | 1,595 | 2,169 | 5,93 | 5,32 | 5 |
| Cr | ppm | 1,0 | 9,108 | 6,804 | 22,72 | 32,50 | 25 |
| Cu | ppm | 0 | 23,119 | 43,435 | 109,99 | 95,12 | 20 |
| Fe | % | 0 | 2,471 | 1,821 | 6,11 | 8,44 | 2,7 |
| Hg | ppm | 3,1 | 0,366 | 0,825 | 2,02 | 2,61 | 0,08 |
| K | % | 2,1 | 0,151 | 0,120 | 0,39 | 0,96 | 3,34 |
| Mg | % | 32,3 | 0,026 | 0,046 | 0,12 | 0,10 | 0,56 |
| Mn | ppm | 0 | 106,280 | 143,172 | 392,62 | 347,85 | 600 |
| Mo | ppm | 2,6 | 4,051 | 4,302 | 12,66 | 24,30 | 1 |
| Na | % | 13,8 | 0,057 | 0,057 | 0,17 | 0,31 | 2,77 |
| P | ppm | 0 | 159,845 | 209,713 | 579,27 | 740,06 | 700 |
| Pb | ppm | 9,2 | 60,369 | 138,771 | 337,91 | 888,07 | 20 |
| S | % | 0,5 | 0,492 | 0,343 | 1,18 | 2,57 | 0,04 |
| Sb | ppm | 25,1 | 15,882 | 54,127 | 124,14 | 294,20 | 0,26 |
| Sc | ppm | 46,2 | 0,719 | 0,839 | 2,40 | 6,58 | |
| Sr | ppm | 0 | 92,784 | 126,414 | 345,61 | 450,62 | 300 |
| V | ppm | 0 | 18,119 | 24,929 | 67,98 | 84,57 | 40 |
| Zn | ppm | 2,6 | 13,466 | 22,727 | 58,92 | 54,62 | 60 |

(**): Govett, 1983.

4.5.2 Análisis de poblaciones

Debido a que las concentraciones de los distintos elementos no forman parte de un medio homogéneo, se pueden reconocer en algunos casos más de una población de datos para un elemento determinado. Diversos autores han demostrado que diversos parámetros geoquímicos se distribuyen mediante una ley log-normal, es decir, el logaritmo de las concentraciones sigue una distribución normal (Ahrens, 1957; Shaw, 1961; Lepeltier, 1969). En particular, Lepeltier (1969) considera que la distribución log-normal calza bien en depósitos de baja ley, como es el caso de la mayoría de los depósitos de Au.

Suponiendo que la concentración de elementos sigue una distribución log-normal, al graficar una población homogénea en un diagrama de distribución o frecuencia acumulada en escala logarítmica, se debería obtener una línea recta. Cuando un elemento presenta más de una población se producen quiebres en la línea recta antes mencionada, permitiendo identificar el porcentaje y los umbrales de poblaciones dentro de cada elemento.

Al aplicar el análisis de poblaciones de un determinado elemento, es común encontrar un traslape entre poblaciones adyacentes. Para definir un límite puntual entre dos poblaciones es necesaria una definición subjetiva elegida por cada autor, especialmente en el caso de la población anómala. Para definir estos límites se utilizó un criterio basado en la comparación con la concentración promedio en suelos y en rocas félsicas, además del umbral distrital.

Para el cálculo de poblaciones se utilizó el software ProbPlot. Este programa determina para cada población su media, la media más una desviación estándar y la media menos una desviación estándar, el umbral mínimo y máximo y el porcentaje de muestras que forman cada población. Las Tablas 4.8 y 4.9 ilustran un resumen de los resultados del análisis de poblaciones para muestras de suelo y roca, los cuales se presentan para todos los elementos en los Anexos 6 y 7. En los Anexos 8 y 9 se adjuntan diagramas con los parámetros definidos para cada población, incluyendo el umbral definido para la población anómala, además de la concentración promedio, el umbral distrital y el límite de detección.

Tabla 4.8: Geoquímica de poblaciones muestras de suelo: Resultados obtenidos mediante ProbPlot, además del umbral de exploración determinado para cada elemento.

| Elemento | N° poblaciones | Media | Umbral mínimo | Umbral máximo | % de población | Umbral Anomalía (ppm) |
|----------|----------------|---------|---------------|---------------|----------------|-----------------------|
| Au | 4 | 0,003 | 0,001 | 0,004 | 36,56 | 0,063 |
| | | 0,007 | 0,004 | 0,01 | 34,07 | |
| | | 0,017 | 0,004 | 0,075 | 27,91 | |
| | | 0,183 | 0,063 | 0,538 | 1,45 | |
| As | 3 | 2,501 | 0,737 | 8,491 | 0,95 | 295,5 |
| | | 51,915 | 9,12 | 295,537 | 90,48 | |
| | | 501,289 | 87,933 | 2857,766 | 8,57 | |
| Ba | 3 | 50,931 | 17,181 | 150,978 | 8,18 | 247,8 |
| | | 134,285 | 72,757 | 247,845 | 89,44 | |
| | | 370,856 | 215,85 | 637,173 | 2,39 | |
| Cu | 3 | 8,115 | 3,013 | 21,856 | 4,59 | 33,26 |
| | | 20,458 | 12,583 | 33,261 | 84,25 | |
| | | 38,687 | 17,089 | 87,579 | 11,17 | |
| Hg | 4 | 0,022 | 0,007 | 0,07 | 28,12 | 0,083 |
| | | 0,041 | 0,02 | 0,083 | 56,41 | |
| | | 0,098 | 0,062 | 0,153 | 5,42 | |
| | | 0,139 | 0,047 | 0,414 | 10,04 | |
| Mo | 3 | 0,795 | 0,457 | 1,384 | 45,33 | 6,1 |
| | | 2,342 | 0,899 | 6,103 | 49,05 | |
| | | 9,425 | 3,557 | 24,972 | 5,62 | |
| Pb | 3 | 11,236 | 2,923 | 43,199 | 84,94 | 76,2 |
| | | 37,425 | 18,367 | 76,256 | 12,51 | |
| | | 202,108 | 23,828 | 1714,261 | 2,54 | |
| Zn | 3 | 13,954 | 4,002 | 48,657 | 4,87 | 143,6 |
| | | 67,914 | 32,104 | 143,671 | 84,78 | |
| | | 188,659 | 85,873 | 414,472 | 10,36 | |

Tabla 4.9: Geoquímica de poblaciones muestras de roca: Resultados obtenidos mediante ProbPlot, además del umbral de exploración determinado para cada elemento

| Elemento | N° poblaciones | Media | Umbral mínimo | Umbral máximo | % de población | Umbral Anomalía (ppm) |
|----------|----------------|----------|---------------|---------------|----------------|-----------------------|
| Au | 3 | 0,006 | 0,002 | 0,026 | 69,17 | 1,04 |
| | | 0,081 | 0,006 | 1,048 | 24,88 | |
| | | 1,597 | 0,263 | 9,711 | 5,95 | |
| Ag | 3 | 0,174 | 0,041 | 0,742 | 78,41 | 17,2 |
| | | 2,455 | 0,349 | 17,276 | 13,18 | |
| | | 16,607 | 2,425 | 113,737 | 8,41 | |
| As | 3 | 71,901 | 7,102 | 727,895 | 7,102 | 1409 |
| | | 588,486 | 245,63 | 1409,898 | 245,632 | |
| | | 2538,918 | 1303,1 | 4946,799 | 1303,086 | |
| Ba | 3 | 39,679 | 8,593 | 183,215 | 61,05 | 770 |
| | | 262,862 | 89,695 | 770,351 | 31,19 | |
| | | 681,676 | 364,81 | 1273,781 | 7,75 | |
| Cu | 3 | 3,911 | 2,158 | 7,088 | 20 | 85,2 |
| | | 15,112 | 2,681 | 85,173 | 78 | |
| | | 2365,086 | 5,474 | 1021864,4 | 2 | |
| Hg | 2 | 0,084 | 0,004 | 1,925 | 96 | 1,9 |
| | | 6,16 | 1,063 | 35,708 | 4 | |
| Mo | 3 | 0,035 | 0,006 | 0,216 | 3,9 | 15,3 |
| | | 0,985 | 0,585 | 1,658 | 18,21 | |
| | | 3,608 | 0,85 | 15,317 | 77,88 | |
| Pb | 3 | 0,1 | 0,015 | 0,687 | 9,25 | 197 |
| | | 17,045 | 1,471 | 197,495 | 77,35 | |
| | | 148,803 | 15,234 | 1453,501 | 13,4 | |
| Sb | 4 | 0,03 | 0,004 | 0,2 | 27,02 | 159 |
| | | 4,25 | 0,649 | 27,819 | 62,17 | |
| | | 28,301 | 5,02 | 159,549 | 6,9 | |
| | | 375,627 | 172,13 | 819,685 | 3,91 | |
| Zn | 3 | 4,468 | 1,194 | 16,717 | 69,19 | 201 |
| | | 10,349 | 3,906 | 27,422 | 17,09 | |
| | | 50,677 | 12,749 | 201,435 | 13,71 | |

4.5.3 Estadística multivariable

La estadística multivariable considerada en el presente informe consta del cálculo de una matriz de correlación y un análisis de factores.

Para determinar el grado de similitud en el comportamiento de distintos elementos se utilizó la matriz de correlación de Pearson, considerando los valores logarítmicos de cada elemento. Las fig.4.4 y 4.5 indican la correlación de los elementos más importantes, dejando en el anexo 10 y 11 la matriz de correlación para todos los elementos.

| | | | | | | | |
|----|-------|----|------|----|-------|----|------|
| | Au | | Ba | | Hg | | Pb |
| Mo | 0,57 | Sr | 0,46 | Mn | 0,30 | As | 0,65 |
| S | 0,37 | V | 0,41 | Co | 0,29 | Mo | 0,42 |
| Pb | 0,31 | La | 0,36 | Zn | 0,28 | Au | 0,31 |
| Cu | 0,31 | Mn | 0,34 | | | | |
| Ti | -0,38 | | | | | | |
| | As | | Cu | | Mo | | Zn |
| Pb | 0,65 | Zn | 0,48 | Au | 0,57 | P | 0,64 |
| S | 0,36 | Al | 0,46 | Pb | 0,42 | Mn | 0,62 |
| Mo | 0,30 | Co | 0,45 | S | 0,37 | Sc | 0,60 |
| Al | -0,42 | Ni | 0,42 | Ti | -0,39 | Co | 0,60 |
| Mg | -0,41 | | | | | Be | 0,58 |
| | | | | | | Al | 0,58 |
| | | | | | | Mg | 0,55 |

Fig.4.4: Correlación muestras de suelo: Selección de correlaciones entre los elementos más importantes

| | | | | | | | | | |
|----|------|----|------|----|------|----|-------|----|------|
| | Au | | Ag | | As | | Ba | | Cu |
| Ag | 0,65 | Bi | 0,45 | Sr | 0,45 | Mn | 0,25 | Zn | 0,56 |
| Pb | 0,31 | Pb | 0,41 | Sb | 0,44 | Sb | 0,25 | Fe | 0,48 |
| Cu | 0,30 | Sb | 0,35 | V | 0,41 | Al | -0,41 | Co | 0,38 |
| | | Hg | 0,33 | Fe | 0,41 | K | -0,50 | P | 0,36 |
| | | Cu | 0,32 | | | | | | |
| | Hg | | Mo | | Pb | | Sb | | Zn |
| Ag | 0,33 | Sb | 0,39 | Sr | 0,47 | As | 0,44 | Cu | 0,56 |
| Cu | 0,31 | As | 0,30 | Ag | 0,41 | Bi | 0,39 | Co | 0,55 |
| Au | 0,26 | | | Sb | 0,39 | Mo | 0,39 | P | 0,53 |
| | | | | Bi | 0,38 | Pb | 0,39 | Mg | 0,48 |
| | | | | | | Ag | 0,35 | Sc | 0,45 |
| | | | | | | | | Fe | 0,40 |

Fig.4.5: Correlación muestras de roca: Selección de correlaciones entre los elementos más importantes

El objetivo del análisis de factores es determinar el número mínimo de dimensiones requeridas para poder representar un conjunto multivariable de datos.

La Tablas 4.10 y 4.11 muestran el resultado del análisis de factores realizado en WINSTAT 2001.1 para muestras de suelo y roca respectivamente, resaltando los valores que indican un mayor grado de correlación entre los distintos elementos.

Tabla 4.10: Análisis de factores, muestras de suelo. Matriz rotada de variación máxima.

| | Factor 1 | Factor 2 | Factor 3 | Factor 4 | Factor 5 | Factor 6 | Factor 7 | Factor 8 | Factor 9 | Factor 10 | Comunalidad |
|-------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-------------|
| Al | 0,83 | -0,01 | 0,17 | -0,09 | -0,03 | -0,02 | -0,10 | 0,26 | 0,16 | 0,17 | 0,86 |
| Mg | 0,83 | 0,02 | 0,07 | -0,09 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | -0,16 | 0,15 | 0,05 | 0,76 |
| Sc | 0,76 | 0,17 | 0,34 | 0,02 | -0,05 | -0,09 | -0,13 | 0,00 | 0,02 | 0,10 | 0,76 |
| Ca | 0,58 | -0,08 | -0,02 | -0,07 | 0,05 | -0,04 | 0,56 | -0,07 | 0,07 | 0,01 | 0,68 |
| V | 0,09 | 0,92 | -0,01 | 0,06 | -0,09 | -0,09 | -0,03 | -0,20 | 0,14 | 0,06 | 0,94 |
| Ti | 0,04 | 0,71 | -0,21 | 0,02 | -0,03 | -0,21 | -0,15 | -0,07 | 0,20 | 0,15 | 0,68 |
| Fe | 0,08 | 0,64 | 0,07 | 0,35 | -0,10 | 0,26 | 0,18 | 0,13 | -0,03 | 0,03 | 0,67 |
| Cr | -0,05 | 0,63 | 0,19 | -0,05 | 0,00 | -0,21 | -0,17 | -0,12 | 0,03 | 0,04 | 0,53 |
| Be | 0,25 | -0,07 | 0,73 | 0,05 | 0,00 | -0,02 | -0,04 | 0,04 | 0,10 | 0,14 | 0,64 |
| Zn | 0,19 | 0,03 | 0,72 | -0,01 | -0,01 | 0,21 | 0,07 | -0,02 | 0,15 | 0,05 | 0,63 |
| Ni | 0,11 | 0,17 | 0,55 | -0,14 | -0,04 | -0,10 | -0,10 | 0,02 | 0,10 | 0,45 | 0,61 |
| Cu | 0,05 | 0,01 | 0,29 | -0,06 | -0,04 | 0,29 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,07 | 0,19 |
| Hg | -0,05 | -0,01 | 0,24 | -0,02 | 0,02 | 0,07 | 0,22 | -0,04 | -0,06 | 0,03 | 0,12 |
| As | -0,14 | 0,07 | 0,01 | 0,87 | 0,05 | 0,03 | 0,08 | -0,07 | -0,16 | -0,12 | 0,84 |
| Sr | 0,14 | 0,01 | -0,02 | 0,57 | 0,11 | -0,07 | -0,05 | 0,09 | 0,12 | 0,00 | 0,39 |
| Pb | -0,10 | -0,01 | -0,01 | 0,56 | -0,03 | 0,05 | 0,03 | -0,01 | -0,06 | -0,02 | 0,33 |
| Ba | -0,03 | 0,12 | -0,05 | 0,50 | -0,08 | -0,08 | -0,20 | -0,03 | 0,15 | 0,10 | 0,36 |
| B | -0,05 | -0,08 | 0,03 | 0,02 | 0,81 | -0,04 | -0,05 | -0,03 | -0,08 | -0,07 | 0,68 |
| Na | 0,08 | -0,05 | -0,08 | 0,02 | 0,78 | 0,07 | 0,21 | 0,20 | -0,09 | 0,02 | 0,71 |
| Au | -0,02 | -0,08 | 0,07 | -0,04 | 0,00 | 0,67 | 0,03 | -0,05 | 0,01 | -0,04 | 0,47 |
| Mo | -0,04 | -0,11 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,66 | 0,04 | 0,05 | 0,01 | -0,01 | 0,46 |
| S | -0,11 | -0,23 | 0,00 | -0,09 | 0,19 | 0,11 | 0,76 | 0,46 | -0,20 | -0,01 | 0,95 |
| K | 0,02 | -0,14 | 0,03 | 0,04 | 0,09 | 0,02 | 0,09 | 0,69 | 0,03 | -0,09 | 0,53 |
| La | 0,20 | 0,16 | 0,16 | -0,01 | -0,16 | 0,02 | -0,17 | -0,03 | 0,64 | 0,05 | 0,57 |
| P | 0,38 | 0,39 | 0,19 | 0,06 | -0,09 | 0,05 | 0,08 | 0,09 | 0,55 | 0,12 | 0,68 |
| Co | 0,20 | 0,13 | 0,29 | -0,05 | -0,04 | 0,00 | 0,03 | -0,11 | 0,05 | 0,68 | 0,62 |
| Mn | 0,36 | 0,18 | 0,25 | 0,22 | -0,05 | 0,04 | 0,11 | -0,35 | 0,15 | 0,41 | 0,61 |
| Suma de cuadrados | 2,85 | 2,56 | 1,97 | 1,89 | 1,39 | 1,24 | 1,22 | 1,08 | 1,03 | 0,99 | 16,23 |
| % de Varianza | 10,54 | 9,49 | 7,28 | 7,00 | 5,14 | 4,60 | 4,54 | 4,00 | 3,83 | 3,68 | 60,10 |

Tabla 4.11: Análisis de factores, muestras de roca. Matriz rotada de variación máxima.

| | Factor 1 | Factor 2 | Factor 3 | Factor 4 | Factor 5 | Factor 6 | Factor 7 | Factor 8 | Factor 9 | Factor 10 | Comunalidad |
|--------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-------------|
| Mn | 0,94 | -0,08 | 0,18 | 0,09 | 0,01 | 0,06 | -0,05 | 0,01 | 0,02 | -0,04 | 0,95 |
| Zn | 0,90 | 0,16 | 0,30 | -0,01 | -0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,10 | 0,01 | 0,94 |
| Co | 0,80 | 0,03 | 0,14 | 0,57 | 0,00 | 0,05 | 0,01 | -0,06 | 0,03 | -0,02 | 0,99 |
| K | -0,01 | 0,80 | -0,12 | -0,08 | -0,03 | -0,01 | 0,21 | -0,09 | 0,04 | 0,03 | 0,71 |
| Al | 0,21 | 0,77 | 0,46 | -0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | -0,02 | 0,09 | 0,07 | 0,87 |
| Cr | -0,01 | -0,64 | -0,04 | -0,14 | 0,09 | 0,04 | -0,03 | -0,09 | 0,06 | 0,13 | 0,47 |
| Ba | -0,02 | -0,38 | 0,01 | 0,01 | -0,02 | -0,08 | -0,17 | 0,16 | 0,07 | 0,23 | 0,26 |
| Mg | 0,39 | 0,06 | 0,77 | 0,05 | -0,04 | 0,04 | 0,00 | -0,03 | 0,04 | -0,04 | 0,76 |
| Ca | 0,14 | -0,13 | 0,76 | 0,10 | 0,01 | 0,02 | 0,37 | -0,05 | -0,07 | -0,08 | 0,78 |
| Sc | 0,42 | 0,30 | 0,59 | -0,04 | 0,15 | 0,25 | -0,09 | -0,05 | 0,11 | 0,26 | 0,79 |
| Cu | 0,09 | 0,02 | 0,10 | 0,88 | 0,06 | -0,02 | -0,01 | -0,05 | 0,06 | 0,02 | 0,80 |
| Au | 0,10 | 0,00 | -0,04 | 0,87 | 0,00 | -0,04 | -0,02 | 0,04 | 0,08 | 0,06 | 0,79 |
| Sr | 0,00 | 0,05 | 0,03 | 0,00 | 0,91 | 0,13 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | -0,05 | 0,85 |
| As | 0,01 | -0,15 | 0,00 | 0,10 | 0,83 | 0,35 | 0,02 | -0,02 | -0,01 | 0,28 | 0,93 |
| Fe | 0,06 | 0,06 | -0,01 | -0,05 | 0,25 | 0,87 | 0,09 | 0,09 | 0,05 | 0,05 | 0,86 |
| V | 0,06 | -0,03 | 0,13 | 0,00 | 0,14 | 0,83 | -0,02 | -0,06 | 0,03 | -0,01 | 0,73 |
| S | -0,13 | 0,56 | -0,01 | -0,04 | -0,03 | 0,01 | 0,76 | -0,02 | 0,11 | -0,06 | 0,93 |
| Na | 0,07 | 0,26 | 0,41 | -0,01 | 0,05 | 0,07 | 0,73 | 0,02 | 0,09 | -0,04 | 0,79 |
| Hg | -0,01 | -0,05 | -0,02 | 0,00 | -0,01 | -0,06 | 0,02 | 0,60 | 0,02 | 0,07 | 0,37 |
| Mo | -0,05 | -0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,13 | 0,02 | 0,57 | 0,00 | 0,11 | 0,36 |
| Bi | 0,07 | 0,01 | -0,05 | -0,04 | 0,05 | -0,02 | -0,03 | 0,42 | 0,14 | -0,03 | 0,21 |
| Pb | 0,01 | -0,08 | -0,04 | 0,12 | -0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,17 | 0,63 | 0,08 | 0,46 |
| P | 0,36 | 0,28 | 0,39 | 0,00 | 0,02 | 0,25 | 0,17 | 0,10 | 0,59 | -0,04 | 0,81 |
| Sb | 0,01 | -0,21 | 0,00 | -0,03 | 0,41 | 0,22 | 0,00 | 0,09 | -0,03 | 0,61 | 0,64 |
| Ag | -0,02 | -0,04 | -0,02 | 0,09 | -0,02 | -0,06 | -0,04 | 0,20 | 0,09 | 0,29 | 0,15 |
| Suma de cuadrados | 2,91 | 2,46 | 2,26 | 1,95 | 1,82 | 1,81 | 1,39 | 1,01 | 0,86 | 0,73 | 17,19 |
| % de Varianza | 11,64 | 9,82 | 9,03 | 7,81 | 7,28 | 7,23 | 5,55 | 4,05 | 3,45 | 2,90 | 68,77 |

4.5.4 Mapas de distribución

Debido a la cantidad de muestras obtenidas en la malla sistemática de suelo, la distribución de cada elemento puede ser graficada mediante un diagrama de contorno, en el cual se interpolan los valores, construyendo superficies de igual valor o rango. Los mapas de distribución se realizaron con el software ARGIS 9.1, utilizando una interpolación mediante el método “Inverse Distance Weighted” (IDW) o ponderación del inverso de la distancia. Para construir un mapa de interpolación es necesario que no exista demasiada separación entre cada muestra, evitando una interpolación errónea y sin representatividad.

El límite de cada población o rango de concentración se determinó utilizando el análisis de poblaciones (capítulo 4.5.2). En el Anexo 12 se adjuntan los mapas de distribución de muestras de suelo y roca para cada elemento. Se debe considerar que en los mapas de distribución se consideran los valores outliers, descartados anteriormente para el análisis estadístico.

Debido a la baja densidad de muestreo de rocas, la manera más conveniente de graficar la concentración de los distintos elementos es mediante símbolos ponderados, graficados de distinto tamaño y color, agrupados en rangos definidos por el análisis de poblaciones (capítulo 4.5.2). Mientras mayor sea la concentración, mayor será el tamaño de cada símbolo. Estas figuras se adjuntan en el Anexo 12.

4.6 Distribución y concentración de elementos trazadores

A continuación se describen los elementos más importantes:

Oro: El análisis de poblaciones, ya sea en muestras de suelo como en muestras de roca, indica que la zona de anomalía de contraste para el oro se encuentra en el sector de Pantanillo Norte (Fig.4.6 (c) y (d)), en rocas intrusivas del CDDV, en donde se obtienen muestras de suelo con 0,625 ppm y concentración en roca de hasta 4,16 ppm. Sin embargo, la mayor concentración en muestras de roca, de 36,8 ppm, se encuentra al norte de Pantanillo Norte, asociada a una estructura de orientación NE que corta a los Estratos de Sierra de la Sal, cerca del contacto entre dicha unidad y rocas piroclásticas del CDDV.

En muestras de roca, el Au presenta mayor correlación con Ag-Pb-Cu, mientras que en suelo se correlaciona con Mo-S-Pb-Cu.

En suelo, más del 1.4% de las muestras definen la población anómala, mientras que en roca la población anómala es cercana al 5%.

