



UNIVERSIDAD DE SONORA
LICENCIATURA EN GEOLOGÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**“Espectrometría De Reflectancia Del Infrarrojo Cercano,
Utilizando El Espectrómetro Terraspec En La Caracterización
De Fases Minerales De La Alteración Hidrotermal En El
Proyecto Los Humos, Noroeste De Sonora”**

TESIS



Que para obtener el grado de:

GEÓLOGO

PRESENTA:

JORGE ALONSO BELTRÁN CABRERA

Hermosillo, Sonora, Enero de 2016

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

“Si alguna vez te arrastra el aspa del molino, que no sea hacia el fango sino hasta las estrellas”

De mi gran amigo **Beto**

Dedicatoria

A mi madre con todo mi cariño, que gracias a todo el sacrificio que ha hecho para que salga adelante y poder culminar mis estudios y en la vida misma. Esta tesis está dedicada a ti y espero mi éxito te enorgullezca así como yo estoy orgulloso de ti...

Índice

Lista de Tablas y Figuras	4
1. INTRODUCCIÓN	8
2. OBJETIVOS.....	10
2.1. Objetivo general	10
2.2. Objetivos particulares.....	10
3. ÁREA DE ESTUDIO.....	11
3.1. Localización	11
3.2. Fisiografía.....	12
4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	13
4.1. Precámbrico.....	13
4.2. Paleozoico	14
4.3. Mesozoico	15
4.3.1. <i>Triásico</i>	15
4.3.2. <i>Jurásico</i>	15
4.3.3. <i>Cretácico</i>	16
4.4. Cenozoico.....	17
5. GEOLOGÍA LOCAL.....	19
5.1. Geología del proyecto.....	19
5.1.1 Mesozoico	19
5.1.2 Cenozoico.....	19
5.2. Estructuras.....	22
6. TÉCNICAS ANALÍTICAS Y METODOLOGÍA	23
6.1. Recolección y Preparación de Muestra	23
6.2. Estudios petrográficos	25
6.3. Difracción de Rayos X (DRX)	27
6.4.1. Principio de medición.....	28
6.4.2. Adquisición del espectro	30
6.4.3. Calibración del estándar	32
6.4.4. Interpretación mineralógica del espectro	33
6.4.5. Utilidad de los datos.....	34

7. RESULTADOS	35
7.1. Análisis Petrográfico.....	38
7.2. Longitud de Onda Corta (SWIR).....	40
7.3. Difracción de Rayos X (DRX).....	44
7.4. Modelado con GIS.....	44
8. DISCUSIÓN	47
9. CONCLUSIONES	53
10. Anexos.....	54
11. BIBLIOGRAFÍA.....	76

Lista de Tablas y Figuras

Figura 1. Mapa de localización mostrando el proyecto Los Humos en el Noroeste de Sonora.

Figura 2. Mapa mostrando la geología regional del noroeste de Sonora, México (modificado de Ornelas, A. y Verdugo, G. 2009).

Figura 3. Mapa de la geología distrital del área Los Humos ubicada en las mediaciones de la Sierra San Manuel donde aflora una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico, que son intrusionadas por stocks y diques de composición mineralógica cuarzomonzonítica a granodiorítica, gran parte de estas se encuentran cubiertas por una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, tobas y conglomerados del Neógeno.

Figura 4. Localización de los barrenos utilizados en muestras de secciones láminas delgadas, DRX y el infrarrojo de onda corta (SWIR).

Figura 5. Molienda de carburo de tungsteno utilizada para la preparación de polvos para la difracción de rayos x.

Figura 6. Equipo de reflectancia TerraSpec utilizado para la toma de datos espectrales del infrarrojo de onda corta (SWIR).

Figura 7. Stock de muestras corridas en DRX para la identificación de filosilicatos y arcillas, illita (Il), sericita (Ser), esmectita (Smc), caolinita (Kao). Además se observan los principales rasgos del cuarzo (Qz), y feldespatos (Fk) potásico y sódico.

Figura 8. Ejemplos de las principales características de las bandas de absorción en los rangos de longitud de onda del espectro SWIR (1300-2500 nm). Se muestra un diagnóstico de las características de absorción en las bandas verticales, producido por la vibración de moléculas de minerales. Los cambios en la reflectancia son el resultado de la flexión y estiramiento de los enlaces moleculares de las bandas principales (OH, H₂O, Al-OH, Mg-OH, Fe-OH, SO₄, CO₃) encontrados como elementos mayores en filosilicatos, sulfatos o carbonatos. (Tomado y modificado de Velasco et al., 2005).

Figura 9. Ilustración de espectros tomados a) recién calibrado, b) y c) con incidencia de luz solar, y deriva de calibración.

Figura 10. Tomado de Camprubi et al. 2003. Esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermiales y porfídicos, según el pH de las soluciones mineralizantes (modificado y simplificado de Corbett y Leach, 1998). Abreviaciones: Ab = albita, Ac = actinolita, Ad = adularia, Al = alunita, And = andalucita, Bi = biotita, Ca = calcedonia, Cb = carbonatos (de Ca, Mg, Mn y/o Fe), Cc = calcita, Cl = clorita, Co = corindón, Cr = cristobalita, Dc = dickita, Di = diápora, Do = dolomita, Ep = epidota, Fp = feldespatos potásicos, Ha = halloysita, I = illita o illita-esmectita, K = caolinita, Mt = magnetita, Op = ópalo o sílice opalina, Pi = pirofilita, Px = clinopiroxenos, Q = cuarzo, Se = sericita, Si = siderita, Sm = esmectita o esmectita-illita, Tri = tridimita, Z = zeolitas.

Figura 11. Mostrando roca con eventos supergénicos con mineralización de Cu en óxidos.

Figura 12. Muestra LH-170 (324m) petrográfica con luz polarizada, donde se observan alteración sericítica con un evento de sobreimposición de arcillas.

Figura 13. Mostrando el espectro de muestra LH-91(415M) dentro de la longitud de onda corta (SWIR), en el cual se observan características de filosilicatos del tipo caolinita con rasgos muy marcados a los 1400nm y los 2200nm, en ambas longitudes de onda se observa el doble pico de absorción.

Figura 14. En la siguiente figura se muestran las asociaciones minerales más comunes detectadas en la Espectrometría de Reflectancia Infrarroja de Onda Corta (SWIR, Terraspec, de ASD.).

Figura 15. Muestra LH-97 (179m), semicuantitativamente se observa la concentración de la mineralogía observada a través de la DRX. En A) observamos cualidades de una roca félsica, con contenido en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. En B) se observan rasgos de minerales arcillosos del tipo de los filosilicatos (caolinita, montmorillonita).

Figura 16. Mostrando el contenido de arcillas con presencia de illita-caolinita-esmectita; illita-esmectita; caolinita (Il-Kao-Smc, Il-Smc, Kao).

Figura 17. Sección esquematizada A-A', mostrando litología general del distrito minero Los Humos.

Figuras 18. Sección esquematizada A-A', mostrando alteración hidrotermal general del distrito minero Los Humos.

Figura 19. Sección esquematizada B-B', mostrando litología general del distrito minero Los Humos.

Figura 20. Sección esquematizada B-B', mostrando alteración hidrotermal general del distrito minero Los Humos.

Tabla 1. Relación de muestras tomadas para petrografía mostrando algunas generalidades petrográficas (ver Anexos).

Tabla 2. El índice de Reflectancia es igual a la Energía reflejada del objetivo sobre Energía incidente del objetivo.

Tabla 3. Ejemplo de la tabla de datos interpretados de las posibles relaciones minerales para realizar el esquema con GIS.

Agradecimientos

Quiero agradecer a todas las personas que se prestaron incondicionalmente de alguna manera en la realización de esta tesis.

Primero que nada a mi director de tesis Dr. Rafael Del Rio Salas, por el tiempo y por aceptarme como tesista y llevar este trabajo a su fin. A mi codirector de tesis, el Dr. Lucas Ochoa Landín por el apoyo y las salidas al campo y sus aportes a mis conocimientos. Al M.C. Víctor Álvarez Montaña por apoyarme con la difracción de rayos x. A Pablo Peñaflor del laboratorio de preparación de muestras de Estación Regional del Noroeste (ERNO) por enseñarme la metodología para preparar las muestras para la difracción de rayos x. A Verónica Moreno Rodríguez por apoyarme con los análisis de los resultados de la difracción de rayos x. Al profesor Ricardo Amaya Martínez de la Universidad de Sonora por brindarme apoyo a las dudas de la petrografía. A Cruz Páez Beltrán por su paciencia y apoyo tanto en la espectrometría del infrarrojo de onda corta (SWIR) y en la elaboración de los mapas GIS. A Ismael Minjarez Sosa por proporcionarme una licencia de Target para ArcGIS. Y sobre todo al Ing. Héctor Gutiérrez y a Exploraciones Mineras Peñoles S.A. De C.V., por la accesibilidad y el apoyo que me brindo para poder llevar a cabo este trabajo.

1. INTRODUCCIÓN

A finales de Mesozoico y comienzos del Cenozoico la Cordillera oeste de Norte América fue afectada por arcos magmáticos que migraron y generaron una fuerte actividad subvolcánica. Así se dio lugar a la mayoría de los depósitos más importantes del noroeste de México (Valencia et al., 2006).

Los sistemas de pórfidos cupríferos son caracterizados genética y geocronológicamente por rocas de origen subvolcánico con la presencia de fases plutónicas con texturas porfídicas, con grandes volúmenes de roca mineralizados, pero con mineralización de baja ley (i.e. Cu, Cu-Mo, Cu-Au, Cu-Mo-W, Cu-Au-Mo) (Valencia et al, 2006, Cassady, 2013). Este tipo de yacimiento tiene abundante mineralización de sulfuros de cobre y molibdeno que mayormente se manifiestan en forma de mineralización diseminada y vetilleo de stockwork. La distribución a profundidad estas formas de mineralización, desarrollan características en un arreglo concéntrico en relación a la alteración.

El noroeste de México se caracteriza por contener los dos distritos mineros más importantes con yacimientos tipo pórfido de cobre en México. Las dos minas más grandes con este tipo de mineralización son la mina de Cananea y la Caridad en Nacozari. Sin embargo, en Sonora se cuenta con otras manifestaciones de mineralización tipo pórfido de cobre, como Piedras Verdes, El Alacrán, Washington, Florida-Barrigón, etc. (Barton et al, 1995). Entre estos, el distrito Los Humos, localizado al norte del municipio de Caborca, Sonora.

Tradicionalmente se han abordado este tipo de yacimientos para caracterizarlos utilizando diferentes técnicas. Entre estas destacan la geocronología (El Teniente, Cerro Colorado; Distrito Cananea, El Arco, La Caridad; Makshev et al, 2001; Damon et al, 1983; Valencia-Gómez, 2005), mineralogía (La Caridad, Cananea; Valencia-Gomez, 2005; Perry, 1961; Saegart, 1974), inclusiones fluidas (Los Humos, Coralillo, Cananea, La Caridad; Esquivias-Flores, 1998; Zúñiga-Hernández, 2010).

En este estudio se utiliza la espectrometría del infrarrojo de onda corta (*SWIR, por sus siglas en ingles*), para definir el modelo de la distribución de la alteración hidrotermal del ambiente geológico y definir sus características de tal manera que aporte información nueva para entender este tipo de yacimientos desde una perspectiva diferente, y que aporte información para poder entender el comportamiento de la alteración hidrotermal y supergénica a nivel regional de los sistemas de pórfidos de cobre en el Noroeste de México.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo general

El objetivo principal es aplicar la espectrometría de infrarrojo de onda corta *SWIR* por sus siglas en inglés (Short Wave Infrared) en sistemas mineralizados tipo pórfido de cobre en el noroeste de México. El propósito es determinar un modelo de la alteración hidrotermal ligado o asociado a la mineralización en el distrito minero Los Humos. La determinación del modelo de este tipo de yacimientos en el NW de México utilizando la metodología *SWIR*, muestra un potencial que servirá como guía de exploración en zonas mineralizadas en NW de Sonora.

2.2. Objetivos particulares

- 1) Realizar una interpretación de la distribución espacial de la mineralogía de alteración.
- 2) Aplicar la espectrometría de reflectancia (*SWIR*) en la cual se utilizará un instrumento de mediciones puntuales para la interpretación de relaciones mineralógicas en el distrito Los Humos.
- 3) Asociar la relación de mineralogía determinada mediante *SWIR* con la mineralogía asociada en modelos de alteración observados en depósitos pórfidos de cobre.
- 4) Determinar las relaciones mineralógicas hidrotermales para delimitar si la alteración hidrotermal identificada corresponde a un evento hipogénico o supergénico.

3. ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Localización

El distrito Los Humos es un sistema de pórfido de cobre ubicado en la región central del estado de Sonora, en el municipio de Caborca, aproximadamente 45 km al N de la ciudad de Caborca. Los Humos se localiza dentro de la provincia fisiográfica del Desierto Sonorense, en una altitud variable entre 600 y 700 msnm (Fig. 1).

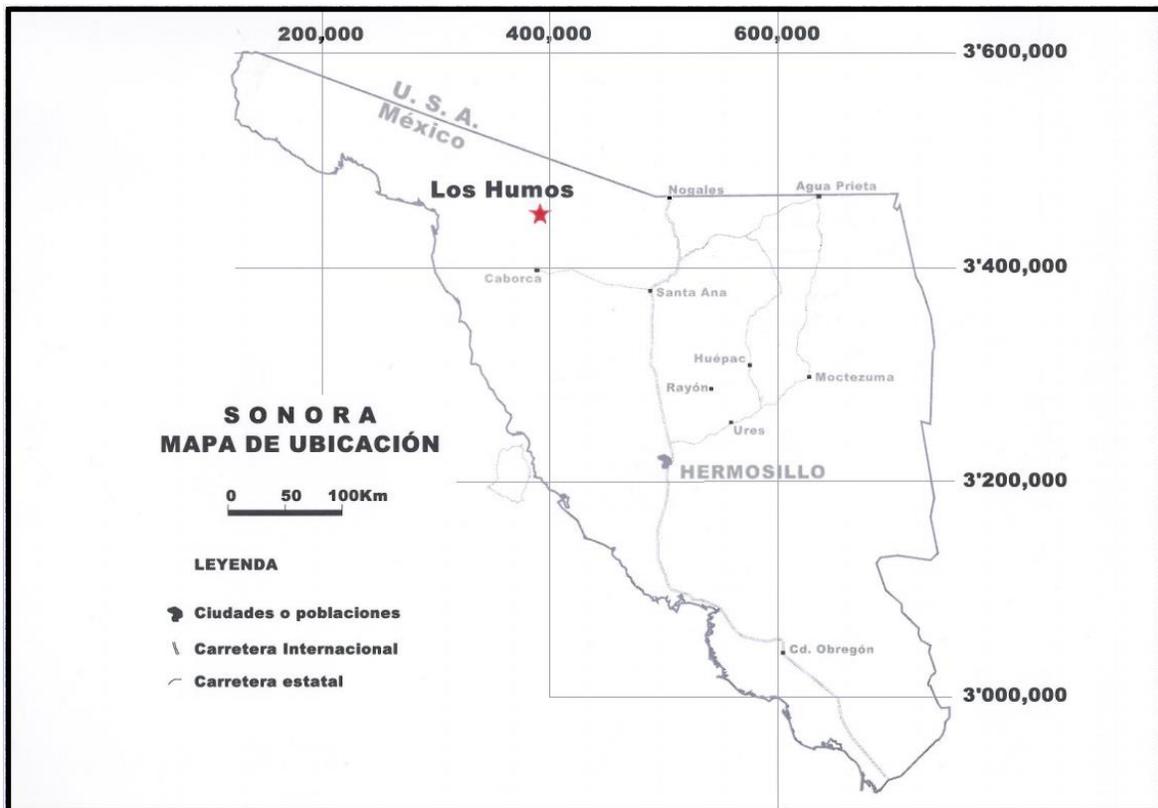


Figura 1. Mapa de localización mostrando el proyecto Los Humos en el Noroeste de Sonora.

3.2. Fisiografía

La región aledaña donde se encuentra el proyecto Los Humos de Exploraciones Mineras Peñoles S.A. de C.V. ha sido descrita de varias maneras por diversos autores como Desierto de Sonora (Ordóñez, 1936), provincia de Sierras Sepultadas (Raisz, 1959), provincia desértica de Sonora (Álvarez, 1961), Llanura del Noroeste (Alcorta, 1964), provincia de Sonora (López-Ramos, 1979), Llanura Sonorense (Quiñones, 1987), y Sierras y Valles de Sonora (Sonoran Basin and Range province; De Cserna, 1989).

Se trata de una región geológica que fue afectada por orogenias en el Precámbrico, el Paleozoico, y el Mesozoico. Las rocas más antiguas fechadas datan de 1700-1800 Ma (Anderson y Silver, 1981). Esta provincia está formada fundamentalmente de sierras paralelas, con dirección nor-noroeste a sur-sureste delimitadas por llanuras extensas de aluviones y más amplias hacia la costa. En esta provincia en la que domina el clima árido, consiste de una planicie extensa sobre la que hay numerosas montañas y elevaciones que van aumentando gradualmente desde la costa del Golfo de California hacia el oriente conforme se acerca a la Sierra Madre Occidental.

4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1. Precámbrico

Cooper y Arellano (1946) fueron los primeros en reconocer el basamento precámbrico cristalino en el NW de México al identificar fauna fosilífera en la secuencia sedimentaria de la región de Caborca, la cual sobreyace un basamento metaígneo (Fig. 2). Posteriormente, Damon *et al.* (1962) reportaron los primeros fechamientos radiométricos (K–Ar) del basamento ígneo Proterozoico, identificando, en el NW de Sonora, la presencia de magmatismo de edad Greenviliense (~1.1 Ga). Damon *et al.* (1961, 1962) correlacionaron las rocas antiguas de Sonora con las rocas precámbricas del SW de Estados Unidos. Anderson y Silver (1977) describieron el basamento Proterozoico como una serie metamórfica de gneis, metacuarcita y esquito (ca. ~1.6–1.8 Ga) llamado Complejo Metamórfico Bamori (Fig. 2). Anderson y Silver (1978) reportaron edades de 1780 ± 20 Ma para este complejo metamórfico en la zona del Rancho Bamori a 60 km al sur de la ciudad de Caborca. Este complejo metamórfico lo interpretaron como una secuencia volcánico–sedimentaria con metamorfismo en facies de esquistos verdes a anfíbolita (~1.65 Ga) intrusionada posteriormente por granitoides de tipo anorogénico con edades de ~1.4 y ~1.1 Ga. El pulso magmático de ~1.1 Ga fue descrito inicialmente a partir de los estudios en el granito Aibó, el cual aflora a 50 km al sur de la ciudad de Caborca, en el Rancho Aibó cerca del Cerro Los Indios. Este granito fue fechado por U–Pb en zircones por Anderson y Silver (1979, 2005) reportando una edad de 1091 ± 54 Ma. Esta edad ha sido corroborada por otros fechamientos de U–Pb en zircones por Iriando *et al.* (2003a; 1074 ± 5 Ma) y Farmer *et al.* (2005; 1075 ± 1 Ma) en muestras de granito recolectadas en las cercanías del Rancho Aibó.

Las rocas del Proterozoico superior, se encuentran representadas por una secuencia de rocas carbonatadas denominadas Capas Gamuza (Cooper y Arellano, 1946). Mientras Longoria y González (1979) definen en la misma localidad una secuencia medida de 2,200 m de espesor estableciendo en orden ascendente las Fm. El Arpa, Caborca, Pitiquito, Gamuza, Papalote y el Grupo Gachupín (Fig. 2).

Las primeras dos formaciones se encuentran fuertemente plegadas, mientras que las que sobreyacen, presentan un plegamiento más suave, dando como resultante dos modos estructurales para todo el conjunto de las Capas Gamuza. Esta unidad aflora principalmente en la sierra El Viejo y La Víbora, así como en gran parte de los cerros El Tilín, La Ciénega, Calaveras, Clemente, La Verruga, Bamori, El Arpa, Gamuza, y en otros afloramientos de espesores más pequeños y escarpados. Estratigráficamente, las Capas Gamuza generalmente sobreyacen discordantemente al Complejo Metamórfico Bamori y al granito Aibó, y en algunas zonas se presentan cabalgando a rocas del Jurásico inferior correlacionables con la Fm. Antimonio, así como también, están afectadas por rocas intrusivas de composición granodiorítica – diorítica de edad Cretácica (cooper y Arellano, 1946).

4.2. Paleozoico

Los afloramientos de rocas paleozoicas en Sonora se presentan de forma aislada y se reconocen tres zonas principales donde se ubican. La primera se encuentra al poniente y sur de Caborca (Fig. 2), la segunda en el noreste, en la región de Bavispe, y la tercera y más abundante en afloramientos, en la región oriente de Hermosillo.

