

UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

TESIS

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN LA ZONA MINERALIZADA DE
LA MINA DE LA COLORADA, MUNICIPIO DE LA
COLORADA SONORA, MÉXICO**



**Para obtener el título de:
GEÓLOGO**

por:

VICTOR HUGO VÁZQUEZ ARMENTA

**Director:
DR. RICARDO VEGA GRANILLO**

NOVIEMBRE, 2013

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

ÍNDICE

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

I.1 RESUMEN.....	4
I.2 INTRODUCCIÓN.....	6
I.3 OBJETIVOS.....	7
I.4 METODOLOGÍA.....	7
I.5 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA.....	8
I.6 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	10
I.7 MINERALOGÍA DEL ÁREA.....	13

CAPÍTULO II. LÍTOLOGIAS

II.1. SECUENCIA SEDIMENTARIA DE TALUD Y CUENCA.....	15
II.1.1 Unidad de Limolitas Silíceas.....	15
II.1.2 Unidad Transicional.....	19
II.1.3 Unidad de Cuarcitas.....	21
II.2 SECUENCIA VOLCANOSEDIMENTARIA	23
II.2.1 Unidad de Limolitas Calcosilicatadas.....	23
II.2.2 Unidad Volcánica Inferior.....	26
II.3 INTRUSIVOS.....	31
II.3.1 Intrusivo Granítico Leucocrático.....	31
II.3.2 Intrusivo Granítico Porfídico.....	34
II.3.3 Intrusivo Diorítico Hipabisal.....	37

II.4 SECUENCIA TERCIARIA	40
II.4.1 Unidad Volcánica Superior.....	40
II.4.2 Unidad Sedimentaria Detrítica.....	43
II.4.3 Unidad de Ignimbrítica Hiperalcalina.....	44
CAPÍTULO III. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	
III.1 PLEGAMIENTO.....	46
III.2 FALLAMIENTO.....	48
III.2.1 Fallamiento con estrías.....	60
III.3 RESUMEN ESTRUCTURAL.....	66
CAPÍTULO IV. DISCUSIÓN Y MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	71
REFERENCIAS.....	80
ANEXO I. Tablas petrográficas.....	89
ANEXO II. Tabla de datos estructurales y observaciones.....	98
ANEXO III. Columna Estratigráfica.....	104
ANEXO IV. Mapas	
IV.1 Localización de Muestras 1:25 000.....	105
IV.2 Estructural 1:25 000.....	106
IV.3 Geológico General 1:25 000.....	107

I.1 RESUMEN

La evolución geológica en el área de estudio es compleja y abarca desde el Paleozoico hasta el Terciario medio (Bartolini et al., 1995; Lewis et al., 1995; Zawada et al., 2001; MacMillan et al., 2008, 2009). Las rocas más antiguas se correlacionan con secuencias sedimentarias depositadas en cuencas marinas profundas, sobre el talud o pendiente de la plataforma, distribuidos a lo largo de Sonora central y sur (p.ej. Radelli et al., 1987; Bartolini et al., 1995). De la base a la cima se distinguen tres unidades: Unidad de Limolitas Silíceas, Unidad Transicional y Unidad de Cuarcitas. En discordancia sobre las unidades anteriores hay una secuencia sedimentaria calcosilicatada de limolitas nodulares, la cual se correlaciona tentativamente con rocas del Grupo Barranca ubicadas desde el centro al noroeste del Estado. Alternativamente, esta secuencia podría ser la parte sedimentaria de la Unidad Volcánica Inferior la cual cubre a la unidad calcosilicatada formada por lavas y tobas intermedias. Esta unidad se correlaciona con la Formación Tarahumara del Cretácico Tardío (McDowell et al., 2001), la cual aflora en varias localidades en la parte central y oriental de Sonora.

Tres cuerpos plutónicos intrusionan a las secuencias previas, que enlistados del más antiguo al más reciente son: Intrusivo Granítico, Intrusivo Granítico Porfídico y un Intrusivo Diorítico. Esos intrusivos se consideran parte del Batolito Laramide de Sonora con edades del Cretácico Tardío al Paleoceno (p.ej. Damon et al., 1983; Mead et al., 1988; Valencia-Moreno et al., 2006; Ramos-Velázquez et al., 2008; González-Becuar et al., 2011) y que aflora a todo lo ancho del Estado de Sonora. A estos cuerpos se le atribuye el metamorfismo de contacto en facies de esquisto verde, que presentan las rocas que los encajonan.

Cubriendo en discordancia angular a las rocas previas se encuentra una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias a las que se agrupa como Secuencia Terciaria. En ella se han reconocido tres unidades: una basal, denominada Unidad Volcánica Superior, que está conformada por flujos, tobas y aglomerados. Las rocas de esta unidad han sido fechadas como del Oligoceno Tardío (McDowell et al., 1997) y no muestran evidencias de hidrotermalismo a diferencia de todas las rocas descritas anteriormente. Una unidad intermedia, denominada Unidad Sedimentaria Detrítica, está

formada por conglomerados, areniscas y tobas andesítico-basálticas. Esta parte de la unidad se correlaciona con la Formación Báucarit, la cual se depositó en cuencas tectónicas formadas durante el evento Terciario “Basin and Range”. La unidad superior denominada Riolitica Hiperalkalina está formada tobas de origen hignimbrítico y ha sido fechada en 12.5 Ma (p. ej. Vidal-Solano et al., 2005, 2007).

En el presente trabajo se sugiere una temporalidad relativa de los eventos de deformación basados mediante un análisis de estructuras, fallas y lineamientos, así como en las relaciones de corte y contactos estructurales, estableciendo el siguiente orden cronológico. El primer evento es una fase compresiva que afectó los depósitos paleozoicos, la unidad calcosilicatada y a las rocas volcánicas atribuidas al Cretácico Tardío, produciendo en ellos un plegamiento de subisoclinal a cerrado, con una vergencia $\approx$ NE 70° . Posterior al plegamiento, se produjo la intrusión de cuerpos graníticos atribuidos al Cretácico Tardío.

El primer evento de fallamiento produjo un sistema de fallas normales lístricas con echados abruptos principalmente al N y rumbos que van de WSW a WNW ($240 - 290^\circ$), afectando principalmente a unidades preterciarias. Estas estructuras facilitaron el paso de fluidos hidrotermales los cuales alteraron y mineralizaron a las rocas afectadas por el fallamiento. Un segundo evento de fallamiento produjo un conjunto de fallas lístricas conjugadas, con rumbos aproximados NW–SE entre 310° y 325° , que coinciden con las del evento tectónico “Basin and Range”. Un tercer evento de distensión produjo conjuntos de fallas normales conjugadas tipo “horst y graben” con rumbos $030^\circ - 060^\circ$ y $210^\circ - 240^\circ$ con buzamientos al NW muy verticales y echados al SE más horizontales. Esta fase de fallamiento desplazó a la Unidad Volcánica Superior depositándose encima la Unidad Sedimentaria Detrítica. Esta última a su vez es cubierta por una ignimbrita hiperalkalina del Mioceno Medio (Bartolini et al., 1994; McDowell et al., 1997). Un cuarto evento extensional se caracteriza por fallas con rumbo N–S el cual corta todas las litologías descritas en el área y provoca el basculamiento de todas las unidades incluyendo a la ignimbrita hiperalkalina.

La cronología de los eventos estructurales de fallas, se basa en las relaciones de corte vistas en campo y en el análisis e interpretación estructural de fallas con estrías.

I.2 INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se encuentra localizada a 47 km al sureste de la ciudad de Hermosillo en el Estado de Sonora. El estudio se enfoca principalmente en el área de la mina La Colorada, la cual es reconocida por ser una de las más antiguas productoras de oro y plata en el Estado. Datos históricos ubican el inicio de productividad del distrito desde la llegada de los primeros colonizadores cerca de 1704 con un placer descubierto en la Purísima concepción del Aigame. En 1970, se tiene registro de trabajos en las minas La Prieta y La Verde, y en 1824, del descubrimiento de la mina La Colorada. Sin embargo, el área no ha estado de manera permanente en producción debido a distintos motivos. El método de explotación ha cambiado con el paso del tiempo siendo en un principio por obra directa e implementándose después una explotación a tajo abierto a partir de 1994, siendo ésta la primera en su clase en México.

Desde el punto de vista geológico el distrito minero de La Colorada es complejo, con una historia geológica que se remontan a rocas de edad paleozoica, depósitos de secuencias triásicas, rocas volcánicas del Cretácico Tardío y una secuencia terciaria con unidades volcánicas y sedimentarias intercaladas. Además, ocurren en el área una serie de intrusiones de composiciones variadas.

Por su posición geográfica la región fue afectada por varios eventos tectónicos desde eventos compresivos atribuidos a la Orogenia Laramide hasta eventos terciarios que incluyen el fallamiento tipo 'Basin and Range' y la apertura del Golfo de California. Los depósitos minerales explotados en el área corresponden principalmente a vetas emplazadas a lo largo de fallas y grietas de tensión entre ellas. A pesar de lo antes dicho, no existe un trabajo estructural detallado en la región. Gracias a las nuevas tecnologías que permitieron la explotación por tajo abierto, este distrito minero es óptimo para que se realicen en él, trabajos de geología estructural enfocados a distinguir y catalogar las distintas fases de deformación y los campos de esfuerzos que las generaron. Con el fin de conocer la geología estructural del área y su evolución, y gracias a los muy buenos afloramientos presentes, se decidió emprender un trabajo estructural detallado.

Los datos estructurales recabados en campo fueron procesados para su análisis mediante el software Stereonet (versión 7.0) de R. Allmendinger. Dicho programa permite graficar datos estructurales de planos y líneas. Así como realizar un análisis estadístico que considera la influencia entre datos cercanos. Esto permite definir familias y conjuntos de estructuras, y proporciona una forma práctica de analizar los datos y de interpretarlos. Los gráficos obtenidos fueron interpretados con base en la información de campo como desplazamiento de bloques, relaciones de corte entre estructuras, análisis de estrías, tectoglifos, etc., y basándose en esta para poder definir la evolución estructural del área, planteándose un modelo de evolución tectónica en el área.

I.3 OBJETIVOS

- Estudiar las características de las estructuras geológicas en las zonas mineralizadas de la mina La Colorada tratando de establecer su evolución geológica.
- Definir las características de las estructuras de las zonas mineralizadas.
- A partir del análisis estructural establecer los conjuntos principales de estructuras por áreas y su temporalidad relativa.
- Diseñar un modelo para la evolución estructural del área de estudio.

I.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO

- Se recopiló información de material bibliográfico sobre el área de estudio, a escala regional y local.
- Se realizaron visitas de reconocimiento y recopilación de datos estructurales requeridos para la elaboración del análisis.
- Recolección de muestras de rocas representativas de las litologías presentes para estudios petrográficos.
- Trabajo de gabinete realizado con la información recopilada en campo, con datos puntuales y únicos tomados con GPS y Brújula.
- Elaboración de una cartografía geológica 1: 10 000 con énfasis en litologías y estructuras.

- Interpretación e hipótesis correspondientes a la tesis de licenciatura

I.5 LOCALIZACIÓN

La mina la Colorada se localiza a 47 km, en línea recta S64°E de la ciudad de Hermosillo capital del Estado de Sonora, dentro de la jurisdicción del municipio La Colorada, Sonora. El principal acceso es por la carretera federal número 16 (Hermosillo-Yécora). El área de estudio se localiza en las cartas topográficas H12D62 y H12D52, publicadas por INEGI, correspondientes a San José de Pimas y La Colorada, respectivamente.

Existen diversos esquemas de clasificación de las características fisiográficas del estado de Sonora. El área de estudio, queda comprendida en la provincia fisiográfica de Sierras Sepultadas dentro de Provincia del Desierto, en la subprovincia de Sierras y Llanuras Sonorenses (figura I.1). Se caracteriza por la presencia de sierras aisladas orientadas de NW-SE a N-S separadas por llanuras y lomeríos asociados o bajadas. De acuerdo a lo presentado por Raisz, (1964) esta unidad fisiográfica se caracteriza por el importante desarrollo de la erosión y por presentar cuestras y bajadas, siendo el caso de que en muchos lugares los valles están esculpidos en las mismas rocas que componen las sierras. El rasgo distintivo es que las sierras son más angostas con relación a los valles. El relieve tiene alturas que varían entre los 200 y los 1,400 m.s.n.m.

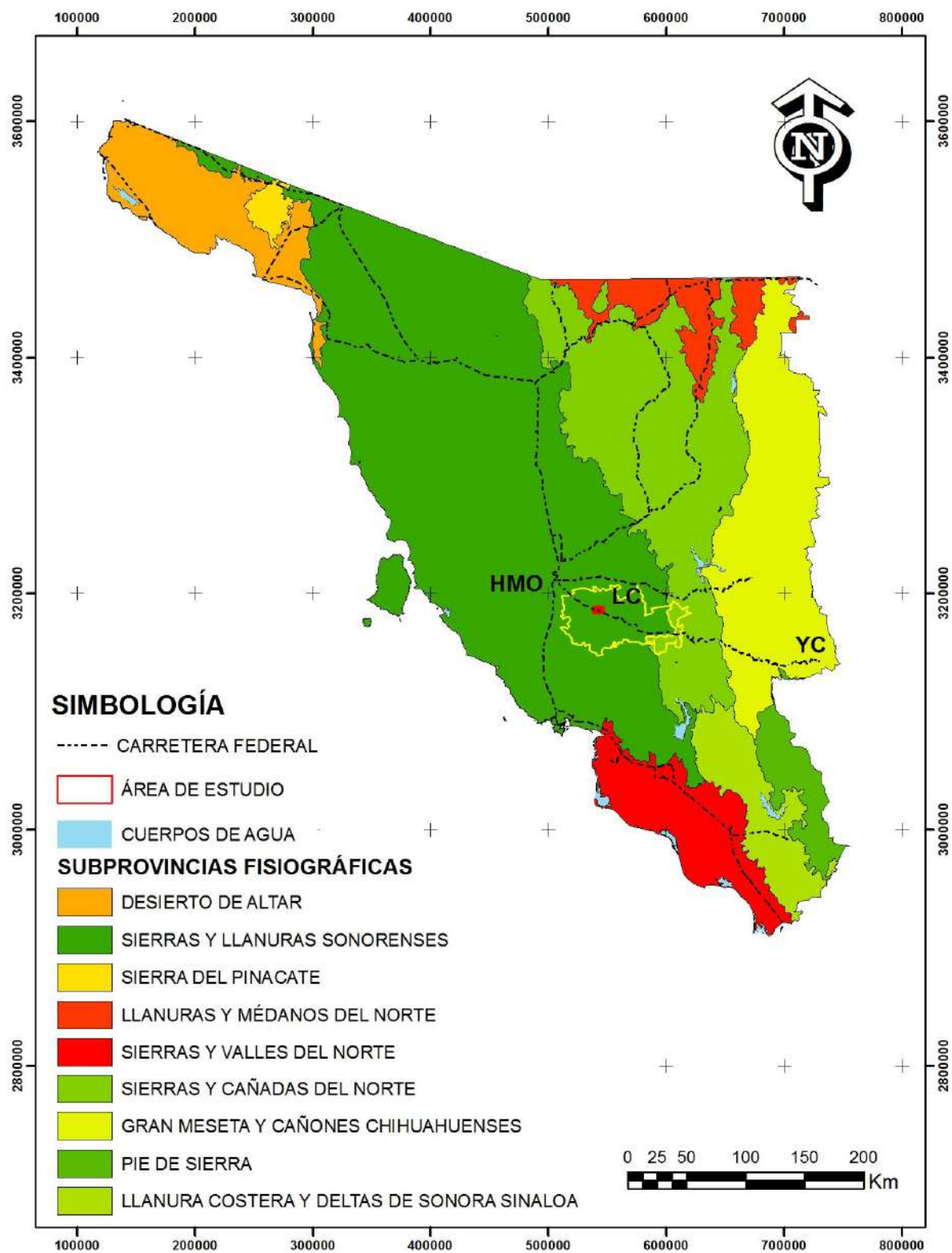


Figura I.1. Mapa de las Subprovincias Fisiográficas y localización del área de estudio. Hermosillo (HMO), Yécora (YC) y La Colorada (LC)

I.6 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio forma parte del terreno tectonoestratigráfico Cortés (Campa y Coney, 1983) muy cerca del límite con el terreno Caborca. El terreno Cortés se caracteriza por una secuencia sedimentaria marina profunda de talud y cuenca, formada por ortocuarcitas y calizas con intercalaciones de lutitas, pedernales, areniscas y limolitas, conteniendo capas estratiformes de barita (Poole et al., 1988; 1991; Radelli et al., 1987; Stewart et al., 1990). Los fósiles hallados en esa secuencia indican edades del Ordovícico al Carbonífero (Amaya-Martinez, comunicación personal), desarrolla hornfels y skarn por metamorfismo de contacto laramídico. A fines del Paleozoico, la secuencia sedimentaria de talud y cuenca del terreno Cortés fue transportada compresivamente hacia el N-NW hasta cabalgar a rocas sedimentarias paleozoicas de plataforma (Poole y Madrid, 1988) que forman la cobertura del terreno Caborca. Los solo afloramientos de rocas paleozoicas de cuenca fueron cubiertos en discordancia angular por importantes acumulaciones de sedimentos clásticos-continetales del Triásico Tardío (Radelli et al., 1987), que conforman al Grupo Barranca (Alencaster, 1961; González-León et al., 2011). Dicho grupo está formado de la base a la cima, por las formaciones Arrayanes, Santa Clara y Coyotes. La Formación Arrayanes está formada por cerca de 1,150 m de areniscas con intercalaciones de conglomerados y limolitas (Stewart y Roldán-Quintana, 1991). La Formación Santa Clara tiene un espesor estimado de 1,400 m de limolitas, lutitas negras, areniscas, conglomerados, lutita carbonosa y capas de carbón. Esta parte contiene numerosos fósiles de plantas y, menos comúnmente, de bivalvos y amonites que permitieron asignarle una edad Cárnica (Alencaster y Cserna, 1961). La Formación Coyotes corresponde a cerca de 600 m de conglomerados de guijarros y cantos con matriz arenosa (Stewart y Roldán-Quintana, 1991).