El análisis de factores en muestras de suelo demuestra una correlación de Au-Cu-Mo, mientras que en roca se observa una asociación Au-Cu-Co. (Tablas 4.10 y 4.11)

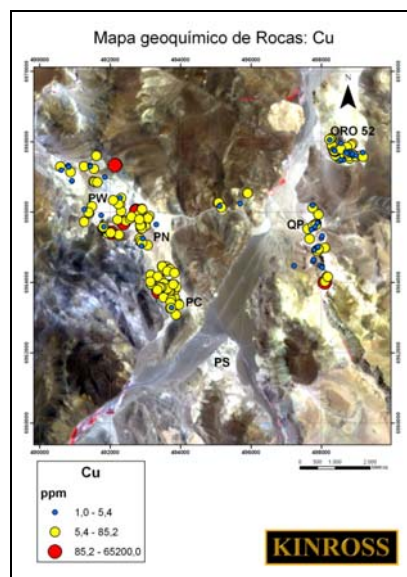
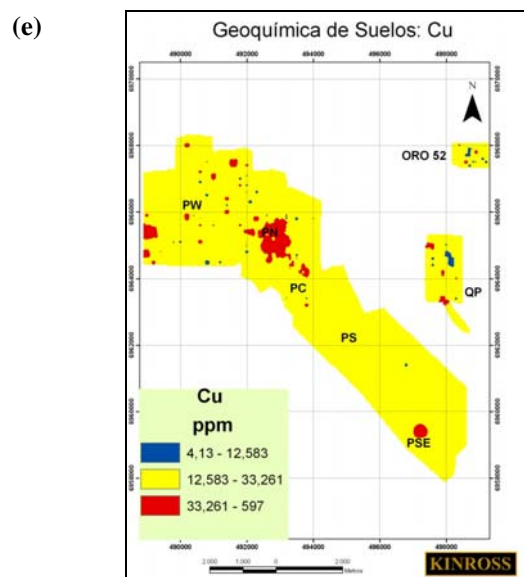
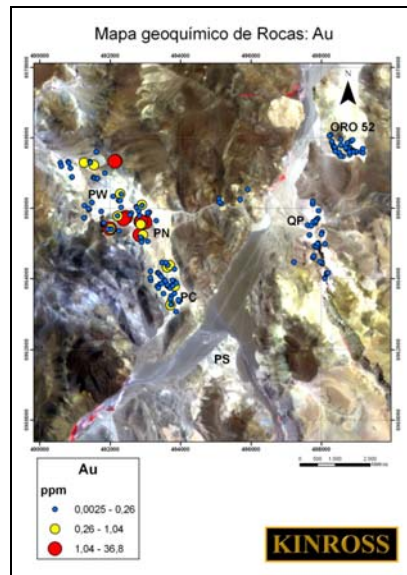
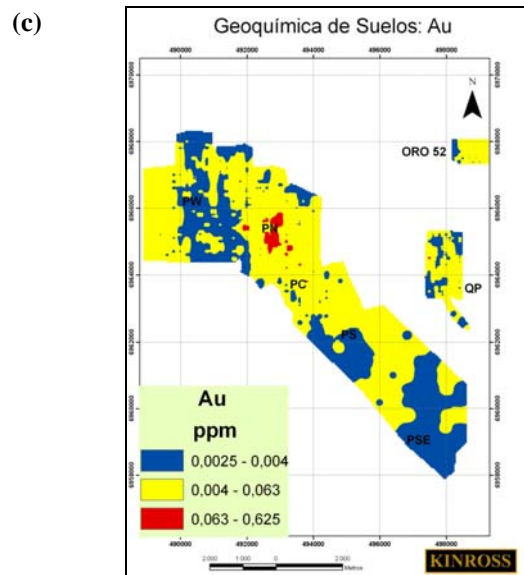
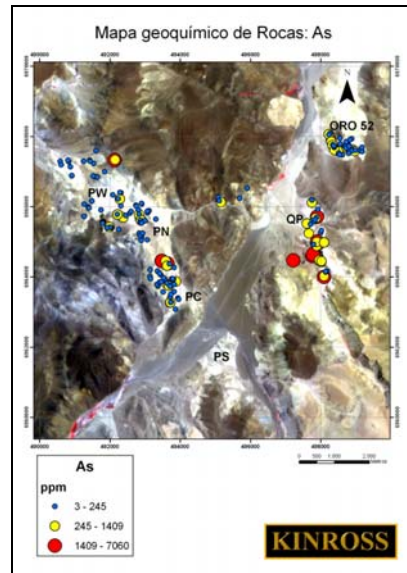
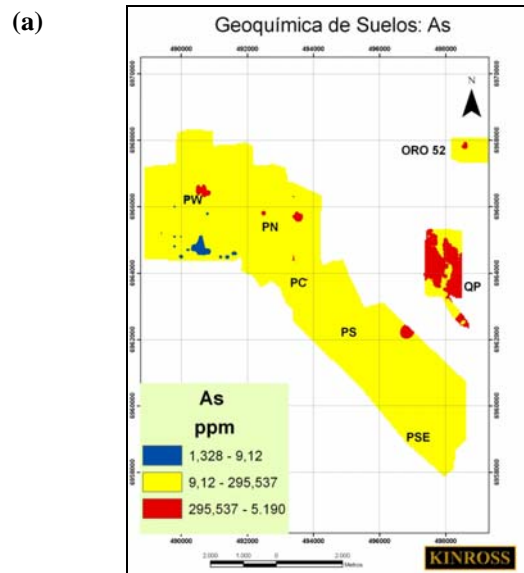


Fig. 4.6: Distribución de: (a):As en suelos, (b):As en rocas, (c):Au en suelos, (d):Au en roca, (e):Cu en suelos, (f):Cu en roca.

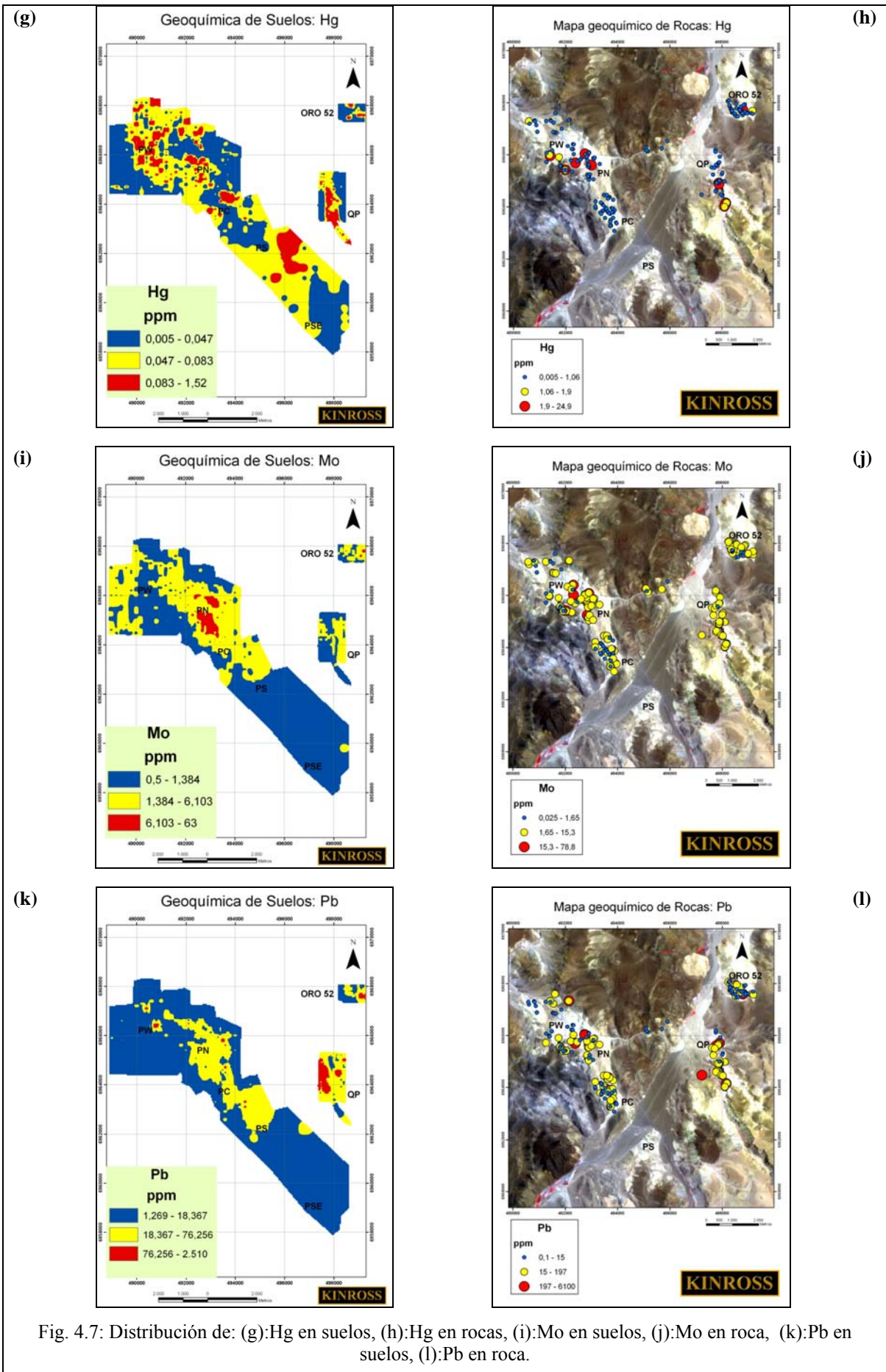
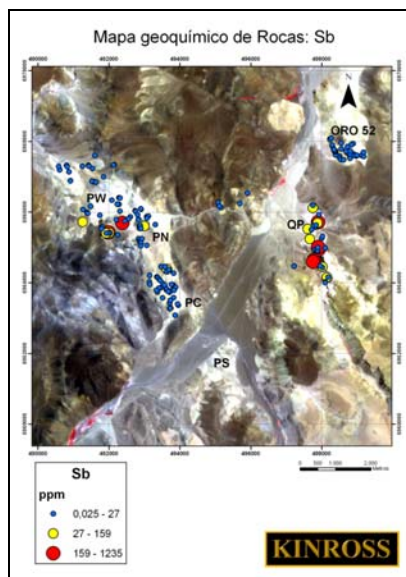
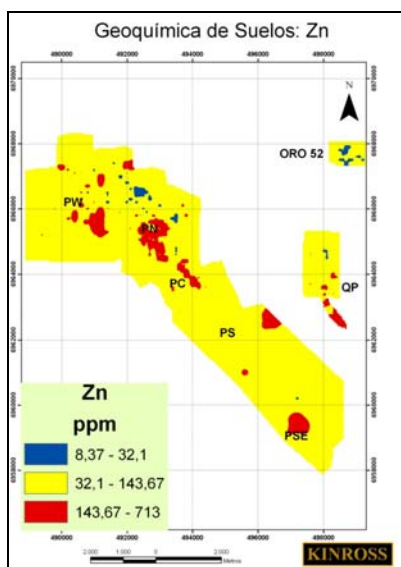


Fig. 4.7: Distribución de: (g):Hg en suelos, (h):Hg en rocas, (i):Mo en suelos, (j):Mo en roca, (k):Pb en suelos, (l):Pb en roca.

(m)



(n)



(o)

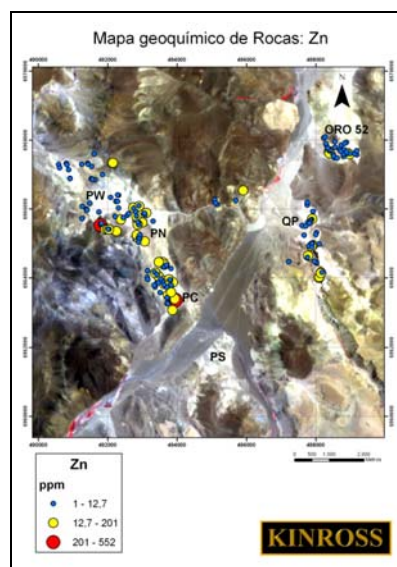


Fig. 4.8: Distribución de: (m):Sb en roca, (n):Zn en suelos, (o):Zn en rocas.

Cobre: la malla de suelo denota que la mayor concentración de Cu se encuentra en el sector de Pantanillo Norte, en la misma zona que la anomalía de Au. En muestras de roca, se presentan valores anómalos en Pantanillo Norte, Pantanillo Central y Quebrada Pantanillo (Fig.4.6 (e) y (f)). La mayor concentración de Cu en roca se encuentra asociada a la misma estructura que concentra los valores más altos de Au, alcanzando 6,5% Cu. En suelo, la mayor concentración es de 597 ppm (este valor fue obtenido en una trinchera, por lo que podría corresponder a una muestra de roca). Una proporción algo menor al 11% de las muestras de suelo se considera anómala, mientras que en roca se reduce al 2%. El análisis de factores determina las asociaciones Cu-Hg-Ni-Zn-Be y Cu-Mo-Au en muestras de suelo y la asociación Cu-Au-Co en muestras de rocas.

Arsénico: la zona de mayor concentración de As se encuentra en Quebrada Pantanillo, con valores que alcanzan los 5190 ppm en suelo y 7060 ppm en muestra de roca. También se observa una zona anómala en muestras de roca ubicadas en el sector norte de Pantanillo Central (Fig.4.6 (a) y (b)).

Cerca del 5,8% de las muestras de suelo se considera anómala, proporción que aumenta en muestras de roca (cerca del 8%). Mediante el análisis de factores se obtienen las asociaciones As-Sr-Pb-Ba-Fe en suelo y As-Sr-Fe-Sb en roca.

Antimonio: Considerando la distribución de Sb solo en muestras de roca, las zonas de mayor concentración se encuentran en Quebrada Pantanillo y en Pantanillo Norte (Fig. 4.8(m)). El máximo valor de Sb se encuentra en Quebrada Pantanillo, con 1235 ppm. El 3.9% de las muestras de roca pertenece a la población anómala. El Sb se encuentra correlacionado con As-Bi-Mo-Pb-Ag (Fig. 4.5).

Mercurio: el Hg es uno de los elementos con un mayor porcentaje de población anómala en las muestras de suelo (cerca al 12%). Pasando por Pantanillo Norte y Pantanillo W se presenta un anillo semi-circular de población anómala en suelos, la cual se extiende hacia la parte norte de Pantanillo Central. También se aprecian marcadas zonas de anomalía en Pantanillo Sur, Quebrada Pantanillo y Oro 52. (Fig. 4.7 (g)). En muestras de roca, la población anómala se distribuye en una franja E-W entre Pantanillo Norte y Pantanillo W, en Quebrada Pantanillo y en Oro 52 (Fig. 4.7 (h)). Mediante la matriz de correlación de Pearson se observa que el Hg se correlaciona, en muestras de roca, con Ag, Cu y Au, mientras que el

análisis de factores entrega la asociación Hg-Mo-Bi. En muestras de suelo, el análisis de factores presenta la relación Hg-Be-Zn-Ni-Cu, aunque con una muy baja comunalidad (0,12).

Plomo: los valores anómalos de Pb se distribuyen en gran parte de las zonas de interés, como lo son Pantanillo Norte, Pantanillo Central, Quebrada Pantanillo y Oro 52 (Fig. 4.7 (k) y (l)). Las mayores concentraciones de Pb se presentan en la parte oeste de Quebrada Pantanillo, con 6100 ppm en roca y 2510 ppm en suelo. En el sector de Pantanillo Norte y Pantanillo Central se observa una franja de orientación NW con valores pertenecientes a la población intermedia, rodeada por muestras de menor concentración. El análisis de factores resalta la asociación Pb-As-Sr-Ba-Fe en muestras de suelo y la asociación Pb-P en muestras de roca, aunque con bajas comunalidades (0,33 y 0,46 respectivamente).

Molibdeno: la mayor concentración de Mo se encuentra en el sector de Pantanillo Norte, asociado a la zona de anomalía de Au-Cu. En suelo se alcanza un valor de 63 ppm, mientras que en roca la máxima concentración es de 78,8 ppm. En muestras de suelo se reconoce la asociación Au-Cu-Mo. En muestras de suelo, menos del 5,7% pertenece a la población anómala, mientras que en muestras de roca los valores anómalos no fueron considerados por ProbPlot en el porcentaje de muestras analizadas.

Zinc: las mayores anomalías de Zn se concentran en el sector de Pantanillo Norte, Pantanillo Central y al sur de Quebrada Pantanillo (Fig. 4.8 (n) y (o)). En la distribución en suelos se observa además una zona anómala de orientación NNE ubicada al oeste de Pantanillo Norte. La mayor concentración de Zn en roca (552 ppm) se encuentra en este sector, mientras que en suelo la mayor concentración (713 ppm) se presenta en el sector de Pantanillo Norte. Con respecto al análisis de factores, en muestras de suelo se reconoce la asociación Zn-Be-Ni-Cu-Hg. Por otra parte, en roca se presenta la asociación Zn-Mn-Co.

5. Estudio de alteración hidrotermal mediante PIMA

Para determinar un análisis cualitativo de la mineralogía de alteración en las muestras de suelo, se realizó un análisis espectral mediante el instrumento PIMA (Portable Infrared Mineral Analyzer), el cual determina a través del espectro de radiación infrarroja reflejado de una muestra o mineral la composición de ésta.

El PIMA ha sido usado con mucho éxito para minerales epitermales de alta y baja sulfuración, en yacimientos volcanogénicos de sulfuros masivos (VMS) y para yacimientos relacionados a intrusivos (Thompson et al., 1999).

Se trata de un instrumento portátil que puede ser utilizado directamente en terreno, además de permitir un gran número de análisis en corto tiempo.

5.1 Principios teóricos

PIMA es un espectrómetro de radiación infrarroja utilizado para la identificación cualitativa de minerales. También es capaz de reconocer variaciones composicionales en un mineral específico.

El espectrómetro PIMA utiliza la radiación infrarroja de onda corta (“short wavelength infrared” o SWIR), perteneciente al espectro entre 1300 y 2500 nanómetros. PIMA mide la radiación reflejada desde la superficie de la muestra, la cual depende de la energía de interacción entre átomos característica de cada mineral. Esta radiación se transmite por medio de espectros, con determinada longitud de onda, forma y peaks negativos de absorción, estos últimos denominados “características”. Las variaciones en la composición química pueden ser detectadas en el tamaño y posición de las características de cada espectro, el cual cambia con la sustitución de elementos.

Un espectro consiste de varias características de absorción, además de la posición de las ondas, profundidad (alto) y ancho (ancho total en la mitad del máximo o FW-HM “Full Width at Half-Maximum”) (Fig 5.1), rasgos que son utilizados para definir un determinado mineral. El ancho del pasa-banda es usualmente definido como el ancho en longitud de onda al 50% del nivel de respuesta de la función (FWHM) (Pavez, 2000).

Las características de absorción observadas son manifestaciones de reflejos o tonos de primero y segundo orden y la combinación de tonos de modos fundamentales que ocurren en la región media del infrarrojo (Thompson et al., 1999).

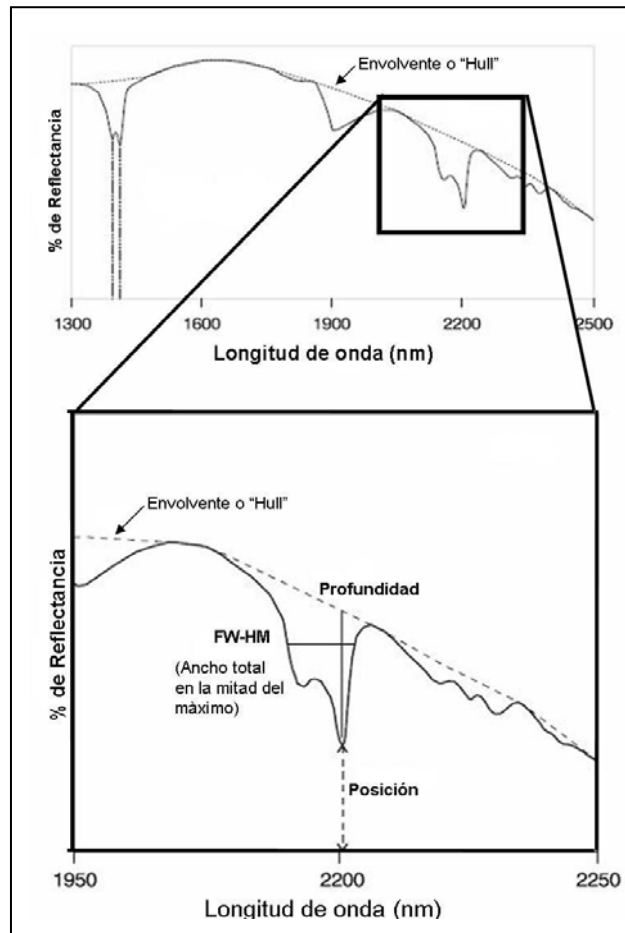


Fig 5.1: Características de un espectro de radiación SWIR obtenido por PIMA. Se observa la envolvente, profundidad, posición y ancho total en la mitad del máximo (FW-HM). El espectro corresponde a caolinita.

Modificado de Thompson, 1991.

La reflectividad al infrarrojo varía según el tipo de mineral. Mientras más reflectivo sea un mineral activo a la radiación infrarroja, más fácil será su identificación. Para que la identificación de un mineral de alta reflectividad sea confiable, se requiere que este mineral ocupe más de un 10% de la muestra. Para minerales de baja reflectividad, se necesitará que su presencia sea mayor a un 20% (ej.: carbonatos, cloritas).

El espectro perteneciente al rango de la radiación infrarroja de onda corta es especialmente sensible a ciertas moléculas y radicales, entre los cuales se incluyen el ión hidróxido OH, H₂O, NH₄, CO₃ y los enlaces del ión OH, tales como Al-OH, Mg-OH, y Fe-OH. Por lo tanto, el análisis mediante PIMA funciona de mejor manera en minerales que contienen hidroxilos (grupo OH), tales como filosilicatos (incluyendo arcillas, clorita y serpentina), silicatos hidroxilatados como epidotas y anfíbolos, sulfatos como la alunita, jarosita y yeso, además de carbonatos. También puede ser utilizado en minerales como boratos, fosfatos, vanadatos y minerales de amonio. En la tabla 5.1 se presenta un listado de los minerales activos en el espectro de radiación infrarroja de onda corta (SWIR), clasificados de acuerdo al tipo de depósito y al tipo de alteración.

Tabla 5.1: Minerales registrados por PIMA. Modificada de Thompson et al., 1991.

| Ambiente de Formación | Tipo de Alteración | Asociaciones de Minerales activos al SWIR (Minerales principales en negrita) |
|---------------------------------------|--|--|
| Relacionados a Intrusivos | Potásica (biotita rica en K), silicatos potásicos, biotítica | Biotita (flogopita), actinolita, sericita, clorita, epidota, muscovita, anhidrita |
| | Sódica, sódica-calcítica | Actinolita, clinopiroxeno (diópsido), clorita, epidota, escapolita |
| | Fílica, sericítica | Sericita (muscovita-illita), clorita, anhidrita |
| | Argílica intermedia, sericita-clorita-arcillas (SCC), argílica | Sericita (illita-esmectita), clorita, caolinita (dickita), montmorillonita, calcita, epidota |
| | Argílica avanzada | Pirofilita, sericita, diásporo, alunita, topacio, turmalina, dumortierita, zunyita |
| | "Greisen" | Topacio, muscovita, turmalina |
| | "Skarn" | Clinopiroxeno, wollastonita, actinolita-tremolita, vesuvianita, epidota, serpentinita-talco, calcita, clorita, illita-esmectita, nontronita |
| | Propilítica | Clorita, epidota, calcita, actinolita, sericita, arcillas |
| Epitermal de alta sulfuración | Argílica avanzada-ácido sulfato | Caolinita, dickita, alunita, diásporo, pirofilita, zunyita |
| | Argílica, Argílica intermedia | Caolinita, dickita, montmorillonita, illita-esmectita |
| | Propilítica | Calcita, clorita, epidota, sericita, arcillas |
| Epitermal De baja sulfuración | "Adularia"-sericita, sericítica, argílica | Sericita, illita-esmectita, caolinita, calcedonia, ópalo, montmorillonita, calcita, dolomita |
| | Argílica avanzada – ácido-sulfato (calentado por vapor) | Caolinita, alunita, cristobalita (ópalo, calcedonia), jarosita |
| | Propilítica, zeolítica | Calcita, epidota, wairakita, clorita, illita-esmectita, montmorillonita |
| Mesotermal | Carbonato | Calcita, ankerita, dolomita, muscovita (rica en Cr-/V), clorita |
| | Clorítica | Clorita, muscovita, actinolita |
| | Biotítica | Biotita, clorita |
| Oro en sedimentos | Argílica | Caolinita, dickita, illita |
| Sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) | Sericítica | Sericita, clorita, cloritoide |
| | Clorítica | Clorita, sericita, biotita |
| | Carbonato | Dolomita, siderita, ankerita, calcita, sericita, clorita |
| Sulfuros masivos en sedimentos | Turmalínica | Turmalina, muscovita |
| | Carbonato | Ankerita, siderita, calcita, muscovita |
| | Sericítica | Sericita, clorita |
| | Albítica | Clorita, muscovita, biotita |

Para definir a que mineral pertenece el espectro determinado en cada medición es necesaria una base de datos con los espectros de distintos minerales, los cuales deben presentar una respuesta en la banda de infrarrojo de onda corta.

La Fig 5.2 indica el espectro de algunos de los minerales más comunes obtenidos por PIMA.

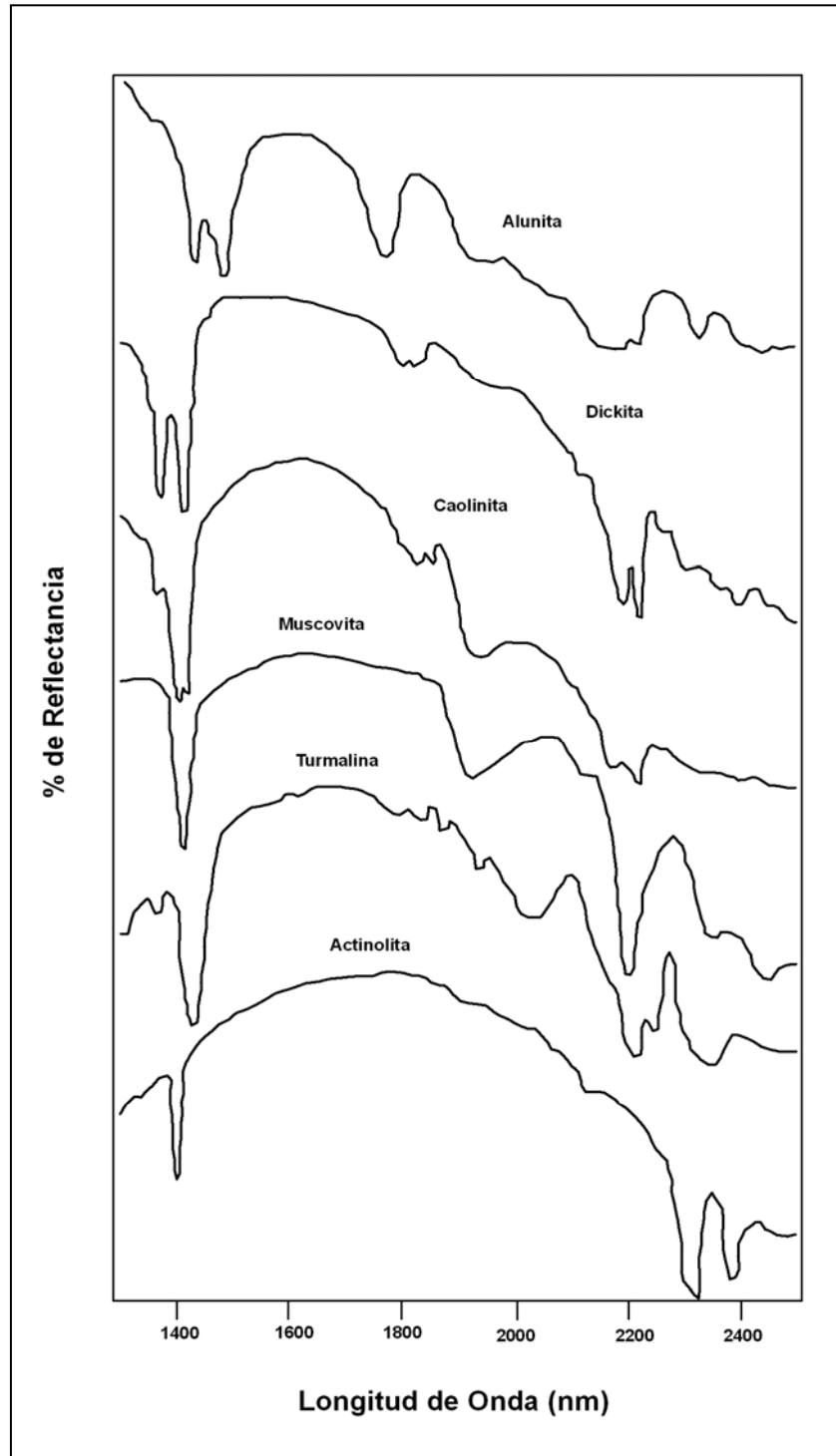


Fig5.2: espectros de varios minerales, pertenecientes a una base de datos de SPECMIN.
(Modificado de Thompson, 1991).

5.2 Procedimiento

El análisis de PIMA se realizó a 1311 muestras de suelo, pertenecientes a las muestras de la malla de suelo. Las muestras no requieren ninguna preparación previa, ya que para la medición se requiere una superficie plana, evitando la destrucción de la muestra. Las lecturas toman un tiempo entre 30 a 60 segundos, permitiendo un alto número de análisis.