En la región de Caborca, la unidad cámbrica se subdivide en seis unidades formacionales, según Merriam y Eells (1979), constituidas por las Fm. el Tren, Arrojos, Cerro Prieto, Buelna, Proveedora y Puerto Blanco formadas principalmente por rocas caliza, ortocuarcita y lutita. La Fm. Monos, que subyace discordantemente a rocas de la Fm. Antimonio y corresponde a una secuencia de lodolita intercaladas con caliza, de edad Pérmico medio – tardío localizadas en parte norte de la sierra El Álamo (González-León et al., 1980).

Las rocas Paleozoicas comprenden porciones de la mayor parte de la columna estratigráfica, desde el Cámbrico hasta el Pérmico. Los estudios más detallados que se han llevado a cabo de las rocas paleozoicas de Sonora corresponden a la región de Caborca

(Cooper y Arellano, 1946; Cooper et al., 1952, 1953; Cooper, 1956).

4.3. Mesozoico

4.3.1. *Triásico*

Las rocas plutónicas de composición granítica de edad Triásico superior afloran exclusivamente en los alrededores de la Sierra Los Tanques que se localiza al oeste de Sonoyta, datados en 225 Ma, utilizando el método U-Pb en zircones (Stewart et al., 1986). Las relaciones espaciales con las rocas adyacentes presentan complicaciones estructurales; sin embargo, el granito intrusiona a las rocas del basamento cristalino Paleoproterozoico, rocas que además cabalgan al basamento, sino también a las rocas del arco jurásico, formándose un sistema imbricado de estructuras tipo duplex, con indicadores cinemáticos que también evidencian un cizallamiento lateral en el cuerpo granítico (Stewart et al., 1986). Estos intrusivos probablemente fueron formados por fusión cortical y se correlacionan con plutones con similares características expuestos en las montañas Trigo del suroeste de Arizona. No obstante, no se conocen otros afloramientos de esta edad en Sonora (Stewart et al., 1986).

4.3.2. *Jurásico*

Sobreyaciendo en aparente discordancia a la Fm. Monos del Paleozoico se presenta una secuencia de rocas sedimentarias de aproximadamente 3,400 metros de espesor, denominada Fm. Antimonio (González-León y Jaques-Ayala, 1980), secuencia que aflora en la Sierra El Álamo a 60 km al oeste de Caborca, constituida por limolita, lodolita y caliza. Esta Fm. se compone por dos miembros, uno inferior y otro superior a las cuales se les asignó una edad Triásico tardío – Jurásico temprano en esta localidad.

En la Sierra La Gloria (Cerros Paredones y Puerto El Álamo) aflora una serie de rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias del Jurásico, localmente deformadas y denominadas como Complejo Estructural El Batamote (Fig. 2). Las secuencias volcano-sedimentarias

deformadas presentan variaciones desde composición riolítica hasta riolítica y dacíticas con algunos horizontes sedimentarios intercalados, las secuencias sedimentarias están constituidas por conglomerado y arenisca deformadas.

Jacques-Ayala (1995) presentó un estudio estratigráfico-estructural de la Sierra El Chanate y zonas aledañas, donde este describe rocas sedimentarias jurásicas, cretácicas y terciarias que corresponden al Complejo Estructural El Batamote.

4.3.3. Cretácico

Al sureste del proyecto Los Humos se reportan afloramientos del Grupo Bisbee del Cretácico temprano, el Grupo Chanate y el Complejo Volcánico El Charro del Cretácico tardío. En la base del Grupo Bisbee se encuentra el conglomerado Glance, sobreyacido por la Fm. Morita que está constituida por lutita y arenisca generalmente que presenta deformación con una foliación preferencial NW-SE. Sobreyaciendo a la Fm. Morita se encuentra la Fm. Arroyo Sásabe que es similar estratigráficamente al miembro inferior de la caliza Mural. La Fm. Arroyo Sásabe está formada por lutita y arenisca de grano fino, con capas de caliza que afloran de manera local y tienen un espesor de hasta 3 metros (Jacques, 1993). También está la Fm. Cintura que aflora al norte de la sierra El Batamote y esta consiste en una interstratificación masiva de lodolita verde y limolita gris claro, estratos delgados de arenisca de grano muy fino con laminaciones paralelas y diversos tipos de caliza que incluyen fósiles.

El Grupo Chanate se conforma por las Fm. Pozo Duro, Anita y Escalante (Jacques-Ayala, 1993). La Fm. Pozo Duro está constituida por una secuencia de limolita, lutita, arenisca y conglomerado. La Fm. Anita consta de un miembro inferior constituido por flujos y aglomerados andesíticos; un miembro medio y superior compuesto por horizontes de lutita, arenisca, limolita y conglomerado. En la Fm. Escalante se compone principalmente por limolita, arenisca y lutita.

El Complejo Volcánico El Charro que aflora en la sierra El Chanate, fechado en ~72 Ma (Jacques-Ayala, 1993), incluye varios tipos de roca con una amplia variedad litológica. Las rocas volcánicas son de composición riolítica y andesítica, las cuales se encuentran silicificadas y propilitizadas. Estas afloran al este del puerto El Álamo al norte de la Sierra

El Chanate.

4.4. Cenozoico

Las rocas que conforman el Cenozoico consisten de rocas intrusivas, volcánicas de composiciones félsicas, y sedimentos no consolidados. De estas, las rocas Cenozoicas – Paleógenas intrusivas son las más antiguas y constan de granitos de dos micas con granate, seguidas por unidades volcánicas de composición ácida, cubiertas por rocas intermedia-básicas y sedimentos continentales no consolidados producto de procesos de erosión eólicos y aluviales depositados en un ambiente transicional.

Los intrusivos posteriores que cortan al batolito Laramídico corresponden a granitos del Eoceno denominados de dos micas con granate, peraluminosos y productos de fusión cortical, post-arco volcánico laramídico (Damon et al., 1983).

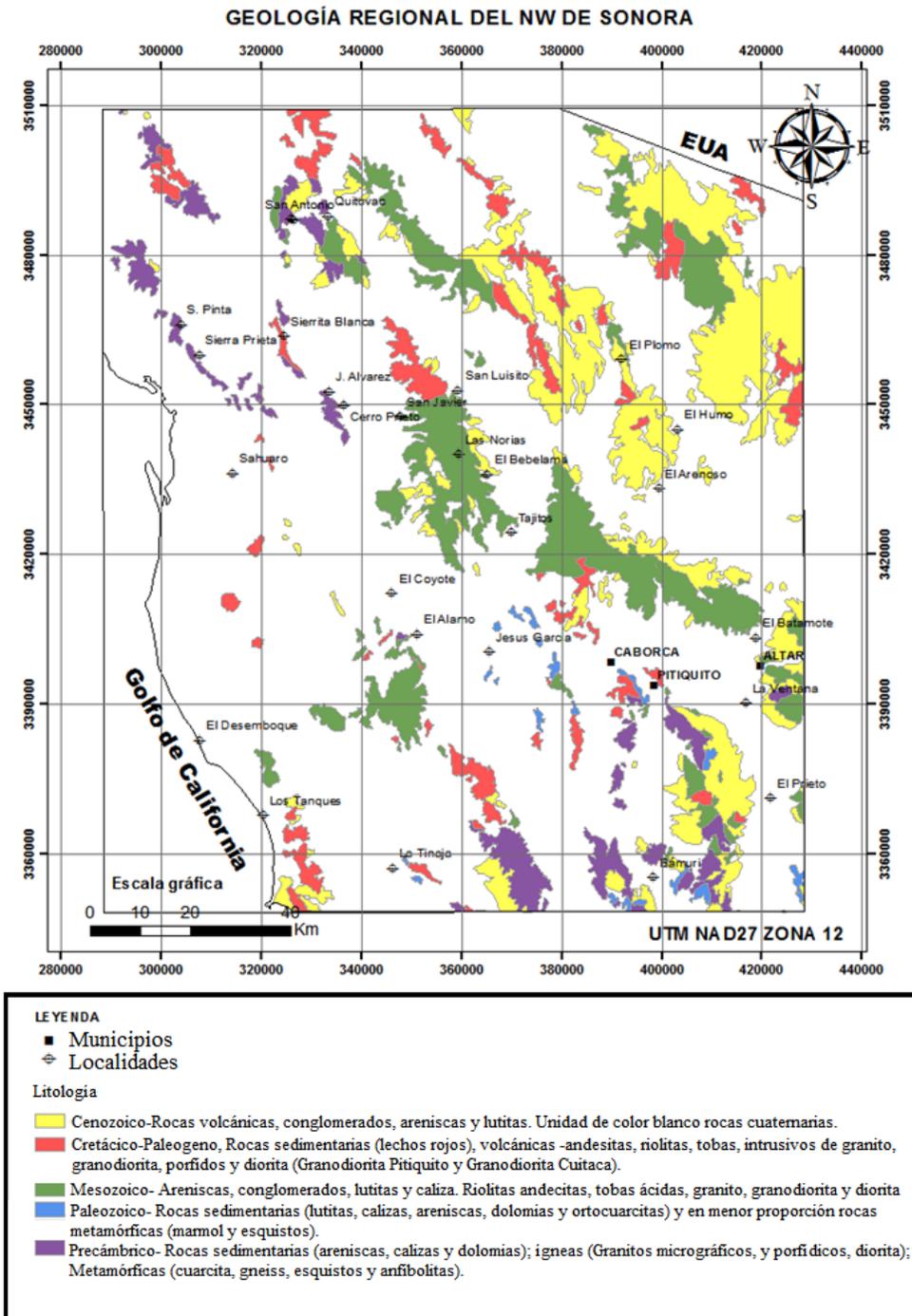


Figura 2. Mapa mostrando la geología regional del noroeste de Sonora, México (modificado de Ornelas, A. y Verdugo, G. 2009).

5. GEOLOGÍA LOCAL

5.1. Geología del proyecto

El proyecto Los Humos se localiza en el Terreno Caborca, el cual consiste en un basamento Proterozoico conformado por gneises y esquistos, afectado por batolitos Proterozoicos, Mesozoicos y Cenozoicos (Anderson y Silver, 1978; Stewart et al, 1986). A su vez, lo sobreyacen sedimentos del Cámbrico, cubiertos discordantemente por una secuencia de andesita de edad Cretácico Superior con alteración hidrotermal, éstas se encuentran aflorando particularmente al poniente de la Sierra San Manuel (Fig. 3). En el área se encuentran aflorando rocas intrusivas graníticas a granodioríticas laramídicas asociadas al sistema de pórfido de cobre.

5.1.1 Mesozoico

El proyecto Los Humos corresponde a un sistema pórfido de cobre en un contexto del arco volcánico Jurásico-Cretácico con tendencia NW (Barra y Valencia 2014). La unidad más antigua de rocas de probable edad Jurásica, corresponden a rocas volcánicas que presentan regularmente texturas piroclásticas con fragmentos subangulosos de composición andesítica. Estas rocas pueden ser correlacionadas espacialmente con rocas volcano-sedimentarias del Jurásico de la región de Tajitos o del Cretácico Inferior de la Sierra El Chanate. El Cretácico Superior está compuesto de andesita con alteración hidrotermal, en partes con fuerte presencia de silicificación correlacionables con la Fm. Tarahumara, que están siendo cortadas por rocas de finales del Cretácico principios del Cenozoico (Larámide), en un rango de rocas intrusivas que varían en composición de diorita a granito (Fig. 3) (Peñoles, 2003).

5.1.2 Cenozoico

Las rocas más antiguas están parcialmente cubiertas por rocas volcánicas de composición andesítica post-minerales del Cenozoico. La secuencia comienza con estratos muy gruesos de sedimentos polimícticos que indican una fuerte denudación, donde las partes más profundas alcanzan hasta los 200 m de posible edad Oligoceno correlacionable con la Fm. Baucarit. Hacia el sur del área de estudio, se encuentra una unidad de gravas polimícticas de matriz poco consolidada, y aparentemente más joven (Fig. 3). Esta unidad se correlaciona

con la Fm. Tubutama del Mioceno inferior, resultado del relleno de micro-cuencas producto de la extensión Core-Complex (Peñoles, 2003).

Estratigráficamente estas unidades de gravas son cubiertas a su vez por la secuencia volcanoclástica post-mineral de probable edad Mioceno, caracterizados por un volcanismo bimodal, que se presenta en bancos gruesos, sub-horizontales, levemente basculados y que tiene un espesor de hasta 750 metros, de los cuales los 200 metros superiores se exponen en los cerros de la Sierra San Manuel (Fig. 3).

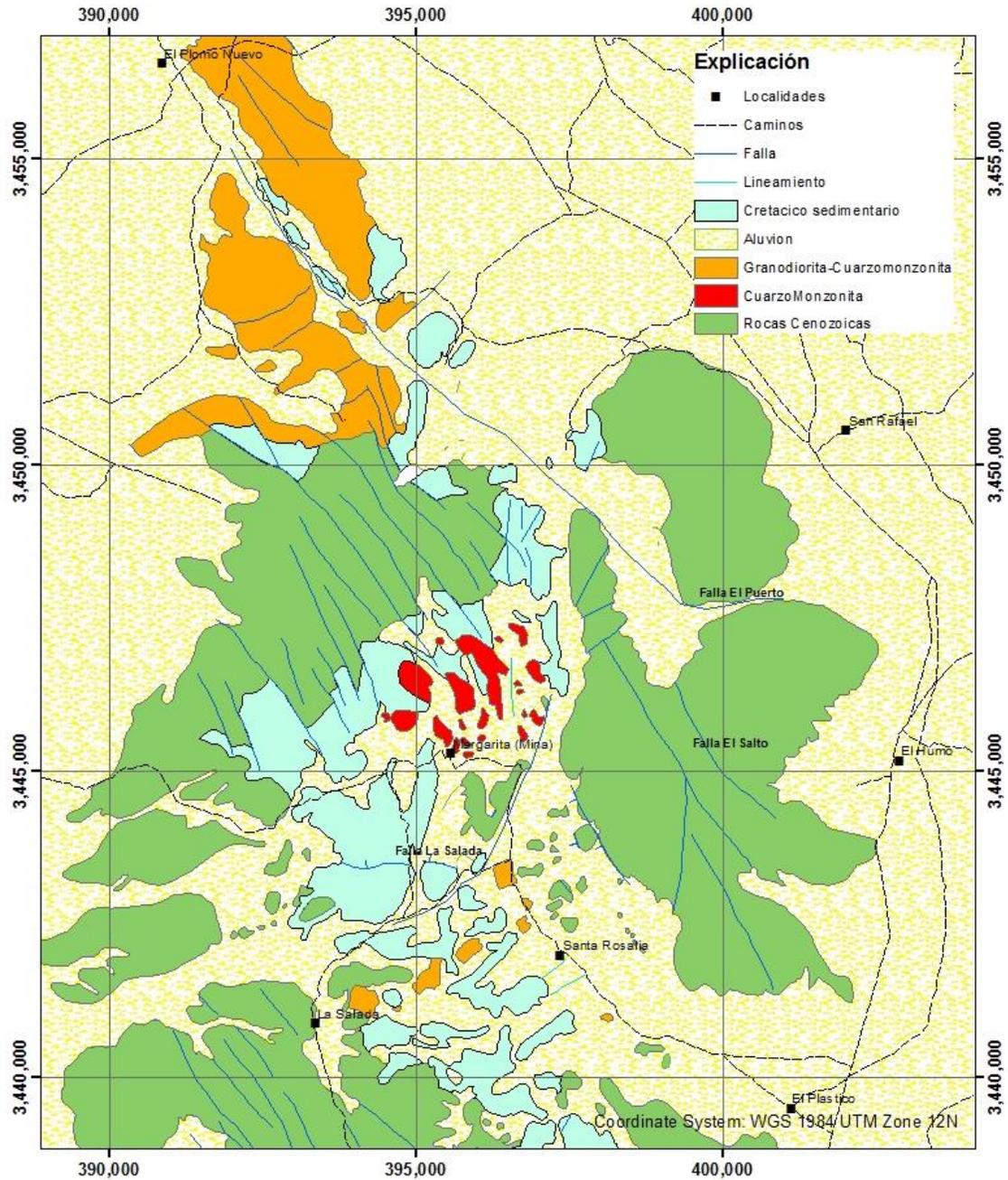


Figura 3. Mapa de la geología distrital del área Los Humos ubicada en las mediaciones de la Sierra San Manuel donde aflora una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico, que son intrusionadas por stocks y diques de composición mineralógica cuarzomonzónica a granodiorítica, gran parte de estas se encuentran cubiertas por una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, tobas y conglomerados del Neógeno.

La parte superior de la secuencia expuesta en los cerros de la porción Este de la Sierra de San Manuel, consiste de ignimbrita, vitrófido y pumicita por sus características texturales, mientras que en los cerros de La Salada y El Arenoso, la parte alta de la secuencia está conformada por flujos basálticos con alto contenido de magnetita, piroxeno y olivino, e en menor proporción ignimbritas riolíticas correspondientes al volcanismo bimodal del Mioceno tardío (Peñoles, 2003).

5.2. Estructuras

En el distrito se presentan una serie de estructuras que forman parte de varias etapas geológicas que comprenden el marco evolutivo del depósito. Una de las principales estructuras del distrito y de las más antiguas corresponde a la falla El Puerto (Ver Figura 3), que pone en contacto los bloques oeste (metalotecto laramídico) y el bloque este (El Plomo). Esta falla, interpretada con magnetometría terrestre, como una mega-estructura de emplazamiento profundo, sería el resultado de la compresión NE-SW y habría controlado sucesivos pulsos graníticos correspondientes al Cretácico Superior (Peñoles, 2003). Otro de los sistemas estructurales observados en el distrito, corresponde a eventos de compresión ENE a WNW que sería resultado de la compresión Larámide, y que controla los sistemas de vetillas y fallas como La Salada (Fig. 3).

Las estructuras que comprenden a los eventos post-mineral podrían representar la fase de extensión durante la evolución de los sistemas core-complex en el Mioceno, y que habrían de producir un sistema incipiente de tendencia NS y NNW que controlaron el desarrollo de cuencas o depocentros donde se depositaron secuencias de gravas asignadas a la Fm. Tubutama en el sector (Peñoles, 2003, reporte interno). Esta serie de estructuras podrían haberse reactivado posteriormente en el Plioceno, dando lugar al rasgo fisiográfico definido como Basin & Range, así como también a un conjunto de estructuras mayores como las fallas El Salto, Rosalía, El Arenoso, que generaron una tectónica de bloques que dislocaron el yacimiento (Peñoles, 2003).

6. TÉCNICAS ANALÍTICAS Y METODOLOGÍA

6.1. Recolección y preparación de muestra

Se recolectaron un total de nueve muestras con distintas características de alteraciones relacionadas al distrito para realizar láminas delgadas y estudios de DRX.. Las muestras se tomaron de los barrenos LH-225, LH-230, LH-91, LH-258, LH-207, LH-273, LH-170 y LH-191 (Fig. 4), con el fin de corroborar, comparar y analizar información para la metodología por espectrometría de reflectancia de infrarrojo cercano (SWIR). Las secciones delgadas fueron elaboradas en el laboratorio de preparación de muestras de la Universidad de Sonora; la descripción petrográfica detallada de las alteraciones y algunos ejemplares de roca tipo de la localidad de Los Humos se puede consultar en Anexos.

Las muestras destinadas para hacer DRX se prepararon utilizando una quebradora de quijada para reducir el tamaño de las muestras y después una molienda de carburo de tungsteno (Fig. 5), en la Estación Regional del Noroeste de la UNAM.

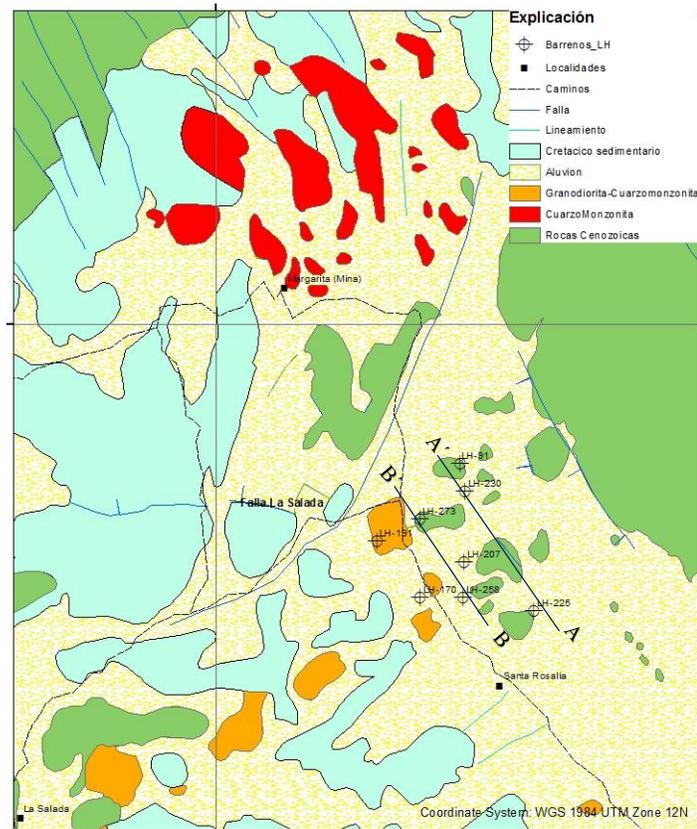


Figura 4. Localización de los barrenos y secciones geológicas utilizadas para muestras de secciones láminas delgadas, DRX y el infrarrojo de onda corta (SWIR).