La secuencia paleozoica y el Grupo Barranca son cubiertos en discordancia angular por rocas volcánicas y volcano-clásticas con algunos intervalos sedimentarios, los cuales han sido incluidos bajo el término de Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949). Esta secuencia está formada en su mayoría por andesitas y tobas andesíticas en la base, areniscas tobáceas, limolitas, calizas lenticulares y pedernal en la parte media, y tobas riolíticas en la cima (McDowell et al., 2001). Rocas volcánicas de esta

formación fueron datadas en la parte central-oriental de Sonora con el método de U-Pb indicando edades entre 90 y 70 Ma (McDowell et al., 2001).

Durante el Cretácico Tardío – Eoceno, entre 90 y 40 Ma, ocurrió el emplazamiento del Batolito de Sonora (Damon et al., 1983; Mead et al., 1988; Valencia-Moreno et al., 2006; Ramos-Velásquez et al., 2008, González-Becuar, 2011), con intrusiones de composición granítica-granodiorítica a diorítica, las cuales se emplazan en las unidades preexistentes. Los plutones indujeron un metamorfismo de contacto importante y originaron numerosos yacimientos metálicos (Mead et al., 1988; Lavariega-Trujillo, 2004). También a fines del Cretácico y principios del Cenozoico el norte de México estuvo sujeto a un evento compresivo correspondiente a la Orogenia Laramide. Con una dirección de acortamiento principal NE-SW (Krantz, 1989). Las rocas batolíticas y las rocas volcánicas asociadas fueron agrupadas bajo el término de Complejo Volcánico Inferior (McDowell y Keizer, 1977).

Entre el Eoceno más tardío y el Oligoceno Tardío (≈ 34 a 27 Ma) en la Sierra Madre Occidental se produjo una secuencia volcánica de más de 1000 m de espesor, formada predominantemente por ignimbritas riolíticas, las cuales se intercalan con lavas basálticas y raramente con rocas intermedias (McDowell y Clabaugh, 1981; Cochemé y Demant, 1991; Aranda-Gómez et al., 1997). Gans (1997) indica que rocas riolíticas similares en la región de Santa Rosa indican edades entre 54 y 33 Ma. McDowell y Kaizer (1977) denominaron a dichas rocas Supergrupo Volcánico Superior (*Upper Volcanic Supergroup*). Rocas volcánicas correlativas a dicho supergrupo se han encontrado a lo largo del Estado de Sonora y han sido datados entre 33 y 24 Ma (Bartolini et al., 1994; McDowell et al., 2001).

En Sonora y buena parte de la Cordillera, durante el Terciario, se produjo un cambio de régimen tectónico, pasando de compresivo a fines del Cretácico y principios del Terciario, a extensional durante el Terciario medio (p. ej. Calmus et al., 2011). El evento extensional se reflejó en Sonora por el surgimiento de zonas de intensa deformación extensional que formaron estructuras denominadas complejos de núcleos metamórficos ("*metamorphic core complexes*"), así como por el desarrollo de sistemas de grandes fallas normales con extensión menor, que produjeron estructuras tipo horst y graben o

de semi-grabens escalonados. Tanto en las cuencas asociadas a los núcleos metamórficos como en las de fallas más abruptas se produjeron gruesos depósitos de rocas clásticas generalmente intercalados con volúmenes menores de rocas volcánicas de composición variable, desde máfica a félsica. Las rocas volcánicas que son consideradas la base de las secuencias detríticas continentales han sido fechadas en 27 Ma tanto en cuencas asociadas a los núcleos complejos (Miranda-Gazca y DeJong, 1992) como en cuencas asociadas con fallas más abruptas (McDowell et al., 1997; Gans, 1997).

Los depósitos continentales terciarios depositados en cuencas tipo graben o semigraben han sido agrupados, en Sonora, bajo el nombre de Formación Báucarit (King, 1939). Los afloramientos de dicha unidad se restringen a la región central y oriental del Estado de Sonora, en una franja que inicia aproximadamente a 100 km de la costa (McDowell et al., 1997). Las rocas arenoso-conglomeráticas y las tobas volcánicas de dicha unidad experimentaron un metamorfismo de bajo grado, el cual produjo la cristalización de zeolita en la matriz, la cual es responsable de su endurecimiento (Cochemé et al., 1988; Paz-Moreno, 1992; Münch, 1993).

Contemporáneamente, al depósito de la Formación Báucarit, en la región al norte de Guaymas y San Carlos, se extrusieron gruesos paquetes de rocas volcánicas formados por basaltos y andesitas basálticas, fechados entre 24 y 15 Ma (Till, 2005), sin reconocerse sedimentos detríticos intercalados. La geoquímica de dichas rocas indica que son calcoalcalinas y que tienen una afinidad típica de arco.

A mediados del Mioceno, en la Sierra de Santa Úrsula, se produjo un evento volcánico en el cual se extrusieron grandes volúmenes de dacitas y riolitas, así como flujos piroclásticos y lahares, las cuales han sido datadas por el método K/Ar entre 12.3 y 11.4 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Estas secuencias se encuentran también en la Sierra Libre (Paz-Moreno, 1992; MacMillan et al., 2003) donde son localmente infraycidas tanto por basaltos (fechados en 13 Ma), como por una unidad ignimbrítica fechada en 12.34 Ma (MacMillan et al., 2006). Se ha determinado que una ignimbrítica de esta secuencia, de unas decenas de metros de espesor, tiene una amplia distribución en la parte central del Estado de Sonora y parte de Baja California (Vidal-Solano et al.,

2007 y referencias incluidas). Esta toba, denominada Ignimbrita Hermosillo-Toba de San Felipe, ha sido fechada por diversos investigadores en localidades distintas arrojando una edad de ~ 12.5 Ma (Morales-Montaña et al., 1990; Paz-Moreno, 1992; Gans, 1997; McDowell et al., 1997; Paz-Moreno et al., 2000; Page et al., 2003; Vidal-Solano et al., 2005, 2007). La geoquímica de estas rocas indica un carácter hiperalcalino, lo que las distingue de las rocas volcánicas previas. Este cambio composicional de las lavas se interpreta como asociado a un cambio tectónico que ocurrió en las etapas tempranas de la apertura del Golfo de California. Dicha apertura se asocia con un cambio en el campo de esfuerzos de la región, que generó posteriormente las fallas de rumbo dextrales con rumbos aproximados NW50°SE y las cuencas de separación (“pull-apart basins”) con rumbos aproximados NE40°SW, que actualmente son activas a lo largo del sistema de fallas del golfo.

I.7 MINERALOGIA DEL ÁREA

La información de esta sección está tomada principalmente de informes hechos por Lewis et al (1995) y Zawada et al (2001), los cuales a su vez se basaron parcialmente en otros autores.

La intrusión de rocas graníticas fechados como del Cretácico Tardío (Zawada et al., 2001) produjo en las rocas paleozoicas primero un metamorfismo de contacto y localmente el desarrollo de lentes de skarn por metasomatismo. En lámina delgada uno de dichos lentes está formado por granate, epidota-zoisita y tremolita-actinolita, indicando una primera fase de más alta temperatura (granate) y una fase tardía de menor temperatura (epidota-actinolita) las cuales son típicas de los depósitos de tipo skarn.

Los depósitos minerales principales y que han sido explotados históricamente corresponden a venas hidrotermales las cuales siguieron fallas preexistentes sobre todo con rumbos entre 090° y 060° y echados entre 55° y 85° al norte (Lewis et al., 1995). Las rocas encajonantes son rocas metasedimentarias paleozoicas así como los intrusivos diorítico y el microgranito porfídico. Según Zawada et al. (2001) las rocas paleozoicas son más competentes a la mineralización y encajonan venas más

definidas, mientras que en los intrusivos la mineralización se haya un poco más dispersa a lo largo de zonas brechificadas. En el campo, se observan venillas delgadas rellenas de cuarzo microcristalino que localmente forma cristales milimétricos en grietas de tensión o en cavidades, formando drusas. Estas venillas son centimétricas a milimétricas, a veces son paralelas o se anastomosan siguiendo los planos de fracturamiento principal (Figura III.12). También se forman venillas a lo largo de grietas de tensión y zonas fracturadas y brechadas asociadas a las fallas normales (Figura III. 7). En los tajos, las fallas mineralizadas se detectan fácilmente gracias a una alteración rojiza a amarillenta (Figura III.4), proveniente de la oxidación de los sulfuros originales causada probablemente por agua meteóricas. Estas zonas de alteración pueden tener espesores de 1 m hasta 20 metros o más como en la vena La Colorada (Figura III.8). En los reportes se mencionan venas de 1 a 5 m de espesor (Ball, 1911; Zawada et al., 2001), pero no se observaron venas de cuarzo constantes con dichos espesores, y lo más probable es que se refieran a las zonas de alteración-brechamiento principal.

Las venas están principalmente formadas de cuarzo pero también contienen feldespato potásico y carbonatos como calcita, dolomita y ankerita (Zawada et al., 2001). De acuerdo con Ball (1911), el oro ha sido depositado con galena, pirita, calcopirita, esfalerita, argentita, molibdenita, y quizás tetraedrita. En parte más cercana a la superficie los fluidos meteóricos causaron la oxidación de la mayoría de los sulfuros originales, así como un enriquecimiento supergénico de los minerales de mena. El oro se encuentra generalmente asociado con los óxidos de hierro (Leitch 1996, Albinson 1997) y en la zona de enriquecimiento hay oro nativo, plata nativa, argentita, malaquita, azurita, crisocola, cerusita y wulfenita (McMillan et al., 2009). Por debajo de los niveles de oxidación del oro está asociado con, pero no encapsulado en, sulfuros (Zawada et al., 2001).

Zawada et al (2001) reportan tres edades de sericita asociada a las venas mineralizadas de los tajos La Colorada y Gran Central dando edades de 27, 22 y 24 ma dando la edad de la mineralización de oro durante el Mioceno $\approx$ 23ma.

CAPÍTULO II. LITOLOGIAS

II.1. SECUENCIA SEDIMENTARIA DE TALUD Y CUENCA.

En esta secuencia se agrupan varias unidades de origen sedimentario que han experimentado un metamorfismo de contacto causado por intrusivos de composición félsica a intermedia. Las unidades se encuentran desplazadas por fallas normales, intrusionadas por plutones, cubiertas por rocas volcánicas y erosionadas, por lo que se describen en función de su posición estructural, de inferior a superior, lo cual no necesariamente implica que ésta haya sido su posición estratigráfica original.

II.1.1 Unidad de Limolitas Silíceas

Se le ha nombrado de esta manera a la secuencia formada por limolitas silíceas que contienen ocasionalmente nódulos de pedernal. Presenta un metamorfismo de contacto de bajo grado que ha provocado la cristalización de muscovita de grano fino a muy fino, presenta fracturas rellenas cuarzo–turmalina y en ocasiones por carbonatos.

Debido a la facilidad de erosionarse aflora en las partes bajas al sureste y centro del área, así como en el tajo El Crestón, gracias a los trabajos de extracción de material minado. En el área centro Este, correspondiente a La Verde y cerro Rey del Oro forma pequeñas lomas segmentadas por fallas (ver anexo IV.3).

La parte inferior de la secuencia se encuentra intrusionada por un granito monzonítico en el cerro Rey del Oro. A su vez, la unidad es cubierta en concordancia por la Unidad Transicional. También se encuentra intrusionada localmente por un intrusivo félsico hipabisal. Son estos cuerpos intrusivos, sobre todo el primero, los causantes del metamorfismo de contacto visible en la unidad. Esta unidad también es cortada por diques y cuerpos irregulares de diorita con espesores métricos. En la parte centro-Este la unidad está en contacto mediante falla normal con la Unidad Volcánica Inferior.

La secuencia inicia con un conglomerado con clastos de arenisca de cuarzo mayores a 1.5 cm y clastos epidotizados. La matriz de este conglomerado es una arenisca con estratificación cruzada. Sobre ésta se encuentran limolitas silíceas blancas con un intemperismo similar al intemperismo cárstico, aunque no efervescen. Luego de una zona sin afloramiento se encuentran lutitas de grano muy fino, de color gris claro a oscuro, con nódulos de pedernal (Figura II.2), la cual se deposita en estratos medianos. Intercalados con la lutitas se encuentran horizontes de limolitas calcáreas epidotizadas color verde claro. En el tajo El Crestón estas capas calcáreas han sido convertidas a skarn (Figura II.1.). Por el tipo de depósito y su composición mineralógica se presume que su ambiente de depósito es marino profundo (cuenca oceánica).

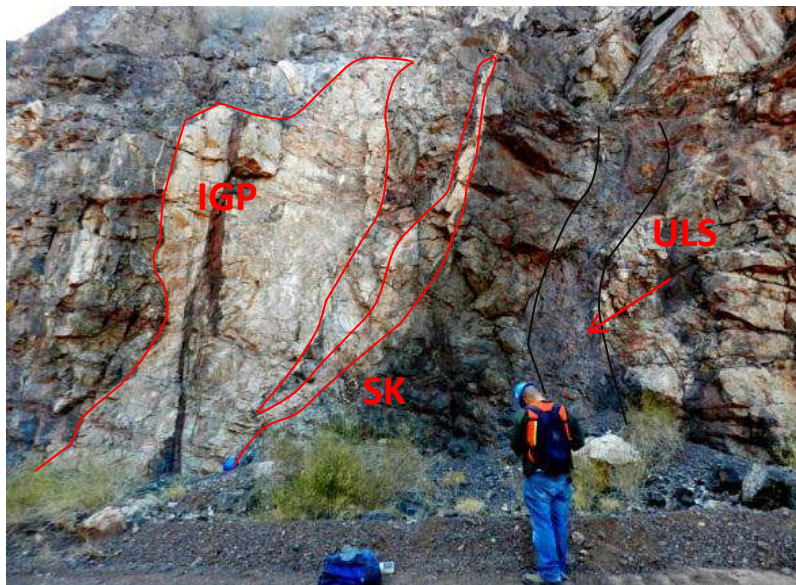


Figura II.1. Afloramiento visto en la pared E del tajo El Crestón, el cual muestra el contacto irregular del Intrusivo Granítico Porfídico (IGP) con zona Skarnificada (SK) y Limolitas Silíceas (ULS)

Esta secuencia generalmente es la encajonante de todos los cuerpos intrusivos y las vetas epitermales de baja sulfuración (Au – Ag) que contienen la mineralización que ha sido explotada principalmente en el tajo El Crestón y en las pequeñas obras mineras en el área de La Verde, la cual se localiza contigua al tajo El Crestón.

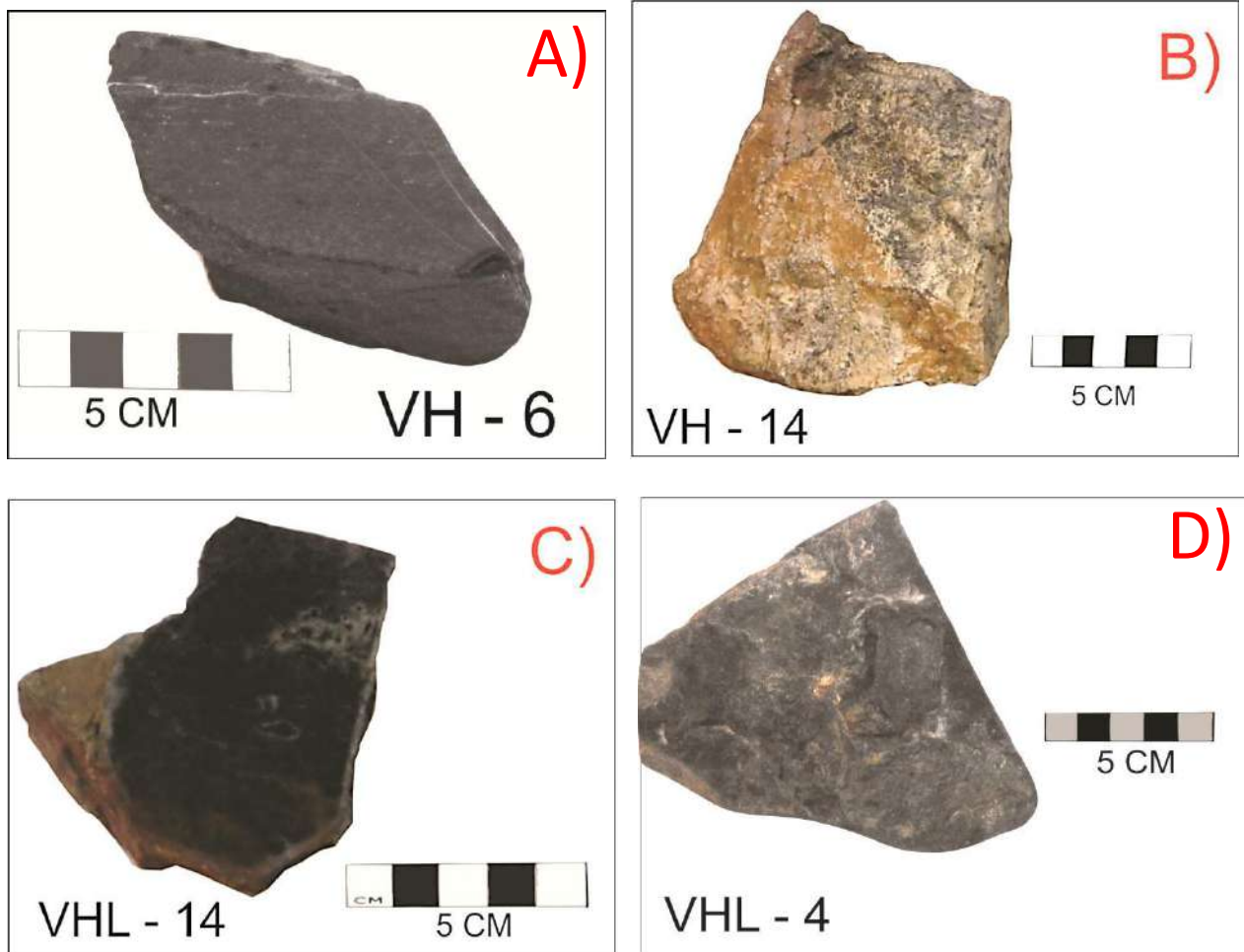


Figura II.2. Fotografías de muestras de mano de la unidad de Limolitas Silíceas A) limolita silícea con fracturas rellenas de carbonatos. B) cataclasita con fragmentos sostenidos de limolitas silícea. C) limolita silícea con vetillas de cuarzo – turmalina. D) hornfes Skarn. (ver anexo IV.1)

Vista en lámina delgada (Figura II.3) la unidad de Limolitas Silíceas está caracterizada por ser de tamaño de grano muy fino, con presencia de limos, arenas de cuarzo y arcillas. El metamorfismo produce sericita y epidota. Presentan distintos eventos que la afectan, alteran y mineralizan, así también una sobreposición de dichos eventos. La unidad es cortada por vetas de cuarzo - turmalina que muestran halos de alteración de calcita con escasa epidota, también es cortada por vetillas de carbonatos, en partes con hematita. La zona de skarn se caracteriza por un reemplazamiento de minerales caracterizados por la presencia de granate, epidota, tremolita-actinolita y clorita (Figura II.4).