En cada muestra se obtiene el espectro de dos minerales, indicando su peso dentro de la medición. El mineral de mayor peso se denomina “mineral 1”, mientras que el mineral de menor peso se conoce como “mineral 2”. El espectrómetro PIMA no reconoce muestras de un tono oscuro, obteniendo un espectro indefinido incapaz de ser correlacionado a los espectros utilizados como referencia. Estos análisis se denominan “nulos”.

5.3 Resultados

La tabla 5.2 indica los minerales registrados y la cantidad de veces en las cuales se midió, ya sea como mineral 1 y como mineral 2. En la Fig. 5.3 se aprecia la ubicación de las muestras de suelo analizadas mediante PIMA. En 324 muestras no se pudo reconocer ningún espectro, descartándolas para el análisis de interpretación. Las muestras nulas se concentraron en la zona de Pantanillo W.

Tabla 5.2: Minerales obtenidos por análisis de PIMA en la zona de estudio

| Mineral | Fórmula | Nº veces en Mineral 1 | Nº veces en Mineral 2 | Total |
|--------------------------|---|-----------------------|-----------------------|-------|
| Actinolita | $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ | 0 | 3 | 3 |
| Alunita-K | $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ | 179 | 202 | 381 |
| Alunita-Na | $\text{NaAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ | 167 | 114 | 281 |
| Alunita-NH4 | $(\text{NH}_4)\text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ | 0 | 2 | 2 |
| Ankerita | $\text{Ca}(\text{Fe}^{++}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ | 1 | 16 | 17 |
| Arcillas Magnésicas | (1) | 7 | 7 | 14 |
| Biotita | $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2]$ | 1 | 3 | 4 |
| Calcita | CaCO_3 | 1 | 6 | 7 |
| Clorita-Intermedia | $(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{12}((\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20})\text{OH}_{16}$ (2) | 1 | 0 | 1 |
| Clorita-Fe | $(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{12}((\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20})\text{OH}_{16}$ (2) | 0 | 1 | 1 |
| Clorita-Mg | $(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{12}((\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20})\text{OH}_{16}$ (2) | 2 | 0 | 2 |
| Diásporo | $\text{AlO}(\text{OH})$ | 1 | 0 | 1 |
| Dickita | $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ | 9 | 12 | 21 |
| Dolomita | $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ | 0 | 3 | 3 |
| Epidota | $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ | 0 | 2 | 2 |
| Flogopita1 | $\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_6(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20})(\text{OH}, \text{F})_4$ (2) | 1 | 2 | 3 |
| Flogopita2 | $\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_6(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20})(\text{OH}, \text{F})_4$ (2) | 2 | 5 | 7 |
| Gibbsita | $\text{Al}(\text{OH})_3$ | 2 | 3 | 5 |
| Halloysita | $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ | 51 | 47 | 98 |
| Illita | $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2, (\text{H}_2\text{O})]$ | 0 | 7 | 7 |
| Jarosita | $\text{KFe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$ | 5 | 31 | 36 |
| Caolinita | $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ | 108 | 42 | 150 |
| Magnesita | MgCO_3 | 0 | 2 | 2 |
| Montmorillonita | $(\text{Na}, \text{Ca})_x(\text{Al}, \text{Mg})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ | 67 | 37 | 104 |
| Nacrita | $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ | 4 | 3 | 7 |
| Nontronita | $\text{Na}_{0,3}\text{Fe}^{+++}_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n(\text{H}_2\text{O})$ | 23 | 19 | 42 |
| Opalo | $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ | 279 | 35 | 314 |
| Palygorskita | $(\text{Mg}, \text{Al})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH}) \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$ | 5 | 6 | 11 |
| Pirofilita | $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ | 2 | 3 | 5 |
| Prehnita | $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ | 0 | 2 | 2 |
| Serpentina | $((\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)$ | 0 | 3 | 3 |
| Talco | $\text{H}_2\text{Mg}_3(\text{SiO}_3)_4$ o $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ | 0 | 1 | 1 |
| Tremolita | $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ | 0 | 1 | 1 |
| Yeso | $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | 47 | 121 | 168 |
| Zoisita | $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{OH})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ | 4 | 9 | 13 |
| NULO | | 0 | 219 | 219 |
| Total de muestras | | 969 | 969 | |

(1): dentro de las arcillas magnésicas se encuentran la sepiolita, saponita y stevensita.

(2): PIMA diferencia las variaciones composicionales de un mismo mineral de acuerdo a variaciones espectrales

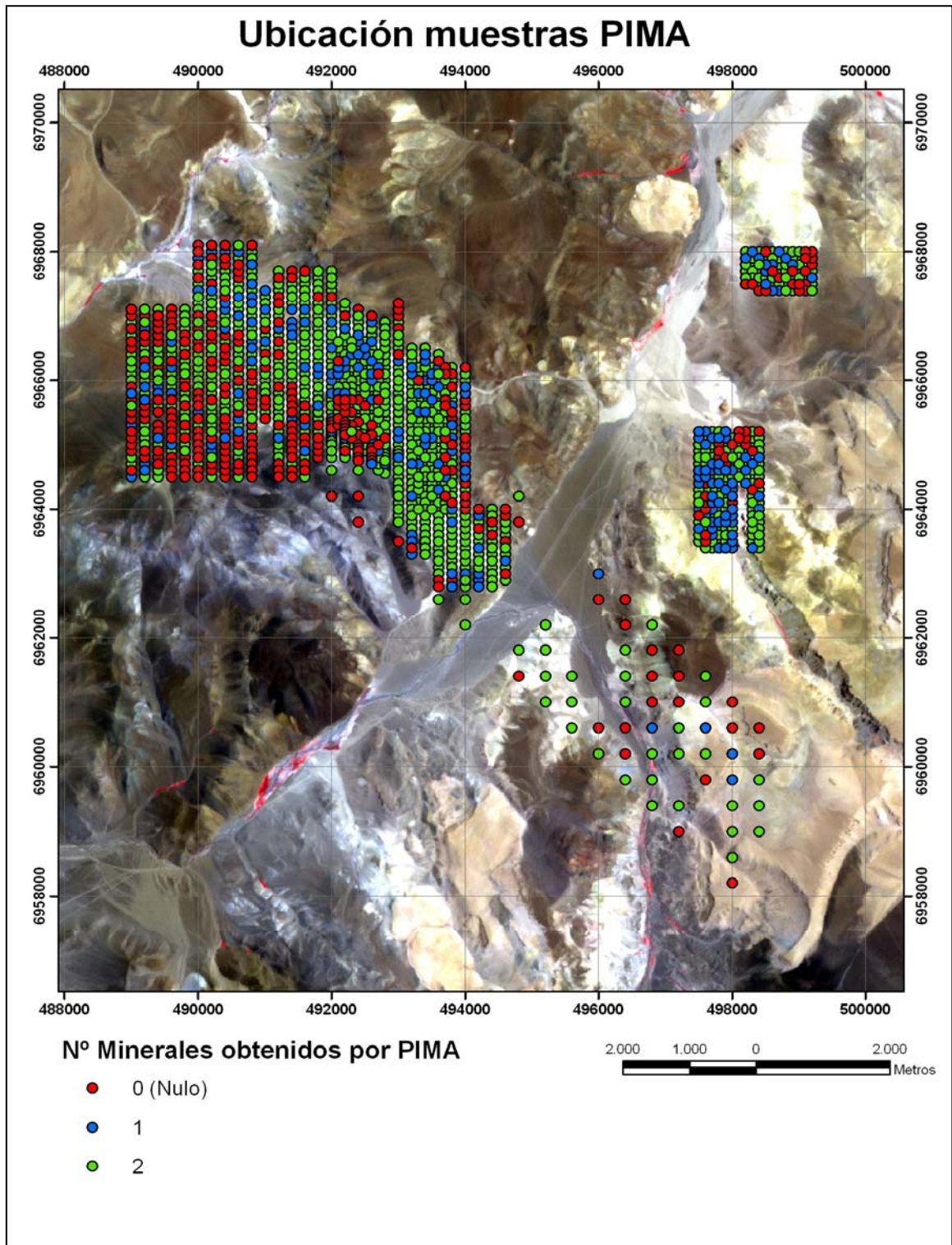


Fig.5.3: Ubicación de muestras analizadas por PIMA: en verde se indica las muestras en las PIMA obtuvo dos minerales, en azul las que se obtuvo un mineral y en rojo las muestras nulas.

A continuación se describe el comportamiento y distribución de los minerales obtenidos a través del espectrómetro PIMA.

Alunita

La alunita se registró casi exclusivamente en las principales zonas de alteración hidrotermal (Fig.5.4). Se presenta en una notoria orientación NW, pasando a través de Pantanillo Norte y Pantanillo Central, extendiéndose hacia el sur hasta la Pampa Pantanillo; además de presentarse en los sectores Quebrada Pantanillo y Oro 52. Se encuentra sobre rocas intrusivas y extrusivas del CDDV, sobre la Formación Astaburuaga y sobre la Unidad Tobácea. Los resultados obtenidos mediante PIMA permitieron registrar variaciones composicionales dentro de la alunita, distinguiéndose alunita rica en K, alunita rica en Na y alunita de NH₄. En el sector de Pantanillo Norte-Pantanillo Central, la alunita sódica se presenta como un núcleo compacto dentro de la Franja de alteración NW, el cual es rodeado por una zona de alunita rica en K. En el sector de Quebrada Pantanillo se observa un dominio de alunita-K, mientras que en Oro 52 se aprecia alunita-Na y alunita-K sin un orden establecido.

Caolinita

La zona de caolinita y nacrita (mineral de la familia de la caolinita) abarca la Franja de alteración NW (ausentándose en la zona del Cerro Sinter), en Quebrada Pantanillo, en Oro 52 y en la Quebrada del río Astaburuaga; sobre rocas del CDDV, de la Unidad Tobácea y en menor medida en la Unidad Ignimbrítica I (Fig.5.5).

En el sector del río Astaburuaga se presenta en muestras de sedimentos aluviales, indicando un posible origen alóctono.

Halloysita

La Halloysita se distribuye en los alrededores de la Franja de alteración NW, extendiéndose hacia el sur hasta Pantanillo Sur y la zona del río Astaburuaga. En Pantanillo W se observa una franja de orientación NE (Fig.5.6).

Jarosita

La jarosita se presenta principalmente en los bordes de la Franja de alteración NW, sin una distribución clara, asociada a los parches de alteración argílica avanzada desarrollados al oeste de la Pampa Pantanillo. Al este de la Pampa Pantanillo se presenta en una cantidad muy baja de muestras. (Fig.5.7).

Dickita

Las muestras con dickita se presentan en una zona reducida, en las cercanías de Pantanillo Norte y Pantanillo Central. Se desarrolla en rocas intrusivas del CDDV y asociado a estructuras que cortan a la Fm. Astaburuaga (Fig.5.8).

Opalo

La zona de mayor concentración con ópalo se ubica en Quebrada Pantanillo, asociada a la Unidad Tobácea, en donde la mayoría de las muestras presentaron este mineral. También se encuentra en los alrededores de la Franja de alteración NW, rodeando a la unidad CDIn, distribuyéndose ampliamente sobre los Estratos de Sierra de la Sal, en el sector de Pantanillo W. También se observa una concentración de ópalo en las cercanías del Cerro Sínter y en la zona de alteración de Oro 52 (Fig.5.9).

Esmectitas

La montmorillonita y la nontronita, minerales del grupo de las esmectitas, se distribuyen alrededor de la Franja de alteración NW, principalmente hacia el lado SW. Al igual que el ópalo, las esmectitas se presentan continuamente a lo largo del límite norte de la franja de alteración NW (Fig.5.10).

Carbonatos

Los carbonatos registrados por PIMA corresponden a ankerita, calcita, dolomita, magnesita y palygorskita. La ankerita predomina en los sectores de Quebrada Pantanillo y Oro 52 (Unidad Tobácea), mientras que la calcita, dolomita y palygorskita se encuentran en las rocas que rodean a la Franja de alteración NW, sobre rocas de los Estratos de Sierra de la Sal y de la Fm. Astaburuaga (Fig.5.11).

Minerales propilíticos

El análisis espectral a través de PIMA arrojó los siguientes minerales propilíticos: epidota, clorita y prehnita. Las variaciones composicionales de la epidota identificadas por PIMA definieron epidota y zoisita, mientras que en la familia de las cloritas se identificó clorita rica en Mg, clorita rica en Fe y clorita de composición intermedia.

Estos minerales se ubican principalmente en la ladera sur de la Franja de alteración NW. En menor medida se observan en el sector de Oro 52. Concordantemente con la ubicación de los minerales propilíticos se presentan arcillas ricas en magnesio (Fig.5.12).

Biotita y Anfíbolos

El análisis mediante PIMA permitió registrar biotita, flogopita 1 y flogopita 2. Con respecto a las anfíbolos, se obtuvo actinolita y tremolita. Estos minerales se presentan principalmente en el sector de Pantanillo Central (biotitas) y en Pantanillo W, al sur de la Franja de alteración NW (Fig.5.13).

Otros

En menor medida, se registró illita, talco, serpentina, pirofilita y diásporo (Fig.5.14). La illita se presenta en los bordes de la Franja de alteración NW, rodeando al sector de Pantanillo Norte.

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Alunita

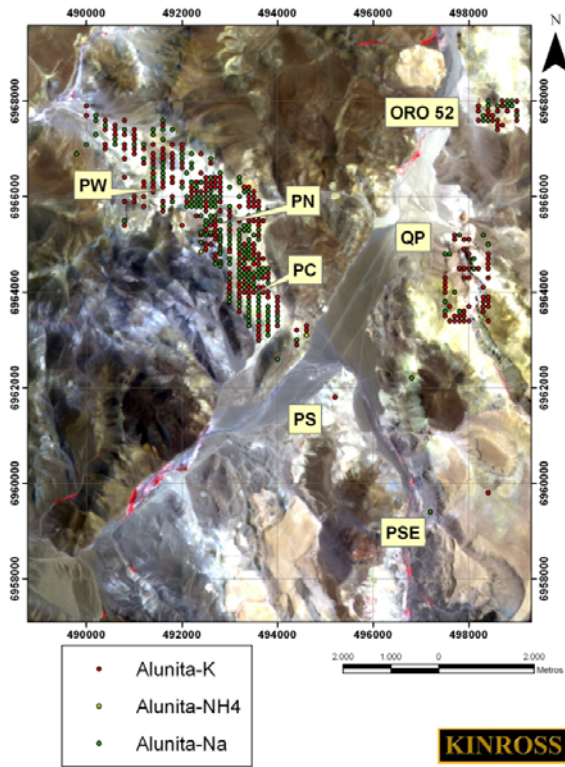


Fig. 5.4: Distribución de Alunita

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Caolinita

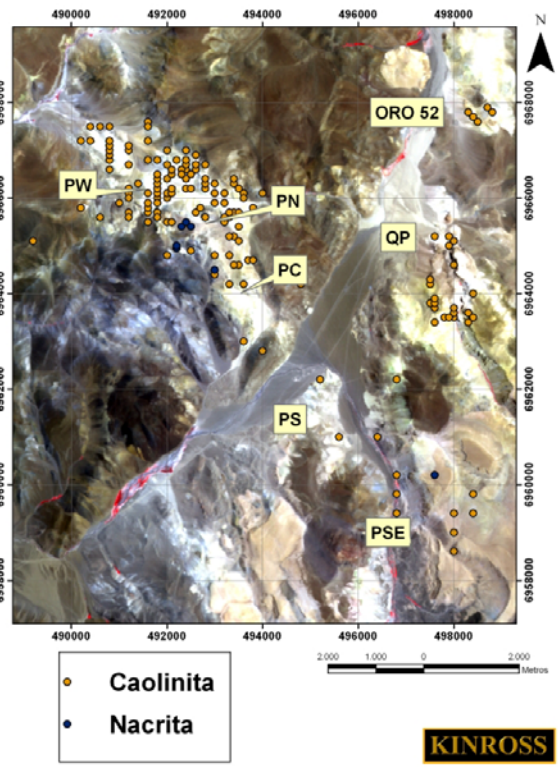


Fig. 5.5: Distribución de Caolinita

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Halloysita

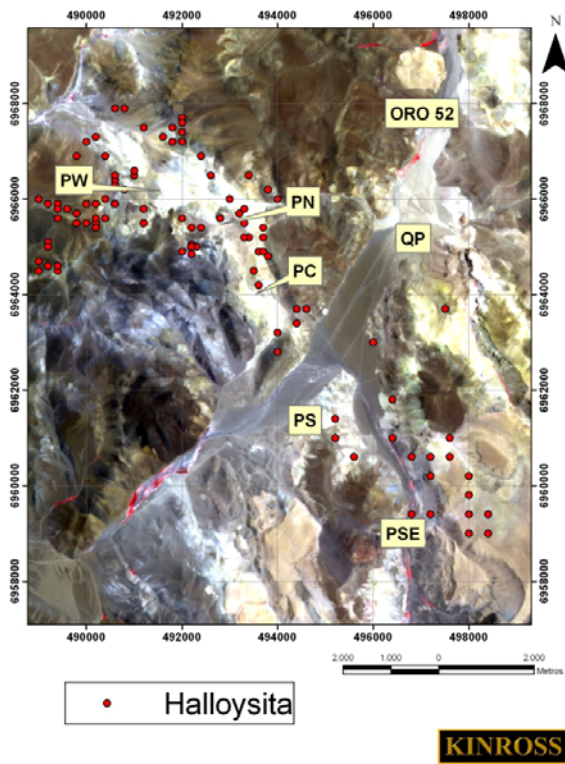


Fig. 5.6: Distribución de Halloysita

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Jarosita

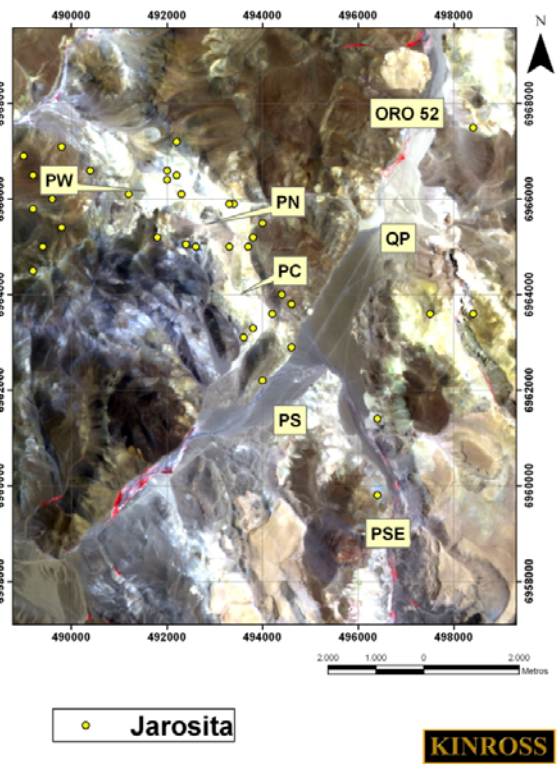


Fig. 5.7: Distribución de Jarosita

Simbología: PW: Pantanillo Oeste; PN: Pantanillo Norte; PC: Pantanillo Central; PS: Pantanillo Sur; PSE: Pantanillo Sureste; QP: Quebrada Pantanillo.

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Dickita

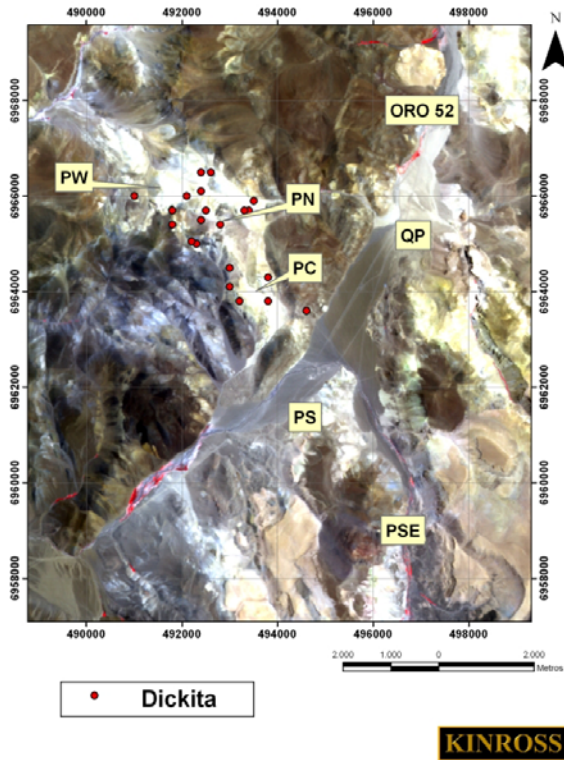


Fig. 5.8: Distribución de Dickita

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Opalo

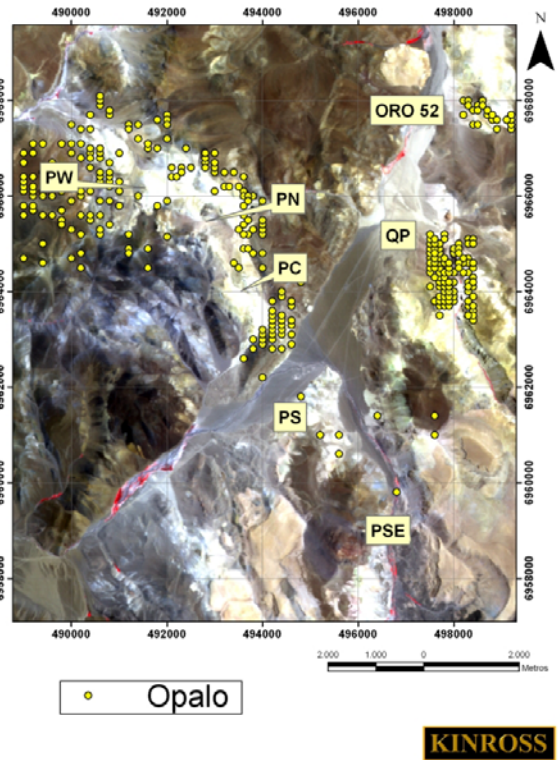


Fig. 5.9: Distribución de Opalo

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Esmeclitas

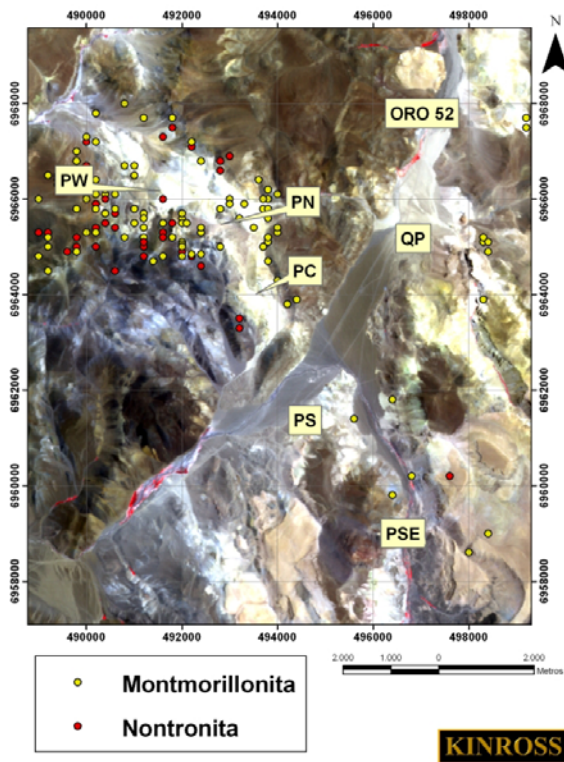


Fig. 5.10: Distribución de Esmeclitas

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Carbonatos

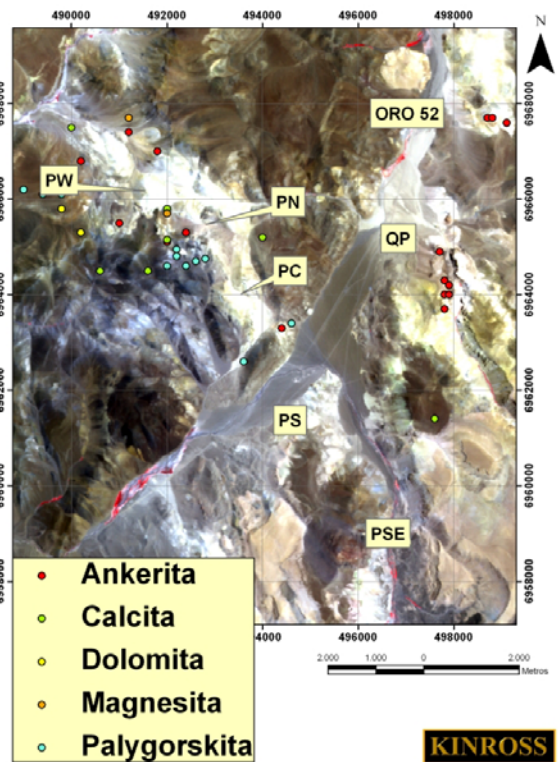


Fig. 5.11: Distribución de Carbonatos

Simbología: PW: Pantanillo Oeste; PN: Pantanillo Norte; PC: Pantanillo Central; PS: Pantanillo Sur; PSE: Pantanillo Sureste; QP: Quebrada Pantanillo.