Figura 5. Molienda de carburo de tungsteno utilizada para la preparación de polvos para la difracción de rayos x.

La obtención de datos para el *SWIR* se basó principalmente en el instrumento para espectrometría de reflectancia del infrarrojo de onda corta (Short Wave Infrared; *SWIR*), TerraSpec 4 Hi-Res Mineral Spectrometer de la compañía ASD inc. (Fig. 6), proporcionado por Exploraciones Mineras Peñoles S.A. de C.V. En relación al muestreo este se llevó a cabo para efectuar análisis de espectrometría; se tomó muestras a cada metro de profundidad de cada barreno seleccionado, ya mencionados anteriormente, siendo un total de 1716 datos puntuales con el instrumento TerraSpec.



Figura 6. Equipo de reflectancia TerraSpec utilizado para la toma de datos espectrales del infrarrojo de onda corta (SWIR).

6.2 Estudios petrográficos

Tabla 1. Relación de muestras tomadas para petrografía mostrando algunas generalidades petrográficas (ver Anexos).

Muestra	Profundidad (metros)	Textura	Minerales	Estructuras	Alteración	Clasificación y Características
LH-170	622	Porfídica, holocristalina,	Biot 10-13 %; Qz >20%;	Vetillas con sulfuros	Sericita > arcillas	Ígnea Granodiorita?
LH-258	573	Hipidiomórfica. porfídica, poiquilitica	Qz < 15%; Pl > FK	--	Débil silicificación, débil sericita, cloritización debil	Ígnea Granodiorita
LH-170	324	Ligeramente porfídica, hipidiomórfica	Biot>35%; Qz < 10%; FK> Pl	Vetillas con Sulfuros	Potásica(biotitización), sericita> arcillas	Granodiorita-cuarzomonzonita

LH-97	179	Porfídica, granular?, alotriomórfica	Qz>10%; FK≤Pl	Vetillas de Qz	Arcillas (argílica), fuerte silicificación	Cuarzomonzonita?
LH-258	436	Hipidiomórfica, granular, ligeramente Porfídica	Qz≤10%; Pl>FK	--	Sericita > arcillas; muscovita	Granodiorita- cuarzodiorita
LH-207	368	Porfídica, granular	Qz≥20%; Pl>FK; Biot-Hbl <6%	--	Arcillas > sericita	Granodiorita
LH-91	415	Hipidiomórfica, holocristalina	Qz<2%; Pl>FK	Vetilla de sulfuros	Arcillas, débil sericita	monzonita
LH-191	25	Porfídica a glomeroporfídica	Qz<5%; Pl>FK	--	Débil sericita, Clorita	diorita porfídica
LH-207	410	Holocristalina, hipidiomórfica	Qz≥15%; Pl≈Fk	--	Debil sericita	Granodiorita- cuarzomonzonita

Tabla 1. Relación de muestras tomadas para petrografía mostrando algunas generalidades petrográficas (ver Anexos).

Se realizaron 9 láminas delgadas para descripción en un microscopio petrográfico ubicado en los Laboratorios de la Universidad de Sonora, en donde los resultados de las mismas muestran un dominio de las granodioritas – cuarzomonzonitas. Este estudio se realizó para confirmar la presencia de las alteraciones descritas con la espectrometría de reflectancia, realizándose una descripción megascópica previa de la textura, composición y de las posibles alteraciones presentes en la roca (Ver Tabla 1).

6.3 Difracción de Rayos X (DRX)

Para el barrido de muestras que se tomaron para DRX, se utilizó un difractómetro de rayos x de polvos, marca Bruker, modelo D8advance con radiación de $\text{CuK}\alpha = 1.5406 \text{ \AA}$ y monocromador de grafito, bajo condiciones experimentales de una velocidad de barrido 2° por minuto en 2θ , ubicado en el Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. De las 9 muestras que se realizaron para secciones delgadas, se generaron polvos menores a 200 (micras) que cumplen con las especificaciones para correr en el difractómetro. Las muestras se pulverizaron primeramente en una quebradora de quijada para reducir el tamaño de la muestra para después llegar al tamaño requerido con una pulverizadora de carburo de tungsteno (Figura 5).

Esta técnica fue esencial para corroborar información acerca de los espectros obtenidos mediante espectrometría de reflectancia del infrarrojo de onda corta (*SWIR*), y comprobar las interpretaciones dadas por el mismo. Dicha información confirma las variedades de alteración hidrotermal en los siguientes difractogramas (Ver Figura 7).

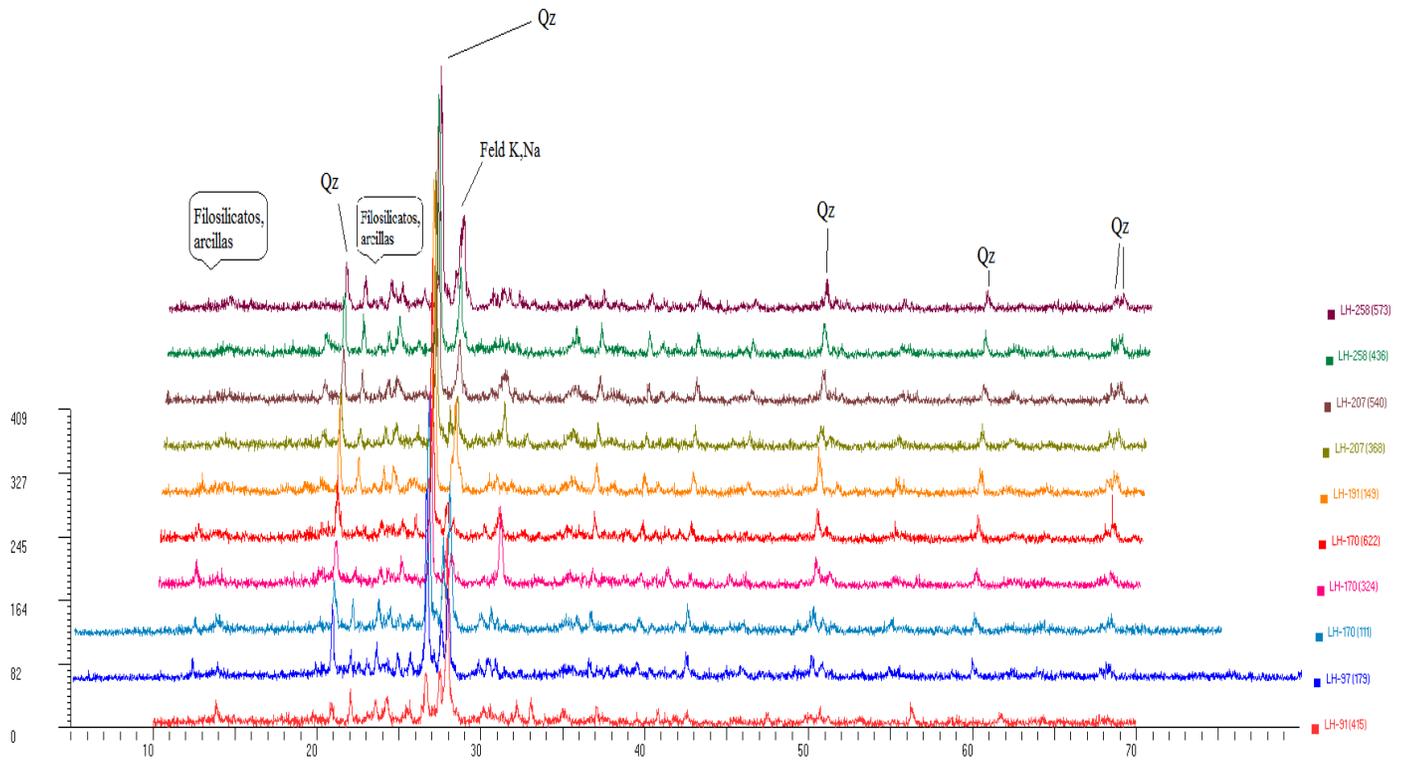


Figura 7. Stock de muestras corridas en DRX para la identificación de filosilicatos y arcillas, ilita (Il), sericita (Ser), esmectita (Smc), caolinita (Kao). Además se observan los principales rasgos del cuarzo (Qz), y feldespato (Fk) potásico y sódico.

6.4 Espectrometría de Reflectancia SWIR

6.4.1 Principio de medición

La espectroscopia es el estudio de la interacción entre energía como radiación electromagnética y materia. La radiación puede ser absorbida, emitida o dispersa por la materia (Hauff, 1999). El espectrómetro *Terraspec* de *Analytical Spectral Devices* (ASD) Inc. utilizado en este estudio, toma medidas de longitud de onda entre 350 y 2500 nm., mientras que la luz visible tiene longitudes de onda entre ~380 y 750 nm. La longitud de onda de la radiación infrarroja oscila entre ~1300 y 2500 nm es la llamada infrarrojo de onda corta o *SWIR* (Clark, 1999).

En la pistola adjunta al instrumento *TerraSpec* en la punta genera un haz de luz mediante un cable de fibra óptica. Una fuente de luz es adjunta al instrumento *TerraSpec*, al final de un cable de fibra óptica. Cuando esta luz es dirigida hacia la superficie mineral, rasgos moleculares absorberán longitudes de onda preferenciales en la misma frecuencia de vibración. Los minerales adecuados para los análisis *SWIR*, exhiben patrones de absorción distintivos pueden ser usados para su identificación. Esta sonda de alta intensidad, es puesta en contacto directo con el núcleo de roca muestra, iluminando un círculo de aproximadamente 1 cm de diámetro, y la sonda envía de vuelta la luz reflejada al espectrómetro.

La relación entre la luz reflejada y la luz incidente es llamada reflectancia; típicamente el espectro Vis/NIR es graficado como reflectancia vs. Longitud de onda (Fig. 3), y las principales características interesantes de los espectros son los picos de absorción (Clark, 1999). Estos cambian de forma, profundidad respecto al eje vertical, y posición respecto al eje horizontal (longitud de onda) el que nos indica, zonas de energía generada por la vibración de ciertas moléculas y radicales: OH, H₂O, NH₄, CO₃ y enlaces del catión OH como Al-OH, Mg-OH, Fe-OH, (Hunt et al., 1971 y Goetz et al., 1982).

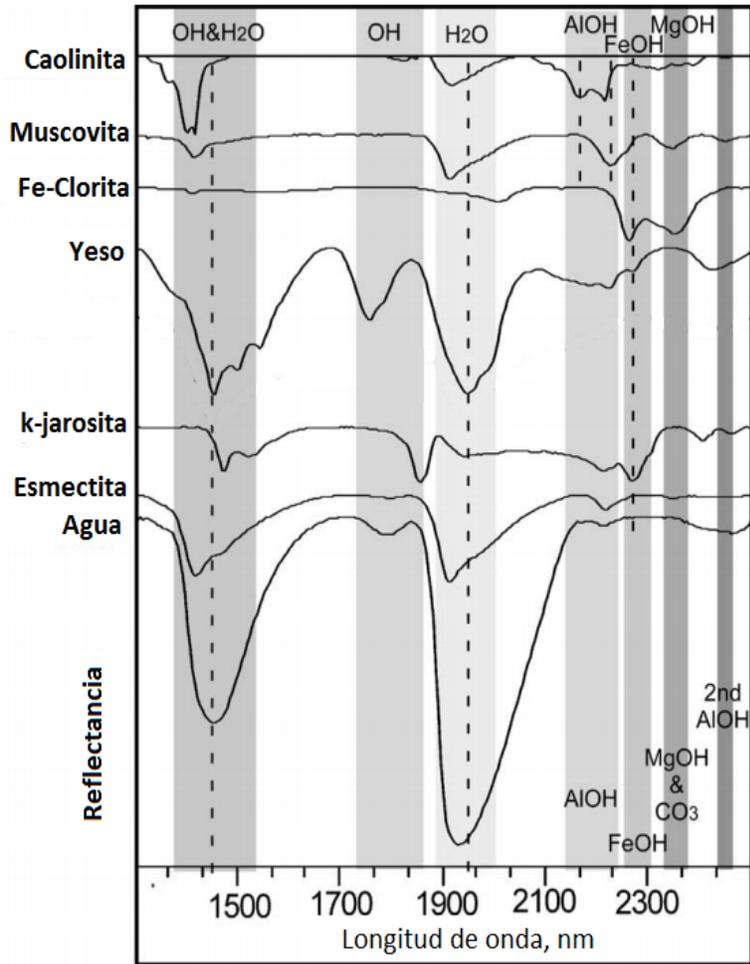


Figura 8. Ejemplos de las principales características de los rasgos de absorción en los rangos de longitud de onda del espectro SWIR (1300-2500 nm). Se muestra un diagnóstico de las características de absorción en las bandas verticales, producido por la vibración de moléculas de minerales. Los cambios en la reflectancia son el resultado de la flexión y estiramiento de los enlaces moleculares de las bandas principales (OH, H₂O, Al-OH, Mg-OH, Fe-OH, SO₄, CO₃) encontrados como elementos mayores en filosilicatos, sulfatos o carbonatos. (Tomado y modificado de Velasco et al., 2005).

6.4.2 Adquisición del Espectro

Las bases de la espectroscopia de infrarrojo de onda corta (*SWIR*) está fundamentalmente ligado a principios de vibración molecular y la teoría de moléculas la cual asume distintos niveles de energía predecibles y discretos (Burns, 1993). El *SWIR*, adquiere parte del espectro mediante dos espectrómetros:

- SWIR1 para la longitud de onda de 1000nm a 1800nm.
- SWIR2 para la longitud de onda de 1800nm a 2500nm.

Los lectores *SWIR* tienen un detector para el *SWIR1* y otro para el *SWIR2*. Estos espectrómetros recopilan información de forma secuencial y no en paralelo (ASD Inc., 2007).

Desde la calibración y la medición del espectro, en el momento de calibrar el instrumento como al momento de medir, este tiene que ser con la misma iluminación y la misma configuración. Ya que los espectros que se colectan, el control de la iluminación y configuración, se le añadirán características geométricas en la precisión de los espectros (Fig. 9).

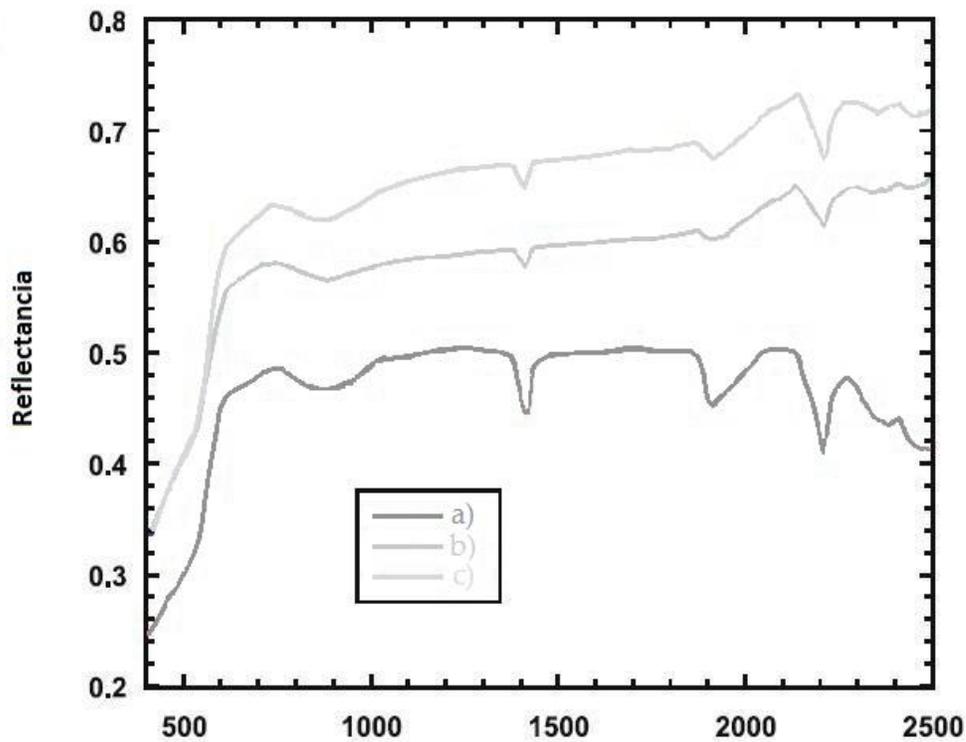


Figura 9. Ilustración de espectros tomados a) recién calibrado, b) y c) con incidencia de Luz Solar, y deriva de calibración.

6.4.3. Calibración del estándar

Para la calibración del instrumento es necesario un material con aproximadamente 95-99% de reflectancia a través de todo el espectro, en el cual se utiliza un panel blanco de referencia o blanco estándar de referencia. La medición cruda hecha por el espectrómetro está influenciada tanto por la muestra y la fuente de luz. Se requiere una medida independiente de la iluminación de la fuente de luz sobre una referencia conocida de reflectancia para calcular la reflectancia de la muestra. El uso de un blanco estándar de referencia con cerca de 100% de reflectancia simplifica este cálculo (ASD Inc., 2007). El blanco de referencia, debe ser calibrado 15 minutos después de encendido, mientras que cada hora es suficiente para que la calibración se mantenga en los rangos de optimización (Tabla 2).

Longitud de Onda (nm)	TerraSpec “Calibrado” Reflectancia
1600	0.991
1700	0.988
1800	0.989
1900	0.981
2000	0.976
2100	0.953
<u>2200</u>	0.973
2300	0.972
2400	0.955
2500	0.950

Tabla 2. El índice de Reflectancia es igual a la Energía reflejada del objetivo sobre Energía incidente del objetivo.

6.4.4. Interpretación mineralógica del espectro

La espectrometría Vis/NIR es un método muy eficiente que permite detectar, cualificar y caracterizar ciertos minerales (composición, variaciones cristalográficas) (Clark, 1999). Estos pueden ser minerales primarios en la roca o más comúnmente minerales secundarios como el caso de minerales metamórficos y alteraciones. Para la exploración, el principal objetivo de la espectrometría Vis/NIR es la información que puede ser recabada de alteraciones hidrotermales (ej., Thompson et al., 1999).

Los minerales que pueden ser detectados pertenecen a cuatro familias: silicatos, carbonatos, sulfatos, y óxidos. Los minerales que pueden ser identificados de manera muy general son: alunita, anfíboles, anhidrita, biotita, buddingtonita, carbonatos (calcita, dolomita, magnesita, siderita), calcedonia, clorita, arcillas (dikita, halloysita, caolinita, montmorillonita, esméctica), óxidos de cobre, cristobalita, diáspora, epidota, goethita, yeso, hematita, jarosita, ópalo, flogopita, prehnita, pirofilita, piroxenos, serpentina, talco, topacio, turmalina, vesuvianita, wollastonita, mica blanca (ilita, muscovita, paragonita), zeolitas, y zincita (Huntington et al., 1997; Clark, 1999; Thompson et al., 1999). Es importante destacar que algunos de estos minerales pueden ser de grano muy fino y no visible o identificable con lupa.

En cuanto a la identificación mineral observada en el espectro *SWIR* se debe tener en cuenta diferentes rasgos espectrales producidos por su composición molecular y grado de cristalinidad de los cristales. En estos rasgos se puede destacar aspectos importantes como la mineralogía, el grado de cristalinidad; variaciones en la composición molecular y las asociaciones minerales que fueron en lo que más se enfocó esta tesis.

Otro de los datos muy importantes al momento del análisis de los espectros es tener en cuenta que algunos minerales o grupo de minerales (granates, anfíboles, micas, etc) tienen rasgos de absorción muy similares, rasgos espectrales muy pronunciados que pueden llegar a cubrir rasgos más sutiles de otros minerales que son importantes para su identificación, como por ejemplo hay casos muy comunes en las asociaciones illita-moscovita (sericita), también alunita-jarosita, e illita-esmectita, entre otros.