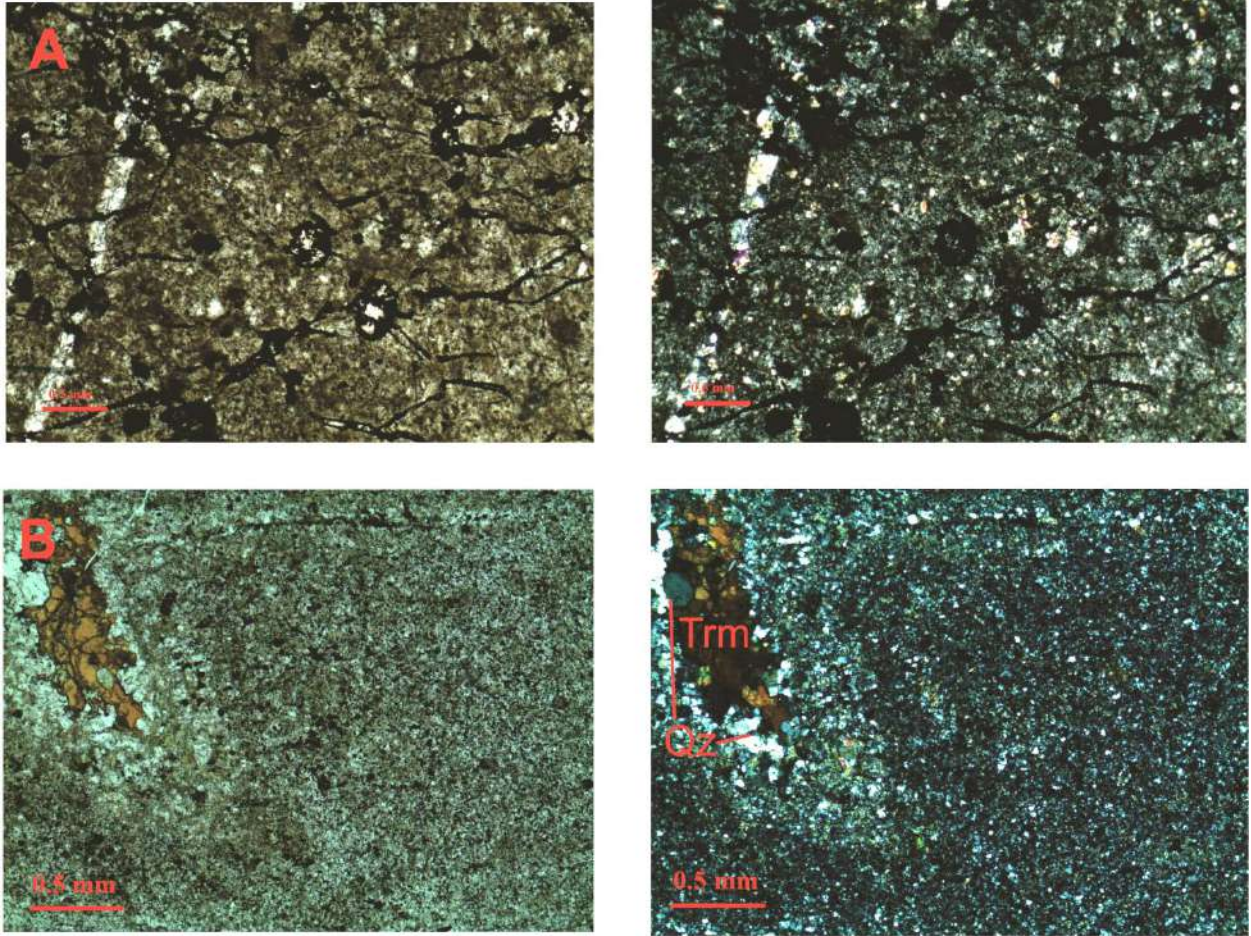


Figura II.3. Microfotografía de la Unidad de Limolitas Síliceas, presenta vetillas de cuarzo y remplazo por cuarzo, hematita, clorita y arcillas. A) Se observan vetillas de cuarzo, fuerte oxidación, B) presencia de vetas de cuarzo (Qz) – turmalina (Trm) en limolita sílicea. (Ver anexo 1)

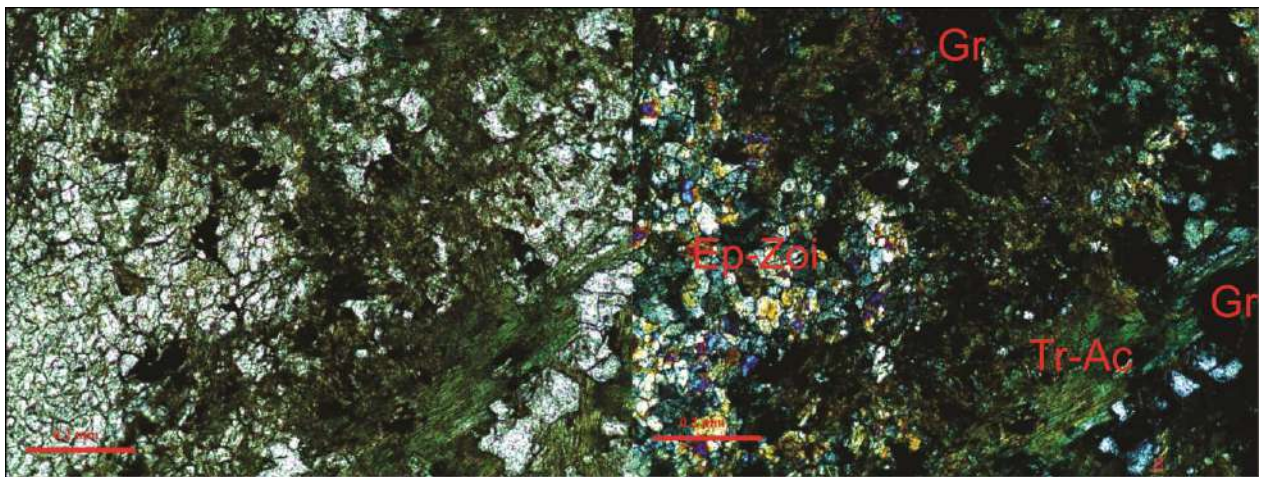
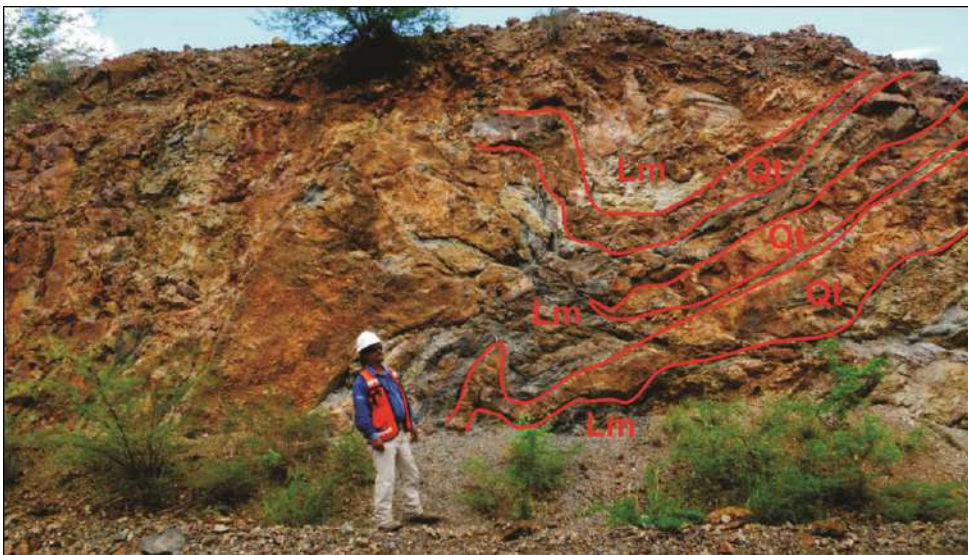


Figura II.4. Skarn con una mineralogía de tremolita actinolita, (Ep – Zoi) epidota – zoisita y (Gr) granate.

II.1.2 Unidad Transicional

Se utiliza este nombre para una unidad que en su mayor parte está compuesta por intercalaciones composicionales de corneanas pelíticas de grano fino, de color negro con cuarcitas de grano medio de color claro. Aflora en las partes bajas de los principales cerros del área, en la región sureste, centro-Sur y centro-Oeste del área de estudio, formando cordones con rumbo NW-SE, los cuales se hallan segmentados por fallas. Aflora en las laderas del cerro de La Antena y en los cerros ubicados al SSE del tajo el Crestón (Figura II.5).



(Figura II.5). Viendo al ENE en corte de camino a un costado del mirador del tajo El Crestón. Intercalaciones de limolitas (Lm) y arenicas de cuarzo (Qt).

Esta unidad cubre de manera transicional a la unidad de Limolitas Silíceas y es cubierta de manera concordante por la Unidad de Cuarcitas. Dicho contacto, al ser relativamente fácil de distinguir, sirve como capa índice con fines cartográfico-estructurales. En el cerro La Antena es intrusionada por los cuerpos hipabisales de composición granítica y diorítica, pero aún es posible ver pequeños relictos del cuerpo intrusivo de grano grueso granítico-granodiorítico que sub aflora en el área de los tajos y bajo el cerro La Antena. También presenta contactos estructurales mediante fallas con rumbo N-S que la ponen en contacto con la Unidad de Limolitas Calcosilicatadas. Esta unidad se compone principalmente de lutitas negras de grano muy fino, con nódulos de pedernal

intercaladas con areniscas de cuarzo de grano medio a fino (Figura 11.6) y se presenta en el campo como la parte transicional de dos secuencias masivas.



Figura II.6. Muestra de mano de la Unidad Transicional

No presenta límites bien definidos ya que se toma como referencia el inicio y término de las intercalaciones como márgenes de esta unidad. En esta unidad (Figura II.8) se intercalan limolitas negras con nódulos de pedernal las cuales presentan fósiles de graptolitos (Amaya- Martinez, 2012, comunicación personal). Este tipo de fósiles permite correlacionar la secuencia con unidades atribuidas a un ambiente de depósito marino profundo (Radelli et al., 1987; Poole y

Madrid, 1988; Stewart et al., 1990) que afloran en las regiones de Cobachi y en la mina Barita de Sonora, así como entre otras áreas de Sonora central.

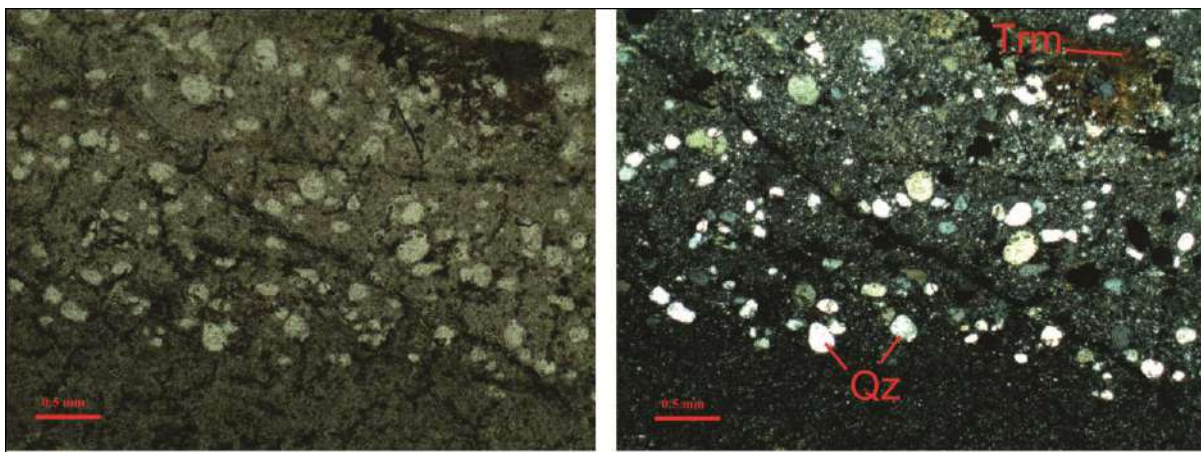


Figura II.7. Microfotografía de limolita arenosa con presencia de granos de cuarzo (Qz), con vetillas de turmalina (Trm).

En una lámina delgada (Figura II.7) la unidad Transicional se observa la transición o cambio de facie de depósito, aumentando el tamaño de grano que va de limos de cuarzo y arcillas a limos arenosos con arenas de cuarzo bien clasificadas cementadas

por limos de cuarzo y arcillas. Muestra evidencia de haber sido afectada por al menos un evento hidrotermal, presentando fracturas o vetillas rellenas de cuarzo – turmalina.

Bartolini et al. (1995) reportaron cinco especies de graptolitos del Ordovícico Medio y Tardío al sur del Rancho La Primavera y Poole et al. (1995) Colectaron graptolitos del Ordovícico Medio de una limolita asociada con cuarcita al este del Rancho la Minita por su descripción litológica y posición estratigráfica estas rocas pueden corresponder a la Unidad Transicional.



Figura II.8. Afloramiento de lutitas negras de la Unidad Transicional. Cerro La Antena.

II.1.3 Unidad de Cuarcitas

Esta unidad está formada principalmente por depósitos masivos de arenas de cuarzo de grano medio a grueso. La secuencia se encuentra altamente fracturada y fallada, siendo difícil ver su estratificación por la manera masiva en que se presenta y por la carencia de algún horizonte índice. Esta unidad forma los principales relieves del área debido a su resistencia al intemperismo y a la erosión. Aflora en un cordón con dirección NW-SE que corre desde la parte SE hasta llegar a la parte centro-oeste del área con afloramientos segmentados por fallas. En vista satelital, esta unidad presenta alineamientos donde la vegetación es más abundante, los cuales pueden deberse a un cambio composicional de la roca producto de la sedimentación y/o a un fracturamiento paralelo, el cual aparenta una pseudo-estratificación. Esta misma secuencia es la que limita tanto al este como al sureste a los tajos Gran Central y La Colorada.

Esta unidad se depositó de manera normal sobre la unidad transicional como se observa en el cerro de La Antena y en la parte sur de los tajos Gran Central y El Crestón. Presenta contactos por fallas normales y laterales con otras unidades de la secuencia marina y con la Unidad de Limolitas Calcosilicatadas. Al este del tajo Gran Central se encuentra un pequeño remanente de la Unidad Volcánica Superior en contacto por falla con la Unidad de Cuarcitas.

La unidad se presenta de forma masiva con depósitos un poco más finos en la parte inferior de la unidad. Se trata principalmente de arenas de cuarzo de grano grueso a medio (Figura II.9), bien compactadas, de color blanco en superficie fresca. Se encuentra altamente fracturada y a lo largo de las fracturas se han depositado óxidos de hierro, los cuales provocan localmente un color rojizo

en las rocas de esta unidad. En lámina delgada (Figura II.10) presenta una textura granoblástica poligonal causada por el metamorfismo de contacto de grado bajo a



Figura II.9. Muestra de mano de la unidad de Cuarcitas (arenisca de grano medio).