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Mxs propilíticos

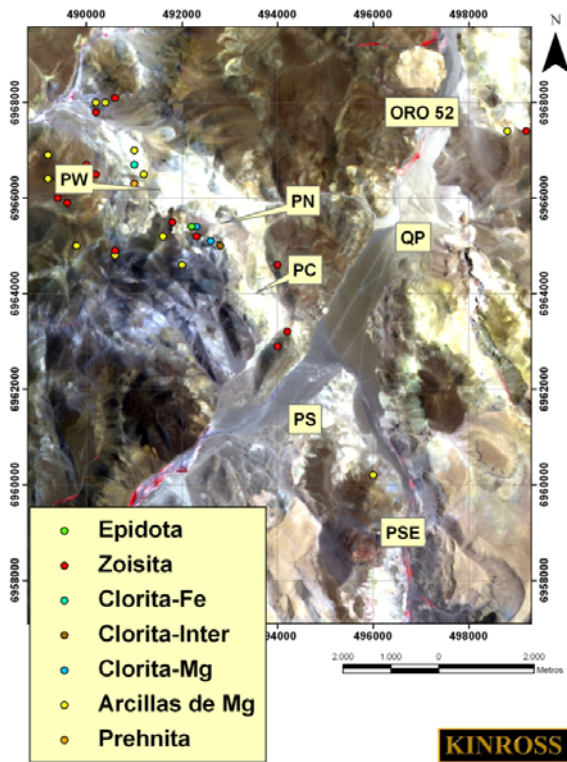


Fig. 5.12: Distribución de Minerales Propilíticos

Análisis Mineralógico mediante PIMA: Biotitas y Anfíbolos

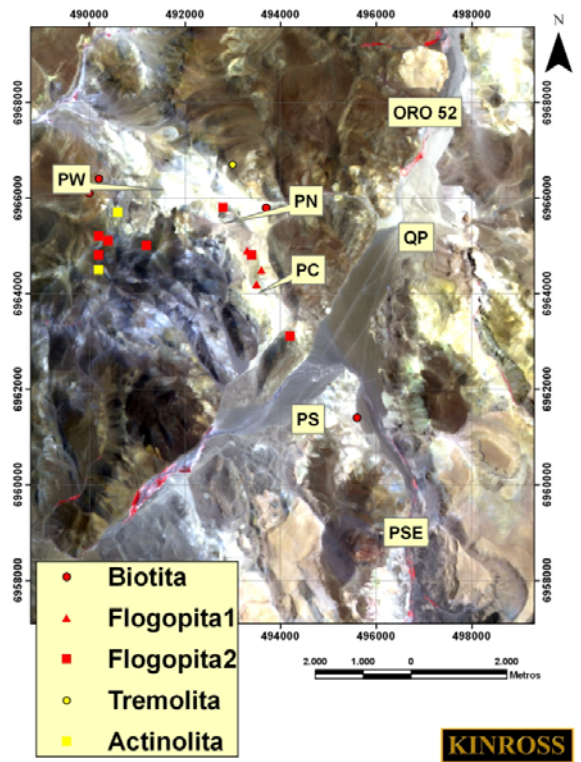


Fig. 5.13: Distribución de Biotita y Anfíbola

Análisis Mineralógico mediante PIMA

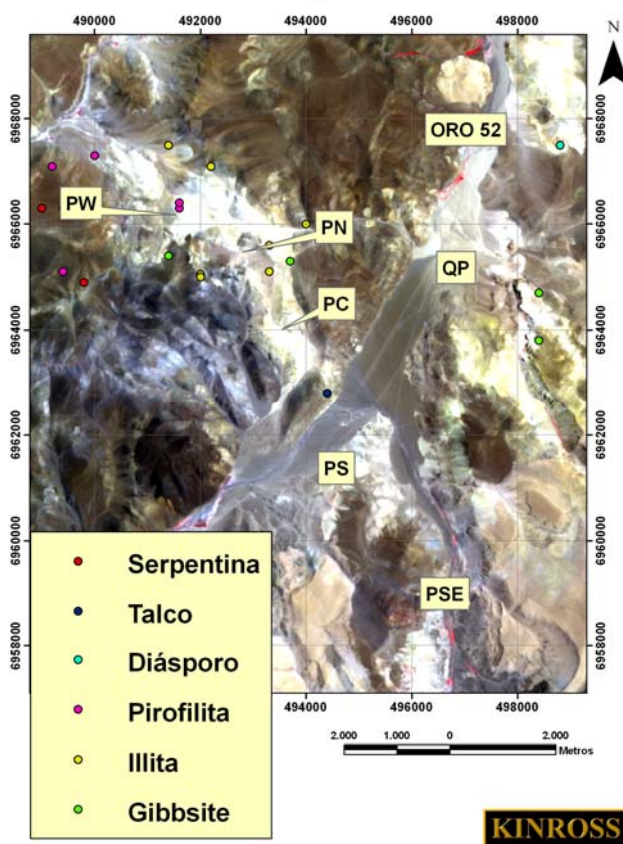


Fig. 5.14: Distribución de Otros Minerales

Simbología: PW: Pantanillo Oeste; PN: Pantanillo Norte; PC: Pantanillo Central; PS: Pantanillo Sur; PSE: Pantanillo Sureste; QP: Quebrada Pantanillo.

Basándose en la distribución de los minerales registrados por PIMA, en las asociaciones mineralógicas típicas de sistemas epitermales y en los rangos de estabilidad de dichos minerales, se identifican las siguientes zonas mineralógicas o de alteración (Fig.5.15):

Zona A (Alunita-Caolinita-Dickita)

Esta zona se presenta a lo largo de toda la Franja de alteración NW, cubriendo los sectores de Pantanillo Norte y Pantanillo Central (Fig. 5.15). Esta asociación mineralógica se interpreta como una fase de alteración argílica avanzada. Este tipo de asociación estaría asociado a un sistema tipo pórfido-Au en profundidad, sobreimpuesto en superficie por un sistema epitermal de alta sulfidización.

Zona B (Halloysita-Opalo-Esmectita-Carbonatos-Minerales Propilíticos)

La zona B se encuentra rodeando a la zona A, paralelamente a la Franja de alteración NW. Se interpreta como un sistema distal con respecto al depósito porfirico. La asociación mineralógica manifiesta alteraciones de tipo argílica supérgena, propilítica y silicificación.

Zona C (Opalo-Alunita-Caolinita-Carbonatos)

La zona C se encuentra restringida a los sectores de Quebrada Pantanillo y Oro 52. La asociación mineralógica se interpreta como un sistema de poca profundidad en el cual se desarrollaron alteraciones de tipo argílica avanzada y una intensa silicificación, asociada a un ambiente tipo “steam-heated”.

Zona D (Caolinita-Halloysita-Esmectita)

Esta zona se identifica en los sectores de Pantanillo S y Pantanillo SE. La asociación mineralógica se interpreta como un evento de alteración argílica supérgena.

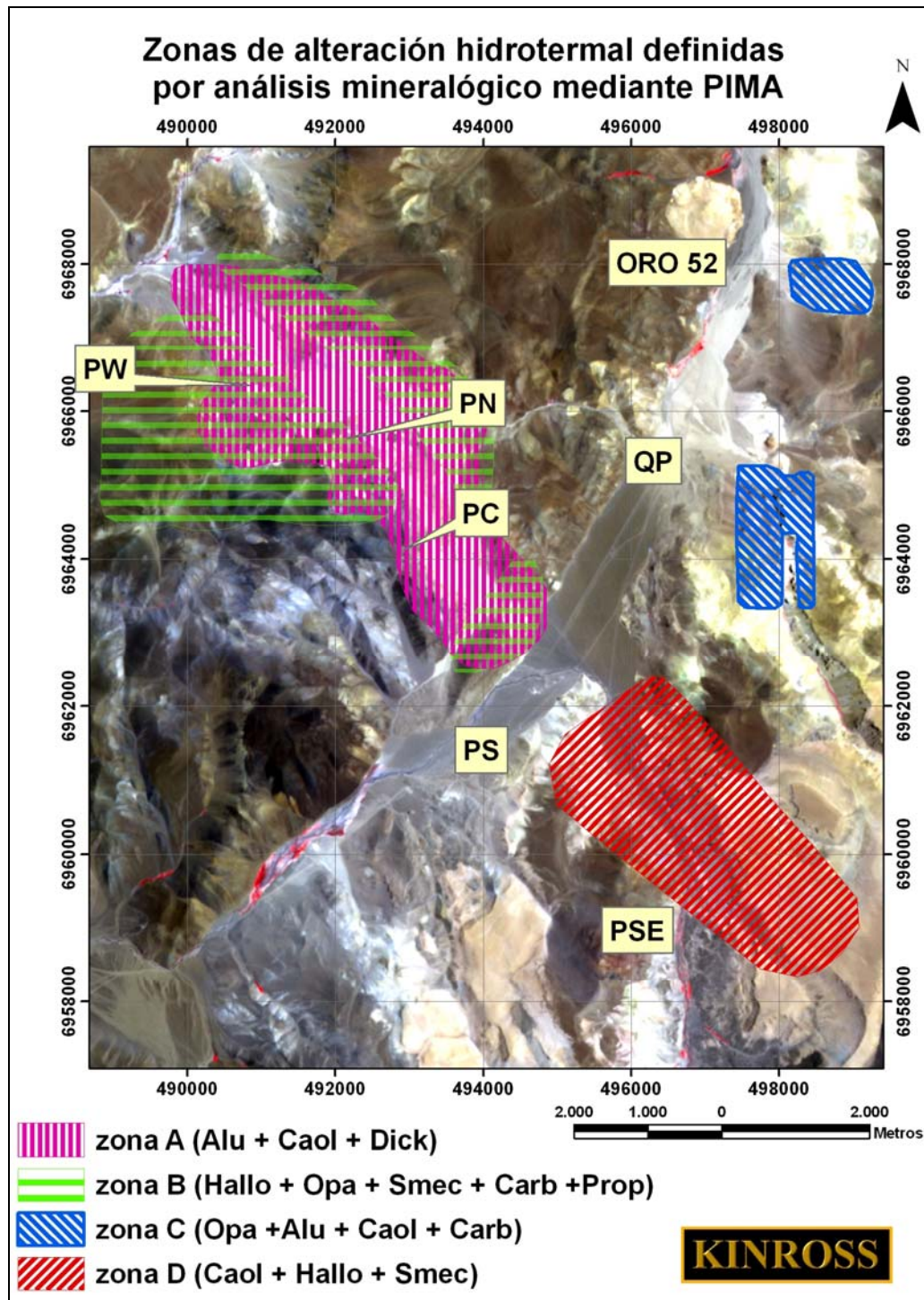


Fig. 5.15: zonas de alteración obtenidas mediante PIMA. Alu: alunita, Caol: caolinita, Carb: carbonatos, Dick: dickita, Hallo: halloysita, Opa: ópalo, Prop: minerales propilíticos, Smec: smectita. Sectores de la zona de estudio: PW: Pantanillo Oeste, PN: Pantanillo Norte, PC: Pantanillo Central, PS: Pantanillo Sur, PSE: Pantanillo Sureste, QP: Quebrada Pantanillo.

6. Tratamiento multispectral de imagen ASTER

La percepción remota se define como la ciencia de adquirir, procesar e interpretar imágenes y datos relacionados, obtenidos desde aviones y/o satélites que registran espectros de interacción entre la materia en superficie y la radiación electromagnética (Sabins, 1997; en Pavez, 2000).

Un espectrómetro es un instrumento que permite aislar la radianza o emitancia de un cuerpo en varias frecuencias de base, o sea, es capaz de medir el espectro electromagnético en forma discretizada mediante difractómetros internos que actúan como pasa-bandas para ciertas frecuencias determinadas (Pavez, 2000)

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal emisión and Reflection Radiometer) es un espectrómetro multispectral lanzado en el satélite Terra de la NASA, en el año 1999. ASTER fue diseñado para medir la temperatura de la superficie terrestre, emisividad, reflectancia y elevación. El instrumento fue diseñado en conjunto por los gobiernos de EEUU y Japón, siendo el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) el encargado de la distribución de los datos. La información obtenida por ASTER se divide en tres áreas:

- Observaciones locales (25% de los recursos): requeridas por usuarios individuales en zonas locales.
- Monitoreo Regional (50% de los recursos): análisis multitemporal de una gran área. Se utiliza en estudios de glaciares de montaña, volcanes activos e inactivos y en estudios medioambientales.
- Mapa Global (25% de los recursos): estudios multidisciplinarios que abarcan a todo el globo.

El espectrómetro ASTER se divide en tres subsistemas: VNIR, SWIR y TIR, cada uno de los cuales registra una determinada región de la radiación electromagnética. ASTER tiene la capacidad de medir radiación reflejada y transmitida. La radiación reflejada medida se divide en 3 bandas en la región Visible-Infrarrojo cercano (VNIR, entre 0.52 y 0.86 μm) y en seis bandas en la región del Infrarrojo de onda corta (SWIR, entre 1.6 y 2.43 μm) (Tabla 6.1). El subsistema VNIR cuenta con una banda adicional llamada 3B, la cual permite una visión estereoscópica de la imagen registrada. La radiación emitida se mide en 5 bandas pertenecientes a la región del Infrarrojo Termal (TIR), entre 8.125 y 11.65 μm (Tabla 6.1) (Rowan y Mars, 2003).

La resolución espacial, definida como la separación mínima entre 2 objetos para los cuales sus imágenes aparecen distintas y separadas, varía de acuerdo a la longitud de onda: 15 metros para la región Visible-Infrarrojo cercano (VNIR), 30 metros para el infrarrojo de onda corta (SWIR) y 90 metros para el Infrarrojo Termal (TIR).

Cada imagen de ASTER cubre una superficie de 60x60 km, aunque la visión transversal puede abarcar una distancia de 232 kilómetros (Rowan y Mars, 2003).

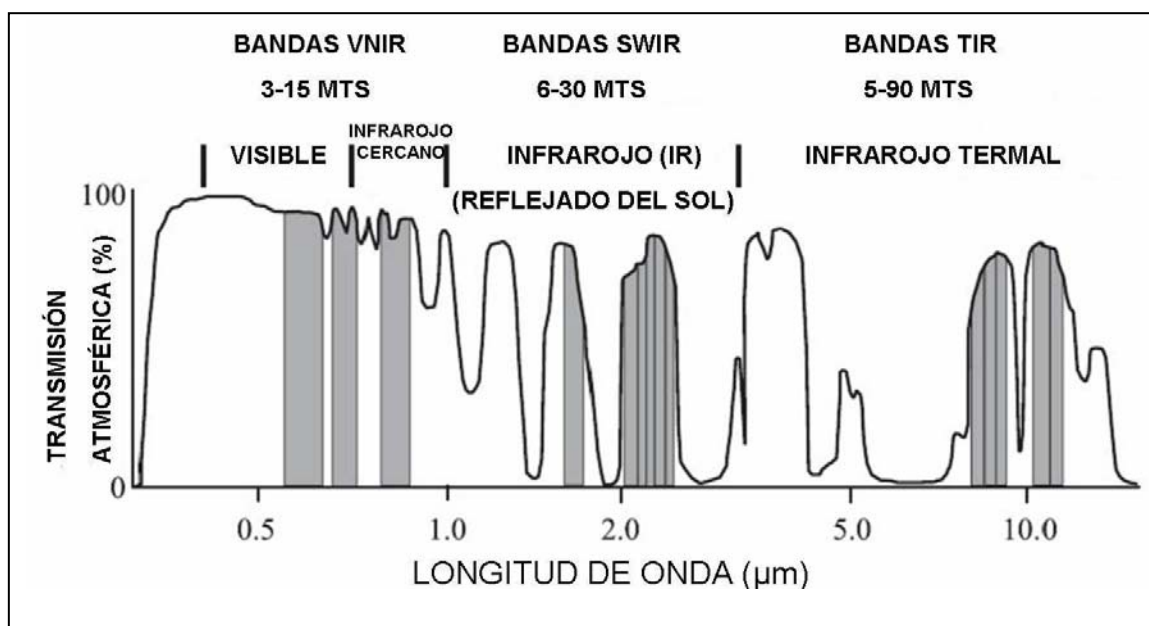


Fig 6.1: Espectro de transmisión atmosférica generalizado, mostrando en gris las bandas espectrales de ASTER en las ventanas de absorción (Modificado de Rowan et al., 2003)

Tabla 6.1: Parámetros de ASTER, divididos en cada subsistema

| Subsistema | Número de Banda | Rango Espectral (µm) | Resolución Espacial | Nivel de cuantificación de señal |
|-------------|-----------------|----------------------|---------------------|----------------------------------|
| VNIR | 1 | 0.52-0.60 | 15 m | 8 bits |
| | 2 | 0.63-0.69 | | |
| | 3N | 0.78-0.86 | | |
| | 3B | 0.78-0.86 | | |
| SWIR | 4 | 1.60-1.70 | 30 m | 8 bits |
| | 5 | 2.145-2.185 | | |
| | 6 | 2.185-2.225 | | |
| | 7 | 2.235-2.285 | | |
| | 8 | 2.295-2.365 | | |
| TIR | 9 | 2.36-2.43 | 90 m | 12 bits |
| | 10 | 8.125-8.475 | | |
| | 11 | 8.475-8.825 | | |
| | 12 | 8.925-9.275 | | |
| | 13 | 10.25-10.95 | | |
| | 14 | 10.95-11.65 | | |

Los espectros típicos de los distintos minerales poseen varias características de absorción (Capítulo 5).

Las características de los espectros obtenidos por radiación reflejada, perteneciente a las regiones VNIR y SWIR, resultan de diversos procesos, siendo en todos los casos originadas por procesos electrónicos o vibracionales (Hunt y Salisbury, 1970; en Di Tommaso y Rubinstein, 2006).

Los procesos electrónicos producen características principalmente debido a cambios en los niveles o estados de energía electrónica de iones, especialmente en elementos de transición (Ni, Cr, Co, Fe, etc.). Debido a su mayor abundancia, este proceso se desarrolla en minerales que contienen Fe^{2+} y Fe^{3+} , no sólo porque es un componente común en muchos minerales de mena, sino también porque substituye fácilmente a otros metales en los tetrahedros de silicio. Las regiones Visible e Infrarrojo cercano están relacionadas a procesos electrónicos (Di Tommaso y Rubinstein, 2006).

Los procesos vibracionales aparecen en el espectro debido a las vibraciones relativas entre átomos producidas por la presencia de un campo electromagnético. La región del Infrarrojo de onda corta (SWIR) muestra los rasgos de absorción más comunes. La mayoría de estas características está relacionada a la flexión y tensión de enlaces de hidróxidos (OH), agua (H_2O) y carbonatos (CO_3), entre otras moléculas. La importancia del ión hidróxido OH radica en que ésta forma combinaciones con metales tales como el Al, Fe y Mg (Di Tommaso y Rubinstein, 2006).

Las bandas de VNIR permiten reconocer absorción de metales de transición, especialmente hierro y algunas tierras raras, además de absorción de clorofila en la vegetación. Las 6 bandas SWIR identifican carbonatos, minerales hidratados e hidróxidos. Minerales silicatados como el cuarzo y el feldespato presentan absorciones moleculares en la región del TIR, región en la cual se emite radiación. (Rowan y Mars, 2003). Las características prominentes del cuarzo y de rocas ígneas frescas con minerales silicatados, se deben a las vibraciones de estiramiento asimétrico de Si-O-Si. El cuarzo presenta características de absorción (ie., mínimos de emisividad) en las bandas 10 y 12, por lo que en la banda 11 se registra una mayor emisividad (Ninomiya et al., 2005).

Los píxeles que forman una imagen satelital corresponden a un registro de la energía reflejada desde la superficie terrestre, la cual es dividida en cada banda espectral, abarcando las nueve bandas de las regiones VNIR y SWIR. Inicialmente, los datos están modulados por una función de respuesta solar y por absorción atmosférica y disipación, por lo que el espectro no se asemeja a la reflectancia de los materiales superficiales. Para minimizar estos fenómenos se realiza una calibración, ya sea mediante un modelo atmosférico o a través de espectros conocidos de objetos pertenecientes a la imagen y utilizados como referencia (Rowan et al., 2003)

ASTER obtiene más de 500 imágenes por día. La mayoría de las imágenes son procesadas al nivel 1A. Todas las imágenes del nivel 1A que satisfacen la condición de cubierta nubosa detectada son procesadas para correcciones nominales radiométricas y geométricas, para así generar datos en nivel 1B “radiante-at-sensor”. Los datos del nivel 2B consideran productos de parámetros físicos, los cuales incluyen radiación superficial con correcciones nominales atmosféricas (nivel 2B01) (Ninomiya et al., 2005).

Las regiones de longitud de onda de las radiaciones VNIR, SWIR y TIR se complementan para realizar un mapeo de litología y/o alteración (Rowan y Mars, 2003).

Aster ha mejorado la capacidad de realizar mapas litológicos, además de discriminar ciertos minerales o grupos de minerales. Otro rasgo importante es la disponibilidad de bandas termales que permiten la discriminación de silicatos, feldespato potásico y CO₃.

Múltiples estudios con ASTER se han realizado en la región de Cuprita, Nevada (Yamaguchi y Naito, 2003; Rowan et al., 2003; Ninomiya, 2004), lugar que se ha convertido en un referente de experimentación de la percepción remota mediante ASTER.

6.1 Metodología

El procesamiento de imágenes ASTER consta de distintas metodologías necesarias para la interpretación de un determinado mineral o grupo de minerales.

La señal recibida por los sensores espectrales es alterada por la atmósfera (Aspinall et al., 2002), por lo que para obtener una señal que asimile el espectro de cada mineral, es necesaria una calibración y una corrección de la imagen.

El método utilizado para la calibración y corrección atmosférica de la imagen ASTER se denomina IARR (“Internal Average Relative Reflectance”). El proceso de calibración busca minimizar el ángulo de vista del sensor y los efectos producidos por la topografía local, normalizando cada espectro a un brillo promedio (Islam y Sado, 2004). La etapa de calibración determina un espectro promedio para la imagen completa, el cual es usado como referencia y dividido en el espectro medido en cada píxel, estimando reflectancias relativas (Aspinall et al., 2002). Este algoritmo se basa en que el espectro promedio de la imagen es principalmente compuesto por la contribución atmosférica, siendo ésta uniforme a lo largo de la imagen (Islam y Sado, 2004). La aplicación de este método tiene mayor efectividad en zonas áridas sin vegetación (Aspinall et al., 2002).

Debido a las condiciones observadas en la zona de estudio, en donde se distinguen varios sectores con alteración hidrotermal de tipo argílica avanzada, el primer paso en el tratamiento de la imagen ASTER consiste en la elaboración de un mapa de minerales de arcilla.

De los minerales registrados por la imagen ASTER se eligen tres miembros extremos, utilizando sus espectros como referencia. Los minerales elegidos corresponden a alunita, caolinita e illita. El método utilizado para comparar el espectro de cada píxel con los espectros de los miembros extremos se denomina SCM (“Spectral Correlation Mapper”), el cual evalúa el grado de similitud entre los distintos espectros. Este método se basa en la determinación del ángulo formado por el espectro de referencia y el espectro de la imagen, tratándolos como vectores en un espacio con un número de dimensiones igual al número de bandas (Kruse et al., 1993). Mientras menor sea el ángulo, mayor será la similitud.

De acuerdo a las asociaciones mineralógicas observadas en terreno, se desarrollaron además imágenes de distribución de sílice y de óxidos de Fe, reconocidos como guías de mineralización de metales preciosos.

Para determinar la distribución de sílice se utilizaron las bandas 10, 11 y 12 (ver Tabla 6.1), procedimiento que utiliza la curvatura de dichas bandas.

En el caso de los óxidos de Fe, se calcula una corrección de trayectoria de radiación. Luego se realiza una combinación de bandas, dividiendo la banda 2 por la banda 1.

Además se presenta un mapa denominado “log-residual”, el cual resalta en color rosado las zonas de alteración hidrotermal dominadas por minerales de arcilla(Fig.6.5).

6.2 Resultados

Mediante el proceso de corrección IARR y el método SCM se obtuvo un mapa de arcillas (Fig.6.2), en el cual se aprecian las distintas zonas alteradas con alunita, caolinita e illita. En la Fig. 6.2 se aprecia que los minerales dominantes corresponden a illita-montmorillonita y caolinita, con escasa distribución de alunita. En la Franja de alteración NW se observa una zonación de caolinita en la parte central e illita-montmorillonita hacia la periferia, cubriendo rocas intrusivas y extrusivas del CDDV.

También se aprecian zonas con caolinita en Pantanillo Sur, Oro 52 y en una franja de orientación NW ubicada en el extremo sur de la zona de estudio (Fig.6.2).

Prácticamente toda la zona de Quebrada Pantanillo, sobre la Unidad Ignimbrítica I y la Unidad Tobácea, se encuentra alterada a illita-montmorillonita.

La Fig.6.3 corresponde al mapa de distribución de sílice. En este se puede apreciar que la zona silicificada corresponde a la parte más baja de la Quebrada Pantanillo. Producto de la manipulación de la imagen se produce un artefacto que distribuye los sectores silicificados en franjas rectas en sentido E-W.

La distribución de los óxidos de hierro se concentra en los sectores de la Franja de alteración NW, en Quebrada Pantanillo y en Oro 52, siendo las mayores concentraciones distribuidas en franjas de orientación NW (Fig.6.4).

En el mapa “log-residual” (Fig. 6.5) se observan las zonas con alteración hidrotermal, distribuidas generalmente en franjas de orientación NW, situación ejemplificada entre Pantanillo Norte y Pantanillo Central, en Quebrada Pantanillo y en el extremo suroeste de la zona de estudio.

Mapa de distribución de alunita, caolinita e illita

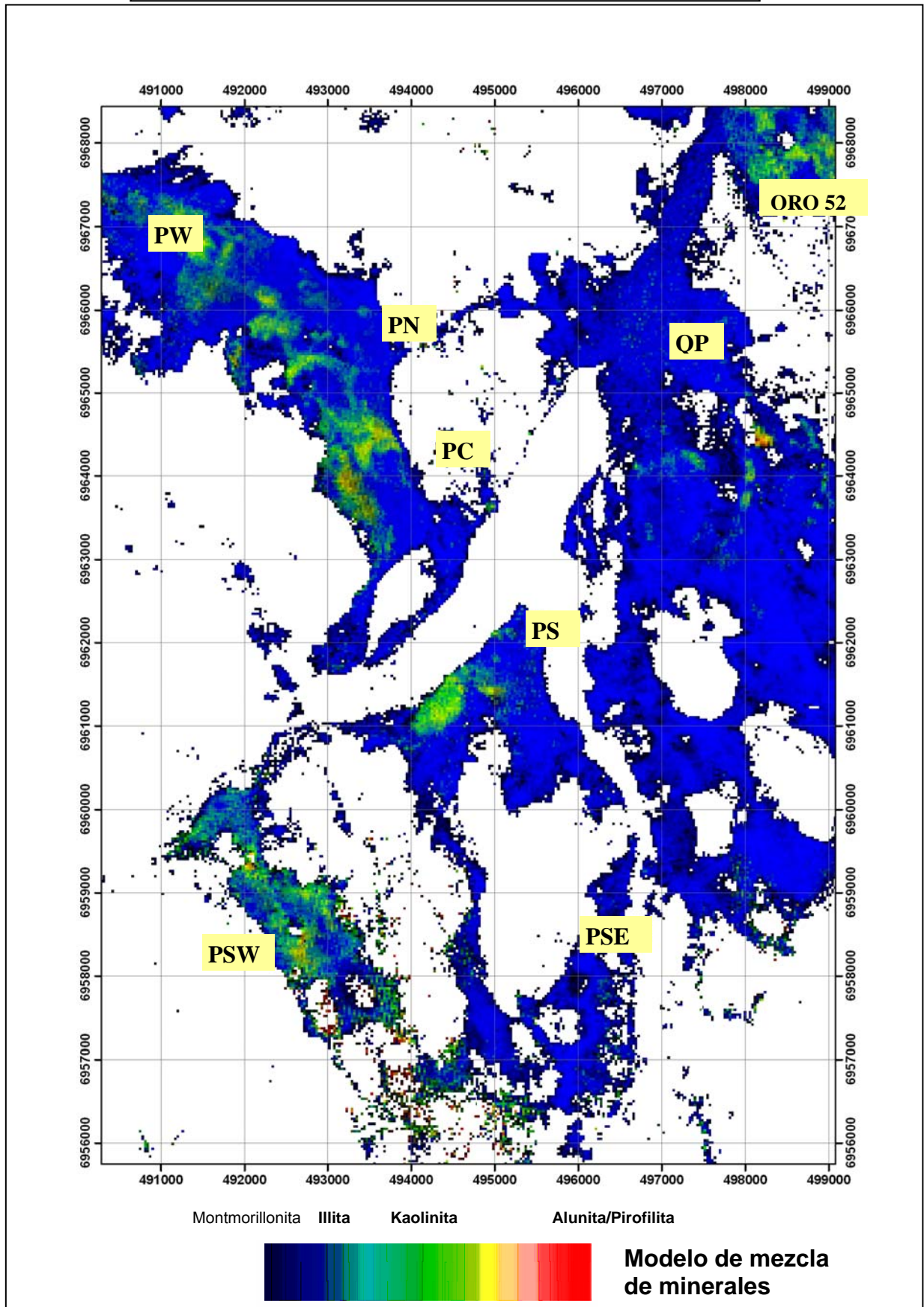


Fig.6.2: Mapa de minerales de arcillas y alunita: obtenido de tratamiento de imagen ASTER. Sectores: PW: Pantanillo Oeste, PN: Pantanillo Norte, PC: Pantanillo Central, PS: Pantanillo Sur, PSW: Pantanillo Suroeste, PSE: Pantanillo Sureste, QP: Quebrada Pantanillo, Oro 52: Oro 52.