El método más eficaz para interpretar los espectros Vis/NIR es la comparación visual de cada espectro tomado con una base de datos que nos sirva de referencia para esto, que contenga los rangos del espectro *SWIR* (ej. USGS Digital Spectral Library, 2007). El criterio

utilizado para la interpretación mineralógica del espectro, es la forma general de este, y el estudio de los picos de absorción: profundidad, ancho, posición (longitud de onda mínima) (Thompson et al., 1999).

El método visual es tan subjetivo que la calidad de la interpretación depende de la persona que lo está realizando. De otra forma características distintivas pueden ser pasadas por alto por un algoritmo de computación. De cualquier manera, interpretar cada espectro de manera separada es poco práctico para bases de datos tan grandes como de barrenos, ya que contienen cientos de datos.

6.4.5. Utilidad de los datos

Las mediciones tomadas en núcleo de roca, serán utilizados para interpretar datos espectrales, e interpretarlos y plasmarlos en modelos geológicos. Además las mediciones espectrales darán a conocer relaciones mineralógicas ideales para interpretar eventos de origen hidrotermal, reconociendo y después interpretando y tratando de correlacionar este método con otros métodos analíticos más usados como la petrología y la difracción de rayos x. De tal manera que utilizando estos datos se puede determinar zonas, identificables como alteraciones en un entorno geológico.

7. RESULTADOS

De acuerdo a la mineralogía que se presenta, principalmente lo observado y descrito en las muestras de lámina delgada (anexos), fueron zonas de transición que presentan evidencias de alteración hidrotermal particularmente del tipo fílica y/o argílica, con tendencia a una transición a potásica de biotita y menor feldespato potásico, en la cual de modo contrario gran parte del conjunto de micro hojuelas de biotita hidrotermal (potásica) muestran efectos de una incipiente transformación a sericita. La afectación de esta etapa de alteración hidrotermal, consiste en hidrolisis principalmente en minerales como las plagioclasas mayormente y en feldespato potásico menormente, como se mencionó anteriormente, en otros casos la hidrolisis afecto algunas de las micas aluminosas.

La presencia de minerales arcillosos como la caolinita en la zona de mineralización ya oxidada tiene una potencia de alrededor de los 200 a 300 metros de profundidad (Figura 11), la cual se presenta en lo que fue parte del capote lixiviado y se sobrepone a la alteración hipógena y domina el zoneamiento vertical. En los barrenos descritos, el sulfuro más abundante es pirita, que varía alrededor del 2% hasta el 10%, esto nos indicaría un sistema rico en azufre pero la ausencia de minerales arcillosos como diquita y alunita con pH más ácidos, que promueve con mayor facilidad la movilidad de iones de Cu (Figura 10).

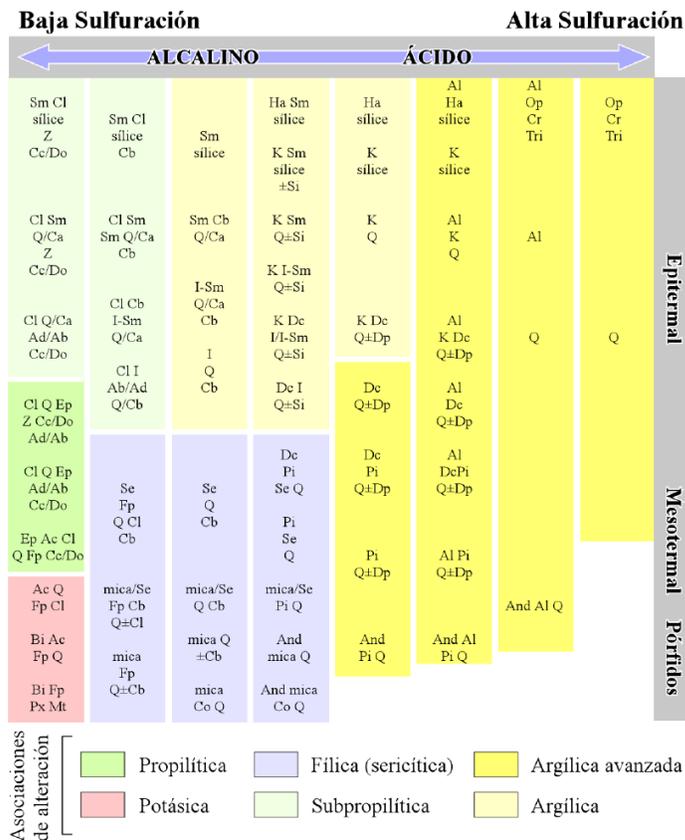


Figura 10. Tomado de Camprubi et al. 2003. Esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermiales y porfídicos, según el pH de las soluciones mineralizantes (modificado y simplificado de Corbett y Leach, 1998). Abreviaciones: Ab = albita, Ac = actinolita, Ad = adularia, Al = alunita, And = andalucita, Bi = biotita, Ca = calcedonia, Cb = carbonatos (de Ca, Mg, Mn y/o Fe), Cc = calcita, Cl = clorita, Co = corindón, Cr = cristobalita, Dc = dickita, Di = diápora, Do = dolomita, Ep = epidota, Fp = feldespatos potásicos, Ha = halloysita, I = illita o illita–esmeclita, K = caolinita, Mt = magnetita, Op = ópalo o sílice opalina, Pi = pirofilita, Px = clinopiroxenos, Q = cuarzo, Se = sericita, Si = siderita, Sm = esmeclita o esmeclita– illita, Tri = tridimita, Z = zeolitas.

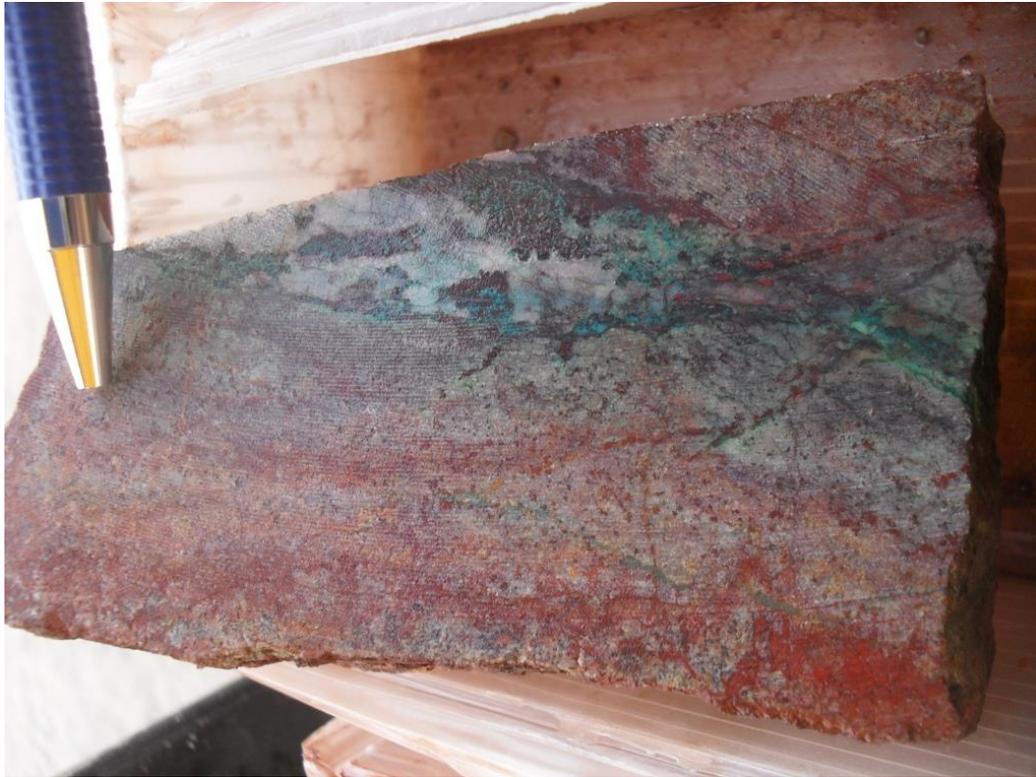


Figura 11. Mostrando roca con eventos supergénicos con mineralización de Cu en óxidos y calcocita.

Entre los datos analizados en cada metro de barreno, los minerales que se identificados fueron: Esmectita (Smc), Ilita (Il), Cuarzo (Qz), Clorita (Chl), Caolinita (Kao), Sericita (Ser), además se observó que en el espectro de una misma muestra se presentaron detalles de hasta 2 o 3 minerales en proporciones diferentes en orden de cristalinidad, las más comunes fueron las asociaciones minerales de: Il-Smc, Il-Ser, Il-Kao, Il-Kao-Smc, Kao-Smc, Qz-Kao, Qz-Il-Smc, Il-Kao-Smc.

Entre los que más destacan en proporciones importantes son los minerales arcillosos como la caolinita, esmectita y otras arcillas amorfas, principalmente reemplazando plagioclasas (puede haber sericita acompañando a las arcillas; Anexos), estas representan un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica y además una significativa lixiviación de Ca, Na, y Mg de las rocas.

En cuanto a la alteración fílica, se presenta destruyendo ambos feldespatos (plagioclasas y feldespato potásico) en forma de micro hojuelas sobreimpuestas con cantidades menores de arcillas, además normalmente los minerales máficos (biotita-horblenda) están completamente destruidos (Ver Anexos, Foto 4).

7.1. Análisis Petrográfico

Las observaciones llevadas a cabo a partir de los estudios petrográficos corroboró la existencia de una relación de procesos hipogénicos y en los cuales en algunos casos se pudo observar eventos posteriores que podrían estar relacionados a un evento supergénico (Fig. 12). Como se puede observar en esta figura, se tienen cristales de feldespatos con formas euhedrales con rango de tamaños hasta <3mm los más grandes, lo cuales por procesos hidrotermales se encuentran alterados por una alteración fílica a la cual se le sobreimpuso una alteración sobreimpuesta supergénica generando una gran cantidad de arcillas donde se puede expresar de la siguiente manera:

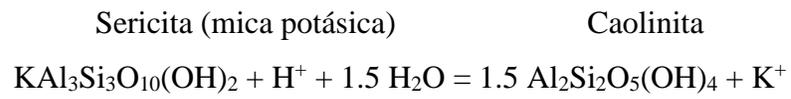
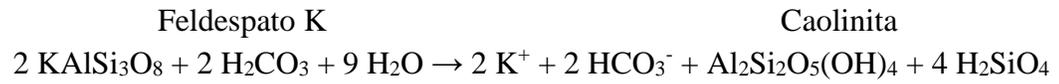


Figura 12. Muestra LH-170 (324m) petrográfica con luz polarizada, donde se observan alteraciones de sericita con una superposición de arcillas.

Estas reacciones producen importantes cantidades de arcillas del tipo caolinita (Fig. 13), que se encuentran principalmente reemplazando a feldspatos; existiendo cantidades variables de sericita asociada a los minerales arcillosos (Ver Fig. 15), lo cual indica procesos hidrotermales involucrados y pH ácidos probablemente de procesos supergénicos (Fig10) . (Ver Anexos)

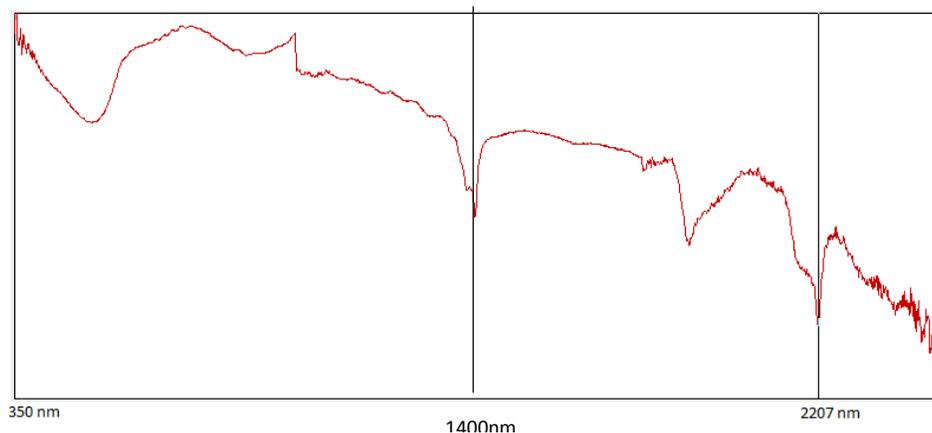


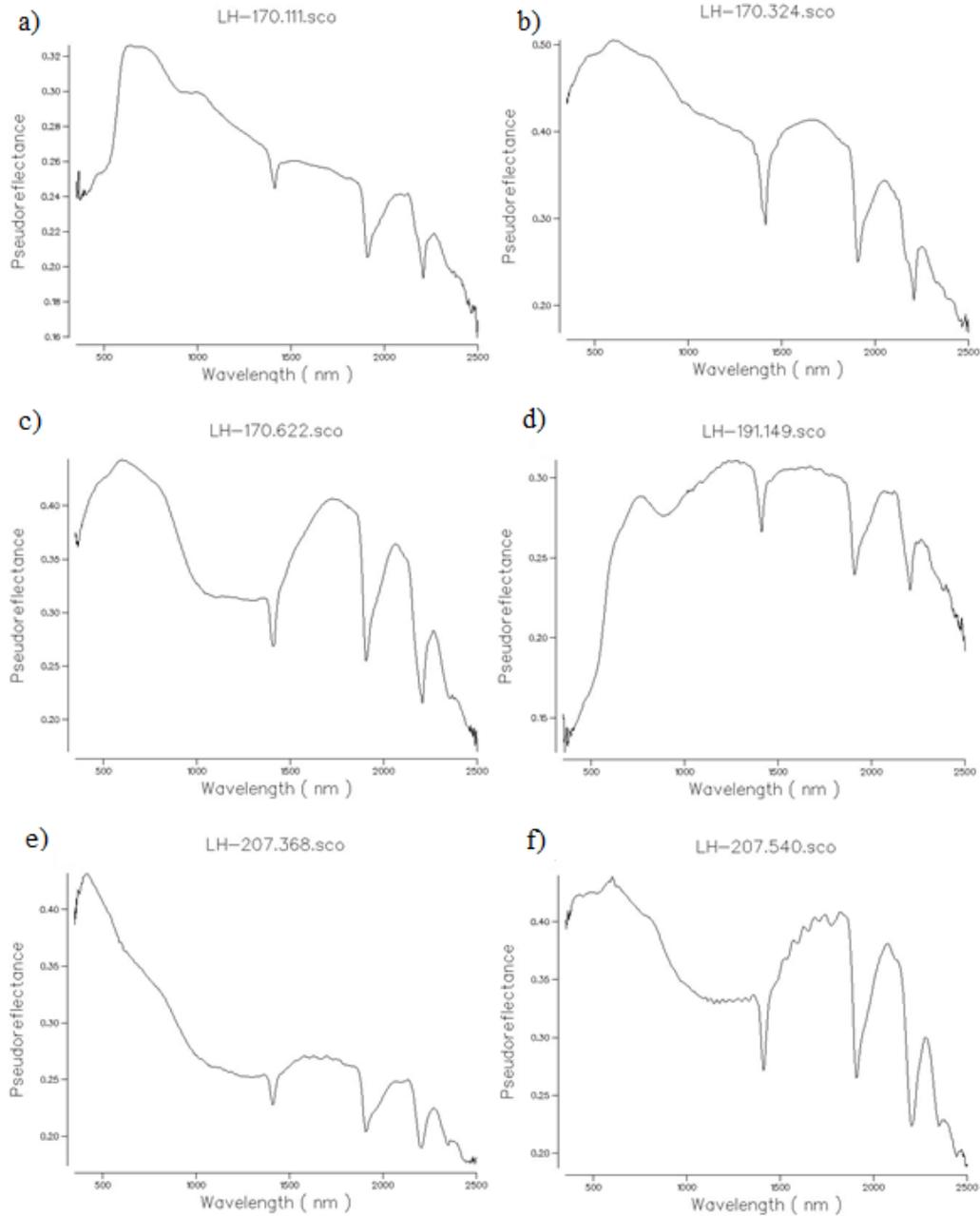
Figura 13. Mostrando el espectro de muestra LH-91(415M) dentro de la longitud de onda corta (SWIR), en el cual se observan características de filosilicatos del tipo caolinita con rasgos muy marcados a los 1400nm y los 2200nm, en ambas longitudes de onda se observa el doble pico de absorción.

7.2. Longitud de Onda Corta (SWIR)

Con respecto a las interpretaciones llevadas a cabo mediante la obtención de espectros del infrarrojo de onda corta, se detectaron algunos grupos más comunes de asociaciones minerales, tales como los siguientes espectros en la figura 14:

Donde a) el primer ejemplo de una arcilla corresponde a una esmectita esto debido a los rasgos presentes en el pico de absorción a los 1900 nm en el H₂O. b) corresponde a una de las asociaciones más comunes de esmectita – caolinita por los rasgos de absorción en el pico del OH-H₂O a los 1400nm y en el AlOH a los 2200nm tratando de formar un doble pico de absorción característico de la caolinita. c) el espectro corresponde a una esmectita y también presenta algunos rasgos moderados de ilita por la inflexión a los ~2400nm. d) es un espectro característico de una esmectita un pico de absorción muy pronunciado y más grande con respecto a los del AlOH y OH. e) se muestra en este espectro una mezcla de

esmetita con illita con sus -rasgos marcados poco prominentes en comparación a los de la esmetita. f) corresponde a las características de una mezcla de illita-esmetita con rasgos muy marcados de ambos minerales. g) muestra un ejemplo claro de una esmetita con el pico de absorción muy pronunciado en el H₂O a los 1900nm. h) este espectro muestra una roca casi completamente fresca, con algo de alteración de clorita en ~2300nm. i) Este es de los pocos espectros encontrados con rasgos muy particulares de sericita (muscovita).



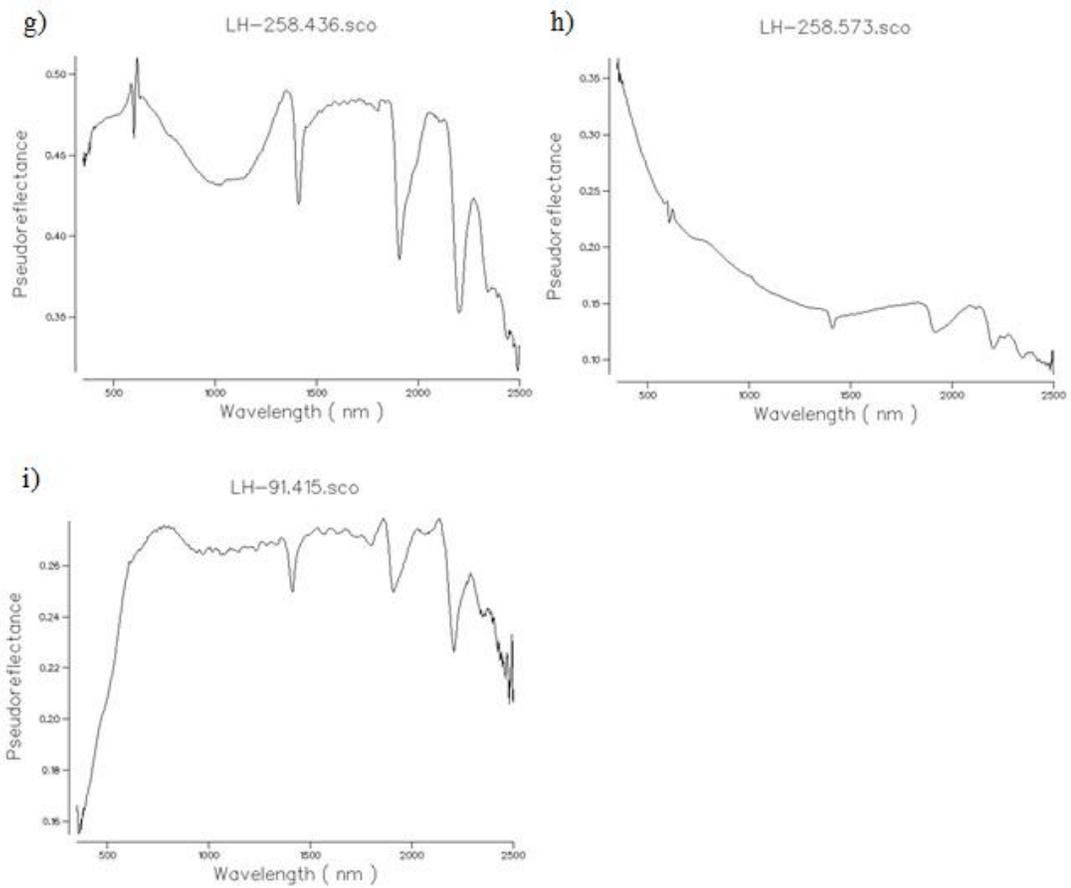


Figura 14. En la siguiente figura se muestran las asociaciones minerales más comunes detectadas en la Espectrometría de Reflectancia Infrarroja de Onda Corta (SWIR, Terraspec, de ASD.).