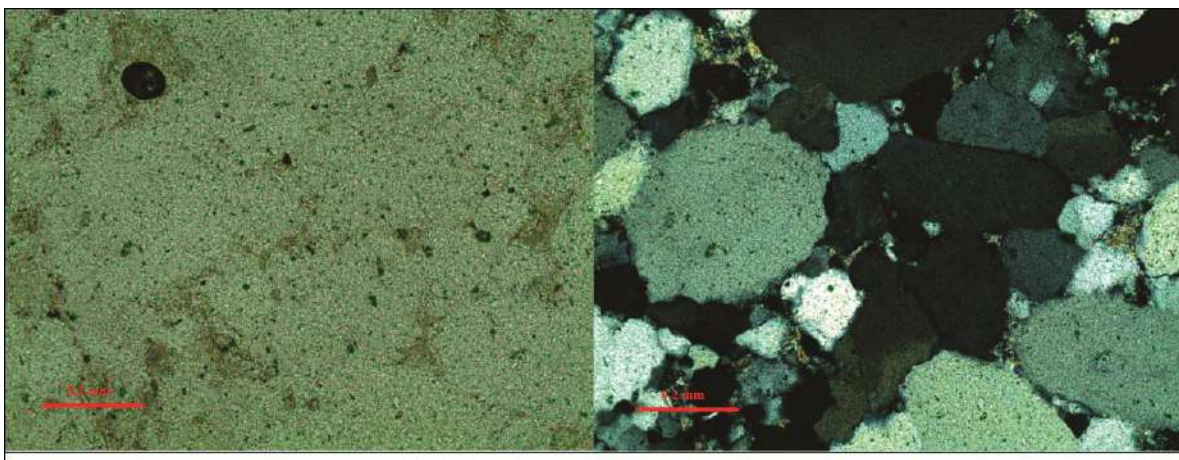


Figura II.10. Microfotografía de meta – arenisca de cuarzo de grano medio a grueso

medio, producido por la intrusión de los cuerpos granítico-granodiorítico y en menor grado por los intrusivos dioríticos.

Las tres secuencias descritas anteriormente, aunadas a otras descritas en informes internos de Pediment Gold Corp, se pueden correlacionar por su litología y por la presencia de vestigios de graptolitos, con secuencias paleozoicas, las cuales se ha interpretado que se depositaron en ambientes de talud y cuenca (Poole y Madrid, 1988; Radelli et al., 1987; Stewart et al., 1990). En la parte central del Estado, como en los alrededores de Mazatán y Cobachi, dichas secuencias se encuentran cabalgando a secuencias de plataforma también paleozoicas, y todas ellas conforman bloques alóctonos a los que en conjunto se ha denominado terreno Cortés (Poole et al., 1991).

II.2 SECUENCIA VOLCANOSEDIMENTARIA

Se incluye dentro de esta secuencia una unidad sedimentaria que ocurre como una cuña limitada por fallas normales al Oeste del Cerro La Antena (ULC en la Figura II.11). A pesar de que no se conoce bien la posición estratigráfica de esta cuña sedimentaria se decidió incluirla aquí pues sobre la carretera Hermosillo-Yécora, a la altura del pueblo de La Colorada, afloran rocas similares, que claramente están asociadas con una secuencia volcánica metamorfoseada. Otros autores han denominado a las unidades que conforman esta secuencia como “*Upper Mine Sequence*” o Secuencia Inferior de la Mina (Lewis et al., 1995; McMillan et al., 2009).

II.2.1 Unidad Limolitas Calcosilicatadas

Esta unidad se ha encontrado solamente al oeste del cerro La Antena. La unidad está representada principalmente por limolitas síliceas blancas, de grano fino, con un metamorfismo de grado bajo a medio. Se caracteriza por la presencia de nódulos concéntricos de epidota con clorita, de algunos centímetros hasta 20 centímetros de diámetro envueltos por una matriz sílicea de color blanco a crema (Figura II.13 A y B). Hacia el este está en contacto por falla normal con la Unidad de Cuarcitas (Figura II.11). Al oeste, está en contacto por falla con rocas volcánicas de la Unidad Volcánica Superior y de la Unidad Sedimentaria Detrítica. También es cortada por diques félsicos.

Es una secuencia detrítica limolítica a arenosa con nódulos carbonatados, con intercalaciones menores de conglomerados oligomíticos, arenisca y lutitas hacia la base (Figura II.12). Cabe recalcar que esta secuencia se presenta de manera incompleta ya que no puede observarse su base ni su posición estratigráfica precisa. Esta unidad se ha correlacionado con rocas del Grupo Barranca (Alescacter y De Cserna, 1961), de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Stewart y Roldán-Quintana, 1991).



Figura II.12. Afloramiento de conglomerados intercalados en la Unidad de Limolitas Calcosilicatadas. En este afloramiento hay una falla normal paralela a la estratificación la cual presenta óxidos cuarzo y actinolita hidrotermal.

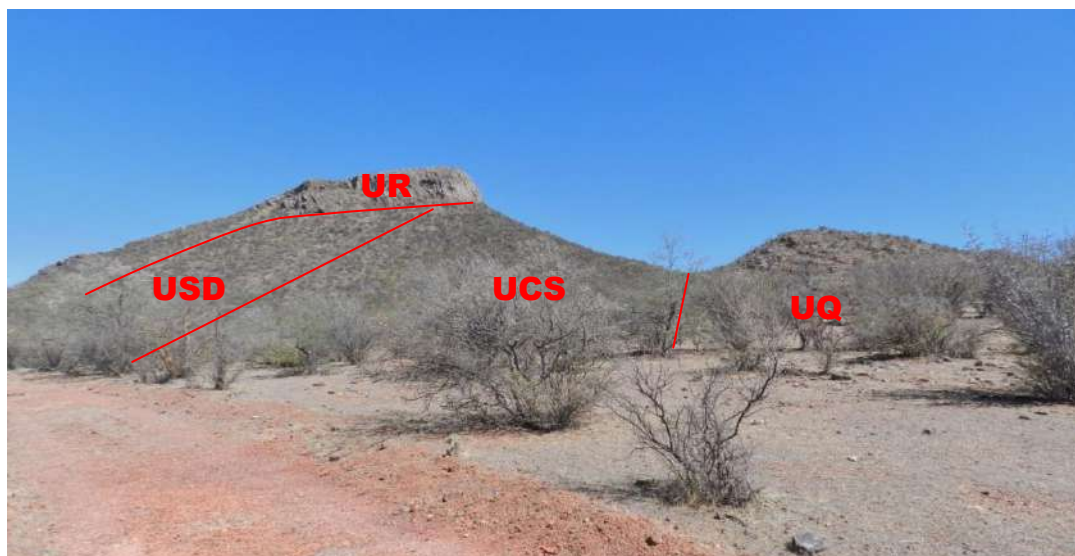


Figura II.11. Vista al norte del Cerro Las Amarillas. UCS: Unidad Calcosilicatada; UQ: Unidad de Cuarcitas; USD: Unidad Sedimentaria Detrítica; URH: Riolita hiperalcalina. Los contactos entre UCS y UQ y entre UCS y USD son fallas normales. El contacto entre USD y RH es una discordancia.

Vista en lámina delgada, esta unidad está compuesta por intercalaciones de sedimentos con granulometría que varía de lutitas limosas a conglomerados (Figura II.14). La matriz está formada por limos y arenas finas de cuarzo, y los clastos son principalmente de cuarcitas de tamaño variable. Tanto la matriz como clastos muestran desarrollo de epidota, clorita, tremolita-actinolita y muscovita fina.

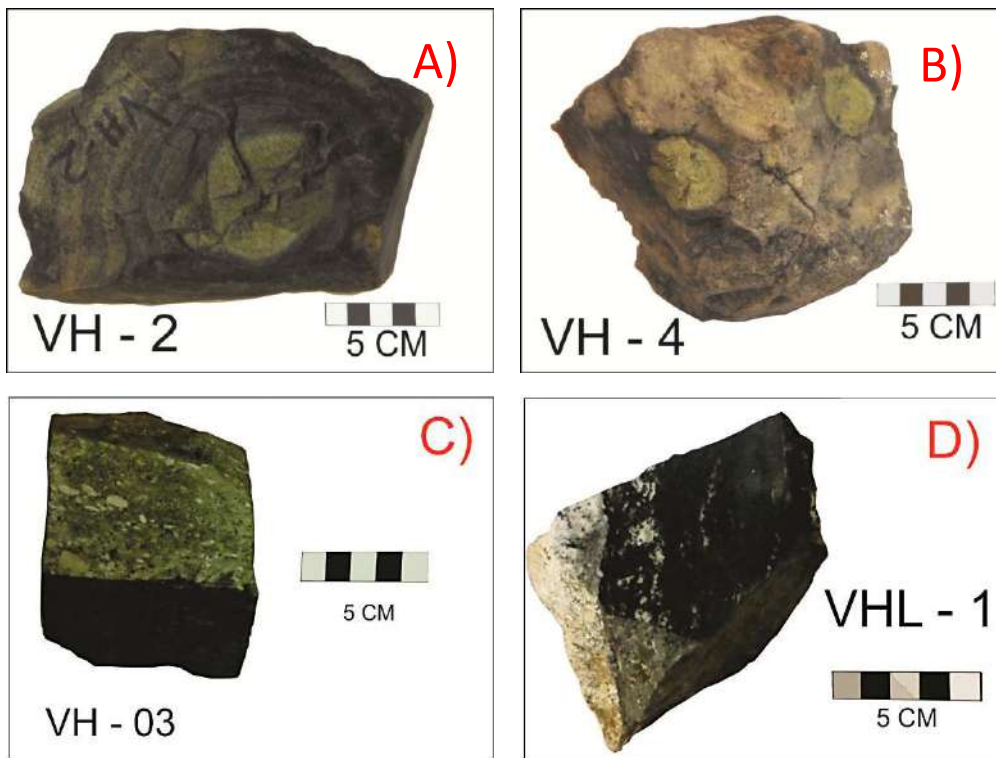


Figura II.13. Muestras de mano de los distintos sedimentos y metasedimentos de la Unidad de Limolitas Calcosilicatadas A – B) limolitas epidotizadas con nódulos concéntricos de epidota. C) metaconglomerado arenoso. D) hornfels máfico.

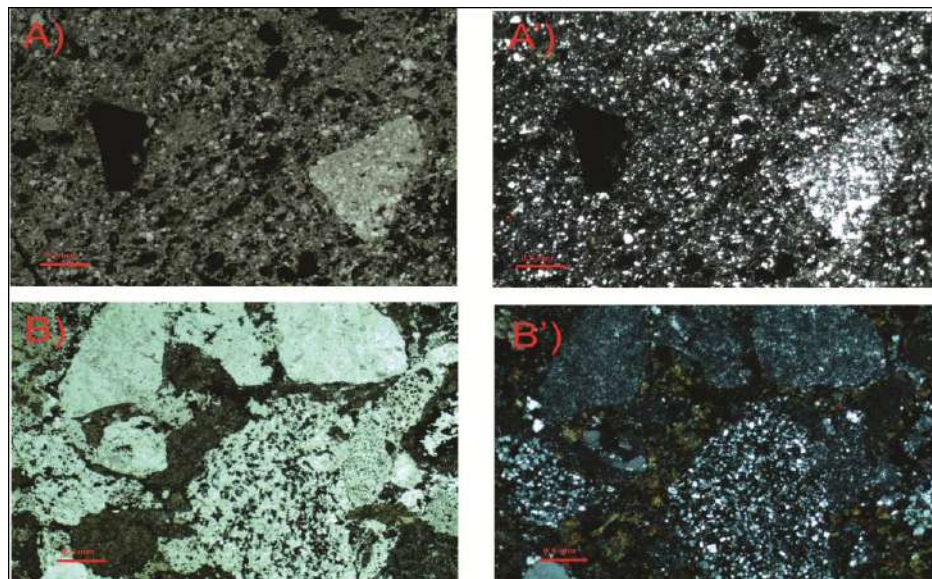


Figura II.14. Microfotografía de la unidad de Limolitas Calcosilicatadas. A – A') meta – arenisca conglomerática, Se observan clastos subangulosos de minerales opacos y limolitas; B – B') meta – conglomerado con matriz de epidota, clorita y actinolita (de color verde) entre clastos de areniscas de grano fino y limolitas síliceas.

Esta asociación de minerales indica por una parte la composición calcosilicatada de los materiales originales y que las rocas experimentaron un metamorfismo de bajo grado (facies de esquisto verde).

II.2.2 Unidad Volcánica Inferior

Se denomina con este nombre a un conjunto de rocas verdes intercaladas con corneanas silíceas de color verde oscuro a gris medio (Figura II.15). McMillan et al. (2009) consideran las rocas volcánicas del área como de edad Terciaria y las dividen en dos unidades que llaman AN1 y AN2, siendo las primeras más jóvenes. Sin embargo,

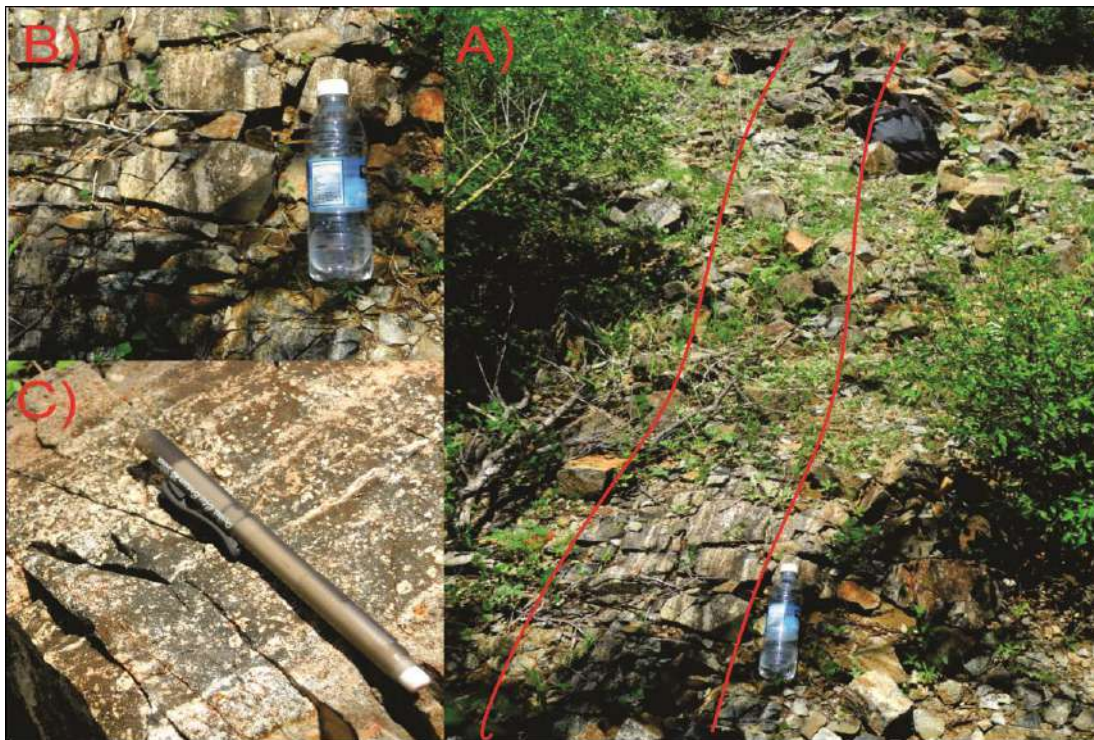


Figura II.15. A) Fotografía viendo al norte donde se aprecia un flujo de la unidad Volcánica Inferior, afloramiento situado en un lomerío al norte del cementerio municipal. B – C) vista más cercana de dicho flujo

dichos autores no definen con detalle a la unidad AN1 y por lo tanto, tampoco mencionan los criterios utilizados en su separación de la unidad AN2. Zawada (2001), basado en Lewis et al. (1985), las cartografía como una sola unidad que denomina como “rocas volcánicas postminerales”. En el desarrollo de este trabajo se correlacionan tentativamente las rocas denominadas AN1 y DC por Lewis et al. (1995); Zawada et al. (2001) y McMillan et al. (2008). En un corte de carretera en el pueblo de

La Colorada aproximadamente en la longitud W 540750, se observaron rocas básicas intermedias que se intercalan con lo que parecen rocas metasedimentarias. Ambos tipos de rocas presentan un metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes con el desarrollo de tremolita-actinolita, epidota y clorita. Dichas rocas presentan además un plegamiento de abierto a cerrado y hacia el norte encajonan vetas con rumbo E-W. Estas rocas se consideran parte o la base sedimentaria de la Unidad Volcánica Inferior ya que esta lo rodea y la intercalación de rocas básicas intermedias como la transición de depósitos sedimentarios a volcánicos.

Aflora como remanentes de erosión, en forma de pequeños lomeríos segmentados por fallas (Figura II.16), distribuidos principalmente en las partes centro–norte y Este del área. En regiones es intrusionada por cuerpos graníticos-granodioríticos de grano medio a grueso, en los que ocurre como techos colgantes. En la región centro–este en el área de La Verde, al ENE del tajo El Crestón, está en contacto estructural mediante una falla normal con la Unidad de Limolitas Silíceas y con el Intrusivo Granítico

Figura II.16. Fotografía viendo al NW de un corte a espaldas del CUM de pueblo de La Colorada donde subaflora la unidad Volcánica Inferior.



Porfídico. Al sur y norte del cerro El Recorte está también en contacto mediante fallas normales con el cuerpo intrusivo granítico – granodiorítico de grano grueso. Al este, es cubierta en discordancia por la Secuencia Detrítica Terciaria. En dicha región, su contacto sur con el Intrusivo Diorítico también se considera como estructural. Además, aflora en la parte centro–norte en forma de pequeños “grábenes” limitados por fallas

que la ponen en contacto con el Intrusivo Granítico Leucocrático y más al oeste con la Unidad Volcánica Superior.