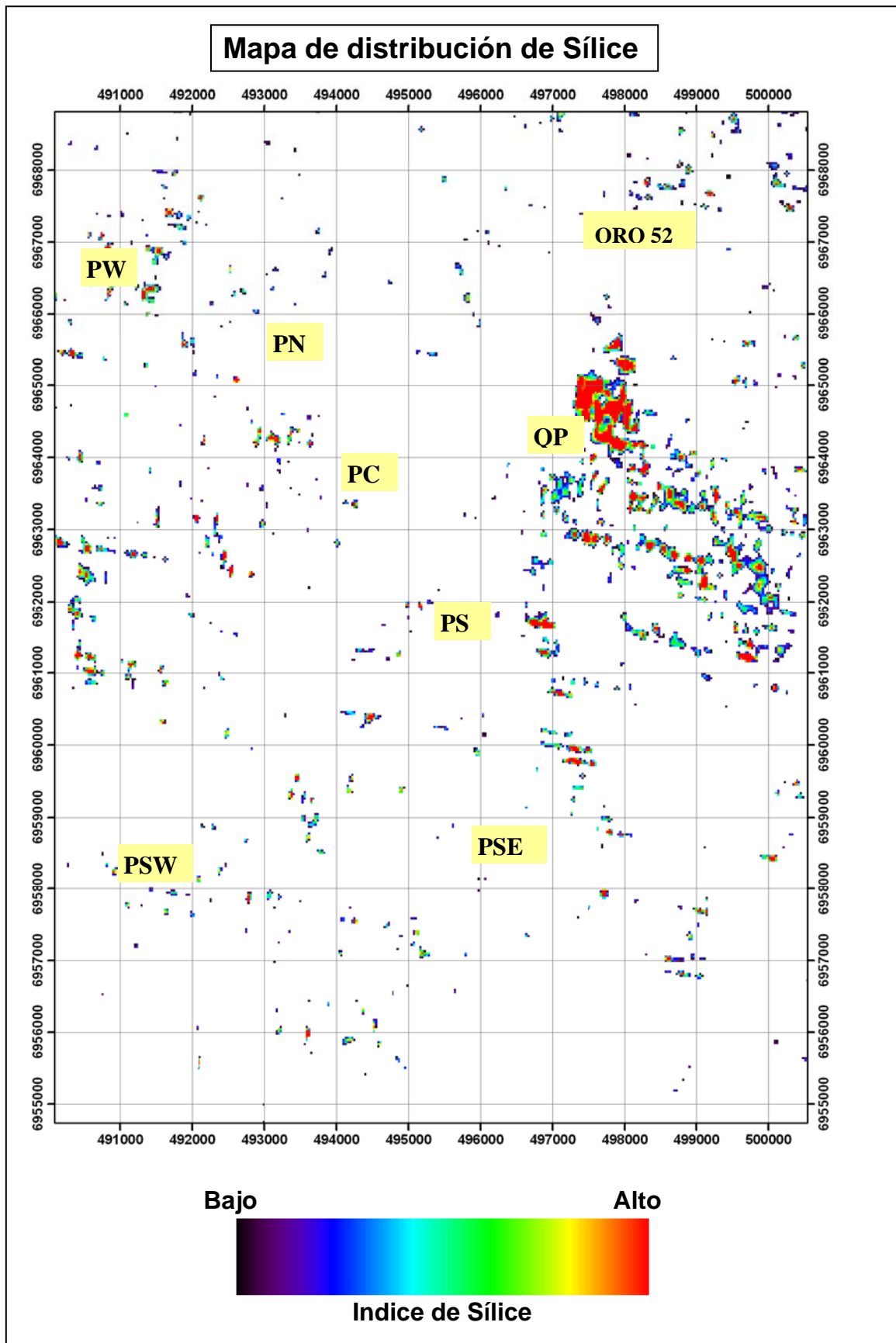


Fig.6.3: Mapa de distribución de sílice: obtenido de tratamiento de imagen ASTER. Sectores: PW: Pantaniillo Oeste, PN: Pantaniillo Norte, PC: Pantaniillo Central, PS: Pantaniillo Sur, PSW: Pantaniillo Suroeste, PSE: Pantaniillo Sureste, QP: Quebrada Pantaniillo, Oro 52: Oro 52.

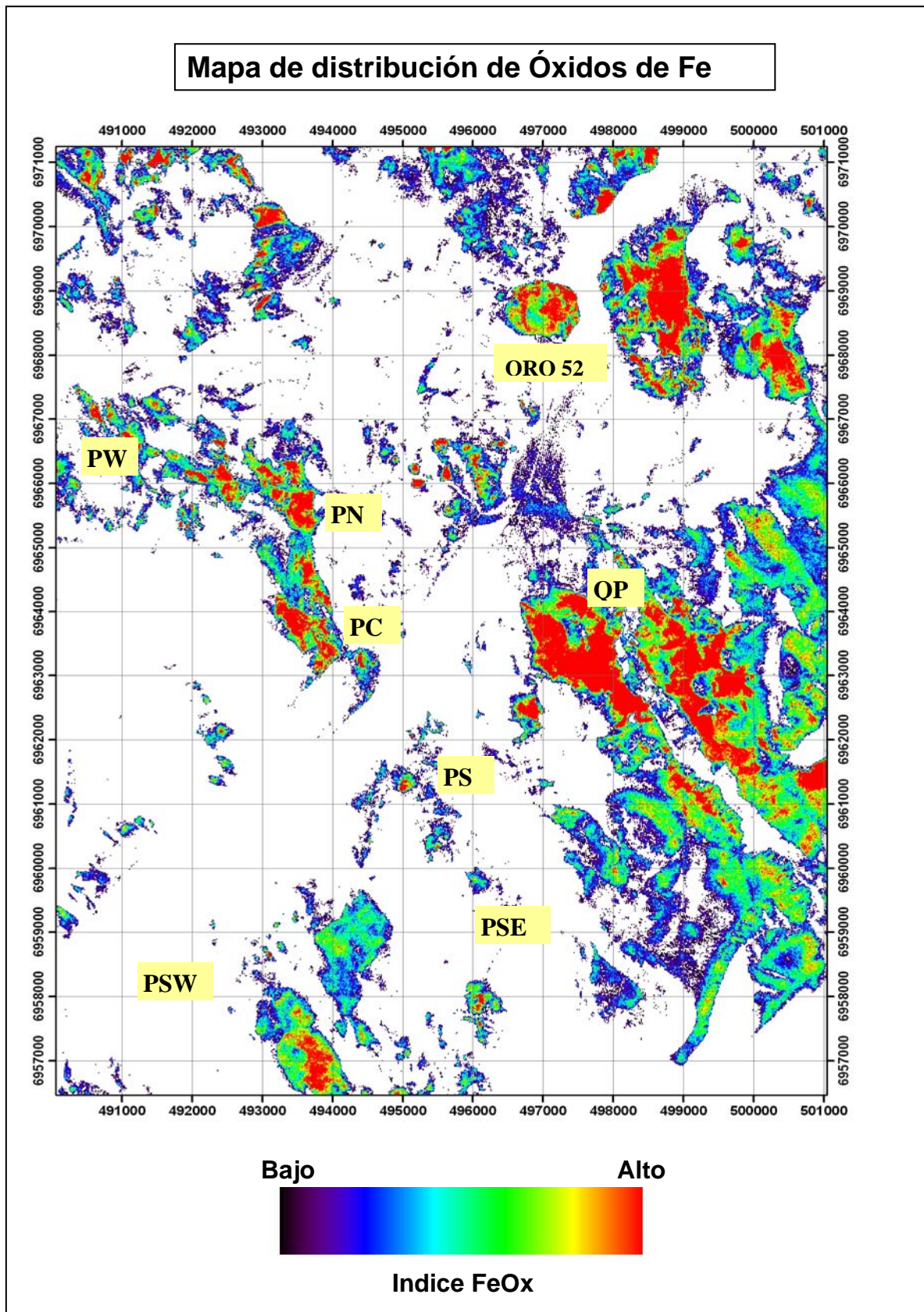


Fig.6.4: Mapa de distribución de óxidos de Fe: obtenido de tratamiento de imagen ASTER. Sectores: PW: Pantaniillo Oeste, PN: Pantaniillo Norte, PC: Pantaniillo Central, PS: Pantaniillo Sur, PSW: Pantaniillo Suroeste, PSE: Pantaniillo Sureste, QP: Quebrada Pantaniillo, Oro 52: Oro 52.

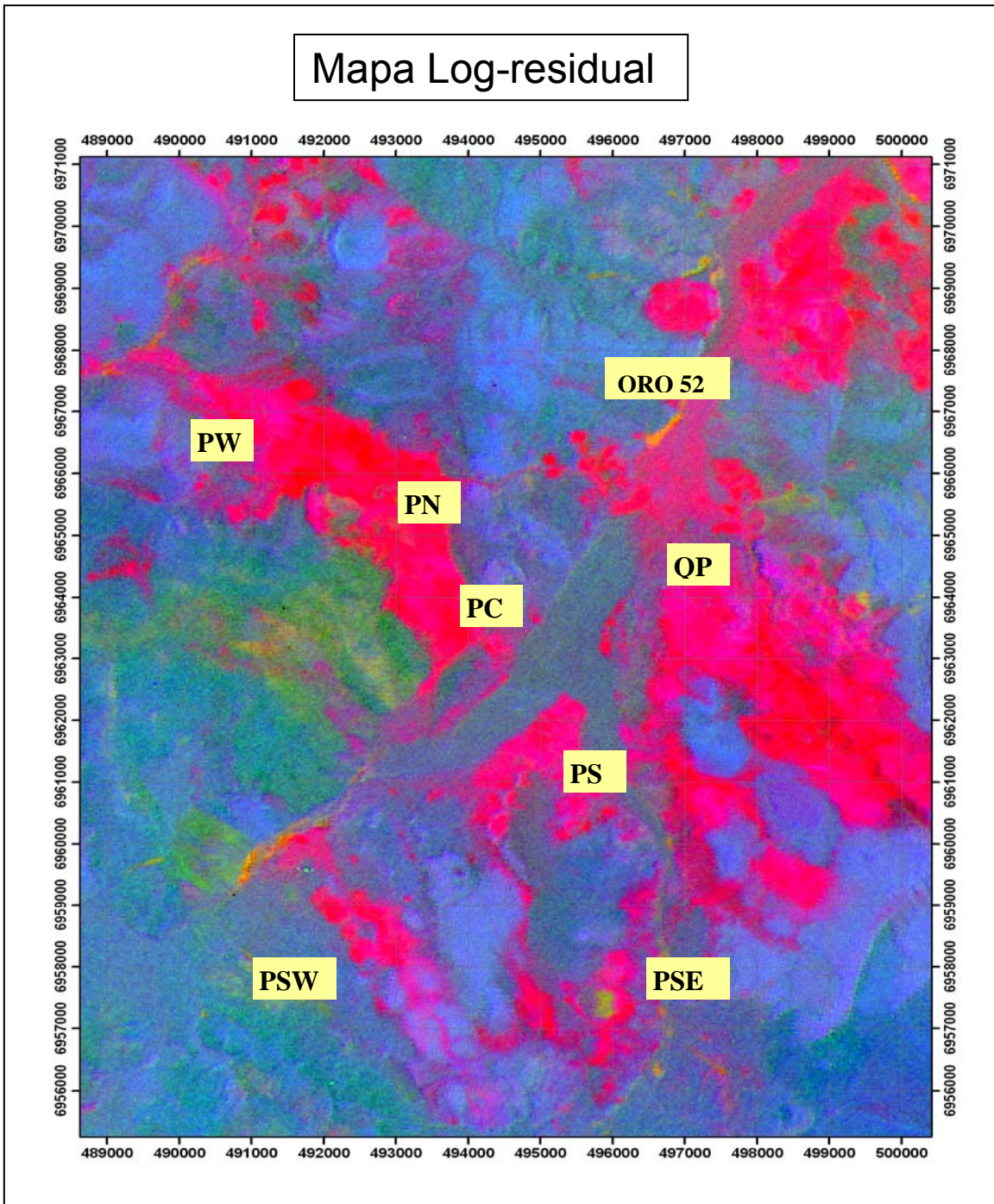


Fig.6.5: Mapa de alteración hidrotermal: obtenido de tratamiento de imagen ASTER. Sectores: PW: Pantaniillo Oeste, PN: Pantaniillo Norte, PC: Pantaniillo Central, PS: Pantaniillo Sur, PSW: Pantaniillo Suroeste, PSE: Pantaniillo Sureste, QP: Quebrada Pantaniillo, Oro 52: Oro 52.

7. Magnetometría

El análisis de anomalías magnéticas ha sido una de las herramientas geofísicas más utilizadas en la exploración de depósitos minerales. Los estudios magnéticos tienen la versatilidad de poder ser realizados en superficie, mediante vuelos aéreos y sobre el mar, permitiendo un uso rápido y de bajo costo.

El objetivo de un estudio magnético es investigar la geología de subsuperficie en base a las anomalías en el campo magnético de la Tierra, producidas por las propiedades magnéticas de las rocas subyacentes (Kearey et al., 2002).

Los datos magnéticos obtenidos durante las mediciones realizadas en superficie pueden ser procesados mediante algoritmos matemáticos, permitiendo resaltar de mejor manera propiedades físicas de la geología sub-superficial. Dentro del presente trabajo se consideraron los siguientes tratamientos: mapas de reducción al polo, mapas de derivadas, mapas de señal analítica y mapas de campo total.

Durante la campaña de exploración realizada por Kinross Minera Chile en el proyecto Pantanillo, se realizó un estudio de magnetometría en superficie, la cual fue ejecutada por Argali Geofísica E.I.R.L.

7.1 Principios teóricos

Dada la condición vectorial del campo magnético terrestre, se requiere la consideración de tres parámetros para su definición: intensidad (F), inclinación (I) y declinación (D) (Fig.7.1). La intensidad indica la magnitud del campo magnético, siendo la unidad de medida en el sistema M.K.S el Tesla. La inclinación indica el ángulo con respecto a un plano horizontal, mientras que la declinación corresponde al ángulo horizontal entre el polo norte geográfico y el polo norte magnético.

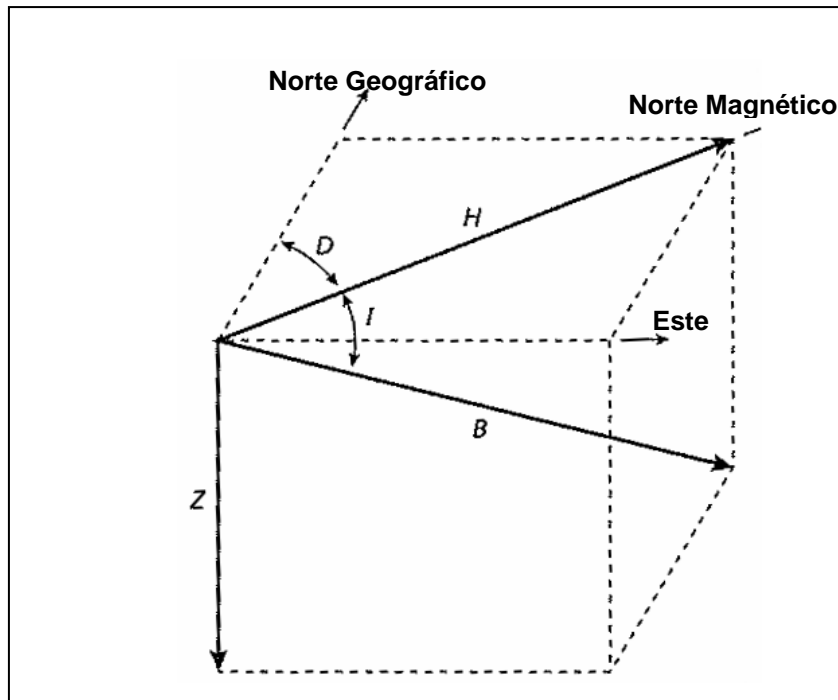


Fig.7.1: Elementos del campo magnético de la Tierra

Desde que se ha medido el campo magnético terrestre se sabe que este registra variaciones temporales. Las variaciones rápidas (segundos a meses), son atribuidas a fenómenos externos, tales como tormentas magnéticas y efectos lunares (Giavelli, 1987). Las variaciones producidas durante un considerable número de años se conocen como variaciones seculares, y son causadas por variaciones internas.

Cuando un material es colocado en un campo magnético, este puede adquirir una magnetización en la dirección de dicho campo, la cual es removida cuando el material es removido del campo magnético. Este fenómeno se conoce como magnetización inducida o polarización magnética, y resulta del alineamiento de dipolos individuales dentro de un material en la dirección del campo. La intensidad de la magnetización inducida de un material (J_i), se define como el momento de dipolo por unidad de volumen:

$$J_i = M / LA$$

En donde M es el momento magnético de una muestra de largo L y sección transversal de área A.

La intensidad de magnetización inducida es proporcional a la intensidad de la fuerza de magnetización H del campo inducido, representándose por:

$$J_i = K H$$

En donde K es la susceptibilidad magnética del material. La susceptibilidad magnética corresponde a un parámetro adimensional, ya que J y H presentan la misma unidad de medida.

A escala atómica, todas las sustancias son magnéticas. Cada átomo actúa como un dipolo, debido al spin de sus electrones y al paso entre orbitales de electrones alrededor del núcleo. La teoría cuántica permite a dos electrones existir en el mismo estado (capa electrónica), considerando que sus spin deben estar en direcciones opuestas. Estos dos electrones, llamados electrones apareados, poseen un momento magnético de spin cancelado. De acuerdo al estado de los electrones apareados, los materiales se pueden clasificar en (o también según las propiedades magnéticas):

Diamagnéticos: todas las capas de electrones están llenas y todos los electrones están apareados. Al colocar un campo magnético, la trayectoria de los orbitales rota y produce un campo magnético opuesto al campo aplicado, por lo que la susceptibilidad es débil y negativa (Kearey, 2002). Minerales como el cuarzo, feldespato y cloruro de sodio son típicamente diamagnéticos (Giavelli, 1987).

Paramagnéticos: las capas de electrones están incompletas, resultando en un campo magnético producido por el spin de los electrones no apareados. Al colocarlo en un campo magnético externo, los dipolos correspondientes al spin de los electrones no apareados rotan para producir un campo en el mismo sentido que el campo aplicado, generándose una susceptibilidad positiva pero de muy baja intensidad (Kearey, 2002). Algunos minerales con propiedades paramagnéticas son los piroxenos, biotitas, granates y anfíbolos (Giavelli, 1987).

En pequeños granos o dominios de ciertas sustancias paramagnéticas, cuyos átomos contienen varios electrones no apareados, los dipolos asociados a los spin de dichos electrones están magnéticamente acoplados entre átomos adyacentes. Estos granos constituyen un dominio magnético, y dependiendo del grado de traslape de las órbitas de los electrones, el acoplamiento puede ser paralelo o antiparalelo. Estos materiales se clasifican en:

Ferromagnéticos: los dipolos son paralelos (Fig. 7.2), dando paso a una rápida y espontánea magnetización, la cual puede existir incluso ante la ausencia de un campo magnético externo. La susceptibilidad magnética es muy alta. Se aprecia en elementos como el hierro, cobalto y níquel (Kearey, 2002), no así en minerales (Telford, 1976).

Antiferromagnéticos: el acoplamiento de los dipolos es antiparalelo, con igual número de dipolos en cada dirección (Fig. 7.2). Los campos magnéticos de los dipolos se anulan entre ellos. Un ejemplo es la hematita.

Ferrimagnéticos: el acoplamiento de los dipolos es antiparalelo, pero la fuerza de los dipolos es distinta para cada dirección (Fig. 7.2). Los materiales ferrimagnéticos pueden exhibir una fuerte magnetización espontánea, además de poseer una alta susceptibilidad magnética. El mejor ejemplo es la magnetita. Todos los minerales responsables de las propiedades magnéticas de las rocas caen en esta categoría.

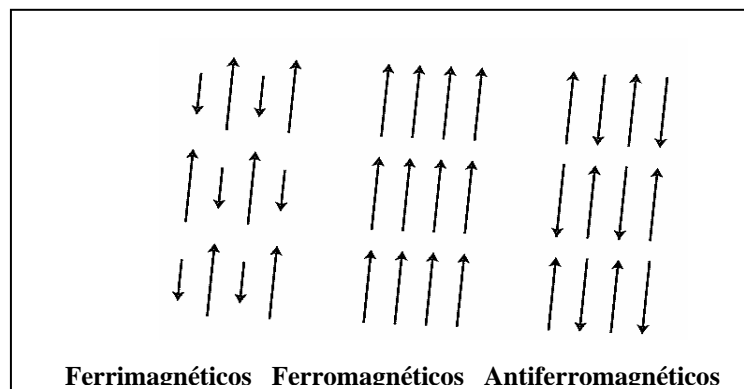


Fig 7.2: Clasificación de propiedades magnéticas: Representación esquemática de la fuerza y orientación de dipolos individuales en distintos tipos de dominios.

La mayoría de los minerales formadores de roca exhiben una muy baja susceptibilidad magnética, siendo el carácter magnético de las rocas originado por una pequeña proporción de minerales magnéticos. Existen dos grupos geoquímicos de minerales magnéticos; uno es el grupo de hierro-titanio-oxígeno, el cual consiste de una solución sólida entre la magnetita (Fe_3O_4) y el ulvoespinel (Fe_2TiO_4). El otro grupo es el de los óxidos de hierro como la hematita (Fe_2O_3), la cual al ser antiferromagnética no exhibe anomalías magnéticas.

Causas comunes de anomalías magnéticas incluyen diques, sills y flujos de lavas fallados, plegados o truncados, intrusiones masivas básicas, basamento metamórfico o cuerpos de magnetita.

7.2 Procedimiento

7.2.1 Ubicación e Instrumentación

El análisis superficial de magnetismo se realizó en la parte oeste de la zona de estudio, desde Pantanillo Oeste, Pantanillo Norte, Pantanillo Central y hasta Pantanillo Sur.

Las mediciones de magnetismo se realizaron en líneas N-S separadas cada 100 metros y cada 50 metros, esta última denominándose grilla o malla de detalle, la cual está centrada en los sectores de Pantanillo Norte y Pantanillo Central (Fig7.3) (Jordan, 2006).

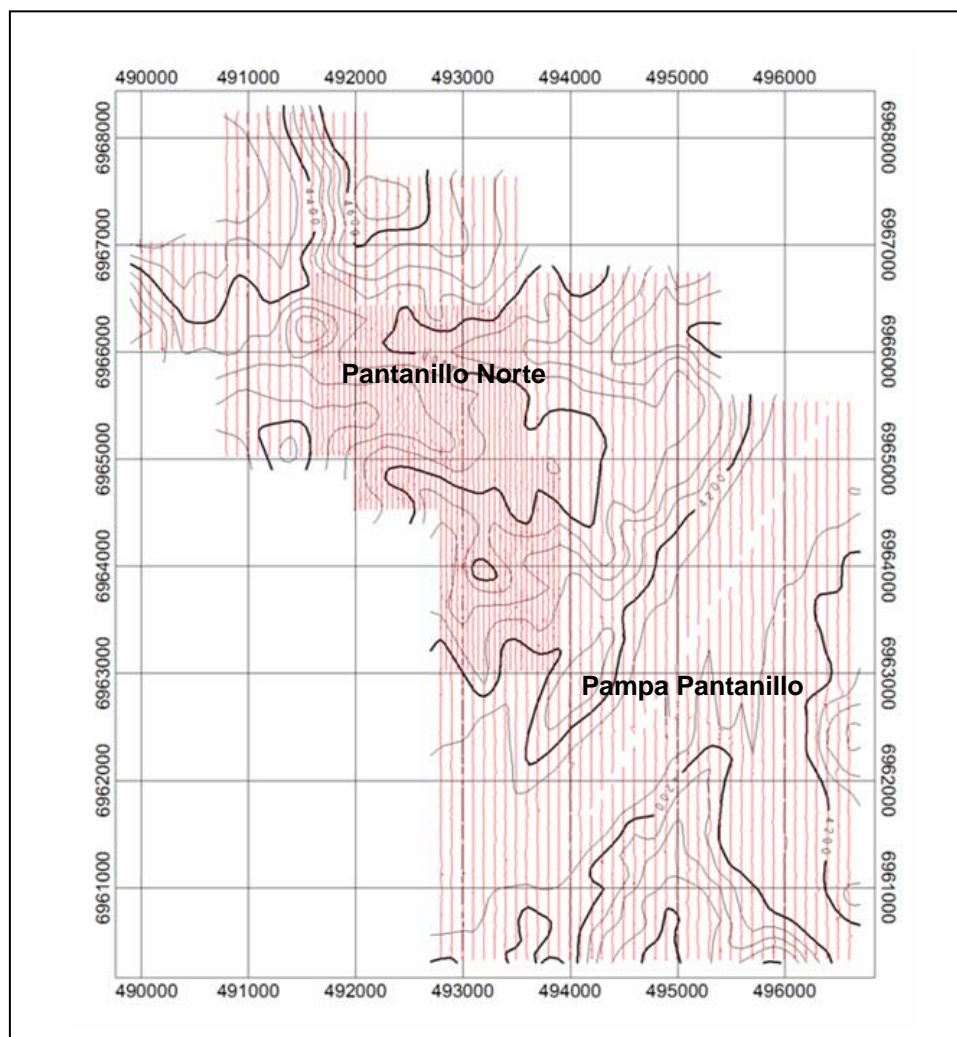


Fig.7.3: En color rojo, líneas de mediciones magnéticas, cada 100 mts y cada 50 mts en la grilla de detalle. Las líneas negras indican curvas de nivel obtenidas por GPS.

El instrumental necesario para la medición de las propiedades magnéticas requiere de un magnetómetro de estación base y un magnetómetro móvil. El magnetómetro de estación base registra las variaciones en el campo magnético de la tierra cada 4 segundos. La unidad móvil es sincronizada con la estación base, permitiendo corregir los datos según las

variaciones diurnas del campo magnético. La unidad móvil registra una medición continua a lo largo de un determinado perfil o línea, realizando una medida cada 1 segundo, abarcando distancias entre 0.2 y 1.5 metros según la velocidad de caminata.

Los datos magnéticos se adquirieron utilizando GPS a través del datum Provisional South American 1956 (Norte de Chile, al sur de los 19°S). Este datum ha sido utilizado para gran parte de la exploración minera en el norte de Chile.