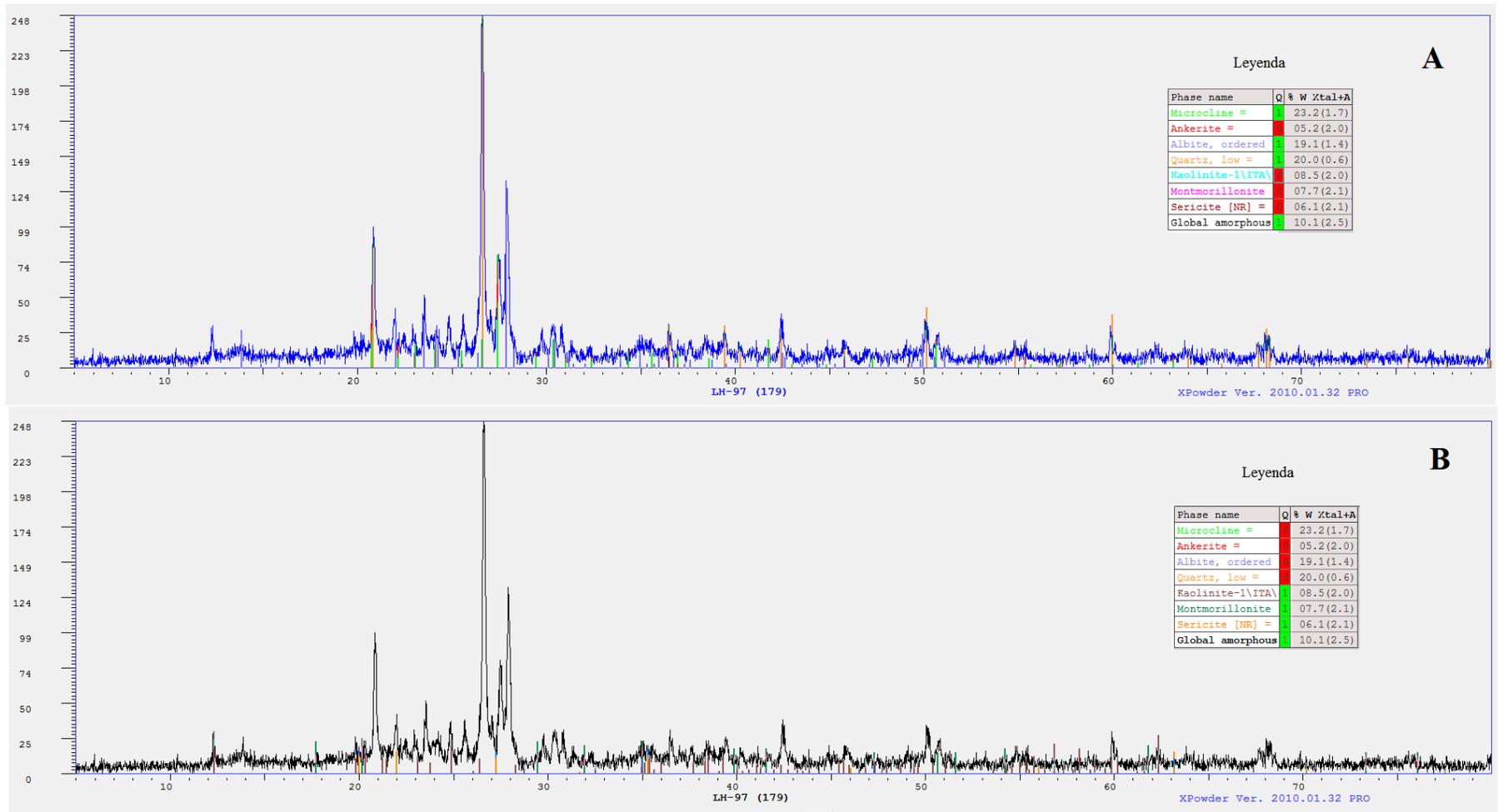


Figura 15. Muestra LH-97 (179m), semicuantitativamente se observa la concentración de la mineralogía observada a través de la DRX. En A) observamos cualidades de una roca félsica, con contenido en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. En B) se observan rasgos de minerales arcillosos del tipo de los filosilicatos (caolinita, montmorillonita).

7.3. Difracción de Rayos X (DRX)

Se lograron identificar 3 grupos con contenidos de arcillas que se agruparon en 3 conjuntos de asociaciones mineralógicas: Il-Kao-Smc, Il-Smc, Kao (Figura 16). Los cuales corroboran la existencia de esta mineralogía en el yacimiento.

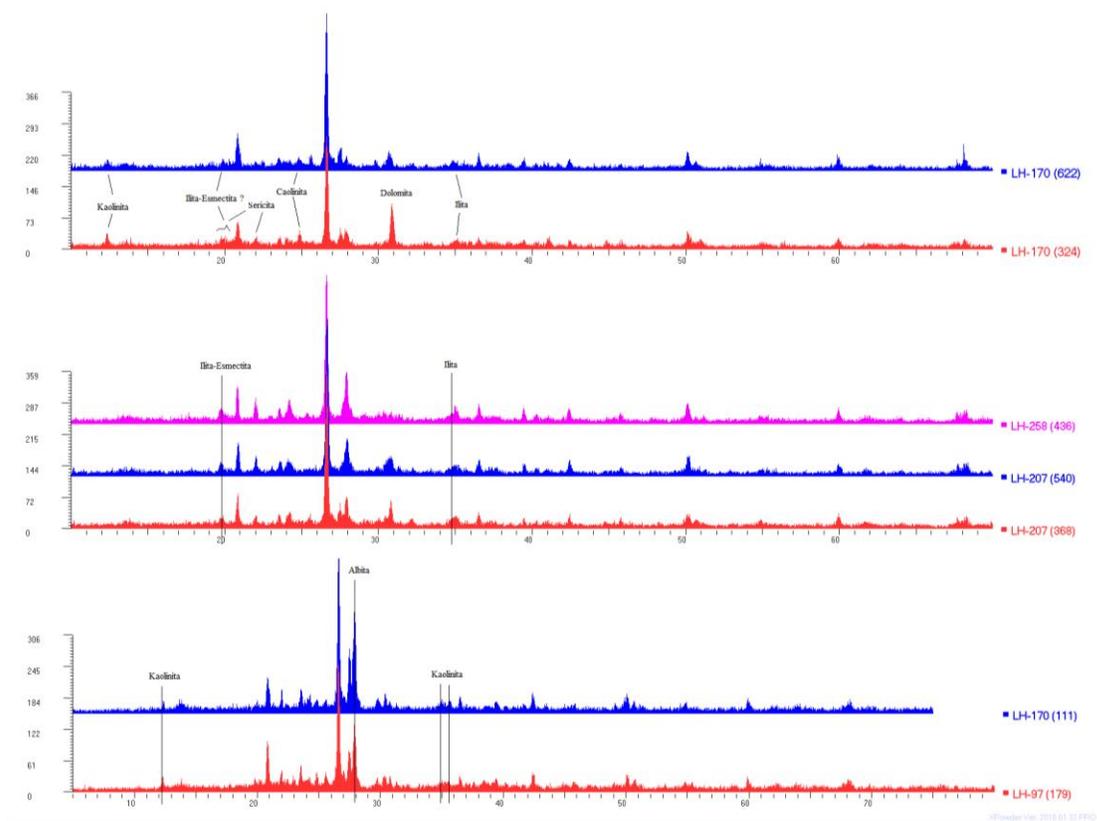


Figura 16. Mostrando el contenido de arcillas con presencia de illita-caolinita-esmectita (Il-Kao-Smc), illita-esmectita (Il-Smc), caolinita (Kao).

7.4. Modelado con GIS

En cuanto el muestreo que se llevó a cabo, consta de 1716 datos útiles recabados de manera sistemática como ya se mencionó, de los barrenos LH-225, LH-230, LH-91, LH-258, LH-207, LH-273, LH-170 y LH-191 (ver Fig. 4). El muestreo no lleva preparación alguna para la espectrometría en el infrarrojo cercano (SWIR), solamente las especificaciones que se deben de tomar en cuenta para el uso adecuado del instrumento para no obtener una mala lectura del espectro.

El análisis de los datos se hizo con el software SPECMIN-PRO ver. 3.1 para la interpretación de los espectros analizados con el TerraSpec. Con una sistemática de una toma de espectro por cada metro en muestra de núcleo de barrenación. Con la finalidad de elaborar una tabla de relaciones mineralógicas para el desarrollo de un modelo esquemático de la distribución de alteración hidrotermal (Ej. Tabla 3). La asociación mineralógica obtenida sirvió para la elaboración e interpretación de la litología y alteración de dos secciones mostradas en la Fig. 4.

Tabla 3. Ejemplo de la tabla de datos interpretados de las posibles relaciones minerales para realizar el esquema con GIS.

<i>BARREN O</i>	From	To	AIOH	MINERA L1	MINERA L2	ALTER ACIÓN	Long. A	Long. B	Comentarios
<i>LH-91</i>	128	129	2205	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2205	Posible Sericita
<i>LH-91</i>	129	130	2203	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2203	
<i>LH-91</i>	130	131	2203	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2203	
<i>LH-91</i>	131	132	2205	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2205	
<i>LH-91</i>	132	133	2207	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2207	
<i>LH-91</i>	133	134	2207	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2207	
<i>LH-91</i>	134	135	2207	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2207	
<i>LH-91</i>	135	136	2209	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2209	
<i>LH-91</i>	136	137	2201	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2201	
<i>LH-91</i>	137	138	2205	Esmectita	Ilita	Il-Smc		2205	
<i>LH-91</i>	138	139	2206	Ilita- Esmectita		Il-Smc		2206	
<i>LH-91</i>	139	140	2208	Ilita- Esmectita		Il-Smc		2205	
<i>LH-91</i>	140	141	2205	Esmectita		Smc		2205	
<i>LH-91</i>	141	142	2205		Sericita	Ser	1412	2207	Transición a rasgos sericita, cambio en la longitud de onda AIOH
<i>LH-91</i>	142	143	2207	Sericita		Ser	1412	2216	Transición, cambio en la

									longitud de onda AIOH
<i>LH-91</i>	143	144	2216	Sericita		Ser	1413	2212	Transicion, cambio en la longitud de onda AIOH
<i>LH-91</i>	144	145	2207	Esmectita	Kaolinita	Kao-Smc		2207	Cuarzo, estructura?

Tabla 3. Ejemplo de la tabla de datos interpretados de las posibles relaciones minerales para realizar el esquema con GIS.

8. DISCUSIÓN

Uno de los aspectos más importantes en la interpretación de los espectros y la observaciones efectuadas en el campo con respecto a las asociaciones mineralógicas de alteración, es la problemática de definirlos y limitarlos (identificarlos correctamente). En el caso muy particular, y dentro de los minerales que componen la alteración fílica encontrada en la interpretación de los espectros es la similitud espectral entre ilita y sericita (muscovita), que impide reconocerlos de manera determinante, debido a que ambos minerales comparten rangos de longitud de onda y pH muy similares que promueven su formación (Figura 14; i), su identificación serviría para ver zonas de transición en rangos de temperatura dado que la ilita corresponde a las zonas más externas y de menor temperatura de la zona de alteración fílica. De ahí la dificultad para discriminar e interpretar su presencia; por lo tanto, se combinó con lo observado en las relaciones de campo y que ayudó en la interpretación espacial y distribución de las zonas de alteración.

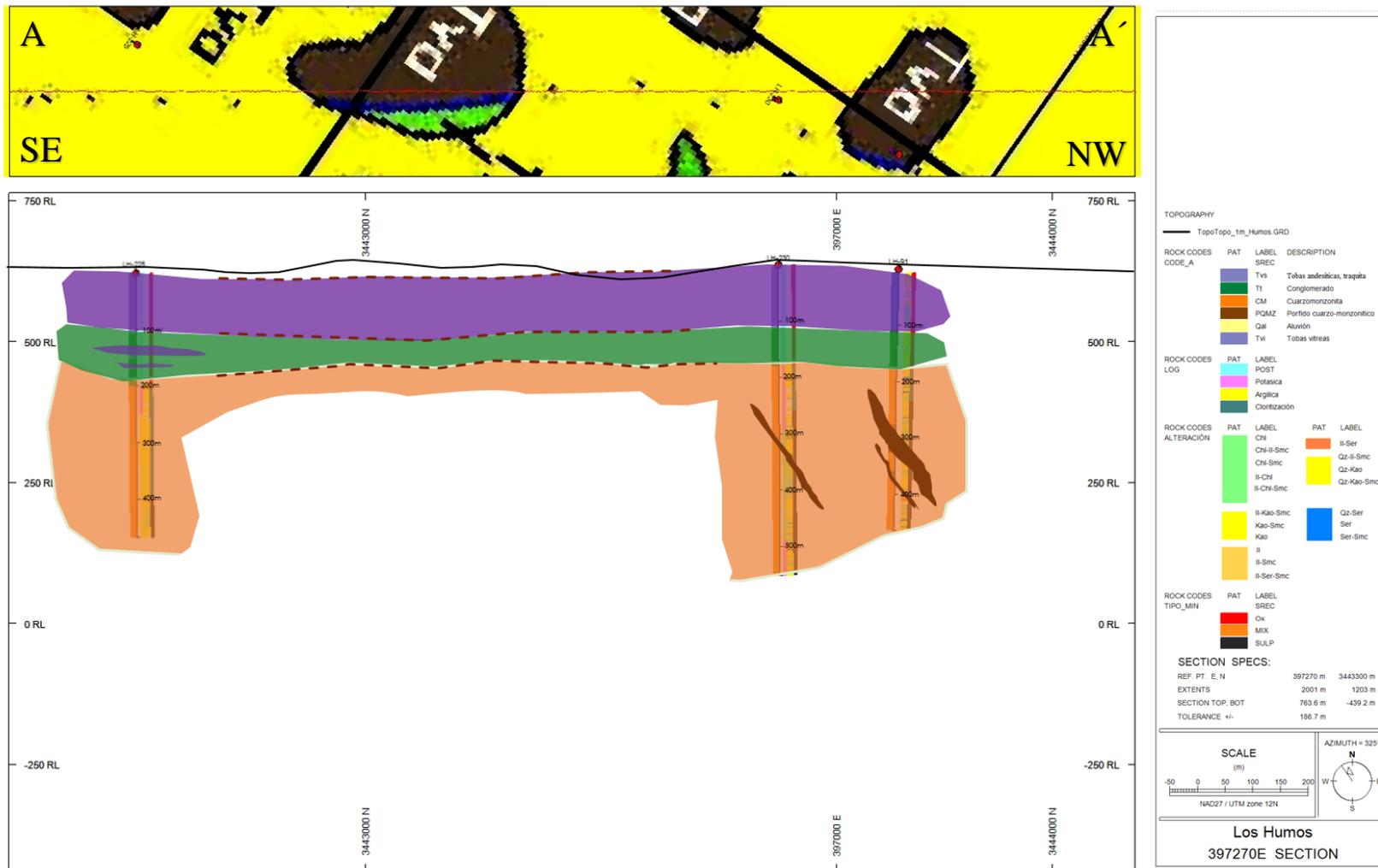
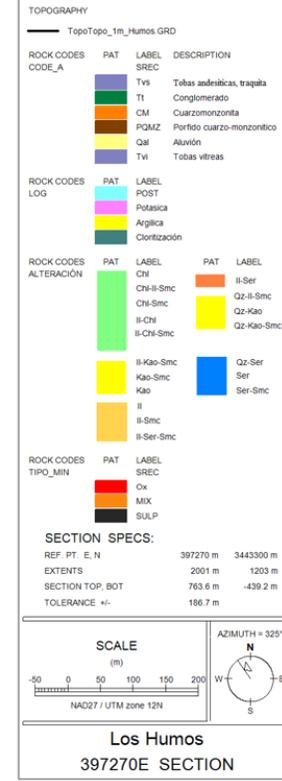
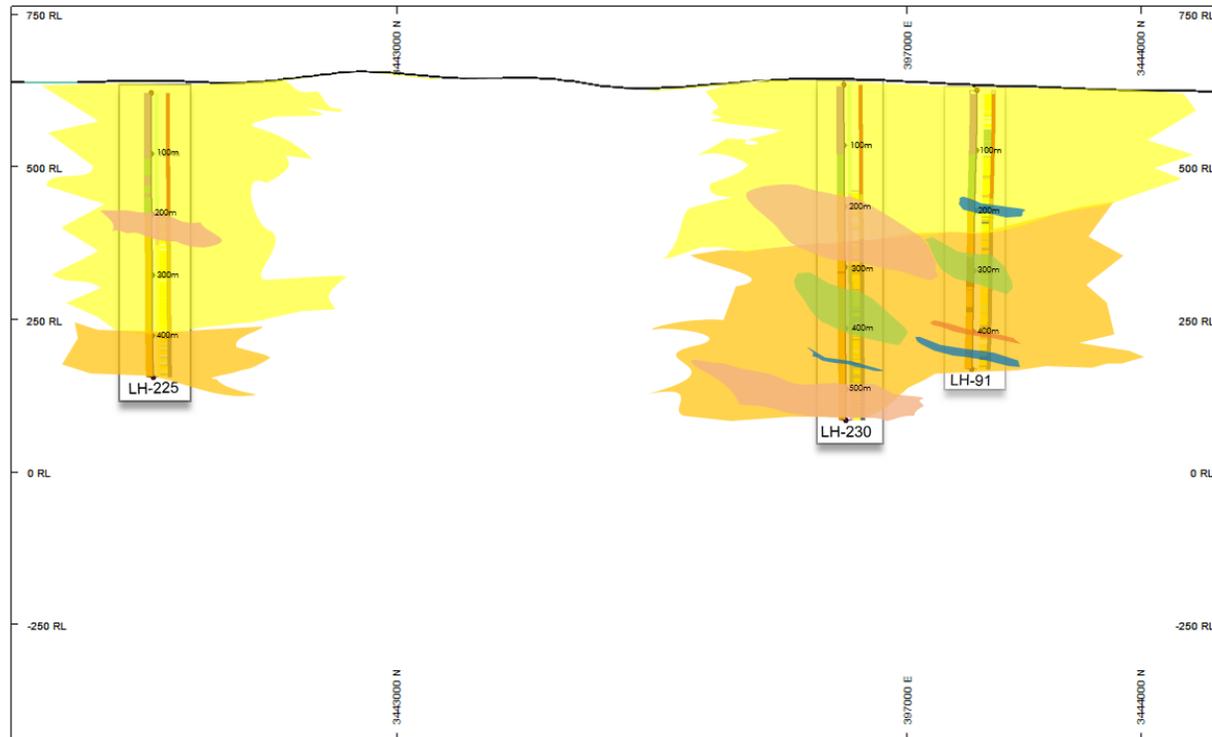
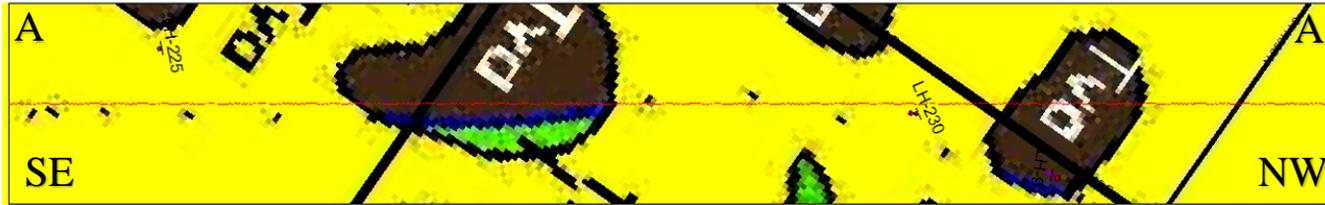


Figura 17. Sección esquematizada A-A', mostrando esquema de litología general del distrito minero Los Humos.



Figuras 18. Sección esquematizada A-A', mostrando esquema de alteración hidrotermal general del distrito minero Los Humos.