Esta unidad se caracteriza por ser una secuencia volcánica (Figura II.18) con intercalaciones de aglomerados con clastos subangulosos mayores a 4 cm, tobas líticas con clastos de rocas menores a 1 cm y flujos de lavas porfídicas andesíticas con cristales de plagioclasas a la base, en la cima hay tobas líticas y flujos de lavas porfídicas andesíticas (Figura II.17B), sólo en escasas partes donde aflora se aprecia su estratificación debido en parte, a lo masivo de los flujos y al alto nivel de intemperismo que presenta. Las rocas de esta unidad se distinguen por su color verde oscuro, que al intemperismo es gris verdoso, por su textura porfídica con pequeños cristales de plagioclasa y en partes cristales de piritita diseminada. Así mismo, en todos los afloramientos se observa un metamorfismo de bajo grado ya que la roca se presenta epidotizada, con presencia menor de clorita y actinolita. Esta asociación típica de la facies de esquisto verde implica condiciones de metamorfismo entre 300 °C y 500 °C aproximadamente (Figura II.17A). En partes se encuentra silicificada y con óxidos de Fe a lo largo de pequeñas vetillas hidrotermales de escasos centímetros de grosor.

Considerando el metamorfismo de contacto y la deformación dúctil presente en esta unidad puede correlacionarse con una secuencia del Cretácico Tardío denominada Formación Tarahumara (McDowell y Claubaugh, 1981; Roldán et al., 2009; McDowell et



Figura II.17. Fotografías de A) afloramiento de un flujo volcánico, B) afloramiento de una toba perteneciente a la unidad Volcánica Inferior. Vistas en un corte a espaldas del CUM.

al., 2001) que aflora ampliamente en la región central-este de Sonora y Chihuahua. Hasta el momento, en el área de estudio no hay dato alguno del tipo de contacto entre esta unidad, la Unidad de Limolitas Calcosilicatadas y la Secuencia Sedimentaria de Talud y Cuenca, pero se supone que sea una discordancia angular.



Figura II.18. Muestras de mano de la unidad Volcánica Inferior. A–B) toba lítica, C–D) Toba andesítica.

Vista en lámina delgada (Figura II.19) la unidad Volcánica Inferior se caracteriza, por estar compuesta por flujos y tobas de composición andesítica - dacítica, con textura porfídica-glomeroporfídica, presenta una matriz vítrea-microcristalina cuarzo-feldespática, soportando a fenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzo, caracterizados por una alteración a sericita en la matriz y en fenocristales de plagioclasa; clorita, epidota-zoisita y escasa tremolita–actinolita en micas y anfíboles; en ocasiones cristalizado epidota dentro de fenocristales de plagioclasa. En ocasiones con moderada hematita producto de la oxidación de la piritita diseminada en la roca.

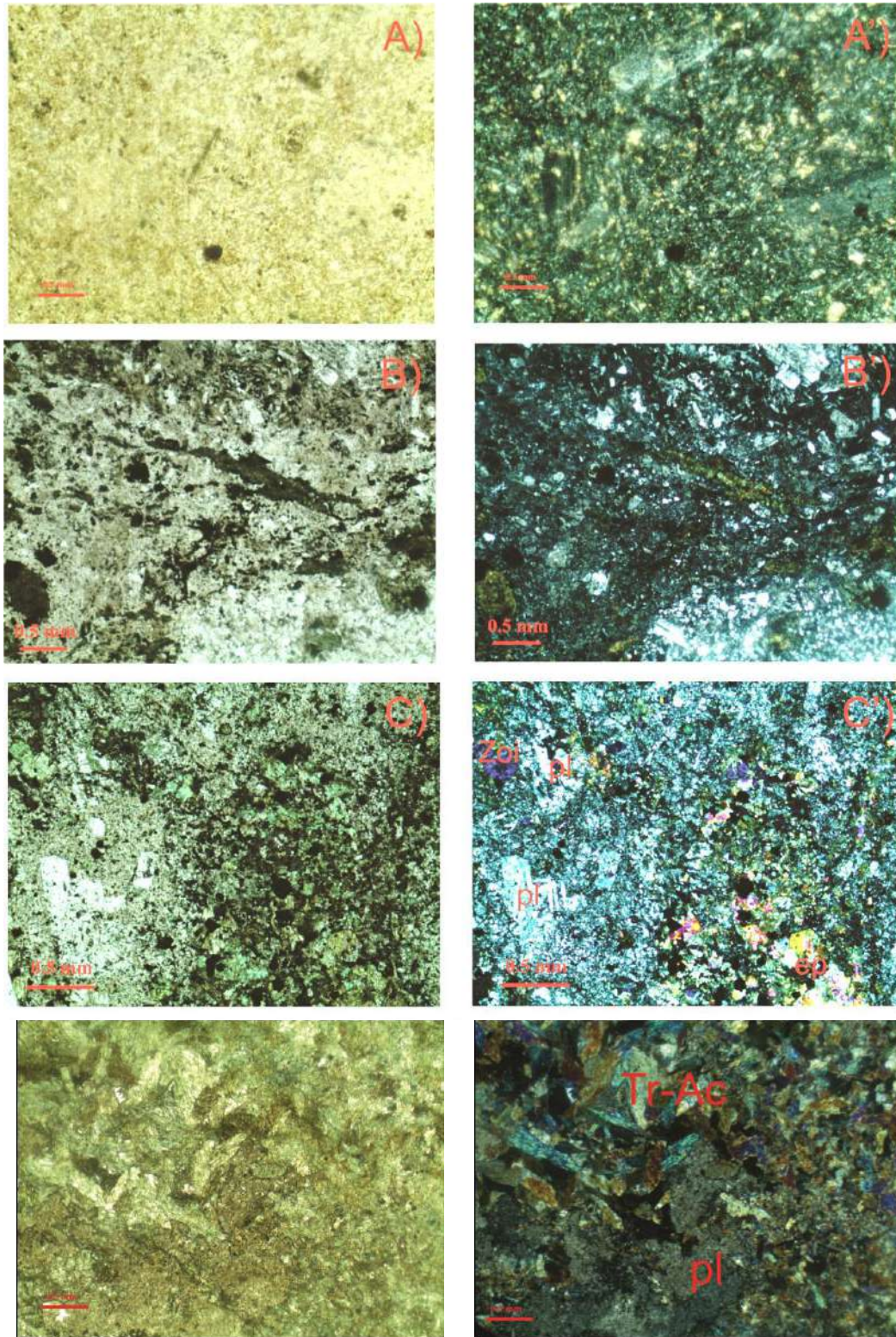


Figura II.19. Microfotografías de la unidad Volcánica Inferior. Nótese el tipo de alteraciones y de texturas: A – A') Alteración sericítica en andesita porfídica, B – B') Toba lítica con epidotización en matriz, C – C') Andesita porfídica alterada a epidota (ep) – clorita (cl) – zoisita (Zoi). D – D') Corneana máfica con una mineralogía de tremolita–actinolita (Tr – Ac), plagioclasa (pl).

II.3 INTRUSIVOS

II.3.1 Intrusivo Granítico Leucocrático

Se denomina con este nombre a una roca intrusiva de grano grueso rica en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico con cantidades menores de minerales ferro-magnesianos que incluyen biotita y hornblenda. Este intrusivo aflora principalmente en la parte centro-norte y noreste del área en donde forma la mayor parte del cerro El Recorte y otras lomas de menor elevación. También aflora en la parte norte de los patios de lixiviación de la mina formando un cordón de pequeños cerros (Figura II.20) limitados por fallas que lo ponen en contacto con la unidad Volcánica Inferior. Al este, presenta un contacto por falla con la unidad Volcánica Inferior. De ahí se extiende hacia el sur debajo de la secuencia sedimentaria paleozoica a las que intrusión, aflorando entonces en donde el drenaje de la región lo descubre. En la parte de los tajos principales de la mina y en el cerro La Antena sólo ocurre en pequeños afloramientos o como xenolitos dentro de un intrusivo félsico hipabisal. En el área de cerro de La Antena – tajo La Colorada y en el cerro Rey del Oro presenta un contacto intrusivo muy irregular bajo la secuencia sedimentaria paleozoica, principalmente con la Unidad de Limolita Silíceas, la cual queda como “techos colgantes” sobre el intrusivo.



Figura II.20. A) Fotografía vista al NE de afloramiento del Intrusivo Granítico Leucocrático situado al N de los patios de lixiviación de la mina La Colorada. B) Vista más cercana del afloramiento.

En el área del tajo El Crestón presenta un contacto intrusivo con la Unidad Silícea la cual desarrolla bandas de skarn derivadas del metasomatismo causado por el intrusivo.

El intrusivo es una roca de grano medio a grueso, de composición granodiorítica y en partes granítica, compuesto principalmente de cuarzo, plagioclasa y biotita en el granito y con hornblenda en la granodiorita. Normalmente se encuentra alterado por hematización, argilización y/o propilitización (Figura II.21). En la zona del cerro El Recorte el granito está cortado principalmente por vetillas de cuarzo y óxidos de pocos centímetros de grosor, con una orientación casi E-W, similares en orientación a las vetas mineralizadas de la mina, más no muestran algún indicio de haber sido explotadas.

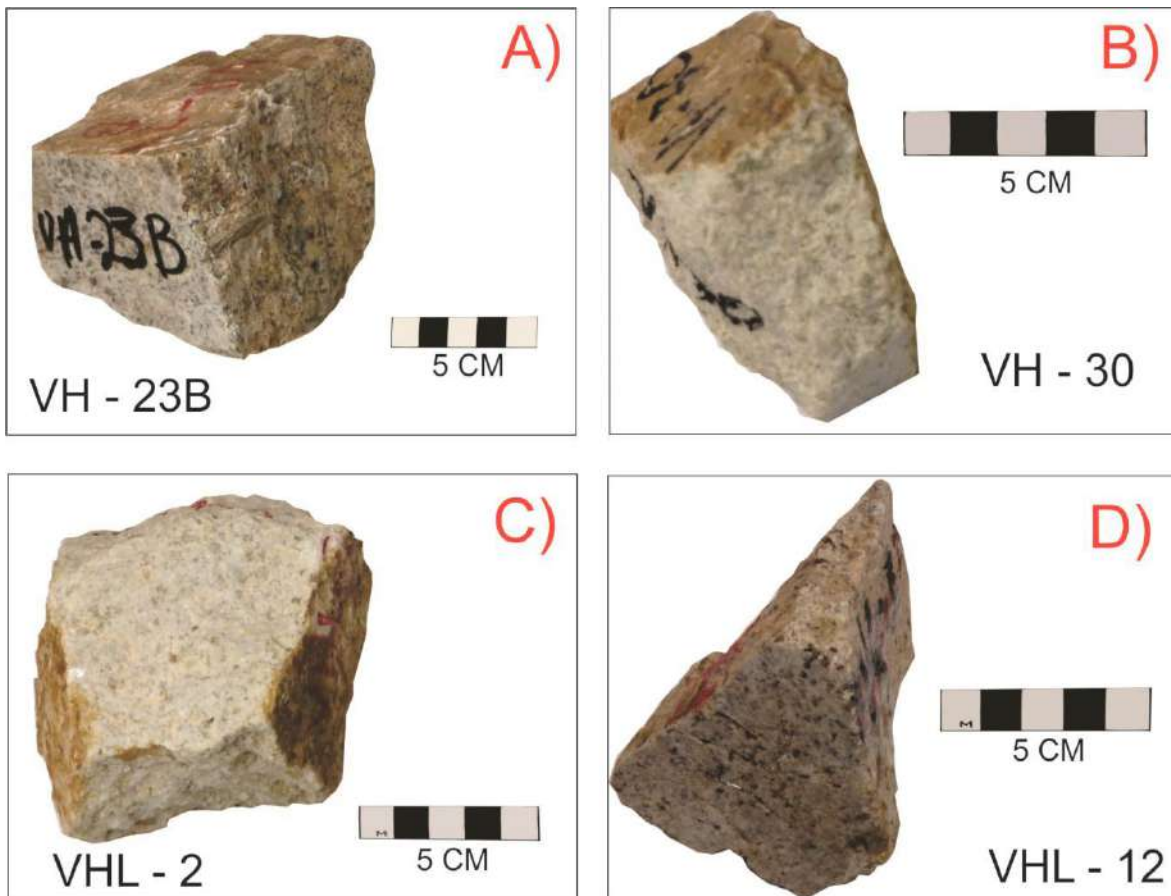


Figura II.21. Fotografías de muestras de mano de intrusivo Leucocrático. Nótese sus diferentes alteraciones. A – D) sericita – hematita, B – C) sericita – clorita.

Vista en lámina delgada (Figura II.22) se observa una unidad caracterizada por rocas intrusivas graníticas leucocráticas con una textura fanerítica de grano grueso, formada principalmente de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, con escasa presencia de biotita y anfíbol. Los cristales de plagioclasa de composición oligoclasa a andesina, presentan una alteración a sericita en la mayoría de sus cristales, algunos muestran anillos de crecimiento más sódicos mostrándose poco alterados, mientras los cristales de biotita y anfíbol se alteran a clorita – epidota. El feldespato potásico se caracteriza por presentar una textura lamelar pertítica y al igual que el cuarzo casi no sufren alteración. Son comunes las fracturas rellenas de cuarzo afectando la roca.

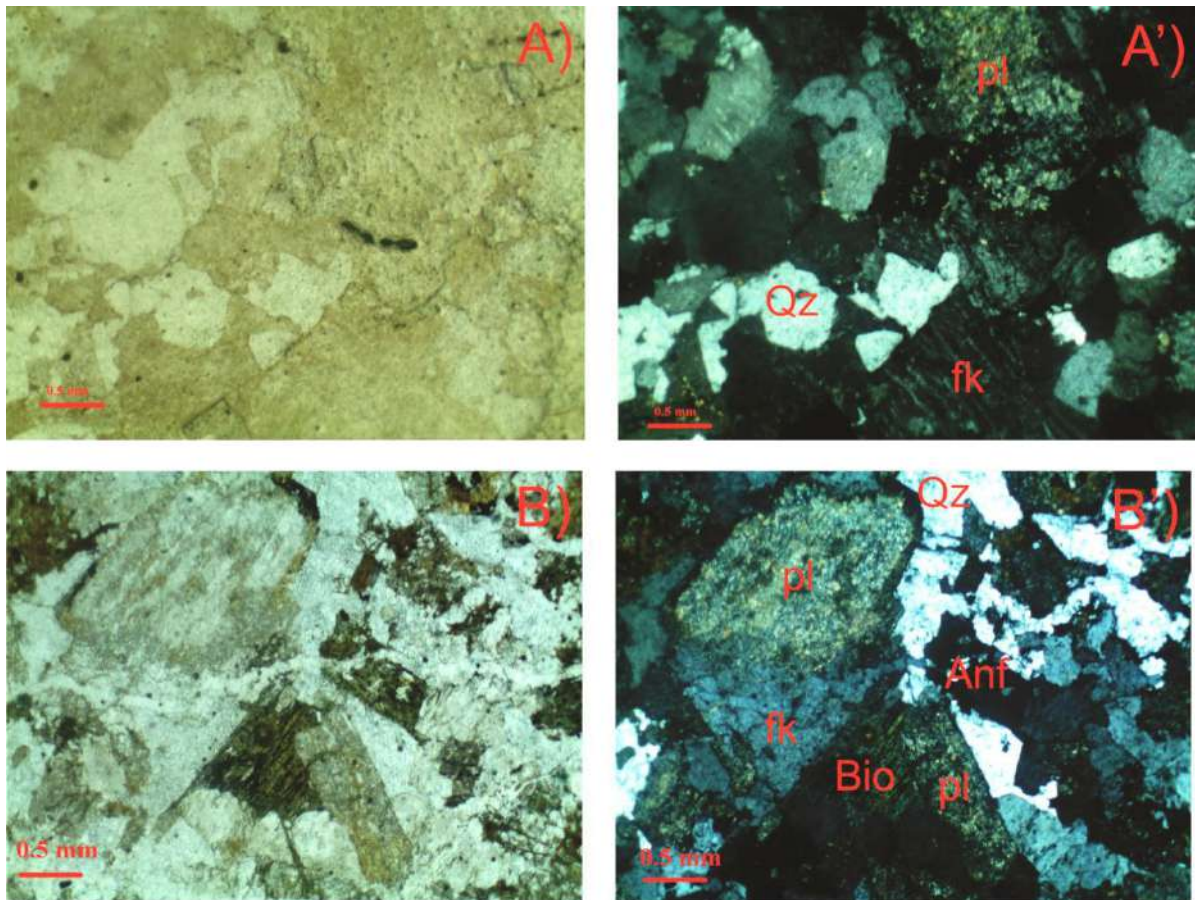


Figura II.22. Microfotografía de Intrusivo Granodiorítico, formado por plagioclasa (pl), cuarzo (Qz), feldespato potásico (fk), anfíbol (Anf), biotita (Bio).

II.3.2 Intrusivo Granítico Porfídico

Esta unidad está formada por un intrusivo, de composición granítica a granodiorítica, de grano fino ligeramente porfídico, de color blanco a rosado y/o con tonalidades amarillentas dependiendo de su alteración. Este cuerpo ha sido nombrado como R1 en algunos mapas previos, y fue considerado como flujo riolítico (Lewis et al., 1995) o como rocas intrusivas (Zawada et al., 2001). Aflora ampliamente en la parte centro-oeste y centro del área de estudio, desde la base del cerro de La Antena, hasta los tres tajos de la mina, principalmente en el tajo de La Colorada y en el área de La Verde. También forma pequeños apófisis en la base del cerro El Rey del Oro. En el tajo Gran Central ocurre por encima de un intrusivo diorítico que al parecer lo intrusióna y localmente lo envuelve, y subyace mediante una inconformidad a rocas andesíticas atribuidas al Grupo Volcánico Superior.