7.2.2 Mediciones de susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es afectada en primera medida por el contenido de magnetita. Dentro de los tipos de roca, las rocas básicas son las de mayor magnetismo, debido a su mayor contenido de magnetita. Sin embargo, la susceptibilidad magnética es variable, pudiendo producirse traslapes en su valor entre distintos tipos de roca. La susceptibilidad es un excelente indicador de cuan magnética es una roca y cuan grande pueden llegar a ser las anomalías de contrastes magnéticos. En el prospecto Pantanillo, gran parte de las mediciones de susceptibilidad magnética arrojaron valor cero, indicando que la mayoría de las rocas en superficie poseen débil o nulo magnetismo. Las únicas rocas con susceptibilidad de 1 fueron andesitas de color negro (tabla 7.1) (Jordan, 2006).

7.2.3 Procesamiento de datos

Durante la medición de parámetros magnéticos se debe tener en cuenta las obras civiles, las cuales pueden perturbar las mediciones. En el prospecto Pantanillo se encuentra una línea de corriente de alto voltaje y una tubería de agua, ambas ubicadas a lo largo de la Pampa Pantanillo. La combinación de ambas obras produce una perturbación en el campo magnético. Para remover este efecto, los datos de cada línea fueron editados manualmente. Además, se eliminaron los datos desde la línea de alto voltaje hasta 70 a 100 metros hacia fuera. El efecto de la tubería de agua es menor, por lo que no se eliminaron datos alrededor de ésta.

Tabla 7.1: Mediciones de susceptibilidad magnética. Modificado de Jordan (2006).

| Este | Norte | Susceptibilidad magnética | Tipo de Roca |
|--------|---------|---------------------------|----------------------------------|
| 492368 | 6962451 | 0 | Intrusivo, alterado |
| 492369 | 6962451 | 1 | Andesita |
| 492371 | 6962454 | 0 | Dacita |
| 492698 | 6962235 | 0 | Dacita gris |
| 492893 | 6962355 | 0 | Dacita gris, toba |
| 493336 | 6962681 | 0 | Dacita |
| 493529 | 6962882 | 0 | Roca alterada en trinchera |
| 493909 | 6943432 | 0 | Roca alterada en corte de camino |
| 493993 | 6964686 | 0 | Toba, flujo? |
| 493893 | 6965031 | 1 | Andesita |
| 492463 | 6965351 | 0 | Roca gris |
| 492193 | 6965371 | 0 | Roca alterada gris blanquecina |
| 491993 | 6965351 | 0 | Roca de color oscuro |
| 492193 | 6965331 | 1 | Roca dacítica-andesítica |
| 493553 | 6964031 | 1 | Pequeño afloramiento de andesita |

Filtro no-lineal

Se utilizó un filtro no lineal (paso bajo) tipo Akima filter (tolerancia=1%, ancho medio=5m) para remover ruido de alta frecuencia. Solo se removió el ruido asociado a zonas superficiales y estrechas (Jordan, 2006). En la grilla de detalles no se aplicó filtro no-lineal.

Reducción al polo

La reducción al polo es una técnica de procesamiento de datos que calcula la intensidad total del magnetismo, como si el campo magnético inducido tuviera una inclinación de 90°, es decir, las anomalías toman la misma forma que si fueran observadas en los polos.

El proceso de reducción al polo tiene por objeto eliminar las distorsiones que produce la inclinación del campo magnético terrestre sobre las anomalías magnéticas inducidas, fenómeno que ocurre en zonas alejadas de los polos magnéticos (Ugalde, 1997). Este efecto se corrige mediante el uso de transformaciones de fase, las cuales convierten la anomalía de campo total bipolar en una de campo total causada por la misma fuente, pero magnetizada en dirección vertical (Ugalde, 1997).

Señal analítica

La Señal Analítica se define como el gradiente de un campo potencial. La señal analítica del campo magnético total puede mejorar la interpretación de los datos en bajas latitudes magnéticas. La amplitud de anomalías de señal analítica combina todos los componentes vectoriales del campo magnético (X, Y y Z) en una constante. La amplitud de la señal analítica produce máximos sobre contactos magnéticos. Una característica importante de la señal analítica es que es independiente de la dirección de magnetización de la fuente. La dirección de magnetización, la cual puede variar dependiendo del nivel de magnetización inducida, magnetización remanente y anisotropía magnética, es removida por el proceso de cálculo de la señal analítica.

El método de Señal Analítica se basa en que su valor o envolvente de energía presenta máximos sobre los bordes de cuerpo anómalos, independiente de las direcciones de magnetización y del campo magnético terrestre (Ugalde, 1997). Mediante el método de Señal Analítica se reduce el efecto de magnetización inducida, el cual no siempre es válido, especialmente en rocas volcánicas.

Mapas de derivadas

Los mapas de derivadas se construyen tomando la derivada del campo magnético total en una de sus respectivas direcciones (X, Y y Z). Los mapas de derivadas muestran inflexiones sutiles en el campo total que no son claras en un mapa con el campo total. Estas inflexiones pueden indicar estructuras o contactos litológicos. Los valores altos en un mapa de derivada (color rojo) no necesariamente indican zonas magnéticas, sino que señalan cambios en el gradiente del campo total. Además de los tres mapas de derivadas, se calcula un mapa de inclinación, el cual a diferencia de los otros mapas de derivadas es independiente de la magnitud del campo magnético total, por lo que es mejor para delinear estructuras en la presencia de anomalías significativas.

La precisión entregada por mapas de derivadas es mayor cuando la inclinación magnética es grande (Giavelli, 1987).

En cuerpos a profundidad, la respuesta de derivadas horizontal es nula, mientras que es alta en cuerpos de poca profundidad (Giavelli, 1987)

7.3 Interpretación

Los mapas magnéticos obtenidos mediante el tratamiento de los datos de magnetometría de superficie realizada en la parte noroeste de la zona de estudio se adjuntan en el Anexo 13.

Los datos magnéticos muestran varias zonas de anomalías de diferentes tipos. Muchas de las anomalías positivas más fuertes (indicadas en rojo en el mapa de reducción al polo) parecieran estar relacionadas a las rocas volcánicas del CDDV.

Las medidas de susceptibilidad tomadas en distintas rocas entregan valores de 1 en rocas volcánicas del CDDV y 0 (sistema cgs) en el resto de las rocas, indicando que las zonas en donde aflora el CDv se presentan anomalías magnéticas. Las zonas de anomalías producidas por el CDv se identifican de mejor manera en el mapa de reducción al polo (Fig.7.6 y 7.7), apareciendo con colores rojos. Las zonas de rocas sin magnetización o con débil magnetización aparecen en tonos azules, verdes y amarillos. Por otra parte, las zonas de fuertes anomalías negativas (de tono azul oscuro) pueden indicar rocas con nula magnetización o estructuras o contactos entre rocas magnéticas y no-magnéticas. Frecuentemente, las anomalías negativas fuertes, de color azul oscuro, ocurren adyacentes a anomalías fuertes positivas, lo cual se origina por un artefacto de la metodología de reducción al polo, la cual intenta definir anomalías pequeñas en relación al espaciamiento de las muestras y/o líneas.

Las estructuras y los contactos litológicos se identifican con mayor facilidad en los mapas de derivadas (Fig.7.4, 7.5, Anexo 13). En los mapas de derivadas se pueden observar múltiples estructuras de orientación NW, principalmente localizadas en la zona de Pantanillo Norte y Pantanillo Central (malla detalle).

En la zona de la Pampa Pantanillo se aprecian estructuras o contactos litológicos de orientación NE, parte de los cuales corresponden al contacto entre la roca de caja y el relleno aluvial, aunque también parecieran corresponder a estructuras más profundas de orientación NE (Jordan, 2006).

Un segundo grupo de anomalías de menor definición presentan una orientación E-W, las cuales ocurren al sur y al norte de la zona de estudio.

La grilla de detalle muestra una zona con un alto magnético débil en Pantanillo Norte, la cual es rodeada por una zona de anomalía de mayor intensidad (ver fig.7.7), siendo esta última rodeada por una zona de bajo magnético.

El bajo magnético que rodea la zona de anomalía en Pantanillo Norte puede ser indicativo de estructuras o contactos entre rocas magnéticas y no-magnéticas, ya sea un contacto litológico o un contacto entre zonas con distinta alteración.

En los mapas de Señal Analítica (Fig.7.8 y 7.9,) se puede apreciar que las zonas de anomalías negativas corresponden a la Franja de orientación NW ubicada entre Pantanillo Norte y Pantanillo Central y a todo el relleno sedimentario de la Pampa Pantanillo.

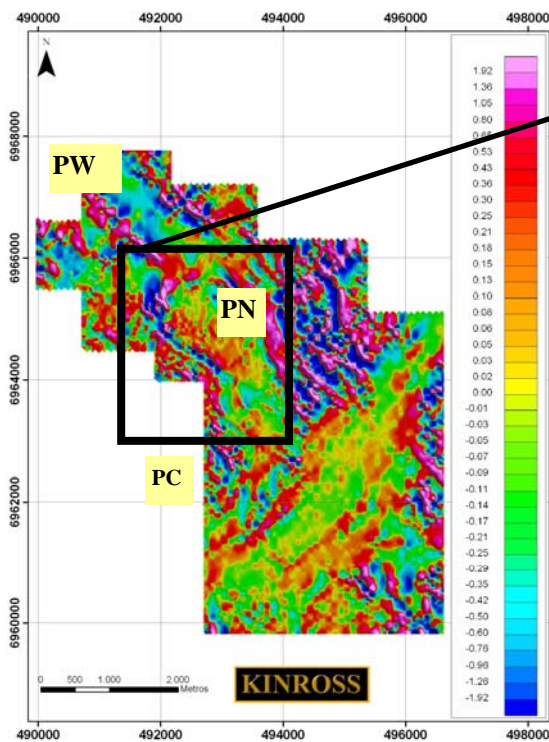


Fig. 7.4: Mapa de Derivada horizontal dX

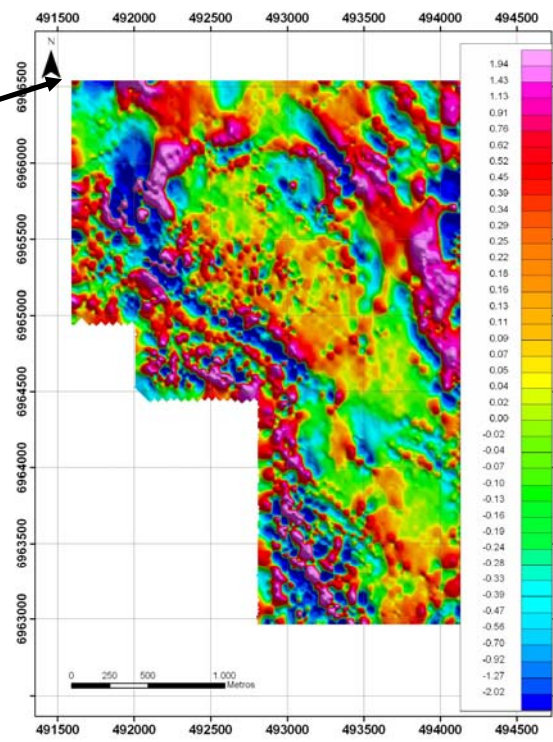


Fig. 7.5: Mapa de Derivada horizontal dX Malla Detalle

Sectores: PW: Pantanillo Oeste, PN: Pantanillo Norte, PC: Pantanillo Central, PS: Pantanillo Sur

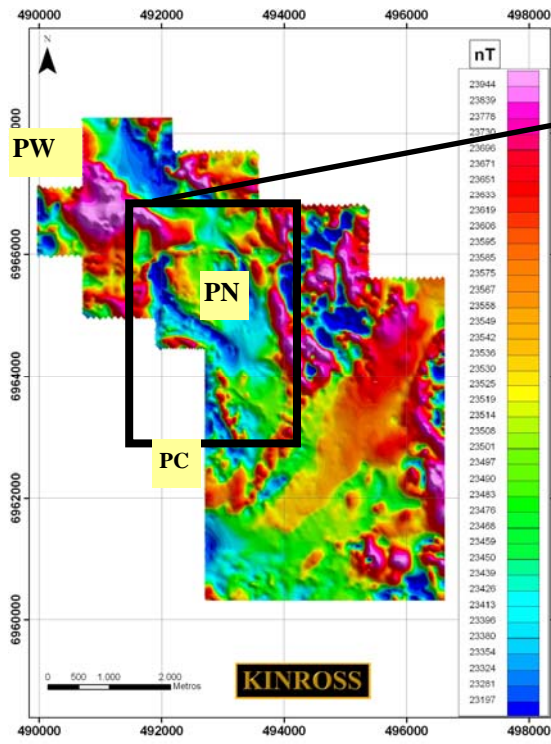


Fig. 7.6: Mapa de Reducción al Polo

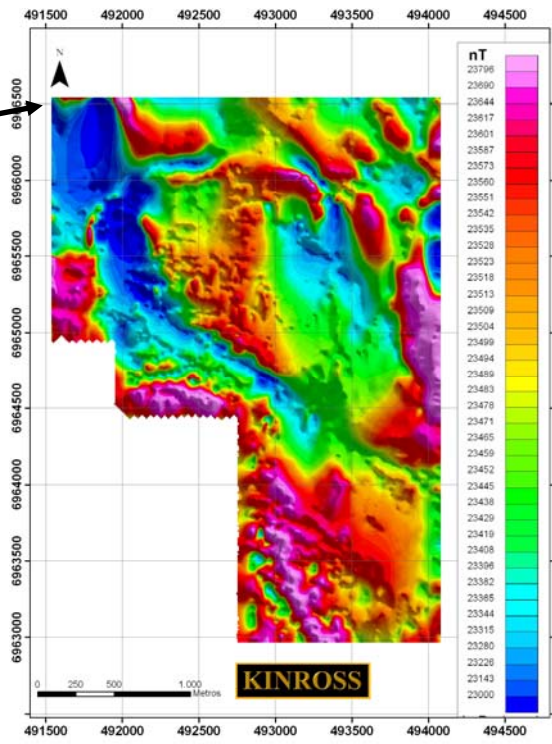


Fig. 7.7: Mapa de Reducción al Polo Malla Detalle

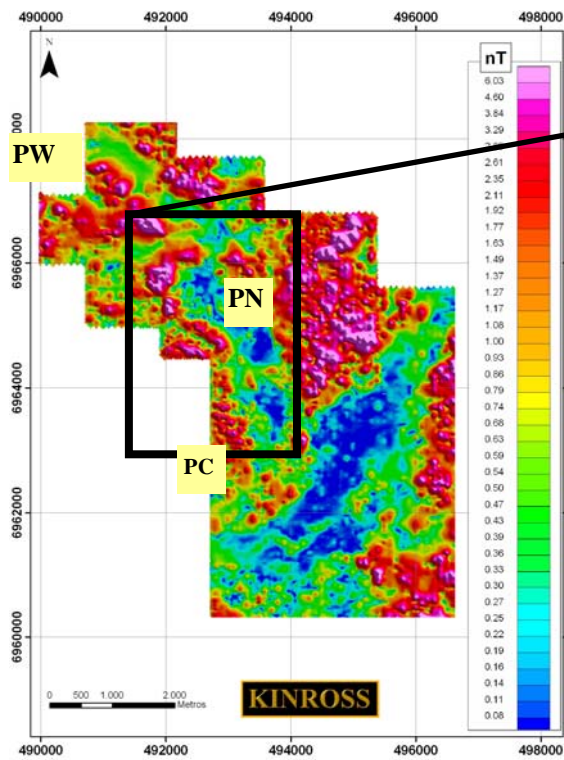


Fig. 7.8: Mapa de Señal Analítica

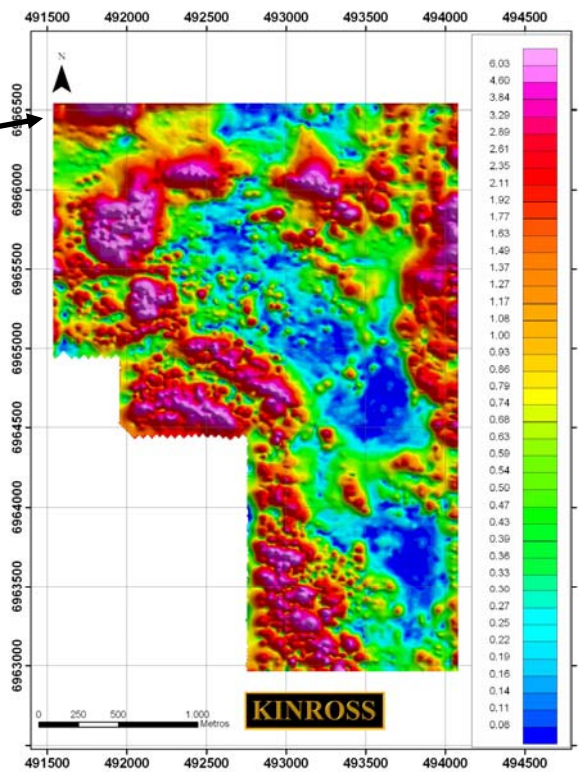


Fig. 7.9: Mapa de Señal Analítica Malla Detalle

Sectores: PW: Pantanillo Oeste, PN: Pantanillo Norte, PC: Pantanillo Central, PS: Pantanillo Sur

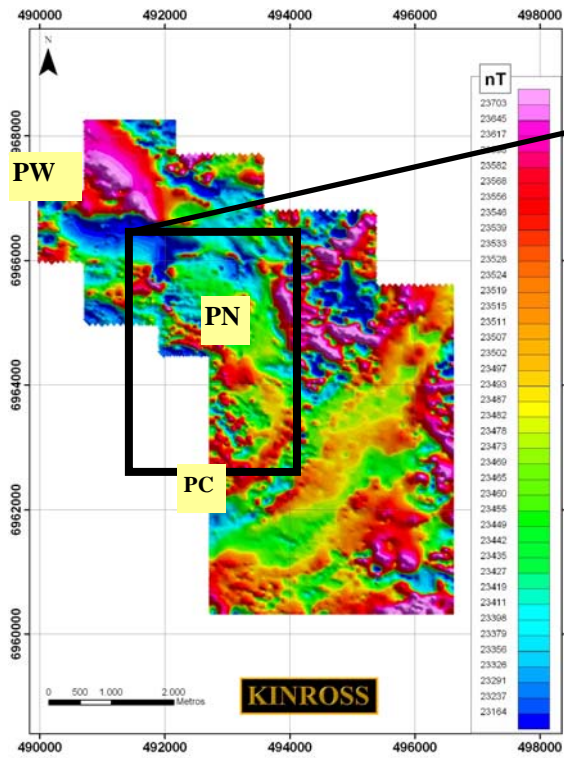


Fig. 7.10: Mapa de Campo Total

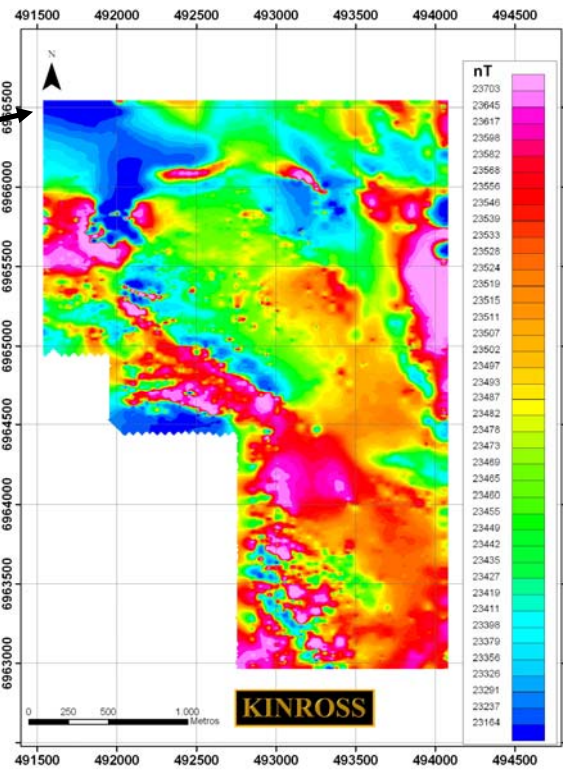


Fig. 7.11: Mapa de Campo Total Malla Detalle

Sectores: PW: Pantanillo Oeste, PN: Pantanillo Norte, PC: Pantanillo Central, PS: Pantanillo Sur

8. Discusiones

8.1 Aspectos de la Geología Local

El prospecto Pantanillo presenta rasgos geológicos y de alteración hidrotermal característicos de los depósitos de la Franja de Maricunga, definidos como pórfidos ricos en oro, epitermales de alta sulfuración o como una transición entre estos dos tipos de sistemas.

Constituido por numerosas zonas de alteración hidrotermal, definidas como zonas de alteración de color por ser visibles fácilmente a través de imágenes satelitales o por reconocimiento aéreo, el prospecto Pantanillo presenta dos tipos de sistemas de alteración y/o mineralización, separados por una planicie de orientación NE denominada Pampa Pantanillo.

Debido a las condiciones climáticas actuales de la región, definida como un clima árido de altura, con escasas precipitaciones anuales, consideradas además como áridas a semi-áridas entre los 15 Ma y 4 Ma y con un cambio a condiciones hiper-áridas entre los 4 y 3 Ma (Hartley, 2003); el sistema ha sufrido una baja tasa de erosión, distinguiéndose la parte alta de los distintos sistemas hidrotermales.

Al oeste de la Pampa Pantanillo, se presenta el Complejo de domos y depósitos volcánicos asociados (CDDV), formado por un grupo de cuerpos intrusivos tipo domo rodeados por depósitos volcánicos co-genéticos. Ubicado en el sector de Pantanillo Norte, la unidad intrusiva del CDDV alberga mineralización de Au asociada principalmente a vetillas de cuarzo bandeado, estilo de mineralización observado en el resto de los sistemas porfíricos de la Franja de Maricunga, tal como es el caso del depósito Verde, en el proyecto Refugio, el cual ha sido definido como un complejo subvolcánico formado por pórfidos, domos, brechas intrusivas e hidrotermales y depósitos de tobas asociados, presentando mineralización de Au principalmente en vetillas de cuarzo bandeado (Flores, 1993; Carrasco et al., 1997; Muntean y Einaudi, 2000). Otros depósitos tipo pórfido rico en oro encontrados en Maricunga son los proyectos Marte, Lobo y Cerro Casale.

Autores como Cox y Singer (1988) y Muntean y Einaudi (2000) han establecido que los sistemas de pórfidos ricos en oro suelen emplazarse en niveles corticales superficiales, entre 1 y 2 km de profundidad, por lo que comúnmente están asociados a rocas volcánicas coetáneas. Además, suelen presentar una gran cantidad de magnetita hidrotermal, lo que

sugiere que las intrusiones poseen alta oxidación y un empobrecimiento de azufre. En los depósitos porfíricos de la Franja de Maricunga, la gran cantidad de magnetita se presenta en las vetillas oscuras de cuarzo bandeado, como microcristales junto a una alta densidad de inclusiones fluidas ricas en vapor (Muntean y Einaudi, 2000), además de microcristales de pirita y en menor medida bornita (Callan, 2006).

Sillitoe (2000) describe que el techo de los stocks de los sistemas intrusivos tipo pórfido rico en oro posee en general una forma de domo, siendo quizás un pre-requisito que actúe como tapón de los fluidos mineralizados. Por otra parte, Sillitoe (2000) reconoce seis tipos de alteración hidrotermal en este tipo de depósito, siendo la alteración más superficial y periférica de tipo argílica avanzada, caracterizada por la asociación cuarzo calcedónico, alunita, pirofilita, diásporo, dickita y caolinita. Esta mineralogía de alteración se reconoce en los depósitos volcánicos de la unidad CDDV, descritas como alteración cuarzo-alunita, argílica avanzada y sílice (calcedonia/ópalo)-caolinita-alunita.

El sistema de pórfido aurífero reconocido en la unidad CDDV posee una edad cercana a los 22 Ma (Mioceno Inferior), asociado al primer evento magmático de la Franja de Maricunga, definido espacialmente por una cadena N-S de sistemas de alteración denominada sub-franja Oeste. Durante este mismo evento volcánico se desarrollaron los sistemas de Refugio, La Pepa, La Coipa y Santa Cecilia.

Hacia el este de la Pampa Pantanillo, las rocas de la Unidad Tobácea presentan alteración argílica avanzada y silicificación tipo “steam-heated”, indicando un sistema de muy poca profundidad, cercano al paleo-nivel freático. Este tipo de alteración se asocia a un nivel epidermal, más superficial que el sistema observado en Pantanillo Norte.

El evento de alteración registrado en Quebrada Pantanillo y en Oro 52 posee una edad cercana a los 15 Ma (Mioceno Medio), lo que permite asociarla al segundo evento de mineralización de la Franja de Maricunga, denominada sub-franja este, de la cual se destacan los sistemas Marte y Lobo, ubicados al norte de la zona de estudio.

Esta unión de sistemas de alteración y mineralización, relacionados a los distintos eventos magmáticos registrados en la Franja de Maricunga, revela un origen y una posición única del prospecto Pantanillo dentro de los distintos sistemas de alteración y mineralización encontrados a lo largo de la Franja de Maricunga.

El control estructural del proyecto Pantanillo se caracteriza por un dominio de estructuras de orientación NW-WNW, reflejado en fallas, ledges de cuarzo-alunita y lineamientos regionales. El dominio de estructuras NW se reconoce en gran parte de los sistemas de la Franja de Maricunga.

La Pampa Pantanillo, planicie angosta de orientación NE, no presenta rasgos estructurales que permitan definirla como una falla. Sin embargo, la disposición de unidades litológicas a ambos lados de la pampa y la presencia de lineamientos NE observados en datos magnéticos permite inferir un desplazamiento dextral a lo largo de la pampa, sin poder identificar un tipo de movimiento vertical.

La asociación espacial de estructuras tipo ledge de cuarzo-alunita y brechas freatomagmáticas encontrada en Pantanillo Norte y en Pantanillo Central, además de un origen tardío de estos dos tipos de estructuras con respecto al evento de mineralización evidenciado en relaciones de corte con respecto a unidades del CDIn, permite inferir un origen común para este tipo de estructuras, interpretado como una fuente intrusiva profunda sobreimpuesta por un ambiente de lithocap superficial post-mineralización.

Las estructuras observadas en terreno han jugado un rol importante en el desarrollo y localización de la alteración y la mineralización, controlando (i) depositación y preservación de las facies volcánicas pre y post mineralización, (ii) emplazamiento del complejo intrusivo de domos, (iii) distribución de la mineralización de Au en vetillas de tipo porfírica, y (iv) en la distribución del lithocap relacionado a la alteración junto a las estructuras tipo ledge con mineralización de Au y brechas freatomagmáticas asociadas (Callan, 2006).

8.2 Aspectos de Geoquímica

Durante la exploración de depósitos minerales mediante geoquímica de suelos, rocas o sedimentos, se han utilizado distintos parámetros para determinar un umbral de exploración o valor mínimo para definir la concentración de muestras anómalas. Uno de los parámetros más utilizados para definir una anomalía es la media más dos desviaciones estándar, el cual determina que el 4,55% de la población se considera anómala, considerando una población homogénea y representada mediante una distribución normal. Debido a la condición heterogénea de las concentraciones de elementos en muestras geoquímicas, las cuales son causadas por los diversos procesos geológicos operantes en un determinado medio, este parámetro no logra determinar de manera confiable la proporción de muestras pertenecientes

a una población anómala producida por un evento de mineralización, la cual no tiene por que ser el mismo porcentaje para todos los casos.