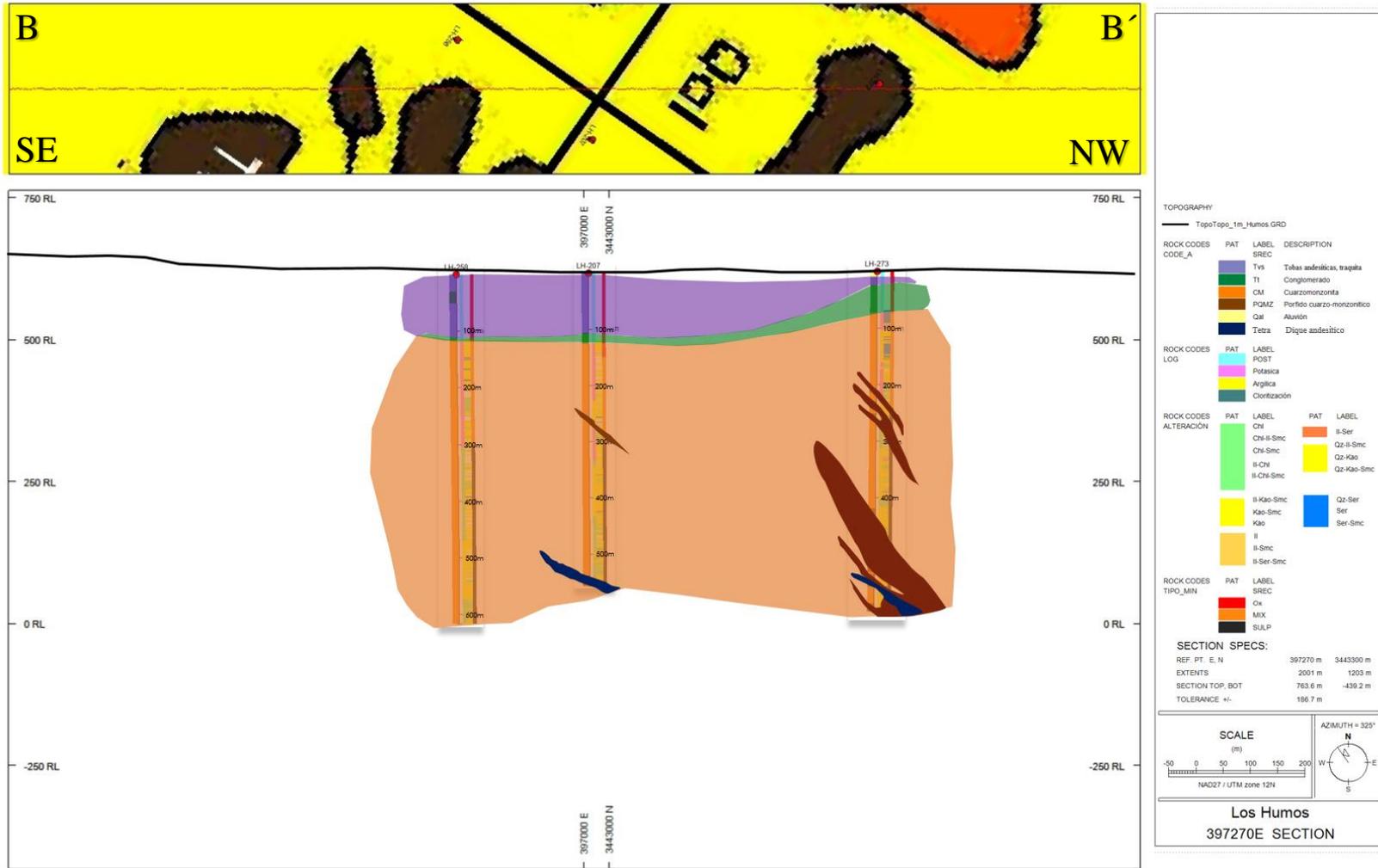


Figura 19. Sección esquematizada B-B', mostrando esquema de litología general del distrito minero Los Humos.

De acuerdo a los datos recabados a partir de los estudios de espectros, y considerando la distribución espacial de las zonas de alteración en las secciones, se puede pensar en un esquema de alteración como se muestra en las secciones generalizadas A y B (Fig.17, 18, 19 y 20), donde se puede interpretar al menos de dos formas:

- 1) La tendencia en la propagación de las alteraciones argílica-fílica, conforme a las zona de fractura y fallas, estas alteraciones se traslapan con evidencias (tasa de fracturamiento y generación de minerales arcillosos relacionados a estas zonas de debilidad) que proponen una zona de supergénesis, con una posible generación de zonas de enriquecimiento debido al grado de hidrolisis de la roca, y que tienden a una transición argílica-fílica a débilmente potásica con generación de micro hojuelas de biotita y en menor proporción feldespato potásico. Esta propagación tiende a ser con una abundancia de minerales arcillo-sericíticos incrementando su presencia hacia el sureste de la zona de estudio, por lo que pudiera ser indicador si se considera un enriquecimiento dado el grado de hidrolisis de la roca.

Por otro lado, del sector noroeste se observa en menor disposición de la alteración que se consideró como hipógena (potásica, fílica, propilítica) expuesta a condiciones oxidantes tal vez debido a una menor tasa de fracturamiento en la zona norte siendo así más complicada la percolación de aguas meteóricas.

Los procesos magmático-hidrotermales que dieron origen a esta alteración están ligados a la presencia de un evento de pórfidos de composición cuarzo-monzonita se asocian a eventos de mineralización con cobre.

En la sección B (Fig. 19), se puede interpretar de igual manera la alteración supergénica hacia la zona sureste de distrito tiende a ser mayor, esto puede ser debido a todas las estructuras y la tasa de fracturamiento de la roca que permitieron la percolación de aguas meteóricas. Por otro lado en hacia los bordes de la alteración potásica se puede observar un zoneamiento.

Estas observaciones están hechas en base a lo descrito en los nucleos de barrenación, en la petrografía, y en lo estudiado en los espectros de la longitud de onda corta, dado que podría haber una relación de procesos magmáticos-hidrotermales relacionados a los eventos de alteración hipogénica, con presencia de varios tipos de arcillas, ej. Sericita-caolinita (Fig.

19) lo cual podría corresponder a un evento hipogénico que muestra efectos de sobreimposición por un evento supergénico, lo cual puede estar respaldado por la menor presencia de pirita, como agente generador de ácidos, producto de eventos supergénicos, lo cual no se ve en estas zonas.

2) La segunda opción es más relacionada a una distribución transicional entre una alteración fílica pasando gradualmente a una alteración argílica moderada como ha sido sugerida por Seedorff (2005), donde minerales de arcilla como caolinita-ilita-esmectita están presentes con ilita, y las cuales han sido interpretadas como parte del debilitamiento de la alteración sericítica pasando a una alteración argílica, todas estas con características hipogénicas. Si se toma en cuenta esta opción, se estaría pensando, considerando las dos secciones A y B interpretadas, que se tiene una variación a condiciones más profundas hacia el SE, con la idea de encontrar una alteración sericita o cuarzo-sericita mas formas en esta dirección en zonas más profundas.

9. CONCLUSIONES

La utilización del instrumento *Terraspec* para la detección de arcillas en este caso, es útil para definir áreas claves para conocer el zoneamiento del yacimiento, en este caso permitió delimitar las zonas de alteración supergénica – meteórica, y además la alteración hipogénica del yacimiento, y zonas de transición.

Uno de los puntos clave fue la identificación de los límites de Red-Ox del yacimiento, y de las variaciones en la alteración argílico-sericítica, en el cual se pudo delimitar de manera estimada la zona donde se están generando arcillas producto del evento supergénico, que estuvieron activos y asociados a un fallamiento normal (Basin & Range) que afecto el área, por el cual hubo percolación de aguas meteóricas y la generación de minerales arcillosos (Kao-Smc-II), además que éstas no generaron gran aporte de ácidos, tal vez por la gran tasa de exhumación y erosión que hubo en el área, que pudiera desarrollar un proceso supergénico importante. O la transición de la misma alteración hipogénica con la segunda opción.

10. ANEXOS

Muestra: LH-170 (622m)

Descripción microscópica:

Esta muestra corresponde a una roca intrusiva que presenta la típica textura que es característica en este tipo de rocas: **Holocristalina (100% cristales)**, **Hipidiomórfica (presencia combinada de cristales euhedrales+subhedrales+anhedrales)** y **porfídica (presencia combinada de grandes cristales, dentro de una matriz de granulometría diferente)**. *Estos términos serán frecuentemente referidos en las descripciones de la mayoría de las rocas incluidas en estos anexos.*

Observada en lamina delgada, esta roca se caracteriza por la presencia de cristales anhedrales de cuarzo (>20%), con rangos de tamaños desde fracciones de milímetro, hasta un máximo de 1.5 mm y que han cristalizado entre los espacios de plagioclasa y feldespato potásico. Los cristales prismáticos de plagioclasa (60 a 70%) en su mayoría presentan formas euhedrales a subhedrales, con tamaños que varían desde 1 a 2 mm, hasta un máximo de 2 y 3 mm, los cuales están siendo alterados por una mezcla de sericita y material arcilloso. Existen cristales anhedrales de feldespato potásico (10 a 15%), en su mayoría representados por la variedad ortoclasa, con tamaños que varían desde 1 a 2 mm y que a diferencia de los cristales de plagioclasa, no presentan alguna alteración significativa. Los minerales ferromagnesianos (10%), corresponden en su mayoría con cristales prismáticos y euhedrales de biotita que presentan rangos variables de alteración y están siendo reemplazados principalmente por micro hojuelas de sericita y en ocasiones por mezclas de clorita + calcita + óxidos de fierro, tal como se puede observar en la ilustración correspondiente (Foto 1).

La mineralización se presenta de manera irregular e intercrecida en los cruceros de la biotita y corresponden a gránulos de óxidos de fierro (probable magnetita) y en menor proporción de sulfuros de fierro y cobre (pirita y posiblemente calcopirita), tal como fue observado en el estudio y descripción de los núcleos de barrenación.

De acuerdo con las características mineralógicas porcentuales y de sus rasgos texturales, esta roca se clasifica como una roca intrusiva félsica, del tipo de una **granodiorita**, de grano medio a grueso, que presenta evidencias de una alteración hidrotermal, potásica por la identificación de biotita secundaria y una incipiente alteración fílica.

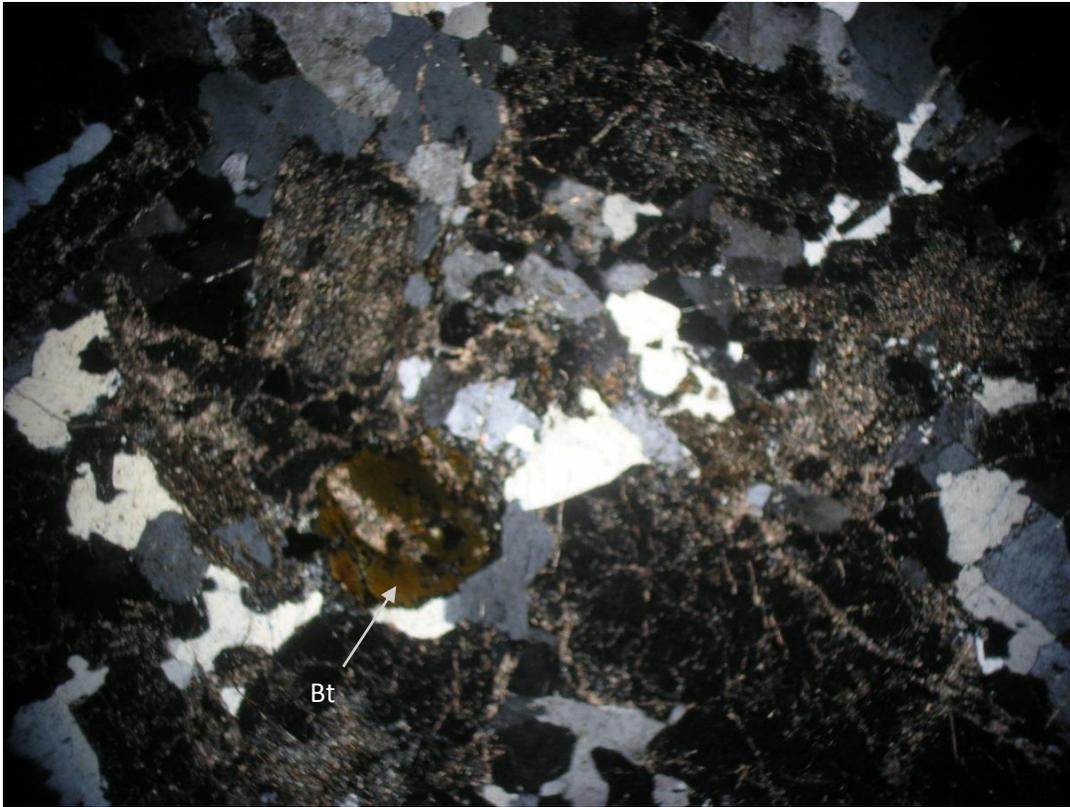


Foto 1. Microfotografía de muestra LH-170 (622.10m), 4x, LP, donde se observan cristales prismáticos y euhedrales de plagioclasa que han sido fuertemente alteradas y reemplazadas por micro hojuelas de sericita, acompañadas por mezclas de material arcilloso y calcita. Se observa un cristal de biotita que está siendo reemplazada por clorita + calcita y en menor proporción por sericita.

Muestra: LH-258 (573m)

Descripción microscópica:

Esta muestra corresponde a una roca intrusiva félsica, con una definida textura holocristalina, hipidiomórfica granular y con una ligera tendencia porfídica y poiquilitica. La mineralogía predominante está representada por cristales prismáticos y euhedrales de plagioclasa (50 a 60%), con tamaños entre 1 y 2-3 mm, que en su mayoría han sido alterados y reemplazados por micro hojuelas de sericita, mezclada con minerales arcillosos y en menor proporción con micro gránulos de calcita y óxidos de hierro. La fracción de feldespato potásico (20 a 30%) es porcentualmente menor a la plagioclasa y corresponden a cristales subhedrales de ortoclasa, con tamaños entre 1 y 2 mm, que en lo general no muestran el desarrollo de una alteración observable. La fracción de cuarzo (10 a 15%), en cristales anhedrales y cristalizado intersticialmente entre los cristales de plagioclasa y feldespato potásico, presentan tamaños inferiores a 1 mm: existiendo algunas porciones de

la lamina delgada en donde existen indicios de una posible silicificación y que en este casos sería atribuible a los efectos y consecuencia de la alteración hidrotermal, causante del desarrollo de sericita y mezclas de minerales arcillosos + óxidos de fierro (foto 3). La fracción de ferromagnesianos están claramente representados por secciones longitudinales y basales de cristales de biotita y hornblenda (10 a 15%), con tamaños desde 1 hasta 2 mm y que comúnmente muestran los afectos de la alteración hidrotermal y su reemplazo por proporciones variables de clorita + minerales arcillosos + calcita y ocasional esfena o titanita (Foto 2).

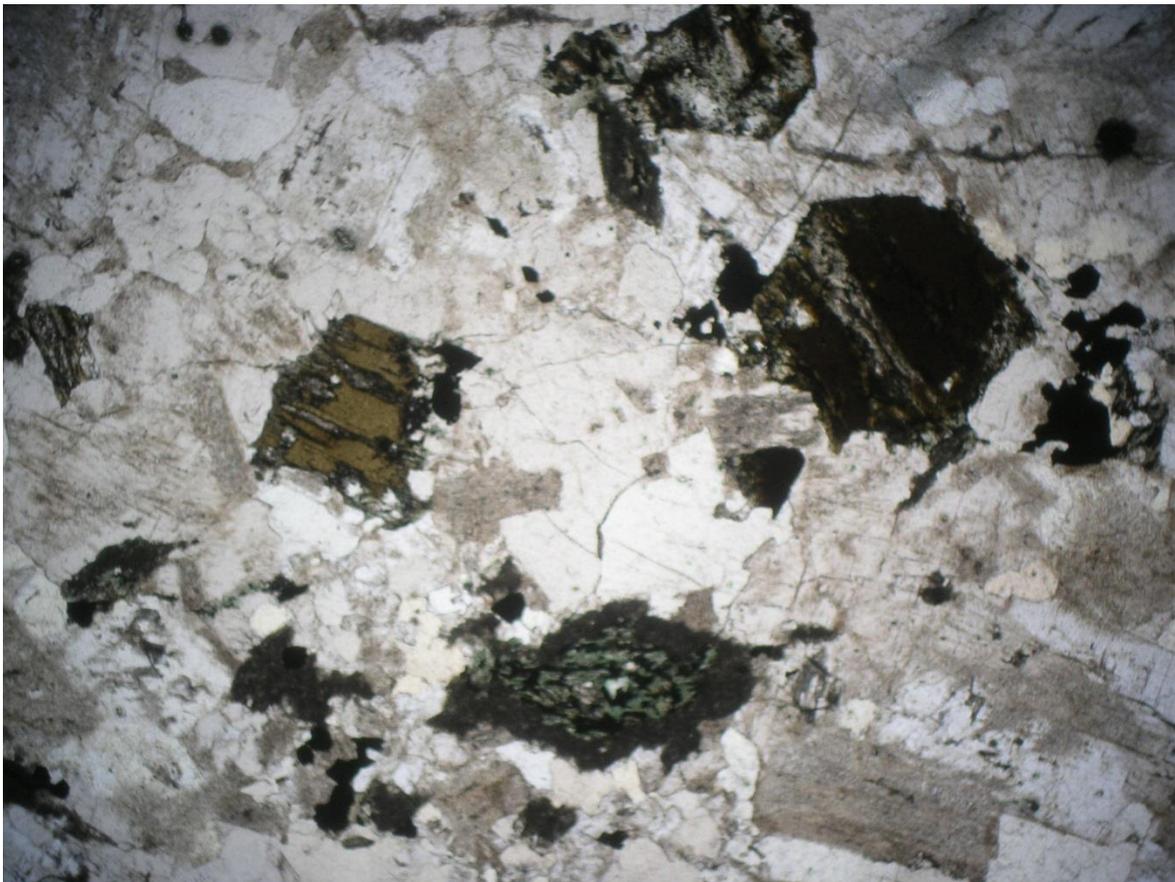


Foto 2. Microfotografía de muestra LH-258 (573m), 4x, LN., en donde se observa el mosaico holocristalino conformado por cristales euédricos, subeuédricos y aneuédricos de plagioclasa + feldespato potásico y cuarzo. En esta foto (luz natural) destaca la presencia de fenocristales prismáticos y euédricos de biotita y hornblenda, en secciones basales y longitudinales, que están siendo alterados y reemplazados por proporciones variables de clorita + calcita + óxidos de fierro y en ocasiones titanita o esfena.

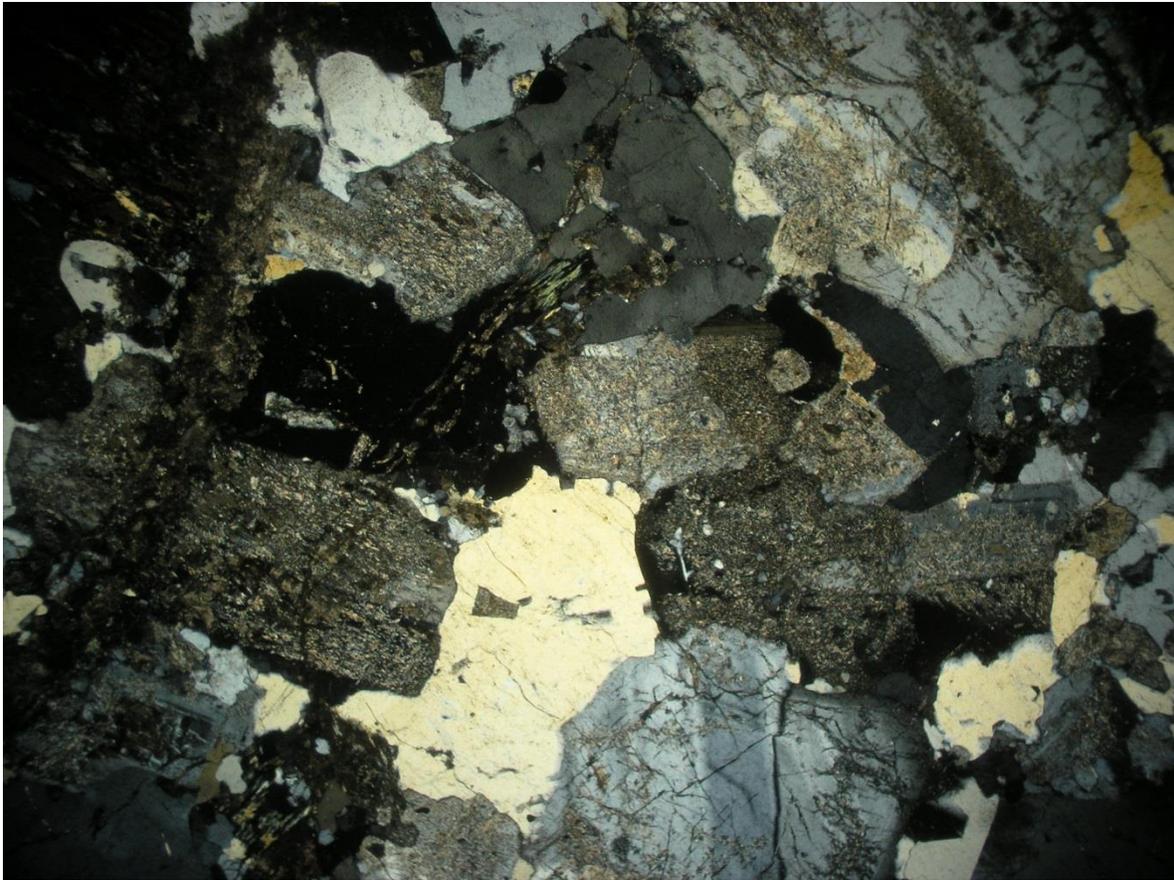


Foto 3. Microfotografía de muestra LH-258 (573m), 4x, LP, en la que se observa con claridad los efectos de la alteración hidrotermal, principalmente sobre los cristales de plagioclasa, que propicia el desarrollo de micro hojuelas de sericita, asociada con mezclas de minerales arcillosos + calcita + óxidos de hierro.