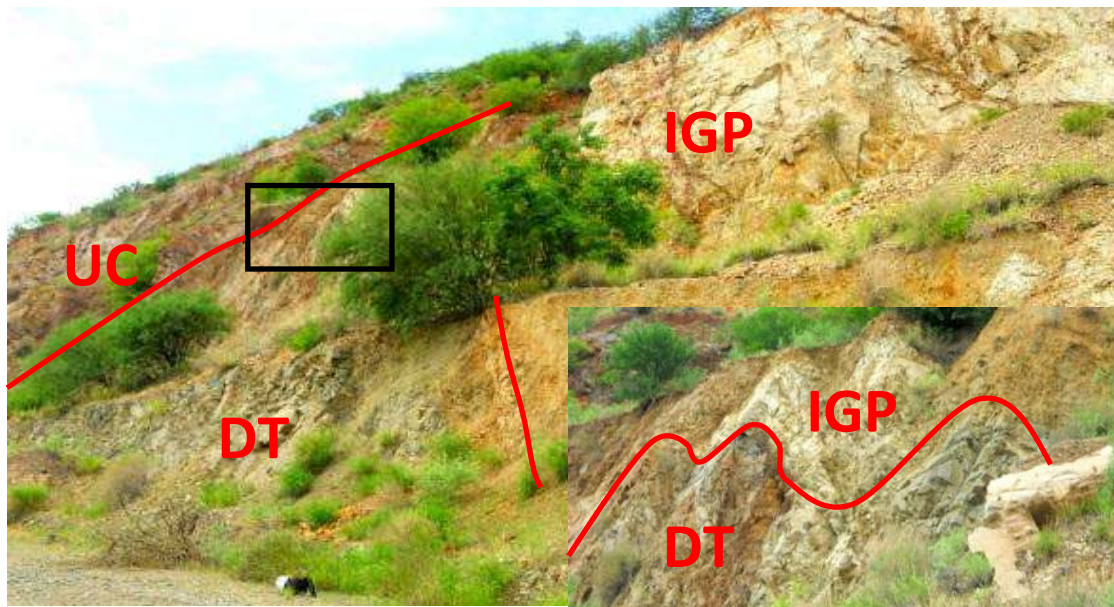


Figura (II.23). Fotografía vista al SW en corte del camino en la falda E del cerro de La Antena. Unidad de Cuarcitas (UC), Intrusivo Granítico Porfídico (IGP), Intrusivo Diorítico (DT). Donde los contactos de IGP y DT son por falla, IGP y UC es un contacto intrusivo irregular, IGP y DT es un contacto intrusivo irregular (véase en ampliación).

En el área del cerro La Antena y tajo La Colorada se encuentra intrusionando la secuencia sedimentaria paleozoica y al Intrusivo Granítico Leucocrático que se presenta como xenolitos dentro del Intrusivo Granítico Porfídico, siendo éste un contacto intrusivo muy irregular (Figura II.23). En el área de La Verde presenta un

contacto intrusivo al sur con la Unidad Calcosilicatada y al norte con el intrusivo de Granítico–Granodiorítico. En el cerro Rey del Oro y en el tajo El Crestón presenta un contacto intrusivo como pequeños apófisis en la Unidad Silíceea. En el área entre los tajos La Colorada y La Gran central presenta un contacto intrusivo con el Intrusivo Diorítico Hipabisal y dicho contacto es desplazado por fallas. Al Este del tajo La Colorada y al suroeste del área de La Verde y tajo El Crestón presenta un contacto por falla con la Unidad Volcánica Superior (Figura II.24); al oeste del cerro de La Antena presenta un contacto por falla con la secuencia terciaria en específico con la Unidad Volcánica Superior.

Una roca típica de esta unidad está formada principalmente por una matriz de grano muy fino que envuelve fenocristales de cuarzo y plagioclasa, con escasos ferromagnesianos, normalmente se presenta con un alto grado de alteración (hematización, limonitización, propilitización, etc.). Su textura es porfídica con fenocristales de cuarzo y plagioclasa rodeados por una matriz de afanítica o de grano fino (Figura II.25)

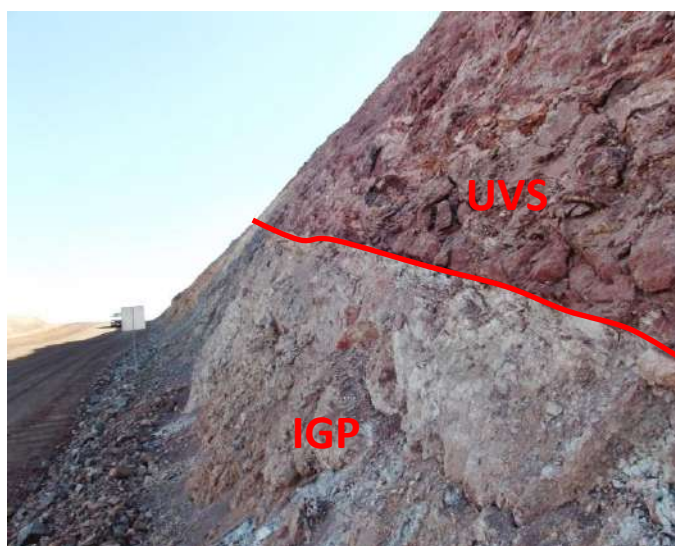


Figura II.24. Vista al NNE en rampa de acceso que comunica los tajos La Gran Central y La Colorada. Donde se aprecia el contacto por falla del Intrusivo Granítico Porfídico (IGP) y la unidad Volcánica Superior (UVS).

En lámina delgada (Figura II.26), se observa una textura porfídica – glomeroporfídica, con una matriz microcristalina a cristalina cuarzo–feldespática que sostiene fenocristales de cuarzo y plagioclasa principalmente, en menor proporción de feldespato potásico. Algunos de los fenocristales de plagioclasa presentan zoneación de crecimiento los cuales tienen una composición más cálcica al centro y más sódica en las orillas. También contiene fenocristales de biotita y anfíbol. Por su matriz de grano fino pero granular, se interpreta que esta roca corresponde a un cuerpo intrusivo

hipabisal, es decir, de emplazamiento cercano a la superficie. Donde la mayoría de los fenocristales de plagioclasa presentan una alteración de moderada a fuerte a sericita y en algunos se forma epidota. El anfíbol y la biotita se alteran a clorita. Las muestras presentan cuarzo secundario el cual rellena fracturas y bordea fenocristales de plagioclasa los cuales presentan un halo de alteración de sericita.



Figura II.25. Muestras de mano de Intrusivo Granítico Porfídico, nótese los distintos tipos de alteraciones que presenta y se sobreponen. A) vetas de cuarzo – turmalina, B) clorita – hematita – sericita, D) epidota – sericita – hematita.

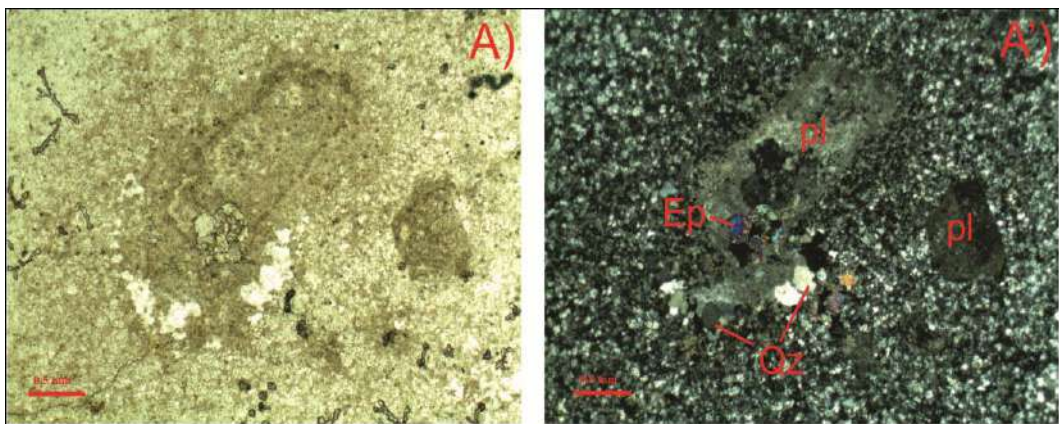


Figura II.26. Microfotografía de Intrusivo Granítico Porfídico. Fenocristales de Plagioclasa (pl), cuarzo (Qz), epidota (Ep), envueltos en una matriz microcristalina.

II.3.3 Intrusivo Diorítico

Se denomina con este nombre a un intrusivo color verde oscuro de grano fino a medio con textura granular y afectado por hidrotermalismo (Figura II.30) llamado DT por McMillan et al. (2008). Zawada et al. (2001) reportan una edad ^{39}Ar ^{40}Ar de 70 ma situándolos en el Cretácico Tardío.

Aflora de manera masiva con presencia de xenolitos del Intrusivo Granítico Porfídico en los tajos La Colorada y Gran Central (Figura II.27 y II.28) gracias al trabajo de minado preexistente, siendo la principal roca que se extrae con valores de mena. En las áreas de La Verde y del tajo El Crestón, diques de diorita que afloran en las áreas de La Verde y el tajo El Crestón, se consideran parte de esta unidad.

En el cerro de La Antena y los tajos La Colorada y Gran Central, intrusiona a la secuencia sedimentaria paleozoica (principalmente la Unidad Silícea), al cuerpo intrusivo granítico-granodiorítico de grano grueso y al intrusivo granítico porfídico (Figuras II.27). En el tajo El Crestón y en el área de la Verde presenta un contacto intrusivo con la Unidad Silícea (Figura II.29). En el área centro-oeste está en

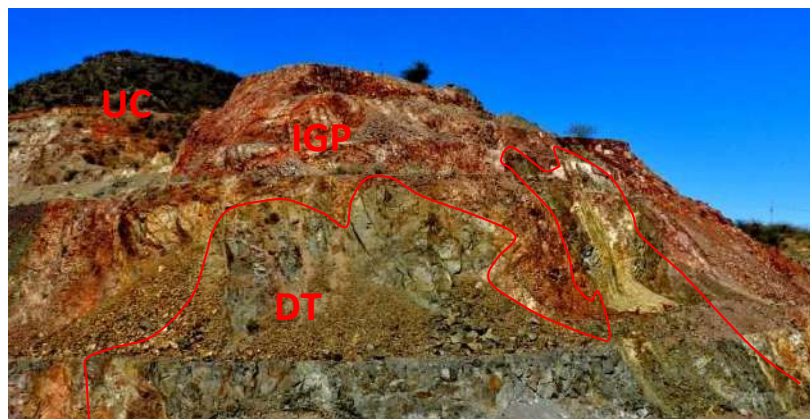


Figura II.27. Afloramiento visto al W en el camino que une el tajo La Gran Central y La Colorada. Intrusivo Diorítico (DT), Intrusivo Granítico Porfídico, Unidad de Cuarcitas (UC). Donde se muestra el contacto intrusivo irregular de DT que corta a IGP, en el extremo superior izquierdo el contacto intrusivo de IGP y QT.

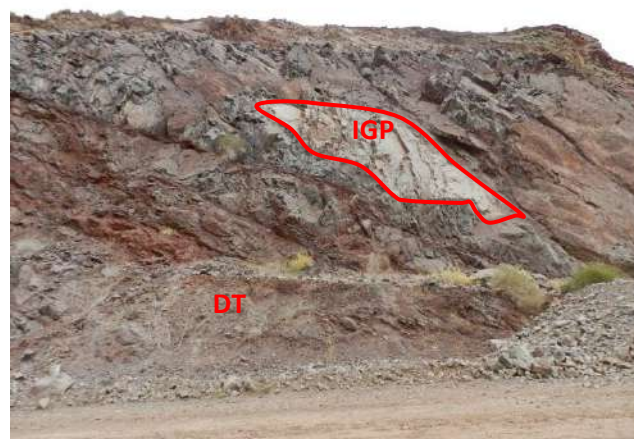


Figura II.28. Pared occidental sobre el camino que baja al tajo La Gran Central. Se observa xenolito del Intrusivo Granítico Porfídico (IGP) envuelto por el Intrusivo Diorítico (DT). Se aprecian numerosas fallas normales de bajo ángulo cortando a ambos tipos de rocas.

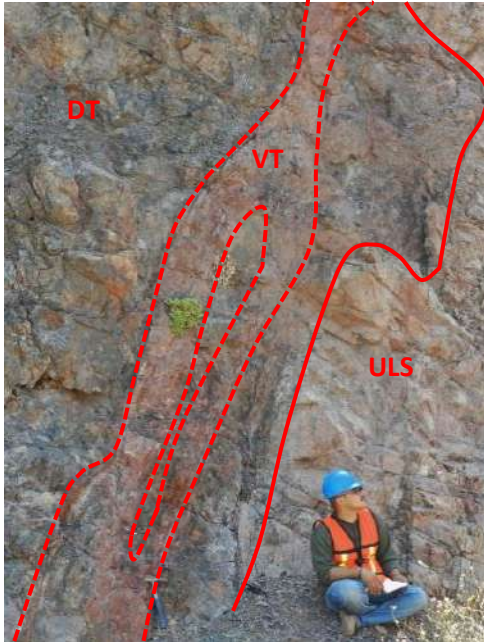


Figura II.29. Afloramiento visto en la pared E del tajo El Crestón. Unidad de Limolitas Silíceas (ULS), Intrusivo Diorítico (DT), veta (VT). DT encajonado en ULS (línea continua) y VT en DT (línea discontinua).

contacto mediante falla normal con la Unidad Volcánica Superior y/o con la Secuencia Detrítica Terciaria.

En los tajos se observan algunos diques de color verde oscuro que cortan tanto a la diorita como al granito porfídico. Zawada (2000) considera que estos diques se relacionan al intrusivo diorítico pero no existe geocronología y/o geoquímica que permitan confirmarla o rechazar esta hipótesis. Estos diques de poco espesor presentan mineralización de pirita-calcopirita y suelen presentar oxidación de hierro en las paredes que los limitan.

Vista en lámina delgada (Figura II.31) la roca principal de la unidad se caracteriza por tener una

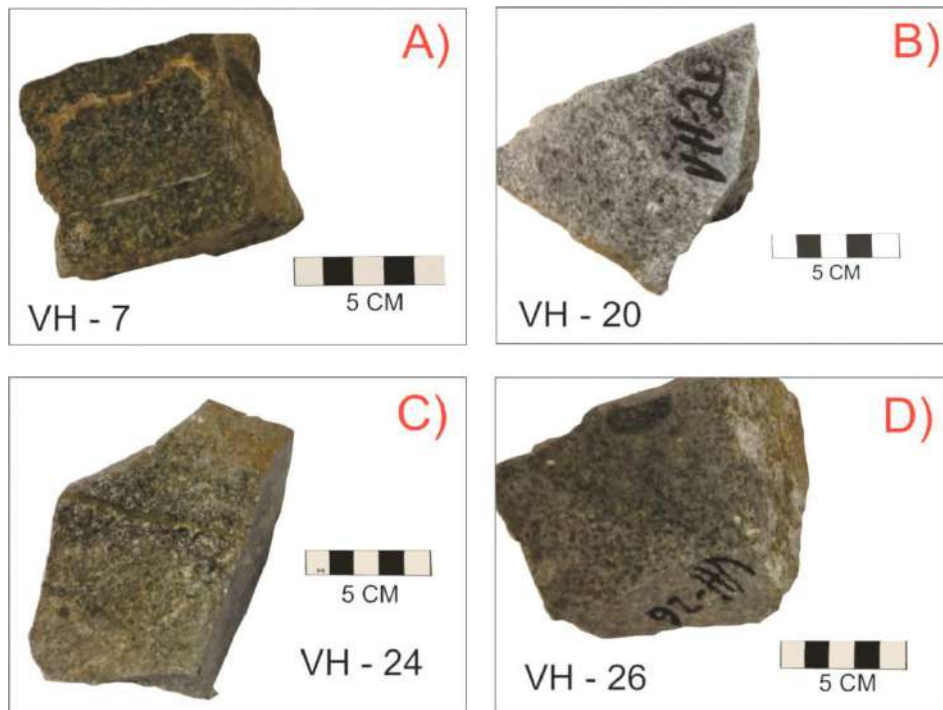


Figura II.30. Muestras de mano del Intrusivo Diorítico, con sus variantes mineralógicas A) Diorita, B) Cuarzomonzodiorita, C) Dacita, D) Granodiorita.

textura fanerítica de grano medio, con fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo, feldespato potásico y anfíbol. Por los porcentajes relativos de estos minerales se considera que corresponde a dioritas – cuarzodioritas y monzonitas. Los cristales de plagioclasa, de composición de andesina a oligoclasa, presentan zoneación de crecimiento. Estas rocas comúnmente muestran una fuerte alteración caracterizada por el desarrollo de sericita a partir de plagioclasa, mientras los cristales de biotita y anfíbol se alteran a clorita - epidota. Los cristales de feldespato y cuarzo no son alterados.