Otro parámetro utilizado para definir anomalías es el umbral distrital (Ec.4.1, Cap.4), el cual utiliza la media más dos desviaciones estándar a través de una transformación logarítmica de los datos, considerados de igual manera como una población homogénea.

Al igual que otros parámetros utilizados en geología, se considera que las concentraciones de elementos siguen una distribución log-normal, es decir, al transformar mediante el logaritmo de cada concentración se obtiene una distribución normal de un grupo de datos. Una distribución logarítmica se refleja en datos con una oblicuidad positiva, causada por una alta proporción de muestras con valores altos.

La naturaleza heterogénea de un grupo de datos geoquímicos se puede representar gráficamente mediante un histograma (Fig.8.1) o a través de un diagrama de probabilidad o función de distribución acumulativa (Fig. 8.2).

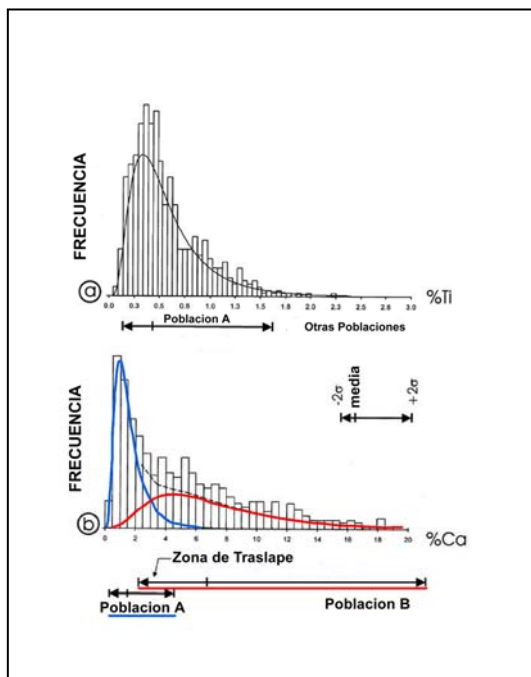


Fig.8.1: Histogramas de distribución. (a):población Unimodal de Ti. (b): dist. bimodal de Ca, en azul la Población A y en rojo la población B. Modificado de Rantitsch, 2004.

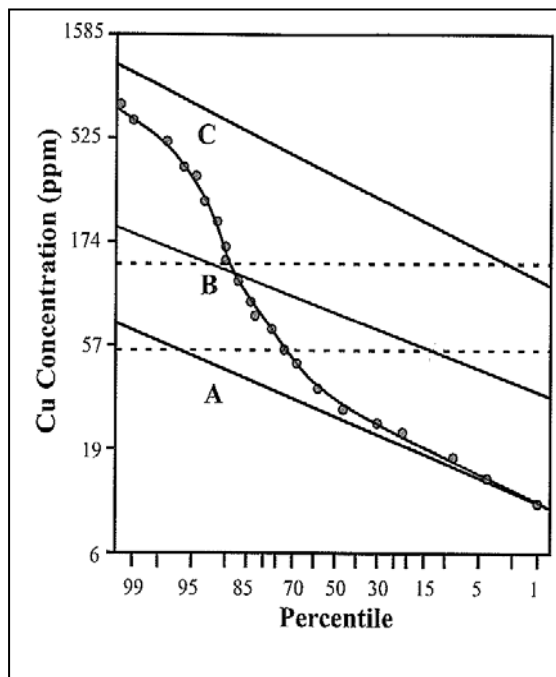


Fig. 8.2: Diagrama de Probabilidad: se representa una frecuencia de distribución modelada por una mezcla de tres poblaciones log-normales: A, B y C. Tomado de Sinclair, 2006.

En la Fig. 8.1 se ilustran dos histogramas de concentración. En el caso (a), la población de Ti se distribuye mediante una población unimodal, es decir, todos los datos se pueden modelar mediante una distribución normal, mientras que en el caso (b), la concentración de Ca se modela mediante una distribución bimodal representada por dos sub-poblaciones, cada una siguiendo una distribución lognormal.

La log-normalidad de sub-poblaciones se ilustra en la Fig. 8.2, en donde la función de distribución acumulada se divide en tres rectas, representando las sub-poblaciones A, B y C, ordenadas de menor a mayor concentración. Se debe tener en cuenta que cada línea recta en un diagrama de probabilidad indica una distribución normal de un grupo de datos.

El análisis de poblaciones realizado en ProbPlot determina subpoblaciones, cada una con su media, desviaciones estándar y umbral mínimo y máximo. En la Fig. 8.1 se aprecia una zona de traslape entre dos poblaciones adyacentes, la cual dificulta la elección del valor puntual que separa ambas poblaciones, en especial la concentración que define el rango de población anómala, definido en este trabajo como umbral de exploración. Para determinar el umbral de exploración, seleccionado entre el umbral máximo de la población intermedia y el umbral mínimo de la población de mayor concentración, se consideraron para cada elemento valores de referencia tales como valor promedio en suelos y en rocas félsicas, umbral distrital y la media y porcentaje de cada población, eligiendo individualmente para cada elemento un umbral de exploración que tuviera en cuenta todos estos parámetros.

Al determinar un umbral de exploración mediante un análisis de poblaciones se considera la naturaleza heterogénea de los datos. En general, se determinaron para las muestras de roca y suelo 3 poblaciones para cada elemento. A priori, la población de concentraciones más bajas representa los valores bajo el límite de detección, la población intermedia representa la concentración normal o “background”, mientras que la población de concentraciones altas representa un evento de mineralización o alteración.

El tratamiento estadístico elemental, el análisis de poblaciones y la representación gráfica de distribución, realizado con las muestras de suelo y de roca, permiten definir las siguientes zonas de anomalías de contraste de elementos:

1. Anomalía de Au-Ag-Bi-Cu-Hg-Mo-P-S-Zn en el sector de Pantanillo Norte.
2. Anomalía de As-Ba-Bi-Cr-Fe-Hg-Pb-Sb-Sr-V en el sector de Quebrada Pantanillo.
3. Anomalía de B-Bi-Ca-Fe-Hg-Mg-Pb-S-V en el sector de Oro 52.
4. Anomalía de Al-Ag-As-Ba-Bi-Co-Cu-Hg-K-Mg-P-S-Zn en el sector de Pantanillo Central.
5. Anomalía de Be-Ca-Co-Hg-Zn en el sector de Pantanillo Oeste.
6. Anomalía de B-Hg-V en el sector de Pantanillo Sur.
7. Anomalía de B-Cu-K-Zn en el sector de Pantanillo Sureste.

Trabajos de exploración realizados en los diversos depósitos de la Franja de Maricunga, han permitido definir distintas asociaciones elementales anómalas sobre cada uno de estos depósitos.

En los depósitos de Refugio se identificó una anomalía de contraste de oro-cobre-molibdeno, a la cual se superponen pequeñas anomalías de zinc (Vila y Sillitoe, 1991; en Cornejo, 2000).

Sobre el depósito Marte se registró una anomalía de contraste en suelo de Au-Bi-Hg-Mo-Pb-As-Tl, acompañada en los sectores periféricos de anomalías de Cu-Zn-Mo. En muestras de roca se observó una anomalía de Cu-Mo-Pb y en menor medida de As, además de una baja razón Ag/Au (0,44) (Vila et al., 1991).

En el proyecto Cerro Casale, específicamente en la zona de alteración potásica-silicatada, se presenta una anomalía de contraste de Au (>0,1ppm), Cu (>100 ppm) y Mo (>9 ppm), junto a un halo de Zinc en la periferia del depósito (Cornejo, 2000).

Al este de la Franja de Maricunga, en territorio argentino, se encuentra el depósito tipo pórfido de Cu-Au de Bajo de La Alumbra, el cual presenta un halo enriquecido en molibdeno, el cual traslapa los márgenes externos del depósito (Sillitoe, 1997; en Cornejo, 2000).

Con respecto a los sistemas epitermales de alta sulfuración, la parte superior se caracteriza por anomalías de contraste de As, Sb, Hg, B, Tl, y Au, los cuales disminuyen a mayor profundidad, en donde se concentran metales bases (Cu, Pb, Zn), Bi, Se, Te, Co, y Ag. (Berger y Bethke., 1985).

Rose et al. (1979) definieron una distribución de elementos en ambiente epitermal, tanto en profundidad como en distancia lateral con respecto a un depósito (Fig. 8.3), destacándose una asociación de Cu-Mo-Au a mayor profundidad y con una mayor dispersión lateral con respecto a los elementos Sb-As-Ag.

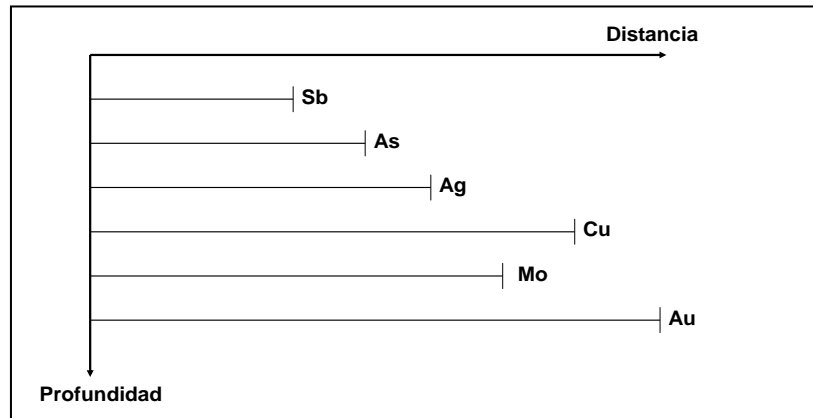


Fig. 8.3: Distribución de elementos en ambiente epitermal. Tomado de Rose et al., 1979.

En el depósito Esperanza (Pascua Lama), definido como un sistema epitermal de alta sulfuración, se aprecian altas concentraciones de Au-Ag-Sb-As-Hg y menor Ba-Bi-Cu (Iribarra, 2001).

Las anomalías de contraste registradas por la geoquímica de suelos y rocas, comparadas a las anomalías registradas en los sistemas de la Franja de Maricunga, sugieren la ocurrencia de un sistema tipo pórfido aurífero en Pantanillo Norte, mientras que en los sectores de Quebrada Pantanillo y Oro 52 se sugiere un sistema de tipo epitermal de alta sulfuración.

El análisis multivariable realizado mediante análisis de factores, permite definir asociaciones de elementos con comportamientos similares. Cada factor puede ser interpretado como el producto de un proceso geológico-geoquímico, teniendo en cuenta que la concentración geoquímica de un elemento representa con más frecuencia la suma de varios procesos geológicos y geoquímicos (Saager y Sinclair, 1974; Siegel, 1992; en Gutierrez, 2000). El análisis de factores en suelos (Tablas 4.10 y 4.11) permitió definir entre otras las siguientes asociaciones:

Tabla 8.1: Asociaciones de elementos obtenidas mediante análisis de factores

| Factor | Asociación de elementos |
|--------|-------------------------|
| 1 | Al-Mg-Sc-Ca |
| 2 | V-Ti-Fe-Cr |
| 3 | Be-Zn-Ni-Cu-Co-Mn-Hg |
| 4 | As-Sr-Pb-Ba-Fe |
| 5 | B-Na |
| 6 | Au-Mo-Cu |

Para representar gráficamente estas asociaciones de elementos obtenidas mediante el análisis de factores, se utilizó una nueva variable definida como la suma de las concentraciones de los elementos de cada asociación multiplicadas cada una de estas por la carga de cada elemento obtenida en el factor que define cada asociación. Estas asociaciones son representadas en las Fig.8.4 a 8.9.

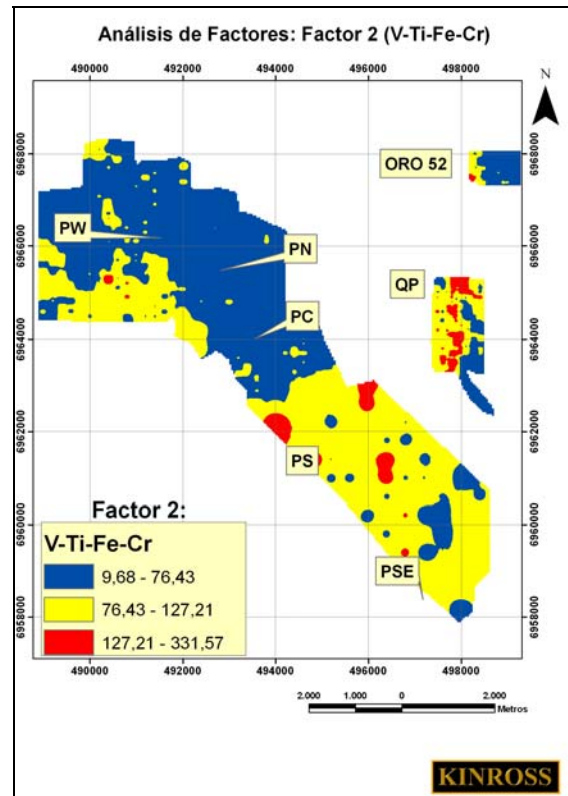
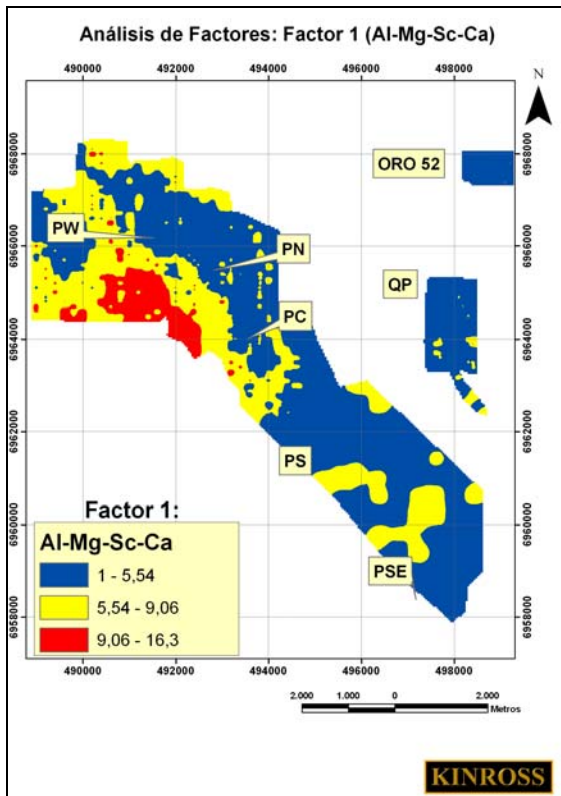


Fig.8.4: Diagrama de Factor 1

Fig.8.5: Diagrama de Factor 2

Simbología: PW: Pantanillo Oeste; PN: Pantanillo Norte; PC: Pantanillo Central; PS: Pantanillo Sur; PSE: Pantanillo Sureste; QP: Quebrada Pantanillo.

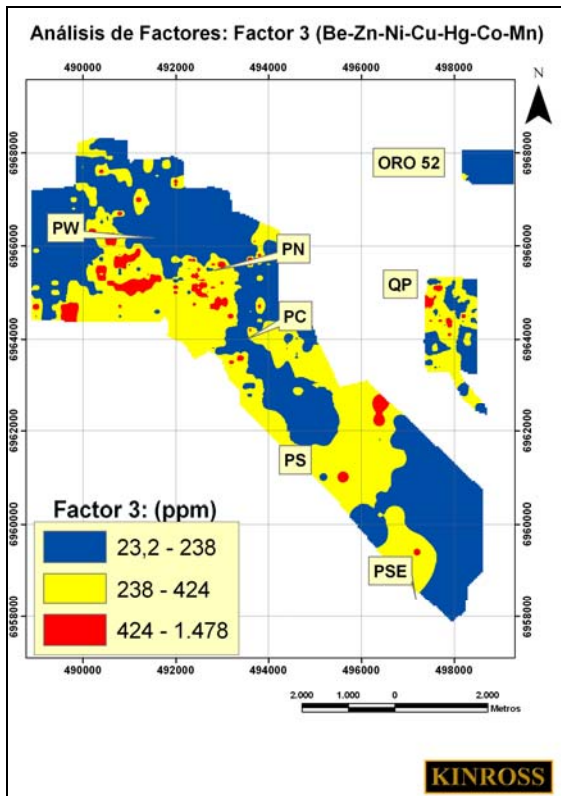


Fig.8.6: Diagrama de Factor 3

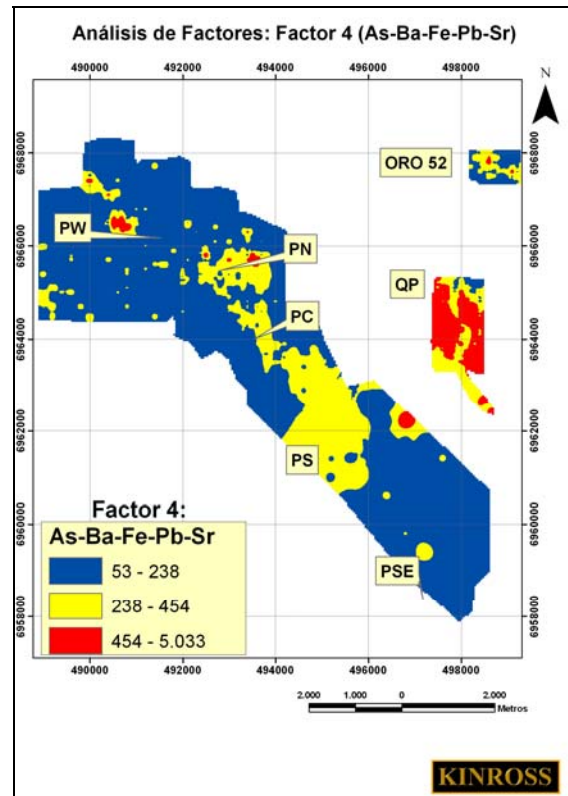


Fig.8.7: Diagrama de Factor 4

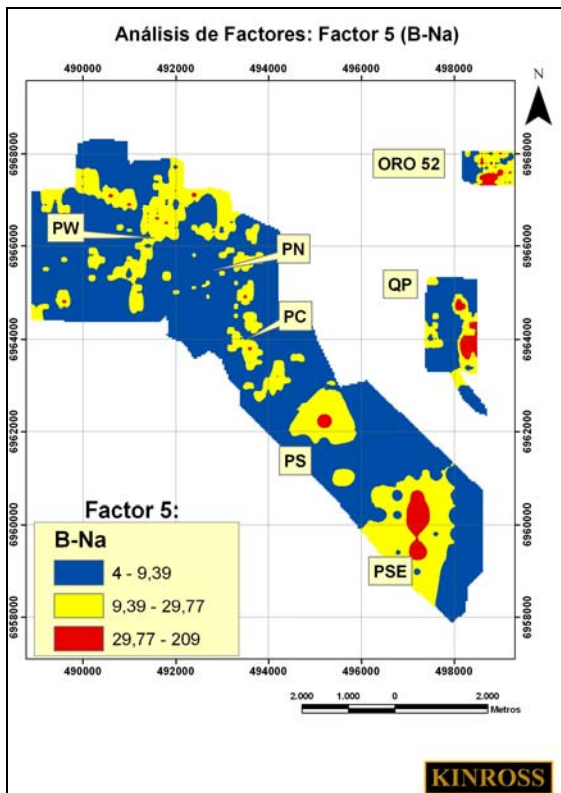


Fig.8.8: Diagrama de Factor 5

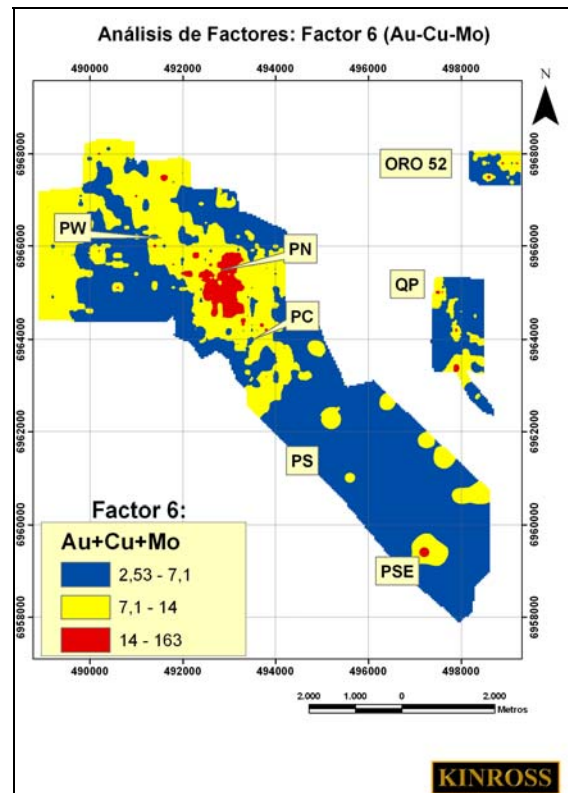


Fig.8.9: Diagrama de Factor 6

Simbología: PW: Pantanillo Oeste; PN: Pantanillo Norte; PC: Pantanillo Central; PS: Pantanillo Sur; PSE: Pantanillo Sureste; QP: Quebrada Pantanillo.

En el sector de Pantanillo Norte se destacan los Factores 6 y 3, los cuales se interpretan como resultado de un evento de mineralización de tipo pórfido aurífero. El Factor 3 también sobresale en Pantanillo Oeste, Quebrada Pantanillo y en menor medida en Pantanillo Sur y Pantanillo Sureste. El sector de Quebrada Pantanillo presenta un fuerte dominio de la asociación mineralógica representada por el Factor 4, mientras que en menor medida se destacan los Factores 2, 3, 5 y 6. El Factor 4, predominante en Quebrada Pantanillo, se interpreta como una asociación elemental típica de un ambiente epitermal.

El Factor 1, sobresaliente al sur de Pantanillo Oeste, se interpreta como representativo de la litología de la Fm. Astaburuaga.

8.3 Descripción de la alteración hidrotermal mediante PIMA y ASTER

Debido a las condiciones fisiográficas y climáticas de la zona de estudio, gran parte de la superficie presenta un escaso desarrollo de suelo, con un bajo grado de transporte de sedimentos, situación favorable para interpretar la mineralogía de subsuperficie a través de muestras de suelo.

El análisis mineralógico cualitativo mediante el espectrómetro hiperespectral PIMA permitió definir 4 asociaciones mineralógicas de acuerdo a su distribución.

En la Franja de alteración NW, entre Pantanillo Norte y Pantanillo Central, se presentan las zonas mineralógicas A (alunita + caolinita + dickita) y B (halloysita + ópalo + esmectitas + carbonatos + minerales propilíticos), las cuales representan la fase de alteración argílica avanzada, encontrada en la parte superior de los sistemas tipo pórfido aurífero y en los sistemas epitermales, siendo la zona B de menor profundidad, menor temperatura y pH más alcalino que la zona A.

En el sector de Quebrada Pantanillo y Oro 52 se presenta la zona C (ópalo + alunita + caolinita + carbonatos), asociación que representaría un ambiente superficial de tipo epitermal, similar a la zona B en la Franja de alteración NW.

Finalmente, entre Pantanillo Sur y Pantanillo Sureste se presenta la zona D (caolinita + halloysita + esmectitas), la cual se interpreta como un ambiente epitermal de baja temperatura.

Mediante PIMA se pueden diferenciar variaciones composicionales de un mismo mineral. Este es el caso de la alunita, reconociéndose en terreno alunita rica en K, alunita rica en Na o natroalunita y ammonio-alunita (Alunita-NH₄). Observaciones empíricas indican que la alunita de origen magmático tiende a ser rica en potasio, mientras que la alunita sódica se origina por meteorización por aguas subterráneas y/o una mezcla de aguas meteóricas y magmáticas (Alteration systems, <http://www.pimausa.com/alt_syst.html>).

Uno de los inconvenientes del análisis mineralógico realizado mediante PIMA durante el presente trabajo es que no se consiguió interpretar el origen de algunos minerales, ya sea hipógeno o supérgeno, por lo que para aquellos elementos estables bajo un amplio rango de condiciones de temperatura, profundidad y tipo de origen, se debe considerar otras fases minerales con rangos de estabilidad más acotada. Sin embargo, diversos autores (ej. Di Tommasso et al., 2005) han trabajado en este aspecto, concluyendo que mediante un análisis más detallado de los espectros, especialmente en las características de absorción de cada mineral, se puede reconocer el grado de cristalinidad y el ambiente de depositación de algunos minerales, como es el caso de la caolinita y la alunita.

El tratamiento de la imagen ASTER, con respecto a los minerales arcillosos, permite interpretar que todas las zonas de alteración hidrotermal presentan un dominio de montmorillonita-illita y en menor medida de caolinita. En la zona de Pantanillo Norte y Pantanillo Central, siguiendo la Franja de alteración NW, se distingue una zona de caolinita, la cual se extiende hacia Pantanillo Sur y hacia la parte suroeste de la zona de estudio, en una franja de orientación NW. Las muestras con montmorillonita se correlacionan con la distribución de montmorillonita determinada con ASTER, aunque gran parte de las muestras con caolinita siguen presentándose como montmorillonita. En esta imagen no se destaca la distribución de alunita, registrada en muestras de superficie mediante PIMA en los sectores de Pantanillo Norte, Pantanillo Central y Quebrada Pantanillo, determinada en la imagen ASTER como una zona de caolinita. Por lo tanto, para un mejor resultado en el tratamiento de imágenes ASTER es necesario la utilización de muestras de referencia analizadas mediante PIMA, permitiendo un ajuste de acuerdo a la mineralogía observada en terreno.

8.4 Magnetometría de superficie

La información obtenida a través de los datos de magnetometría de superficie, realizada en el sector de Pantanillo Norte y Pantanillo Central, destaca varias características de la sub-superficie de la zona de estudio. La distribución de lineamientos se aprecia de mejor manera en los mapas de derivadas, en los cuales se refleja una orientación NW a lo largo de los blancos de Pantanillo Norte y Pantanillo Central, interpretados como fallas de similar orientación, coincidente con la zona de alteración hidrotermal definida como Franja de alteración NW. Además, es posible reconocer lineamientos de orientación NE en el sector de Pampa Pantanillo, indicando un posible sistema de falla a lo largo de dicha cuenca. Por otra parte, en el sector de Pantanillo Norte se reconoce una zona de anomalía magnética de geometría elipsoidal, caracterizada por un centro de alto magnético rodeado por un anillo de un bajo magnético, el cual indicaría un contacto litológico o estructural, definiendo un cuerpo tipo domo asignado a las rocas del Complejo de domos y depósitos volcánicos asociados (CDDV), unidad huésped de mineralización aurífera de tipo pórfido rico en oro.

8.5 Análisis comparativo entre las distintas metodologías utilizadas en el presente trabajo

Durante el presente trabajo se han utilizado diversas herramientas consideradas en la exploración minera como complementos o indicadores para la definición de zonas de interés prospectivo. Un análisis multidisciplinario entre distintas metodologías permitirá un mejor entendimiento de los rasgos distintivos de los diversos procesos geológicos ocurridos en un determinado lugar de estudio.