Evaluando las características porcentuales mineralógicas y texturales, esta roca se clasifica como una roca intrusiva félsica que permite clasificarla como una Granodiorita de biotita y hornblenda, con transición a una Cuarzo monzonita, de textura de grano medio a grueso y que presenta los efectos de una alteración hidrotermal, del tipo fílica.

LH-170 (324m)

Descripción microscópica:

La muestra corresponde a una roca intrusiva félsica con una distintiva textura holocristalina, hipidiomórfica, con una tendencia porfídica y poiquilitica. La asociación mineral principal consiste en cristales prismáticos y euhedrales de plagioclasa (30 a 40%), con tamaños desde fracciones de milímetro, hasta un máximo cercano a 1 mm, que han sido totalmente alteradas y reemplazadas por micro hojuelas de sericita, asociada con una mezcla de minerales arcillosos y calcita + óxidos de hierro, que tienden a mostrar una disposición y desarrollo a manera de franjas o capas, que pudiera ser consecuencia de un zoneamiento en los cristales originales de plagioclasa. Se complementa esta mineralogía con fenocristales anhedrales de cuarzo (10-15%), con tamaños variables entre 0.5 y 1.0 mm acompañados de cristales subhedrales de feldespato potásico (ortoclasa?), que a diferencia con la plagioclasa no muestran los efectos de una avanzada alteración hidrotermal. Los minerales accesorios se representan por cristales prismáticos euhedrales de ferromagnesianos, con predominio de biotita y posiblemente hornblenda, con tamaños de fracciones de milímetro, que en su mayoría han sido alterados y reemplazados por clorita y óxidos de hierro, con cantidades menores y variables de calcita + sericita + minerales arcillosos.

En algunas porciones de la lámina delgada se observan ciertas aparentes evidencias mineralógicas que permiten considerar la existencia de una segunda generación de biotita secundaria, producto de la interacción de los fluidos hidrotermales, lo cual sugeriría la transición entre una alteración fílica a potásica (Foto 4).



Foto 4. Microfotografía de muestra LH-170 (324m), 4x, LP. Mostrando la alteración de los feldspatos (plagioclasa principalmente) a sericita y mezclas irregulares de minerales arcillosos + óxidos de hierro + calcita. En ciertas porciones de la lámina delgada se observa una aparente presencia de posible biotita hidrotermal o secundaria.

Esta segunda etapa de biotita (biotitización) se caracteriza por la generación de un conjunto de agregados de micro hojuelas de biotita de grano muy fino que se distribuyen irregularmente dentro del mosaico cristalino, a manera de parches o franjas. Gran parte de este conjunto de micro hojuelas de biotita hidrotermal muestran los efectos de una incipiente transformación a sericita. Foto 5.

En algunas porciones de la lamina delgada, sobre todo en donde los efectos de la alteración han sido más intensos, es fácilmente observable la abundancia y predominio del conjunto de los minerales secundarios generados por el proceso hidrotermal, con porcentajes entre 35 y 50% de la roca total, que corresponden mayoritariamente a micro cristales de biotita, minerales arcillo-sericiticos, calcita tardía y cantidades variables de óxidos y sulfuros de hierro. En este caso no es fácil de clasificar el tipo de roca original, debido principalmente a que la intensidad de alteración y reemplazamiento dificulta la identificación y porcentualización de feldspatos y plagioclasas. En consecuencia, se deben de aplicar y considerar ciertos criterios que nos ayuden o faciliten la determinación del tipo de roca. Por ejemplo, en la foto 5 se observa que los cristales originales, de tendencia prismática, que han sido totalmente alterados y reemplazados, deben de ser considerados como plagioclasa y no como feldespato potásico, ya que este último no muestra los avanzados efectos de

alteración, tal como se observa en un fenocristal de feldespato, ubicado en el extremo centro-derecho, el cual aparentemente está parcialmente alterado: sin embargo, lo que está alterado en realidad corresponde con cristales de plagioclasa incluidos dentro del cristal del feldespato (textura poiquilitica).

Tomando como válido este tipo de criterios interpretativos y de acuerdo con la determinación porcentual entre las fracciones de plagioclasa y feldespato, se considera que en este caso la muestra estudiada corresponde a una roca intrusiva, con cuarzo y en la que se determina que la fracción de plagioclasa es mayor que la del feldespato potásico y por lo mismo, se clasifica como una *granodiorita* de biotita y hornblenda que ha sido afectado por un proceso hidrotermal, con el desarrollo de un conjunto de minerales secundarios o hidrotermales que permiten definir un carácter de alteración fílica, con traslape o transición a alteración potásica.

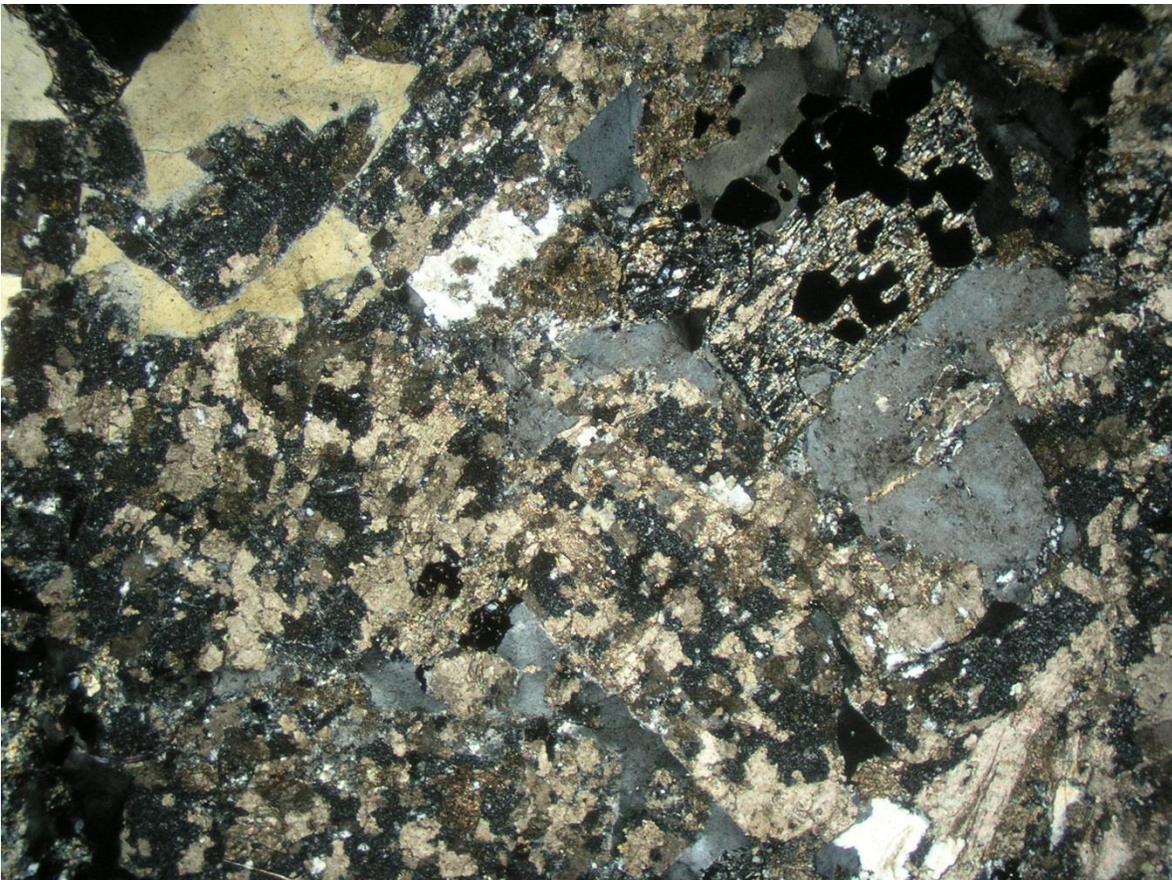


Foto 5. Microfotografía de muestra LH-170 (324m), 4x, LP. Mostrando la diferencia alteración y reemplazamiento entre las fracciones de feldespato y plagioclasa, con la

generación de un conjunto de minerales secundarios o hidrotermales, dentro de los cuales predomina la presencia y abundancia de sericita + calcita + minerales arcillosos + óxidos y sulfuros de hierro. De acuerdo con la aplicación de criterios, descritos anteriormente, esta roca se clasifica como una *Granodiorita* de biotita y probable hornblenda, que ha sido afectada por un proceso hidrotermal que genera un conjunto de minerales secundarios que permiten asignarle un tipo de alteración fílica, con transición a alteración potásica.

LH-97 (179m)

Descripción microscópica:

La microfotografía insertada (Foto 6) corresponde a una roca intrusiva, de carácter félsico, que ha sido afectada por un hidrotermalismo que propicia la introducción de cuarzo secundario (silicificación) y posiblemente feldespato potásico (feldespatización). Los efectos de este hidrotermalismo, sin duda, ha modificado los rasgos texturales y mineralógicos originales de la roca. Se considera que la textura original debió de haber tenido un carácter holocristalino, hipidiomórfica y de tendencia porfídica. La mineralogía original, exentando los efectos de la silicificación y feldespatización, indica un predominio de fenocristales de plagioclasa que han sido en su mayoría totalmente alterados y reemplazados por una mezcla de sericita y minerales arcillosos, en su porción central y minerales arcillosos en su porción externa. Los cristales anhedrales de cuarzo primario se ubican entre los intersticios de plagioclasa y feldespato, con rangos de tamaño inferiores a 1 milímetro y que son fácilmente identificables por mostrar una birrefringencia anómala (tonos amarillentos) debido al grosor de la lámina. Por el contrario, los cristales de cuarzo, producto de la silicificación, corresponden a un agrupamiento de microcristales de cuarzo, formado parches o franjas y en muchos casos, asociados o conteniendo microcristales de feldespato potásico (Foto 7).



Foto 6. Microfotografía de muestra LH-97 (179m), 4x, LP. Se muestran las diferencias en alteración y reemplazamiento de plagioclasa: una mezcla de minerales arcillo-sericiticos en las porciones centrales y predominio de minerales arcillosos, en las partes externas de los cristales.

Los fenocristales euhedrales de plagioclasa muestran un carácter prismático y con diferencias en su tamaño, desde fracciones de milímetro, hasta un máximo de 1 y 2 mm, que le imparte un rasgo típico de textura porfídica. Estos fenocristales de plagioclasa se considera que originalmente correspondía a la fracción mineral predominante que, posteriormente y por efectos del hidrotermalismo, ha sido modificada en gran medida. El abundante desarrollo de minerales arcillosos, asociados con micro hojuelas de sericita, es producto del hidrotermalismo, que propicia el reemplazamiento de la fracción de plagioclasa, lo cual pudiera indicar un proceso hidrotermal y condiciones particulares de pH (ácido), con una tendencia de traslapes de alteración argílica-fílica, con silicificación y feldespaticación (alteración potásica). De manera complementaria, en algunas porciones de la lamina se observa la presencia de micro hojuelas de biotita hidrotermal, diseminados y rellenando microfracturas asociados con óxidos y sulfuros de hierro (Foto 7).

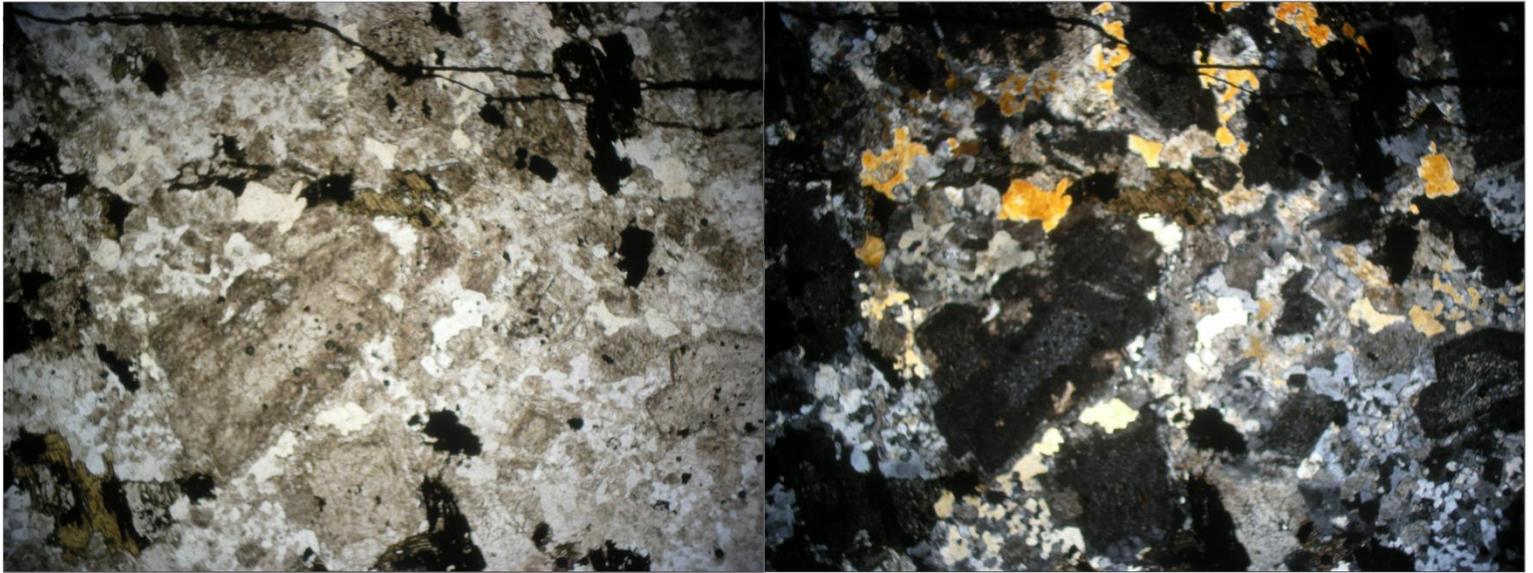


Foto 7. Microfotografía de muestra LH-97 (179m), 4x, LN Y LP. Se observa la alteración y reemplazamiento diferencial de los fenocristales de plagioclasa: una porción central con predominio de una mezcla de minerales arcillo-sericiticos y una parte exterior con predominio de minerales arcillosos. Además son notorios los efectos de la silicificación y feldespatización, producto del hidrotermalismo que genera la introducción de cuarzo y feldespato secundarios.

LH-258 (436m)

Descripción microscópica:

Roca ígnea intrusiva, de composición félsica y una notoria textura holocristalina, hipidiomórfica y de tendencia porfídica, con evidentes efectos de alteración hidrotermal. La mineralogía predominante está representada por cristales prismáticos y euherdales de plagioclasa (50%), con rangos de tamaños entre 1 y 2 mm, mostrando la mayoría de ellos una avanzada alteración e intenso reemplazamiento por micro hojuelas de sericita, mezclada con proporciones variables de minerales arcillosos y proporción variable de micro gránulos de óxidos de fierro. A pesar de la intensidad de la alteración, aun es posible observar rasgos remanentes de su típico maclado polisintético.

El cuarzo (10%) se manifiesta como cristales anhedrales, con tamaños desde fracciones de milímetro, hasta un máximo de 1 mm, que han cristalizado entre los espacios de la plagioclasa. Además de su evidente tendencia anhedral, algunos cristales de cuarzo muestran su típica extinción ondulante y la presencia de cicatrices o líneas de sutura sobre las cuales pueden ser observadas un buen numero de inclusiones fluidas.

En la microfotografía correspondiente a la roca descrita, porción central, se observa claramente la presencia de microcristales de sericita-moscovita, con rangos de tamaños de

fracciones de milímetro y que por su ubicación y actitud, se considera que han sido introducidas a lo largo de fracturas. Debido a que varios de estos microcristales micáceos muestran un remanente de su pleocroísmo original, se interpreta que esta sericita-moscovita es producto de la alteración posterior que experimentó la biotita secundaria, con la pérdida progresiva en su contenido de hierro, que fue generada a consecuencia y efectos de la alteración hidrotermal.

En algunas porciones de la lamina delgada se observan algunas evidencias (cristales subhedrales y una alteración diferencial, comparada con lo mostrado por la plagioclasa) de lo que pudieron haber correspondido con cristales originales de feldespato potásico, estimándose un porcentaje cercano al 10-15% de la roca; sin embargo, tomando en consideración que la presencia de los minerales secundarios, generados por el hidrotermalismo, indican una alteración potásica-fílica, se considera que una parte de este feldespato potásico (al igual que probablemente alguna fracción de los cristales de cuarzo) pudiera ser también de origen secundario o hidrotermal (Foto 8).

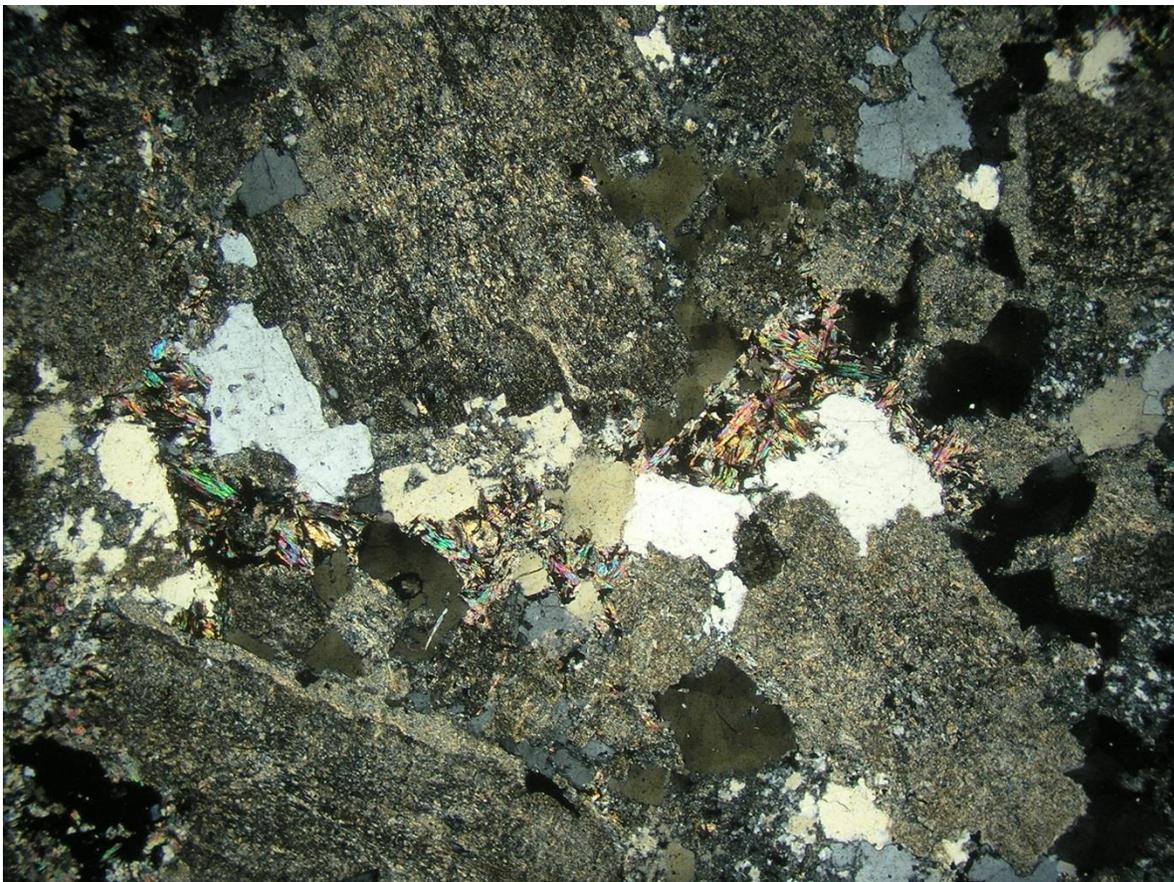


Foto 8. Microfotografía de muestra LH-258 (436m), 4x, LP, donde se observa claramente los efectos e intensidad de la alteración hidrotermal, la cual es más desarrollada sobre los cristales prismáticos-euhedrales de plagioclasa que muestran un intenso reemplazamiento

por micro hojuelas de sericita, asociadas con mezclas de minerales arcillosos y micro gránulos de óxidos de hierro. La presencia y distribución de los microcristales de sericita-moscovita, ubicadas en la porción central de la foto, sugiere que su origen es secundario y producto de la circulación de los fluidos hidrotermales sobre los planos de fracturas. Tomando en consideración los porcentajes estimados y la posibilidad de que alguna fracción de lo que se interpreta que corresponde a feldespato potásico es también de origen hidrotermal, la composición de la roca descrita corresponde a una roca ígnea intrusiva, félsica, textura fanerítica de grano medio a grueso, de composición equivalente a una **granodiorita**, con transición a una **cuarzo diorita**, que ha sido intensamente afectada por un hidrotermalismo, con la generación de minerales secundarios que permiten tipificarla como una alteración potásica-félsica.