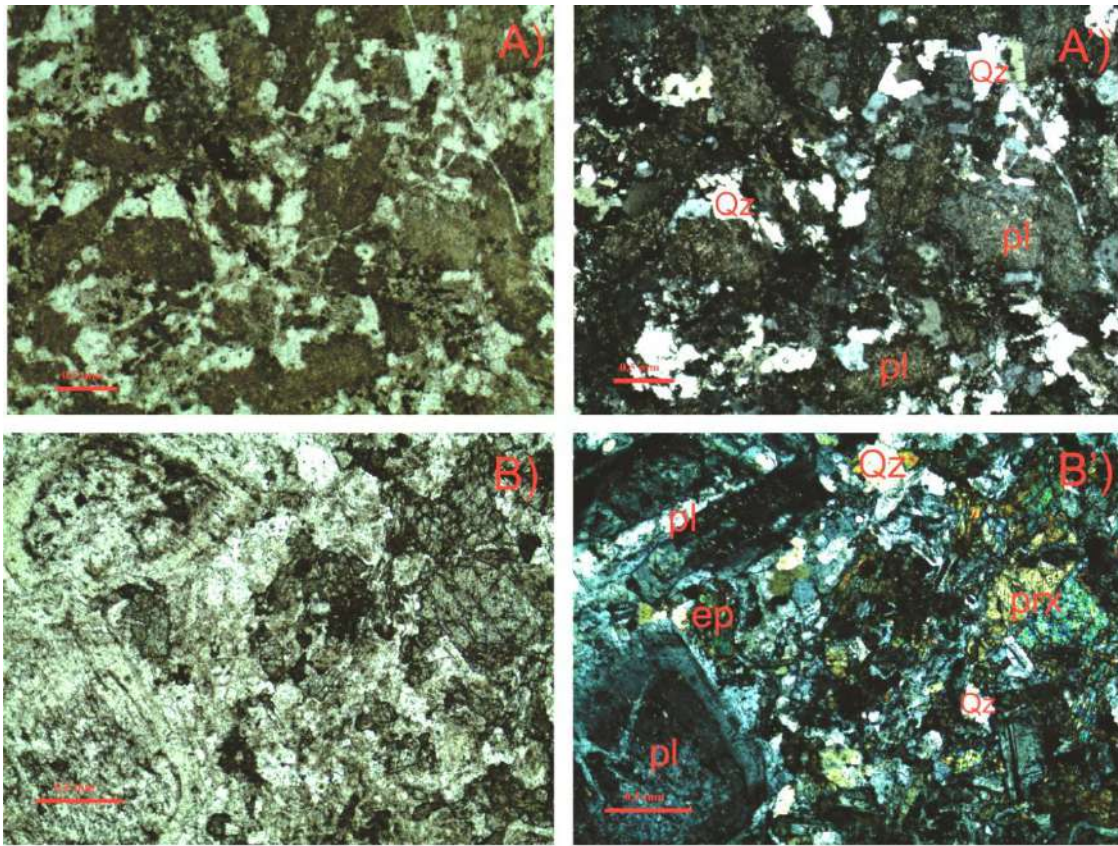


Figura II. 31. Microfotografía del Intrusivo Diorítico formado por plagioclasa (muy alterada) y cuarzo (color claro). Nótese los cambios de composición y textura. A – A') Alteración sericítica en los cristales de plagioclasa en una cuarzodiorita; B – B') Alteración a epidota y anillos de crecimiento en fenocristales de plagioclasa.

Dichos cuerpos intrusivos por su composición mineralógica se consideran relativamente contemporáneos con la Unidad Volcánica Inferior atribuidos a la Orogenia Laramide, pero se requerirían más estudios geocronológicos para confirmar esta suposición. McDowell y Keizer (1977) nombraron los eventos magmáticos considerados como parte de la Orogenia Laramide como Complejo Volcánico Inferior (CVI).

II.4 SECUENCIA TERCIARIA

Agrupamos bajo este término a las unidades volcánicas y sedimentarias más jóvenes que afloran en el área de estudio, que inician con una secuencia volcánica que es cubierta por sedimentos detríticos y por último una ignimbrita.

II.4.1 Unidad Volcánica Superior

Esta unidad está formada por intercalaciones de flujos de lava, tobas líticas y escasos horizontes de aglomerados volcánicos caracterizados por contener grandes cristales de micas, anfíboles y piroxenos. En estudios previos hechos por Bartolini et al. (1994) en los cuales incluía el área de estudio, nombraron a esta unidad como Formación pre-Baucarit. En el cerro Sombreretillo, MacDowell et al. (1997) reportan una dacita de anfíbol fechada mediante el método de K-Ar obteniendo una edad de 24 Ma, lo que ubica la Secuencia Volcánica Superior en el Oligoceno Tardío.

Aflora en las partes bajas de pequeños cerros en forma de mesetas basculadas con rumbo casi norte-sur, en los extremos este y oeste del área de estudio. Sus afloramientos son aislados porque se ha erosionado y por estar cubierta de unidades más recientes.

En la base del cerro La Antena, su contacto con respecto a otras unidades pre-terciarias y con el intrusivo granítico hipabisal es mediante una falla normal. Al norte de la carretera, en la región noroeste, está en contacto por falla normal con la Unidad Volcánica Inferior mismo contacto que ocurre en la región este. Sobre esta unidad se deposita de forma normal una unidad sedimentaria detrítica mal compactada, aunque con una ligera diferencia en la inclinación de capas debido probablemente a eventos distensivos ocurridos durante el tiempo de depósito.

Esta unidad está compuesta en su mayoría por flujos y tobas líticas con clastos re TRABAJADOS de la misma unidad. Los flujos se caracterizan por ser ricos en fenocristales de hornblenda, biotita, plagioclasa y en menor grado de piroxeno; los cuales están rodeados por una matriz afanítica de coloración variada pero comúnmente morado claro a gris verdoso (Figura II.32). No presenta alteración hidrotermal o algún tipo de metamorfismo, sólo presenta algunos halos de oxidación por la posible penetración de aguas meteóricas en planos de debilidad de la roca, así como la presencia de caliche y zeolitas rellenoando espacios vacíos. Se considera que al depositarse esta unidad rellenoó las cuencas producidas por los eventos de distensión previos, por donde fluyeron y se depositaron en paleocanales con un rumbo aproximado NNW. La estratigrafía de los depósitos es variable porque no se habla de una sola cuenca y por el tipo de depósito que presentan.

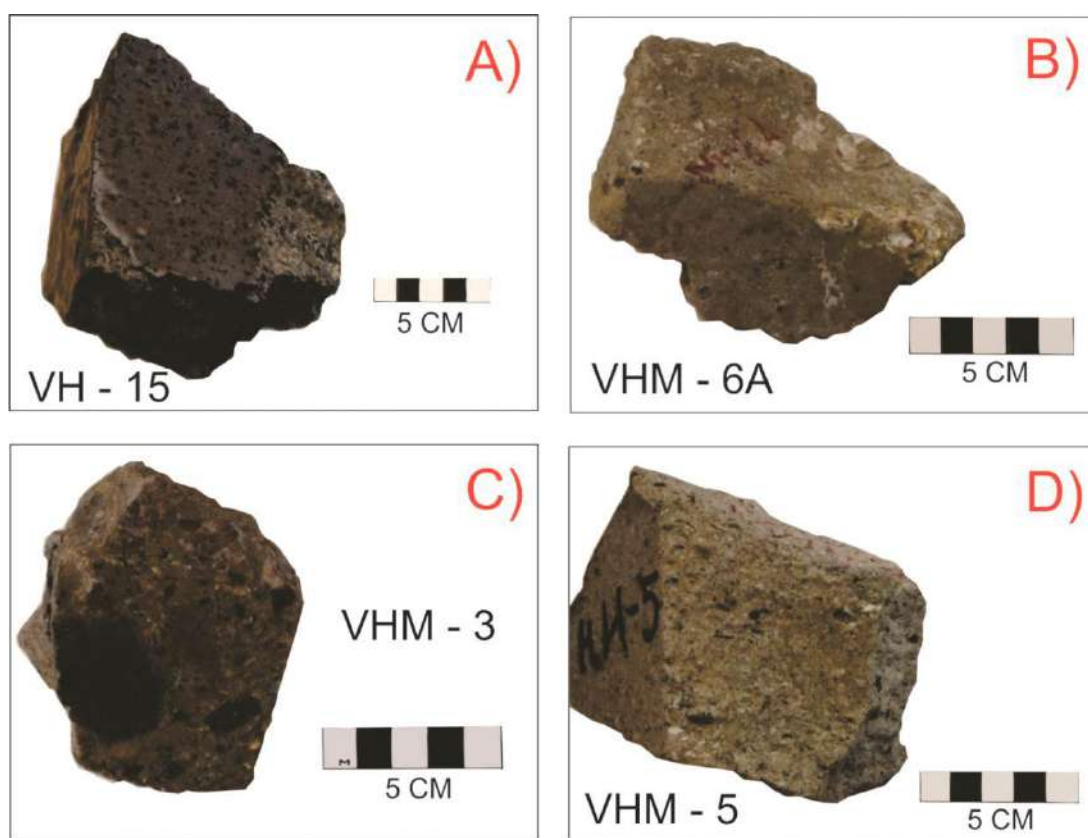


Figura II.32. Muestras de mano de la Unidad Volcánica Superior. A) Flujo de andesita porfídica con fenocristales de hornblenda y piroxeno, B) Toba con amígdalas rellenas por un mineral de baja temperatura, C) Toba líticas con fragmentos de rocas volcánicas, D) Toba.

Vistos en lámina delgada (Figura II.33), los flujos tienen una textura porfídica, presentan una matriz microcristalina a vítrea, moderadamente oxidada por hematita, que envuelve fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y biotita. La gran mayoría de los fenocristales de anfíboles presentan un anillo de alteración depositándose hematita en su contorno. En partes contienen grandes fragmentos de roca de composición similar pero con distintas texturas, contienen amígdalas y fracturas rellenas por minerales de baja temperatura (zeolita?).

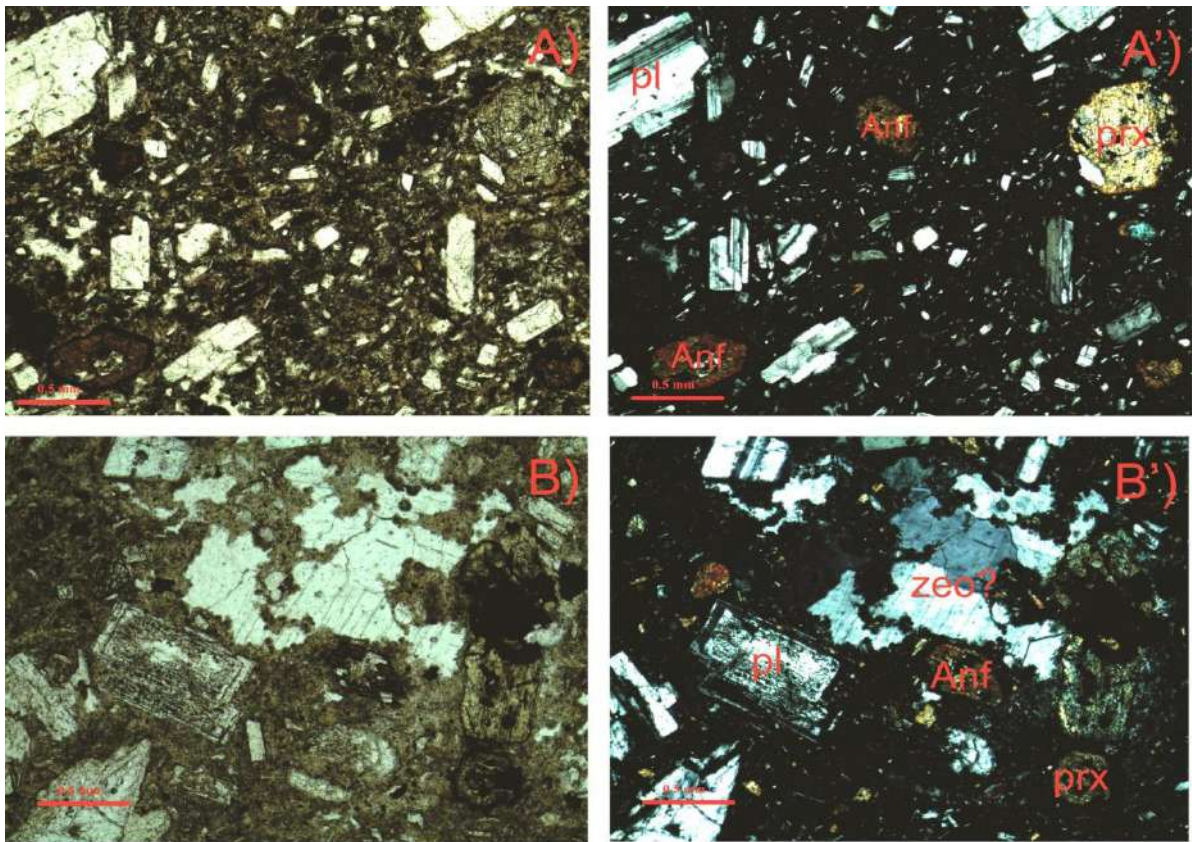


Figura II.33. Microfotografía de la Unidad Volcánica Superior, con una mineralogía típica de (pl) plagioclasa, (prx) piroxeno, (Anf) anfíbol, (Zeo) zeolita.

II.4.2 Unidad Sedimentaria Detrítica

Se describe con este nombre una unidad formada principalmente por depósitos de conglomerados polimícticos intercalados con brechas sedimentarias, areniscas de grano grueso y escasos horizontes tobáceos mal consolidados. Por sus características litológicas, esta unidad sería correlacionable con la Formación Báucarit (King, 1939).

Aflora en los extremos este y oeste del área de estudio en las partes media-baja y en las laderas de pequeñas lomas que forman cordones con rumbo N-S. Presenta un fuerte grado de erosión derivado de una mala consolidación de la unidad. Sus afloramientos son aislados ya que sólo aflora como remanentes dejados por la erosión debajo de un flujo volcánico ignimbrítico que la ha protegido. Aflora principalmente en el cerro de Las Amarillas y en las laderas de los cerros El Sombreroete y El Sombreretillo.

Esta unidad se deposita en ligera discordancia angular sobre la Unidad Volcánica Superior esto se observa en las faldas del cerro ubicado al este del cerro El Sombreretillo y en un corte sobre la carretera Hermosillo-Yécora a la altura de dicho cerro. En el cerro Las Amarillas está en contacto por falla con la Unidad de Limolitas Calcosilicatadas y con el Intrusivo Granítico Pofídico (Figura II.34). Sobre esta unidad se deposita de manera normal la Unidad Ignimbrítica Hiperalkalina.

Los clastos se caracterizan por ser subangulosos a angulosos generalmente mayores a 6 cm y de hasta 40 cm, en su mayoría provienen de rocas de la Unidad Volcánica Superior, aunque en los afloramientos del cerro El Sombreroete es notorio ver fragmentos de la Unidad Volcánica Inferior. La angulosidad de los clastos indica que se trata más bien de brechas sedimentarias más que de conglomerados. La matriz es arenosa de grano grueso y contiene clastos retrabajados menores de 2 cm de las rocas antes mencionadas. También contiene lentes o capas de hasta 1 m de espesor de tobas de color amarillo claro y blanco, casi carentes de clastos (Figura II.35).



Figura II.34. Vista al SW del cerro Las Amarillas. Riolita Hiperalcalina (URH), Unidad Sedimentaria Detrítica (USD), Unidad de Limolitas Calcosilicatadas (UCS). El contacto de URH sobre USD es una discordancia y un contacto por falla de UCS con RH.



Figura II.35. Fotografías de afloramientos de la Unidad Sedimentaria Detrítica con intercalaciones de brechas oligomícticas y arenas de grano medio y grueso (izquierda). Depósitos masivos de brechas oligomícticas con clastos mayores a 10 cm (derecha).

II.4.3 Unidad Ignimbrítica Hiperalcalina

Se describe con el nombre de Ignimbrita Hiperalcalina al depósito de flujo masivo de tobas de composición riolítica, de color rosa a morado claro, con una matriz vítrea bien soldada, presencia de fenocristales de feldespato alcalino y con presencia de amígdalas rellenas de minerales de baja temperatura (Figura II.36).

Aflora en la parte E y NW del área de estudio, donde forma mesetas basculadas con rumbo N-S e inclinadas al W. Es la cima de la secuencia terciaria y topográficamente corona la cima de los cerros El Sombrerete, El Sombrerillo al NW y el cerro de Las Amarillas al Oeste.

Se deposita de manera normal o con ligera discordancia sobre la secuencia sedimentaria detrítica (Figura II.37). Topográfica y cronológicamente es la unidad más



Figura II.36. Afloramiento de Riolita Hiperalkalina

joven aunque se tienen reportados más flujos encima de éste fuera del área de estudio. En el área de estudio la ignimbrita ha sido estudiada por Vidal-Solano et al. (2007) quien la considera parte de un evento piroclástico de gran extensión que abarca desde la parte media de Baja California al Oeste hasta el Río Yaqui al Este. Vidal-Solano et al. (2007) fecharon un flujo de dicha unidad 11 km al sureste del Cerro Las Amarillas.

Ahí, obtuvieron una edad Ar-Ar de 12 ± 0.1 Ma, la cual es coincidente con varias dataciones sobre las mismas rocas encontradas en Sonora Central (Vidal-Solano et al., 2005, Bartolini et al., 1994; McDowell et al., 1997). Dicha edad sitúa el tiempo del volcanismo hiperalkalino en el Mioceno Medio.



Figura II.37. Viendo al Oeste en la cima del cerro El Sombrero. Se aprecia el contacto de la Riolita Hiperalkalina (RH) y la Unidad Sedimentaria Detrítica (USD). El contacto es una discordancia leve.

CAPÍTULO III. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

III.1. Plegamiento

Las Secuencia paleozoica, y la Unidad Volcánica Inferior fueron afectadas por un evento compresivo que se manifiesta como un plegamiento el cual es más evidente en la Unidad Transicional y la Unidad de Limolitas Calcosilicatadas. Los pliegues producidos por este evento son de escala megascópica, es decir, son visibles en los afloramientos. Con base en el ángulo interflancos se pueden clasificar como subisoclinales a abiertos, mientras que con base en la inclinación de su plano axial se clasifican como inclinados a volcados hacia el noreste (Figura III.2 y III.3). Con base en las orientaciones de los pocos planos axiales que pudieron observarse se interpreta que este plegamiento fue producido por eventos compresivos con dirección aproximada NE70°SW a E-W (Figura III.1y anexo IV.2). Se ha reportado que partes de la secuencia presentan estratos invertidos lo cual puede atribuirse a este plegamiento (Zawada et al., 1997) Dicha inversión no pudo confirmarse en este estudio pues no se encontraron criterios de polaridad claros.