En el caso de Pantanillo Norte, sector destacado por una marcada anomalía de contraste de Au-Cu-Mo, no se reconoce una asociación mineralógica (determinada mediante PIMA) correlacionada a dicha anomalía de suelo. Sin embargo, sobre esta zona de anomalía se registran muestras con minerales propilíticos como clorita y arcillas magnésicas, además de alunita, montmorillonita y halloysita, estos últimos distribuidos a lo largo de la Franja de alteración NW. Sobre esta zona de anomalía de contraste se observa además un halo envolvente de caolinita. Con respecto a los minerales obtenidos mediante la imagen ASTER, no se presenta una correlación clara entre la anomalía de suelo y la distribución de arcillas como la caolinita y la montmorillonita, ni tampoco con la distribución de sílice. No obstante, se destaca un halo de óxidos de Fe rodeando la parte norte de la anomalía de suelo, similar al

halo de caolinita, indicando la parte alta del sistema hidrotermal. La correlación más notoria con ésta anomalía de suelo corresponde a una anomalía de contraste magnética observada en el mapa de reducción al polo, la cual presenta una forma ovalada, indicando la forma del cuerpo intrusivo encargado de hospedar la mineralización aurífera.

En el sector de Quebrada Pantanillo, lugar en el que se reconoce una anomalía de contraste de As-Ba-Fe-Hg-Pb-Sr-V, también se presenta una alta concentración de óxidos de hierro y de sílice; éstas últimas registradas en la imagen ASTER; además de un predominio de ópalo (análisis PIMA). Sin embargo, zonas con altas concentraciones de ópalo, tales como Pantanillo Norte, Pantanillo Central y Oro 52, no presentan zonas de abundancia de sílice obtenidas por el tratamiento de la imagen ASTER, lo que diferenciaría el grado de silicificación observado en el sector de Quebrada Pantanillo, reflejando posiblemente un nivel somero tipo “steam heated” definido en dicho sector.

8.6 Blancos de Exploración

En la zona de estudio se reconocen dos tipos de sistemas o depósitos: uno de tipo pórfido rico en oro, reconocido en el sector de Pantanillo Norte y sistemas de tipo epitermal de alta sulfuración, observados en Quebrada Pantanillo y Oro 52. Ambos tipos de sistemas se encuentran asociados a estructuras de orientación NW a NNW, las cuales coinciden con la orientación de las principales zonas de alteración hidrotermal.

Durante el presente trabajo se lograron determinar siete blancos de exploración (Fig. 8.10), para los cuales se consideraron diversos aspectos propicios para la ocurrencia de mineralización aurífera, diferenciados según condiciones favorables y condiciones muy favorables (Fig. 8.10). En cuanto a *trabajos anteriores*, se consideraron propicios los blancos en los cuales se ha determinado la ocurrencia de valores económicos de Au y Ag. Con respecto a la *litología*, se consideró muy favorable la ocurrencia de rocas intrusivas hipabisales con vetillas de cuarzo bandeado, mientras que las condiciones favorables corresponden a rocas volcánicas con intensa alteración hidrotermal. Para el ítem *estructuras* se consideraron favorables los blancos con estructuras de orientación NW y WNW. En cuanto a *edad*, se consideró muy favorable la ocurrencia de sistemas de mineralización de 22 Ma (asociados a la sub-franja oeste), mientras que se estableció como favorable sistemas de 15 Ma (asociados a la sub-franja este). Con respecto al ítem *valores de Au* se consideraron las concentraciones más altas obtenidas de la malla de muestras de suelo. En cuanto a *asociaciones geoquímicas*, se consideraron favorables los blancos con asociaciones

elementales de anomalías de contraste definidas como guías de mineralización aurífera. Con respecto a *PIMA*, se consideró favorable la ocurrencia de alunita, caolinita, dickita y ópalo. En el ítem *ASTER*, se estableció como favorable la ocurrencia de caolinita, óxidos de fierro y sílice. En cuanto a *Magnetometría*, se consideró favorable la ocurrencia de una anomalía de contraste de forma ovalada. Por último, en *tipo de depósito* se consideraron muy favorables aquellos blancos interpretados como pórfidos auríferos, los cuales corresponden a los principales tipos de depósitos encontrados en la Franja de Maricunga (ej: Marte, Lobo, Cerro Casale y Refugio).

Considerando todos estos aspectos (Fig. 8.10), se elaboró un ranking de blancos de exploración (Tabla 8.x), destacando en orden de importancia los cuatro blancos de mayor interés prospectivo: Pantanillo Norte, Pantanillo Central, Quebrada Pantanillo y Oro 52.

| Blanco | Trab. Ant. | Lito | Estru | Edad | Val. Au | Asoc. Geoq. | PIMA | ASTER | Mag | tipo dep. |
|--------|------------|------|-------|------|---------|-------------|------|-------|-----|-----------|
| PN | ✓✓ | ✓✓ | ✓ | ✓✓ | ✓✓ | ✓ | ✓✓ | ✓ | ✓✓ | ✓✓ |
| PC | ✓ | ✓ | ✓ | ✓✓ | ✓ | | ✓✓ | ✓ | ✓ | ✓✓ |
| PS | ✓ | ✓ | ✓ | | | ✓ | | | | |
| PSW | | ✓ | ✓ | | | | | ✓ | | |
| PSE | | | | | | ✓ | | | | |
| QP | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | | ✓✓ | ✓✓ | ✓ | | |
| O52 | | ✓ | ✓ | | ✓ | ✓ | ✓✓ | ✓ | | |

✓ Condiciones Favorables
✓✓ Condiciones muy Favorables

Fig. 8.10: Blancos de exploración: Tabla resumen de aspectos favorables de los distintos blancos de exploración.

Blancos: PN: Pantanillo Norte; PC: Pantanillo Central; PS: Pantanillo Sur; PSW: Pantanillo Suroeste; PSE: Pantanillo Sureste; QP: Quebrada Pantanillo; O52: Oro 52. **Aspectos:** Trab. Ant: Trabajos Anteriores; Lito: Litología; Estru: Estructuras; Val. Au: Valores de Au en suelo; Asoc Geoq: Asociación Geoquímica; Mag: Magnetometría; tipo dep: Tipo de depósito.

Tabla 8.2: Ranking de Blancos de exploración. Ver simbología Fig. 8.10.

| Ranking | Blanco |
|---------|--------|
| 1° | PN |
| 2° | PC |
| 3° | QP |
| 4° | O52 |

9. Conclusiones

El proyecto Pantanillo, ubicado en una posición única en la Franja de Maricunga, presenta variadas zonas de alteración hidrotermal, las cuales han sido objeto de trabajos de exploración desde los años 80, época en la que se descubrió el potencial de mineralización de metales preciosos de la Franja de Maricunga.

En la zona de estudio se reconocieron 9 unidades litológicas, formadas en su totalidad por depósitos volcánicos, volcanoclásticos e intrusivos hipabisales tipo domo, variando en composición entre riodacitas, dacitas y andesitas. El basamento está formado por depósitos volcánicos comprendidos entre el Paleozoico Superior y el Eoceno Superior-Oligoceno Inferior, los cuales afloran en el extremo suroeste de la propiedad.

Se reconocen dos unidades asociadas a eventos de alteración y mineralización. Al oeste de Pampa Pantanillo, se presenta el Complejo de domos y depósitos volcánicos asociados, a cuya unidad intrusiva tipo domo se relaciona mineralización aurífera de tipo pórfido rico en oro, concentrada en vetillas de cuarzo bandeado, similar a la encontrada en depósitos como Marte, Lobo y Cerro Casale. Este sistema presenta una edad aproximada de 22 Ma, asociada al primer evento de mineralización de la Franja de Maricunga. La alteración de los depósitos volcánicos incluye la asociación alunita + caolinita + dickita, interpretada como una fase de alteración argílica avanzada desarrollada en la parte superior de un sistema porfírico.

Por otra parte, al este de la Pampa Pantanillo, se presenta la Unidad Tobácea, formada por tobas y depósitos volcanoclásticos, alterados a sílice+alunita+arcillas, en zonas de tipo “steam heated”. Este sistema presenta características de un depósito de tipo epitermal muy somero, cercano al paleo-nivel freático. La edad de alteración registrada para este sistema es de 15 Ma, asignando este sistema al segundo evento volcánico generador de mineralización de Au-Ag en la Franja de Maricunga.

Se distinguen cuatro tipos de alteración hidrotermal: argílica avanzada, cuarzo + alunita, sílice (calcedonia/ópalo) + caolinita + alunita y alteración propilítica.

Las estructuras observadas en terreno corresponden principalmente a fallas y riscos o “ledges” de sílice-alunita, de orientaciones preferenciales NW y WNW, similar a los lineamientos inferidos en imágenes satelitales. La orientación NW también se aprecia en franjas de alteración hidrotermal, como la observada entre Pantanillo Norte y Pantanillo Central.

Para determinar el umbral geoquímico de exploración para distintos elementos usados como guías o trazadores de mineralización aurífera, se consideró un análisis estadístico elemental y un análisis de poblaciones de los resultados del muestreo. El análisis de poblaciones permite interpretar con mayor rigurosidad el tratamiento estadístico, considerando la naturaleza heterogénea de los medios muestreados.

Debido a la distribución log-normal observada en diversos parámetros geológicos y geoquímicos, los datos de las muestras de suelo y roca se transformaron a valores logarítmicos, con el fin de modelar los grupos de datos mediante una distribución normal.

El tratamiento estadístico de los datos geoquímicos obtenidos en muestras de suelo y roca permitieron definir en el sector de Pantanillo una anomalía de contraste marcada de Au-Cu-Mo y una anomalía de menor intensidad de Be-Zn-Ni-Cu-Co-Mn-Hg. La asociación de Au-Cu-Mo, registrada también en otros depósitos porfíricos ricos en oro de la Franja de Maricunga, corresponde al mejor parámetro geoquímico en muestras de suelo para la búsqueda y definición de sistemas de tipo pórfido rico en oro. Zonas con anomalías de menor extensión superficial de Au-Cu-Mo se obtuvieron en Oro 52, Quebrada Pantanillo y Pantanillo Sureste.

En el sector de Quebrada Pantanillo y Oro 52 se destaca una anomalía de contraste de As-Sr-Pb-Ba-Fe-Hg, la cual se asocia a un sistema epitermal de alta sulfuración.

El análisis mineralógico cualitativo realizado mediante PIMA en muestras de suelo permitió definir cuatro asociaciones mineralógicas según su distribución en las distintas zonas de alteración hidrotermal. En el sector de Pantanillo Norte y Pantanillo Central se definieron las siguientes asociaciones: Zona A: Alunita + Caolinita + Dickita, Zona B: Halloysita + Opalo + Esmectitas + Carbonatos + minerales Propilíticos, esta última interpretada como una fase de menor temperatura y profundidad que la Zona A. En los sectores de Quebrada Pantanillo y Oro 52 se presenta la asociación C: Opalo + Alunita + Caolinita + Carbonatos, mientras que en Pantanillo Sur y Pantanillo Sureste se definió la asociación o zona D, constituida por Caolinita + Halloyista + Esmectitas.

El tratamiento de la imagen ASTER perteneciente a la zona de estudio consideró una imagen de minerales de arcilla, una imagen de distribución de sílice, una imagen de óxidos de hierro y una imagen de las zonas con alteración hidrotermal. La imagen de minerales de arcilla identificó una abundancia de illita + montmorillonita y en menor medida de caolinita, una distribución de sílice concentrada principalmente en la parte baja de la Quebrada Pantanillo y una distribución de óxidos de hierro en la mayoría de las zonas de alteración hidrotermal, aunque más notoriamente en el sector de Quebrada Pantanillo.

El análisis magnético realizado a través de magnetometría de superficie permitió identificar una anomalía de contraste en el sector de Pantanillo Norte, el cual correspondería a un cuerpo intrusivo de la unidad Complejo de domos y depósitos volcánicos asociados (CDDV), roca huésped de mineralización de oro en un sistema tipo pórfido rico en oro. A través del tratamiento matemático de los datos magnéticos se observan lineamientos de orientación NW en el sector de Pantanillo NE y en el sector de Pampa Pantanillo, los cuales pueden representar estructuras o contactos litológicos.

Una consideración en conjunto de todas las metodologías utilizadas en el presente trabajo permitirá una mejor evaluación de los distintos blancos de exploración definidos en la zona de estudio. Mediante una evaluación cualitativa de condiciones favorables para la ocurrencia de mineralización aurífera se obtuvo como resultado un ranking con los cuatro blancos de mayor interés prospectivo, los cuales ordenados de mayor a menor importancia corresponden a Pantanillo Norte, Pantanillo Central, Quebrada Pantanillo y Oro 52.

Sin embargo, la definición de nuevos blancos de exploración dependerá del interés o modelo de búsqueda de ciertos tipos de depósitos de mineralización aurífera. Si el foco de exploración se centra en depósitos tipo pórfido rico en oro, el mejor blanco corresponde al sector de Pantanillo Norte, el cual ha sido el centro de los trabajos de exploración realizados con anterioridad por AngloAmerican. Sectores con características similares se encuentran en Pantanillo Central, Oro 52 y Pantanillo Sureste, aunque los rasgos superficiales de estos dos últimos indiquen condiciones de menor temperatura, propias de un sistema epitermal, por lo que un hipotético sistema porfírico se encontraría a una mayor profundidad.

Si el interés de exploración es un sistema de tipo epitermal de alta sulfuración, la zona con mayor potencial de mineralización es el sector de Quebrada Pantanillo, reflejado principalmente en la geoquímica de suelos y rocas.

Considerando toda la información obtenida en el presente trabajo, se recomienda para futuros trabajos de exploración en el sector del prospecto Pantanillo:

- Realizar sondajes de diamantina en los sectores de Pantanillo Norte y Pantanillo Central.
- Realizar sondajes de reconocimiento en los sectores de Quebrada Pantanillo y Oro 52.
- Descripción litológica de las distintas unidades litoestratigráficas mediante cortes transparentes.
- Realizar dataciones radiométricas en los sectores de Quebrada Pantanillo, Oro 52, Pantanillo Sur, Pantanillo Suroeste y Pantanillo Sureste.
- Realizar un mapeo de escala 1:5000 en el sector sur de la propiedad, buscando reconocer y delimitar las zonas de alteración encontradas en esa parte de la zona de estudio.
- Realizar una malla geoquímica de muestras de suelo de 100 x 100 en Pantanillo Sureste y en el extremo suroeste de la propiedad.
- Definir una nueva metodología en el análisis mineralógico por PIMA, la que permita reconocer minerales hipógenos de supérgenos, además de un mayor complemento con el tratamiento de la imagen ASTER.

10. Referencias

Ahrens, L. 1957. The lognormal distribution of the elements-a fundamental law of geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 11, N° 4.

Alteration systems [en línea], <http://www.pimausa.com/alt_syst.html> [consulta: 28 de Diciembre de 2006].

Arévalo, C.; Rivera, O.; Iriarte, S.; Mpodozis, C. 1994. Cuencas extensionales y campos de caldera del Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó (27°-28°sur), Chile. Congreso Geológico Chileno N° 7, Actas. Vol II, pp.1288-1292, Concepción.

Aspinall, R.; Marcus, A.; Boardman, J. 2002. Considerations in collecting, processing, and analysing high spatial resolution hyperspectral data for environmental investigations. *Journal of Geographical Systems*, N°4, pp.15-19.

Barazangi, M.; Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, v.4, pp.686-692.

Barrera, L. 1998. Geología y Geoquímica del Distrito Aurífero “La Pepa”, Franja de Maricunga III Región Atacama. Memoria (Geólogo), Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas. 141 pp.

Berger, B.; Bethke, P. 1985. Geology and geochemistry of epithermal systems. *Reviews in Economic Geology*, N°2. 298 pp.

Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar (Chile), 374 pp. Santiago.

Cahill, T.; Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* N°97(B12), pp. 17503-17529.

Callan, N. 2006. Notes to Accompany 1:10.000 Geological Mapping, Pantanillo Property, Maricunga District. Informe privado Kinross Minera Chile Ltda. Santiago, Chile.

Carrasco, R. 1999. Geología, Geoquímica y Alteración Hidrotermal del Sector Quebrada Pantanillo Copiapó, III Región Chile. Memoria (Geólogo), Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, 145 pp.

Carrasco, M.; Rodríguez, M.; Romero, I.; Rodríguez, B. 1997. Nuevos antecedentes geológicos del yacimiento Verde-Proyecto aurífero Refugio, III Región de Atacama. Actas del 8° Congreso Geológico Chileno, Vol II. pp. 877-882.

Clark, A.; Mortimer, C.; Sillitoe, R. 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrites flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature*, Vol.215, pp.723-724.

Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramírez, C.; Tomlinson, A. 1993. Estudio Geológico de la Región de El Salvador y Potrerillos. Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO. Informe Registrado, N° 1, 250 pp.

Cornejo, P.; Mpodozis, C. 1994. Estratovolcanes y domos coalescentes del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior en la Franja de Maricunga: los sistemas Cerros Bravos-Esperanza y La Coipa. Congreso Geológico Chileno N° 7, Actas. Vol. I, pp.13-17, Concepción.

Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Kay, S.; Tomlinson, A. 1994. Volcanismo bimodal potásico en régimen extensional del Cretácico Superior-Eoceno en la región de El Salvador (26°-27°S), Chile. Congreso Geológico Chileno, N° 7, Actas, Vol.2, pp.1306-1310. Concepción.

Cornejo, C. 2000. Pórfidos de oro de la franja de Maricunga, III Región, Chile: una revisión actualizada. Memoria (Geólogo), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, 149 pp.

Cox, D.; Singer, D. 1988. Distribution of gold in porphyry copper deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report 88-46, 22pp.

Di Tommasso, I.; Rubinstein, N.; Godeas, M. 2005. ASTER en la exploración del pórfido de Cu-Mo El Infiernillo, Mendoza, Argentina. 7° Congreso Argentino de Geología Económica, Vol I, pp.261-265. Buenos Aires.

Di Tommasso, I.; Rubinstein, N. 2006. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina. Ore Geological Reviews. En prensa.

Dirección Meteorológica de Chile. Climas de Chile. [en línea], <<http://www.meteochile.cl/climas/climas.html>> [consulta: 08 de Noviembre de 2006]

Filzmoser, P.; Garret, R.; Reimann, C. 2005. Multivariate outlier detection in exploration geochemistry. Computers & Geosciences N 31, pp.579-587.

Flores, R. 1993. Geología del Pórfido Aurífero Verde, Proyecto Refugio, Tercera Región, Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 20, N°1, pp.57-69.

Fuenzalida, H. 1965. Clima. Geografía Económica de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, pp.98-151.

Gardeweg M.; Mpodozis, C.; Clavero, J. 1997. Mapa geológico de la hoja Nevado Ojos del Salado, Región de Atacama, escala 1:100.000. Versión preliminar. Servicio Nacional de Geología y Minería

Giavelli, Aldo. 1987. Tratamiento e interpretación de datos aeromagnéticos en zonas de baja latitud geomagnética. Tesis (Magíster en Geofísica). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

Govett, G., editor. 1983. Handbook of Exploration Geochemistry, Volume 3: Rock Geochemistry in Mineral Exploration. Elsevier Science Publishers, Amsterdam. 461 pp.

Gutierrez, A. 2000. Dispersión geoquímica primaria y metalogénesis de depósitos tipo pórfido cuprífero y epitermal, distrito minero Agua de Dionisio, Argentina. Memoria (Geólogo), Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas. 123 pp.

Hartley, A. 2003. Andean uplift and climate change. Journal of the Geological Society, Vol. 160, N°1, pp. 7-10.

Hunt, G.; Salisbury, J. 1970. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: I. Silicate minerals. *Modern Geology* 1, pp.283-300.

Iriarte, S.; Mpodozis, C. 1995. Mapa geológico de la Hoja Laguna del Negro Francisco. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documento de Trabajo N° 9. Santiago, Chile.

Iribarra, P. 2001. Geología del depósito Esperanza Proyecto Pascua-Lama Vallenar, III Región. Memoria (Geólogo), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, 93 pp.

Islam, M.; Sado, K. 2004. Water quality monitoring of case 2 water using field spectroradiometer and remote sensing data. 1st Gottingen GIS and Remote Sensing Days, Environmental Studies. [en línea] http://www.ggrs.uni-goettingen.de/ggrs2004/CD/Applications_in_Geography/GGRS2004_Islam_G159.pdf > [consulta: 08 de Noviembre de 2006]

Jordan, J. 2006. Report on the Ground Magnetic Surveys conducted at the Pantanillo Project, III Región, Chile. Informe privado Kinross Minera Chile Ltda.

Kay, S.; Mpodozis, C.; Tittler, A.; Cornejo, P. 1996. Magmatic and tectonic controls on Late Tertiary mineralization in the Maricunga Belt, 26° to 28°S, Chile. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Argentina, v.3 pp.117-122.

Kearey, P. 2002. An introduction to geophysical exploration. Blackwell Science, 3° edición, 262 pp.

Kruse, F.; Lefkoff, A.; Boardman, J.; Heidebrecht, K.; Shapiro, A.; Barloon, P.; Goetz, A. 1993. The spectral image processing system (SIPS)—Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, N° 44, pp.145–163.

Lepeltier, C. 1969. A Simplified Statistical Treatment of Geochemical Data by Graphical Representation. *Economic Geology*, Vol. 64, pp.538-550.

Mercado, M. 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco, región de Atacama, 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geol. Chile, n°56, 73 pp.

Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 129, pp.505-526.

Mpodozis, C.; Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. *Earth Science Ser. Circum-Pacific Council Energy Mineral Resources*, Vol. 11, pp.59-90.

Mpodozis, C.; Allmendinger, R.; Jordan, T. 1991. La zona del Nevado de Jotabeche y la Laguna del Negro Francisco: Evolución tectónica y volcánica de la extremidad meridional del Altiplano chileno. *Congreso Geológico Chileno N° 6*, pp.91-95, Viña del Mar, Chile.

Mpodozis, C.; Allmendinger, R. 1993. Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S). *Geological Society of America, Bulletin*. Vol 105, pp.1462-1477.

Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Gardeweg, M.; Kay, S. 1994. Geocronología y evolución de la región del Volcán Copiapó, Franja de Maricunga (27°15'S). Congreso Geológico Chileno N° 7, Actas. Vol. II, pp.1125-1129, Concepción.

Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Kay, S.; Tittler, A. 1995. La franja de Maricunga: síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes centrales. Revista Geológica de Chile, Vol. 22, N°2, pp.273-313.

Muntean, J.;Einaudi, M. 2000. Porphyry Gold Deposits of the Refugio District, Maricunga Belt, Northern Chile. Economic Geology, v 95, N° 7, pp. 1445-1472.

Muntean, J.;Einaudi, M. 2001. Porphyry-Epithermal Transition: Maricunga Belt, Northern Chile. Economic Geology, v. 96, pp. 743–772.

Muzzio, G. 1978. Sedimentitas rojas Jurásicas de Quebrada Monardes, cordillera de Copiapó. Consideraciones paleogeográficas. Taller de Título II, Depto Geología Universidad de Chile (Inédito), 44 pp.

Ninomiya, Y. 2004. Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and SWIR data. Proceedings of SPIE, the International Society for Optical Engineering 5234, pp.180-190.

Ninomiya, Y.; Fu, B.; Cudahy, T. 2005. Detecting lithology with radiance at the sensor data of ASTER multispectral TIR. Remote Sensing of Environment, N° 99, pp.127-139.

Orrego, M.; Urrutia, J. 1998. Resultados del Reconocimiento con sondajes Aire-Reverso de Pantanillo Norte (oro-cobre), Franja de Maricunga. Informe Final de Temporada 1997-1998. Informe Inédito Empresa Minera Mantos Blancos

Pávez, R. 2000. Interpretación geofísica y geológica integradas, Distrito de Chañarcillo, III Región, Chile. Tesis (Geólogo y Magíster en Geofísica), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

PetraScience Consultants Inc, 2006. Petrographic and SWIR analysis of samples from: Pantanillo property, Maricunga District, Chile. Informe privado Kinross Minera Chile Ltda, Vancouver, Canada.

Rose, A.; Hawkes, H.; Webb, J. 1979. Geochemistry in Mineral Exploration, Second Edition. Academic Press, London. 657 pp.

Rowan, L.; Hook, S.; Abrams, M.; Mars, J. 2003. Mapping hydrothermal altered rocks at Cuprite, Nevada, using the advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER), a new satellite-imaging system. Economic Geology, Vol. 98, pp.1019-1027.

Rowan, L.; Mars, J. 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. Remote Sensing of Environment N° 84, pp350-366.

Saager, R.; Sinclair, A. 1974. Factor Analysis of Stream Sediment Geochemical Data from the Mount Nansen Area, Yukon Territory, Canada. Mineral. Deposita, Vol. 9. pp.243-252.

Sabins, F. 1997. Remote Sensing: Principles and Interpretation, Third Edition. W.H. Freeman and Company, New Cork. 494 pp.

- Segerstrom, K. 1959.** Cuadrángulo Los Loros, provincia de Atacama. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile N°1, 32p.
- Segerstrom, K. 1968.** Geología de las Hojas de Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, N° 24, 58 pp.
- Shaw, D. 1961.** Element distribution laws in geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 23, pp.116-124.
- Siegel, F. 1992.** Geoquímica aplicada. Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos, Programa Regional de Desarrollo Científico y Tecnológico, Washington, D.C., monografía N° 35. 166 pp.
- Sillitoe, R.; McKee, E.; Vila, T. 1991.** Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, northern Chile. *Economic Geology*; Octubre 1991; v. 86; no. 6; pp. 1261-1270.
- Sillitoe, 1997.** Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, N° 44. pp. 373-388.
- Sillitoe, R. 2000.** Gold –Rich Porphyry Deposits: Descriptive and Genetic Models and Their Role in Exploration and Discovery. *Economic Geology Reviews*, Vol. 13. pp.315-345.
- Telford, W.; Geldart, L.; Sheriff, R.; Keys, D. 1976.** *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, London, 860 pp.
- Thompson, A.; Hauff, P.; Robitaille, A. 1999.** Alteration Mapping in Exploration: Application of Short-Wave Infrared (SWIR) Spectroscopy. *Society of Economic Geologists (SEG) Newsletters*, N° 39, Octubre, 1999.
- Ugalde, Hernán. 1997.** Interpretación aeromagnética en la zona de Chiloé Continental, 42°-44° S. Tesis (Magíster en Geofísica). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Vásquez, R. 1999.** Levantamiento geológico distrital del prospecto de oro (plata) Pantanillo. Franja de Maricunga, Tercera Región de Atacama, Chile. Memoria (Geólogo), Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas.
- Vila, T.; Sillitoe, R. 1991.** Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, northern Chile. *Economic Geology*; Octubre 1991; v. 86; no. 6; pp. 1238-1260.
- Vila, T.; Sillitoe, R.; Betzhold, J.; Viteri, E. 1991.** The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile. *Economic Geology*, Vol. 86. pp.1271-1286.
- Yamaguchi, Y.; Naiti, Ch. 2003.** Spectral indices for lithologic discrimination using the ASTER SWIR bands. *International Journal of Remote Sensing* 24, pp.4311-4323.