LH-207 (368m)

Descripción microscópica:

Las características observadas en la lamina delgada corresponden a una roca intrusiva, de composición félsica y una distintiva textura holocristalina-hipidiomórfica, de grano fino a medio y una incipiente tendencia porfídica.

La fase mineral más abundante corresponde a cristales prismáticos y euhedrales de plagioclasa (30 a 40%), que se manifiestan indistintamente a manera de microcristales dentro de la matriz holocristalina de grano fino a medio y también como esporádicos fenocristales, que le imparten una incipiente tendencia textural porfídica, con rangos de tamaños desde fracciones de milímetro, hasta un máximo de 1.5mm.

Los microcristales, al igual que los fenocristales de plagioclasa, se caracterizan por mostrar los efectos del hidrotermalismo que ha generado el reemplazamiento de estos por una mezcla de minerales arcillo-sericíticos, asociados con micro gránulos de calcita + óxidos de hierro y material clorítico-sericítico (Foto 9).

La mineralogía se complementa con la presencia de microcristales anhedrales de cuarzo (30%), ocupando los espacios entre las plagioclasas y tamaños variables desde fracciones de milímetro, hasta un máximo de 0.5 mm.

Los minerales ferromagnesianos (6%), principalmente biotita y hornblenda, muestran una tendencia euhedral-prismática y se caracterizan por mostrar un reemplazamiento variable por material clorítico.

La principal característica que presenta esta roca es la alteración argílica, asociada con presencia variable de micro hojuelas de sericita, la cual es producto de la alteración hidrotermal y reemplazamiento de lo que se interpreta fueron plagioclasas, debido a sus formas tabulares-prismáticas con remanentes del maclado polisintético.

La alteración corresponde principalmente a procesos de hidrólisis en plagioclasas de

manera que esta forma gran cantidad de arcillas (posiblemente caolinita + esmectita) y en menor proporción sericita. En algunas porciones de la lamina delgada se observa la presencia variable de moscovita + sericita a consecuencia del reemplazamiento de la fracción original de ferromagnesianos (Foto 10).

De acuerdo con las proporciones porcentuales de las fases minerales principales (conformada esencialmente de cristales de plagioclasa-cuarzo y feldespato potásico en menor proporción), esta roca intrusiva se clasifica como una *granodiorita* de biotita y hornblenda, que ha sido afectada por un hidrotermalismo que define una alteración de tipo argílitico, con transición a fílica.



Foto 9. Microfotografía de muestra LH-207 (368m), 4x, LP, en la cual se observa la alteración y reemplazamiento de las plagioclasas, tanto en microcristales como fenocristales, con la generación de minerales arcillosos (caolinita + probable esmectita), asociados con desarrollo de minerales sericiticos y material clorítico + calcita + microgránulos de óxidos de hierro.

En otra porción de la roca se observa que la fracción de minerales de ferromagnesianos, biotita y en menor proporción hornblenda, han sido casi completamente alterados y reemplazados por mezclas de material clorítico + minerales arcillosos + sericita + calcita + óxidos de hierro. Es probable que la manifestación actual de la sericita-moscovita sea producto de la alteración de lo que originalmente pudiera haber correspondido con cristales secundarios o hidrotermales de biotita, que han sido decolorados por efectos de la pérdida de su contenido de hierro (foto 10).



Foto 10. Microfotografía de la muestra LH-207 (368m), 4x, LP, en la que se observa la alteración de las plagioclasas por material arcillo-sericítico, asociado con clorita + calcita + óxidos de hierro; así como también la alteración y reemplazamiento de la fracción de los minerales ferromagnesianos por mezclas de material clorítico + minerales arcillosos + sericita-moscovita + óxidos de hierro. Se considera probable que lo que actualmente se identifica como sericita-moscovita corresponda con cristales de biotita secundaria o hidrotermal.

LH-91 (415m)

Descripción microscópica:

Roca intrusiva holocristalina-hipidiomórfica de tendencia equigranular, que indica un carácter intermedio ya que no presenta cantidades considerables de cuarzo (<2%) y en donde la fracción mineral principal corresponde con cristales prismáticos y euhedrales de plagioclasas (>50%), que conservan parcialmente remanentes de su maclado polisintético (foto 11).

La mayoría de estos cristales de plagioclasa han sido alterados y reemplazados, con intensidad débil a moderada, por una mezcla de material sericitico y arcilloso. Además se observan cristales subhedrales de lo que se identifica como feldespato potásico (<15%), que a diferencia de la plagioclasa muestran un menor grado de alteración y reemplazamiento.

Los minerales ferromagnesianos corresponden principalmente a cristales euhedrales de biotita y en menor proporción a hornblenda, que han sido alterados y reemplazados por material clorítico + óxidos de hierro y proporciones variables de mezclas de material arcillo-sericitico.

La alteración fílica se encuentra alterando gran parte de la roca (sobre todo a los cristales de plagioclasa y en menor proporción a la fracción de feldespato) estimándose que un 15-20% de la roca original ha sido afectada por este evento hidrotermal.



Foto 11. Microfotografía de muestra LH-91 (415m), 4x, LP, en la que se observa las características de la alteración hidrotermal, tipo fílica, mediante la cual los cristales primarios de plagioclasa han sido alterados y reemplazados por un agregado o mezcla de micro hojuelas de sericita-moscovita.



Foto 12. Microfotografía de muestra LH-91(415m), 4x, LP. En esta otra vista de la misma muestra, se observan micro vetillas tardías que han sido rellenadas por de micro gránulos de calcita, minerales opacos y material clorítico.

La roca tiene un carácter intermedio por su contenido en plagioclasas y feldespato potásico esencialmente la cual podría corresponder a una monzonita.

LH-191 (25m)

Descripción microscópica:

Roca intrusiva con una distintiva textura porfídica-glomeroporfídica, que le imparte un carácter hipabisal (Foto 13), exhibiendo una notoria matriz con una textura de grano fino a muy fino.

Mineralógicamente ésta roca se caracteriza por mostrar una composición en donde destaca la presencia y abundancia de cristales prismáticos y euhedrales de plagioclasa y ferromagnesianos (biotita principalmente).

La fase mineral principal corresponde con un porcentaje estimado entre 50 y 60% de cristales euhedrales-subhedrales de plagioclasa (albita?), mostrando una tendencia glomeroporfídica, que presentan una mínima alteración y reemplazamiento por minerales del tipo de la sericita y en menor proporción por minerales arcillosos (Foto 14), identificándose además la presencia de de cristales de feldespato potásico conformando, que constituye aproximadamente un 20% del volumen total de roca.

Dentro de la matriz micro cristalina de la roca se aprecian cristales tanto de plagioclasa, como de feldespato potásico; así como también microcristales anhedrales de cuarzo, sobre todo ocupando los intersticios entre las plagioclasa y feldespatos.

De acuerdo con la presencia y abundancia de las fases minerales principales, se considera que esta roca intrusiva-hipabisal corresponde a una roca intrusiva de carácter intermedio posiblemente una diorita porfídica, con transición a una monzonita porfídica.



Foto 13. Microfotografía de muestra LH-191 (25m), 4x, LP, en la que se observa el carácter textural porfídico-glomeroporfídico, que le imparte un carácter hipabisal. Dentro de la matriz de grano fino a muy fino, destaca la concentración y predominancia de cristales de plagioclasa, asociada en menor proporción con cristales de feldespato potásico y biotita.



Foto 14. Microfotografía de muestra LH-191 (25m), 4x, LP, en donde se destaca por una parte el carácter porfídico de la roca, así como también la matriz de grano fino a muy fino, que la identifica como una roca hipabisal. Los fenocristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) muestran un grado variable de alteración-reemplazamiento, de débil a moderado, siendo observable aun su maclado polisintético y una zoneamiento incipiente. Los minerales ferromagnesianos, principalmente biotita, consisten en cristales subhedrales a euhedrales, con tamaños desde fracciones de milímetro, hasta un máximo de 1 mm, constituyendo un 5% de la roca, algunas de estas biotitas se encuentran reemplazadas casi en su totalidad por clorita y óxidos de fierro (Foto 15).



Foto 15. Microfotografía de muestra LH-191 (25m), 4x, LP, en donde de manera clara se aprecia los efectos de la alteración y reemplazamiento de la fracción original de ferromagnesianos, mediante la cual los cristales primarios de biotita han sido completamente alterados, estando actualmente reemplazados por una mezcla de material clorítico. Óxidos de hierro y escasos micro gránulos de cuarzo secundario.

LH-207 (410m)

Descripción microscópica:

Roca intrusiva, composición félsica, con una textura holocristalina-hipidiomórfica equigranular, ligeramente porfídica.

Esta sección muestra las principales fases de mineralogía-alteración y reemplazamiento en las rocas intrusivas que afloran dentro de este yacimiento.

Los cristales anhedrales de cuarzo (>15%), con tamaños variables desde fracciones de milímetro, hasta un máximo de 1.5 mm, con colores típicos de interferencia blanco de primer orden y mínima alteración. El feldespato potásico (~35%) se presenta como cristales subhedrales a anhedrales con tamaños de hasta 2mm los más grandes con colores grises de primer orden. Algunos cristales pueden presentar una alteración secundaria e incipiente a sericita. Los cristales prismáticos y euhedrales de plagioclasa presentan su maclado polisintético y zoneamiento característico, con tamaños de hasta 2mm los mayores, además presentan una alteración débil a sericita (Foto 16). Estos cristales de plagioclasa constituyen hasta un ~50 % de la roca, siendo el mineral mayoritario. También se observan cristales de biotita con colores marrones oscuros a marrones claros, estando la mayoría de ellos alterados y reemplazados parcialmente por clorita (Foto 17).



Foto 16. Microfotografía de muestra LH-207 (410m), 4x, LP, en donde es notoria la composición mineralógica predominante de la roca intrusiva, constituida principalmente

por un mosaico holocristalino, ligeramente porfídico, con predominio de cristales de plagioclasa, con alteración y reemplazamiento diferencial de la fracción de plagioclasa y feldespato potásico, con desarrollo de mezclas de material sericitico-arcilloso, que permite catalogarla como una débil alteración fílica.



Foto 17. Microfotografía de muestra LH-207 (410m), 4x, LN, Mostrando la alteración de biotita a clorita y la presencia de óxidos y sulfuros de hierro. Es notorio y contrastante la alteración diferencial entre las fracciones de plagioclasa, feldespato potásico y ferromagnesianos.

La presencia y abundancia de las principales fases mineralógicas permiten clasificar a esta roca intrusiva, de composición félsica, como una *granodiorita*, con transición a una *cuarzo monzonita*.

11. BIBLIOGRAFÍA

Alcorta, G.R., 1964, Caminos de México –Esquema geográfico de México: México, D.F., Atlas Goodrich Euzkadi, 7 p.

Álvarez, Manuel, Jr., 1961, Provincias fisiográficas de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 24, núm. 2. P. 5-20.

Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora: Revista, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, v. 5, no. 2, p. 131–139.

Anderson, T.H., Silver, L.T., 1977, Geochronometric and stratigraphic outlines of the Precambrian rocks of northwestern Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, 9, 880.

Anderson, T.H., Silver, L.T., 1977, Geochronometric and stratigraphic outlines of the Precambrian rocks of northwestern Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, 9, 880.

Anderson, T.H., Silver, L.T., 1978, The nature and extent of Precambrian rocks in Sonora, Mexico [abs.], en Roldán–Quintana, J., Salas, G.A., (eds.), Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora, Hermosillo, Resúmenes: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 9–10.

Anderson, T.H., Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave–Sonora Megashear in the tectonic evolution of northern Mexico, en Anderson, T.H., Roldán–Quintana, J., (eds.), Geology of northern Sonora: Hermosillo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 59–68.

Anderson, T.H., Silver, L.T., 2005, The Mojave–Sonora Megashear: Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, en Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (eds.), The Mojave–Sonora megashear

hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 1–50.

ASD INC., 2007 – Lab Spec® user manual. ASD Document 600531 Rev H, 72 pp.

Barra, F., Valencia, V. 2014, Late Cretaceous porphyry copper mineralization in Sonora, Mexico: Implications for the evolution of the Southwest North America porphyry copper province. *Mineralium Deposita*, Volume 49, Issue 7, pp 879-884.

Burns, R.G., 1993, *Mineralogical applications of crystal field theory*: New York, Cambridge University Press, 551 p.

Cassady L. Harraden, Brian A. McNulty, Melissa J. Gregory, James R. Lang, 2013. Shortwave Infrared Spectral Analysis of Hydrothermal Alteration Associated with the Pebble Porphyry Copper-Gold-Molybdenum Deposit, Iliamna, Alaska. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 108, pp. 483–494

Clark, R. N., Chapter 1: Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy, in *Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Sciences*, (A.N. Rencz, Ed.) John Wiley and Sons, New York, p 3- 58, 1999. --

Clark, R.N., 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: Rencz, A.N. (Ed.), *Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Sciences*. John Wiley and Sons, New York, pp. 3–58.

Cooper, G. A., 1956, *El Cámbrico de Sonora: México, D. F., Cong. Geol. Internal.*, 20, *Libreto-guía de la excursion A-8*, 18 p.

Cooper, G. A., Arellano, A. R. V., Johnson, J. H., Okulitch, V., Stoyanov, Alexander, y Lochman, C., 1952, Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwest Sonora, Mexico: *Smithsonian Miscell. Coll.*, v. 119, 184 p.

Cooper, G. A., Dunbar, C. O., Duncan, H., Miller, A. K., y Knight, J. B., 1953, Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico: *Smithsonian miscell. Coll.*, v. 119, 106 p.

Cooper, G. A., y Arellano, A. R. V., 1946, Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, México: *Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull.*, v. 30, P. 606-619.

Damon, P.E., Livingston, D.E., Gilletti, B.J., 1961, Extension of the older Precambrian of the southwest into Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 68, 158–159.

Damon, P.E., Livingston, D.E., Mauger, R.L., Gilletti, B.J., Alor, P., 1962, Edad del Precámbrico Anterior y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca–Altar de la parte noroccidental del Estado de Sonora: *Boletín Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 64, 11–64.

Damon, P.E., Shafiqullah, M., and Clark, K.F. 1983 Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico; *Canadian Journal of Earth Sciences*; v.20, p.1052-1071.

De Cserna, Z., 1989, An outline of the geology of Mexico, in the *Geology of North America-An overview*: Bulder, Co., Geological Society of America, p. 233-264.

Farmer, G.L., Bowring, S.A., Matzel, J., Espinoza Maldonado, G., Fedo, C., Wooden, J., 2005, Paleoproterozoic Mojave province in northwestern Mexico? Isotopic and U–Pb zircon geochronologic studies of Precambrian and Cambrian Crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora, en Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (eds.), *The Mojave–Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America Special Paper 393, 183–198.

Goetz, A. F. H., Rowan, L. C., & Kingston, M. J. (1982). Mineral identification from orbit: initial results from the shuttle multispectral infrared radiometer. *Science*, 218, 1020–1024.

González-León, C. and Jacques-Ayala. C. 1980. Paleogeografía del Cretácico temprano en Sonora. *Actas de la facultad de Ciencias de la Tierra UANL. Linares 4*. Pág. 125-152, edit Oct. 1990, Linares, México.

González-León, C. and Jacques-Ayala, C. 1980. Paleogeografía del Cretácico temprano en Sonora. Actas de la facultad de Ciencias de la Tierra UANL. Linares 4. Pág. 125-152, edit Oct. 1990, Linares, México.

Hauff, P. L. 1999. An Overview of VIS-NIR-SWIR Field Spectroscopy as Applied to Precious Metals Exploration. Pp. 71

Hunt, G. R., and Salisbury, J.W., 1971, Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. II. Carbonates, *Mod. Geology* 2, 23-30.

Huntington, J., Mason, P., Berman, M., 1997. Geological evaluation of The Spectral Assistant (TSA) for mineralogical identification. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Australia, Exploration and Mining Report 417R, 74 pp.

Iriondo, A., Miggins, D., Premo, W.R., 2003a, The Aibo-type (~1.1 Ga) granitic magmatism in NW Sonora, Mexico: Failed continental rifting of Rodinia?: *Geological Society of America Cordilleran Section Abstracts with Programs*, 35(4), 84.

Jacques-Ayala, C., 1993, The Lower Cretaceous Glance Conglomerate and Morita Formation of the Sierra el Chanate, northwestern Sonora: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 10, núm. 1, p.37-46.

Jacques-Ayala, C., 1995, Paleogeography and provenance of the Early Cretaceous Bisbee Group in the Caborca-Santa Ana region in Jacques-Ayala, C., González-León, C.M. y Roldán-Quintana, J., eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent areas: Geological Society of America, Special Paper 301*, pp. 79-98.

José Lugo-Hubp, 1990. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, vol. 9, núm. 1, p. 82-111

Longoria, J. F., González, M. A., Mendoza, J.J., y Pérez, V. A., 1978, Consideraciones estructurales en el cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora: *Hermosillo, Univ. Sonora, Vol. dept. Geología*, v.1, p. 61-67.

Longoria, J. F., y González, M. A., 1979, Estudios estratigráfico-estructurales en el Precámbrico de Sonora; Geología de los Cerros Gamuza y El Arpa: Hermosillo, Univ. Sonora, Bol. Dept. Geología, v. 2, p. 106-149.

López-Ramos, Ernesto, 1979, Geología de México: México, D.F., edición privada; t. 2. 454 p.: t.3, 453 p.

Merriam, Richard, e Eells, J. L., 1979, Reconnaissance geologic map of the Caborca Quadrangle, Sonora, co: Univ. Sonora, Dept. Geología, Bol., v. 1, p. 87-94.

Ordóñez, Ezequiel, 1936, Physiographic provinces of Mexico: American Association of Petroleum Geologists, v. 20, p. 1277-1307. –1941, Las provincias fisiográficas de México: Revista Geográfica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia, v. 1, p. 134-181.

Órnelas M. A., y Verdugo N. G., 2009. Caracterización geológica estructural y de mineralización en el área Karina, Municipio de Caborca, Sonora, México. Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora. Pp. 1-110

Quiñones, Huberto, 1987, El sistema fisiográfico de la Dirección General de Geografía: Revista de Geografía, v. 1, núm. 2, p. 13-20.

Raisz, Erwin, 1959, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., mapa de escala 1:3 000 000.

Sillitoe, R.H., 1995, The influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for volcano-plutonic arcs. In: Thompson, J.F.H. (ed): Magmas, fluids and ore deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23, 511-525.

Stewart, J. H. et al., 1986. Late Triassic paleogeography of the southern cordillera; the problem of a source for voluminous volcanic detritus in the Chinle Formation of the Colorado Plateau region, U.S. Geol. Survey, p. 567-570, vol. 14 ; No. 7.

Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005a, Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: Economic Geology 100Th Anniversary V. p. 251–298.

Thompson, A. J. B., Hauff, P.L., Robitaille, A.J., 1999. Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. Soc. Econ. Geol. Newslet. 39, 16–27.

USGS Digital Spectral Library, 2007 Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, E., Hoefen, T., Kokaly, R., Sutley, S.J., 2007, USGS digital spectral library splib06a: U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231.

Velasco, F., Alvaro, A., Suarez, S., Herrero, J.M., Yusta, I. 2005, Mapping Fe-bearing hydrated sulphate minerals with short wave infrared (SWIR) spectral analysis at San Miguel mine environment, Iberian Pyrite Belt (SW Spain). Journal of Geochemical Exploration 87, 45 – 72.