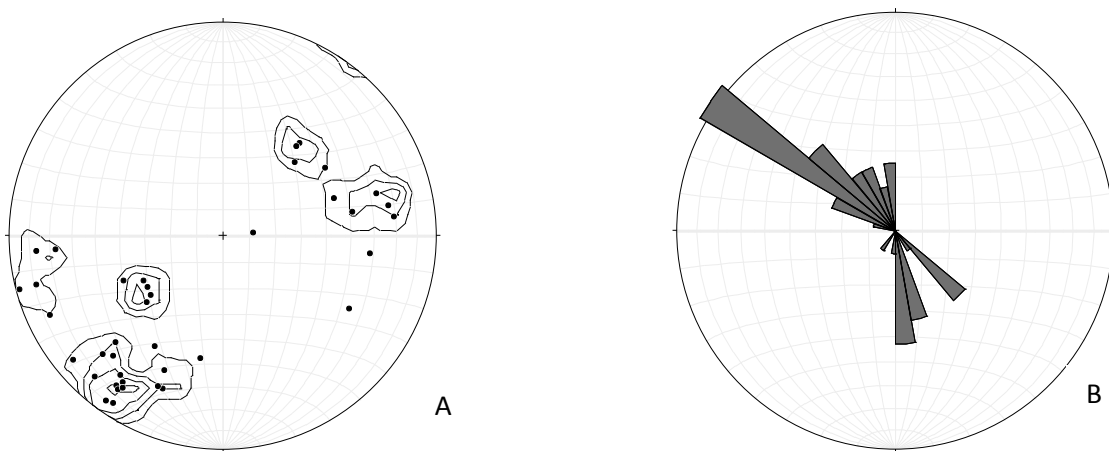


Figura III.1. Datos estructurales de la estratificación en las rocas sedimentarias de la secuencia paleozoica. (n=39) Polos de la estratificación con curvas de concentración y B) Diagrama de rosetas. El diagrama A y los siguientes son proyecciones de igual área (Schmidt) del hemisferio inferior.

Con respecto a la edad del plegamiento se ha mencionado que la secuencia paleozoica cabalgó sobre secuencias de plataforma de edades similares (Poole y Madrid, 1988). Esta deformación se considera que ocurrió durante el Carbonífero-Pérmico Tardío, y durante la misma, se produjeron cabalgaduras y pliegues con vergencia principalmente al norte. Una vergencia más consistente con la observada en el área de estudio es la reportada para la deformación ocurrida a fines del Cretácico denominada “Deformación Laramide” (González-León et al. 1992).



Figura III.2. Afloramiento de la Unidad Transicional viendo hacia el NE. Se observan pliegues megascópicos de cerrados a abiertos (ver recuadro para detalle).



Figura III.3. Viendo hacia el norte, Base de la Unidad Volcánica Inferior en el corte de la carretera Hermosillo-Yécora, en la entrada del pueblo La Colorada. Se observan pliegues abiertos megascópicos.

III.2. Fallamiento

Las estructuras más comunes en el área estudiada son fallas normales que afectan a todas las unidades observadas. A lo largo de dichas estructuras se introdujeron fluidos hidrotermales que produjeron los depósitos minerales que han sido explotados en la región, de ahí la importancia de estudiar y caracterizar dichas estructuras. Las fallas se observan mejor en los cortes producidos al hacer los grandes tajos mineros: Gran Central, La Colorada y Crestón, y en menor grado en cortes realizados en lomas aledañas a los mismos, como en el cerro de La Antena y los ubicados al este del tajo El Crestón. Los datos estructurales obtenidos fueron el rumbo, echado y, en su caso, estrías y sentido de cizalla con base en indicadores como tectoglifos, grietas de tensión o fracturas Riedel (Figura III.6 y III.7).

Se midieron un total de 330 fallas cuyo análisis se realizó por áreas que de poniente a oriente son:

- 1) Cerro La Antena-tajo Gran Central.
- 2) Tajo La Colorada.
- 3) Tajo El Crestón y zona al este del tajo El Crestón.
- 4) Zona La Verde
- 5) Cerro El Recorte
- 6) Zona oriental

1) Tajo Gran Central-Cerro La Antena

En esta zona se midieron numerosas fallas normales las cuales fueron el sitio del minado original por obra directa llevado a cabo en la región de La Colorada. La mayoría de las fallas son de tipo normal, con pendientes relativamente abruptas, pero algunas claramente son lístricas (Figura III.4). Cortan a los intrusivos diorítico y porfídico, así como a las cuarcitas, siendo el contacto entre dichos intrusivos un nivel claro, aunque no plano, para observar el desplazamiento de tipo normal de las estructuras. Los desplazamientos observados son de dimensiones métricas o menores. Vetillas de cuarzo y una fuerte oxidación rojiza-amarillenta se desarrolla paralelamente a algunas de las fallas.



Figura III.4. Tajo Gran Central viendo al este. Intrusivo Diorítico (DT), Intrusivo Granítico Porfídico (IGP). Se resaltan las fallas principales (línea continua) y los contactos irregulares entre las dos unidades mencionadas (línea discontinua).

A partir de la distribución de polos de las fallas y del análisis estadístico de los mismos (Figura III.5) se pueden apreciar cuatro familias, que se describen en orden de importancia:

- a) Familia 250° - 280° (vector promedio 275°). Esta familia es la principal encajonante de la mineralización en el tajo. Las fallas buzan principalmente hacia el Norte aunque hay algunas fallas conjugadas que buzán en dirección S. Del diagrama de polos se puede apreciar que algunas de estas fallas son lístricas y son representadas por polos que se extienden a lo largo del eje N-S.
- b) Familia 350° - 10° (vector promedio 0°). Esta familia está formada por fallas normales con componente lístrica, que buzán principalmente hacia el Este, aunque algunas fallas conjugadas buzán al Oeste. En el campo se observa que estas fallas no están mineralizadas y cortan a las fallas de la familia anterior.
- c) Familia 310° - 330° . Esta es una familia de fallas normales que buzán al NE.

d) Familia 60° - 80°. Representada sólo por escasas fallas normales conjugadas. Algunas de estas fallas presentan zonas de oxidación.

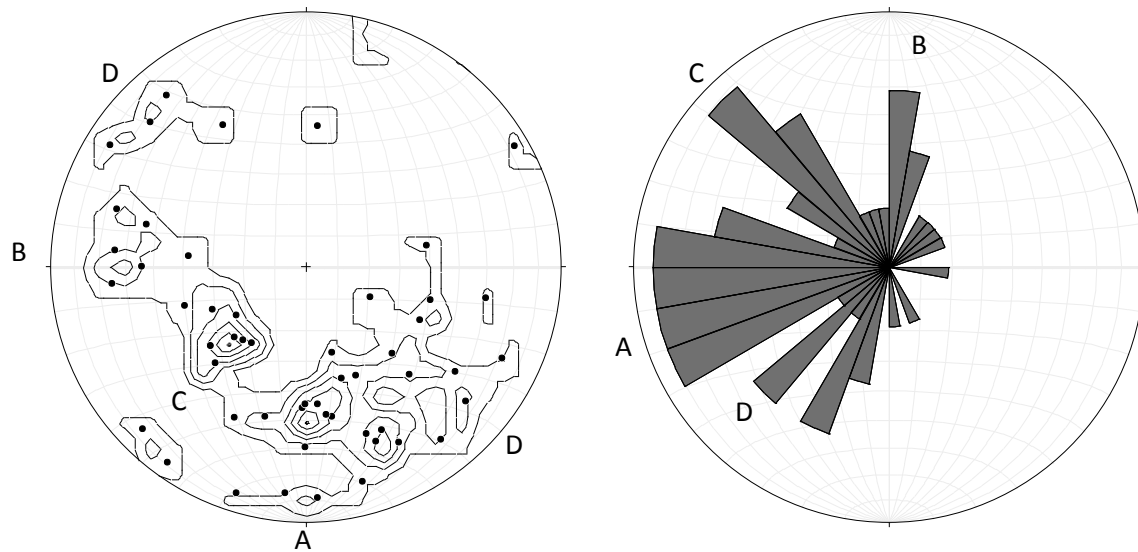


Figura III.5. Datos estructurales de fallas normales en el tajo Gran Central (n=69). A) Polos y análisis estadístico, y B) Diagrama de roseta. Las letras representan las familias mencionadas en el texto.



Figura III.6. Fallas normales en tajo Gran Central (viendo al W). Se observa un enclave del IGP envuelto en el Intrusivo Diorítico (DT). El sentido de cizalla está indicado por fracturas Riedel tipo R (línea). El plano a la derecha corresponde a una falla de rumbo.



Figura III.7. Detalle del afloramiento anterior. Se ven grietas de tensión rellenas de vetillas de cuarzo depositado por fluidos que circularon por las fallas principales, se puede notar un crecimiento cristalino hacia el centro de las grietas. En la esquina se muestra un esquema con el campo de esfuerzos (f = falla; g=grieta de tensión). A la derecha: espejo de falla con estrías subhorizontales indicando un desplazamiento a rumbo.

2) Tajo La Colorada

Este tajo ubicado al norte del tajo Gran Central está desarrollado principalmente a lo largo de una zona de falla normal con una zona de alteración-oxidación de unos 10 metros o más de anchura a ambos lados de la falla (Figura III.8). En este tajo, las fallas mineralizadas son cortadas por fallas no-mineralizadas (Figura III.10) con rumbo ~N-S. Las fallas cortan principalmente a los intrusivos diorítico y félsico hipabisal, así como a rocas andesíticas que los cubren en discordancia.



Figura III.8. Falla principal en el tajo La Colorada (viendo al SW). Se nota una zona de alteración de más de 20 m a los lados de dicha falla. Varias obras mineras antiguas (frentes) pueden observarse a lo largo de la zona de alteración.

A partir de la distribución de polos de las fallas y el análisis estadístico de los mismos (Figura III.9) se pueden apreciar cuatro familias, que se describen en orden de importancia:

- a) Familia 240° - 290° . Esta es la familia principal de fallas normales que se encuentran a lo largo del tajo La Colorada, correspondiendo a una falla principal y algunas fallas subparalelas. Se puede notar que la dispersión en los rumbos es un poco más amplia que en el tajo Gran Central.
- b) Familia 300° - 330° . Esta es la segunda familia en importancia en este tajo, mientras que en el anterior era la menos representada. Corresponden a fallas normales que buzan al NE, al igual que en el área previa.
- c) Familia 200° - 230° . Esta familia corresponde a fallas conjugadas aunque predominando las que tienen echados al NW.
- d) Familia 0° - 20° . Corresponde en este tajo a fallas normales con echados hacia el SE (Figura III.10).

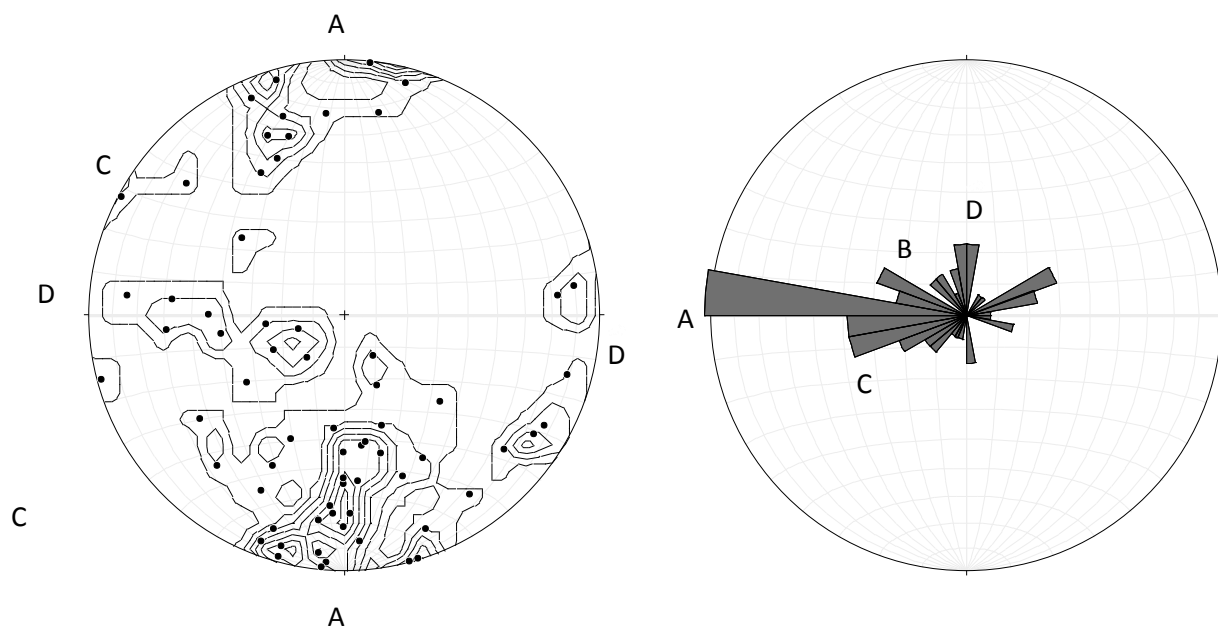


Figura III.9. Datos estructurales de fallas normales en el tajo La Colorada (n=56). A) Polos y análisis estadístico y B) Diagrama de roseta. Las letras representan las familias mencionadas en el texto.



Figura III.10. Tajo El Crestón viendo al N. Falla con rumbo N-S con una zona de trituración de unos 40 cm (f2), que corta y desplaza falla menor mineralizada con rumbo ENE-WSW (f1).

3) Tajo El Crestón y cerro El Gato.

Las litologías presentes en el tajo El Crestón y en el área al Este del mismo donde se ubica el cerro El Gato son metasedimentos provenientes de limolitas, lutitas y pedernal de la secuencia marina; los cuales han sido intrusionados por cuerpos de monzonita, diorita (Figura III.12) y por el pórfido félsico hipabisal. El metamorfismo produjo localmente cuerpos de skarn. Las estructuras principales en este tajo también son fallas normales, las cuales se consideran como continuación de las existentes en el tajo Gran Central. Estas fallas sirvieron como conducto de los fluidos mineralizantes, los cuales generaron vetillas delgadas de cuarzo con sulfuros. Zonas de alteración-oxidación de cerca de un metro a varios metros de espesor se desarrollan de manera aledaña a las fallas principales. Se observan al menos cinco fallas principales relativamente paralelas que encajonan la mineralización, las cuales son desplazadas ligeramente por fallas no mineralizadas. Dichas fallas fueron nombradas por Lewis et al. (1995) como New Vein, North Vein, Perry Vein, South Middle Vein y South Vein (Figura III.11).



Figura III.11. Tajo El Crestón viendo hacia el ENE. Se remarcen las fallas principales que corresponden a fallas normales que buzan al NW

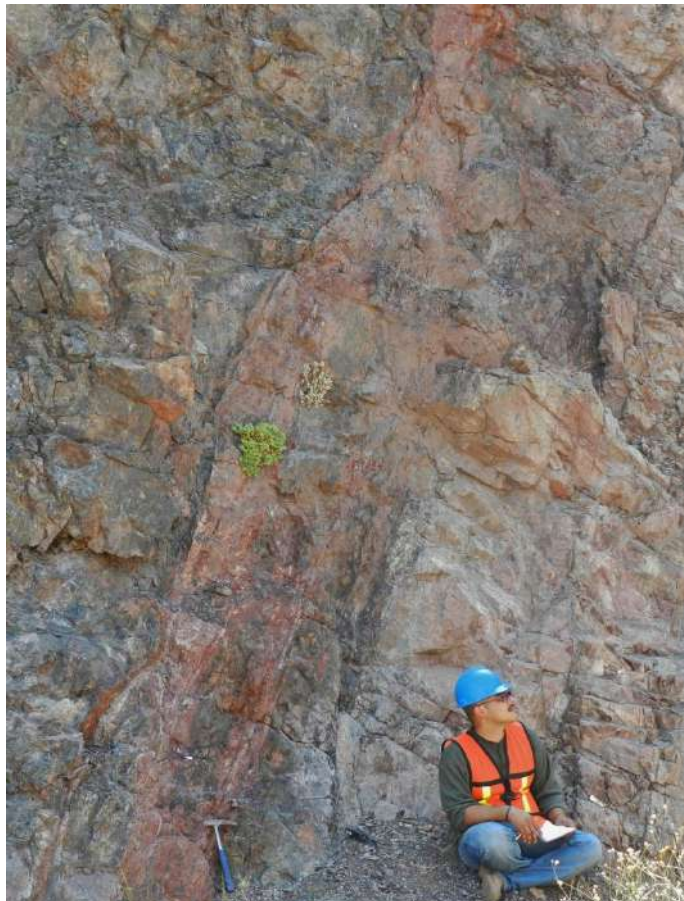


Figura III.12. Detalle de falla mineralizada en el tajo El Crestón. Vetilleo de cuarzo y oxidación son típicas de estas vetas.

A partir de la distribución de polos de las fallas y el análisis estadístico de los mismos (Figura III.13) se pueden apreciar cuatro familias, que se describen en orden de importancia:

- a) Familia 240°-280°. Este grupo predomina en el área del tajo El Crestón y corresponde a un conjunto de fallas normales relativamente paralelas, con buzamiento predo-minante al NW, y a las que se asocia la mineralización principal. Las fallas se extienden hacia el E hasta el cerro El Gato, donde también afloran vetas de cuarzo con zonas de oxidación.

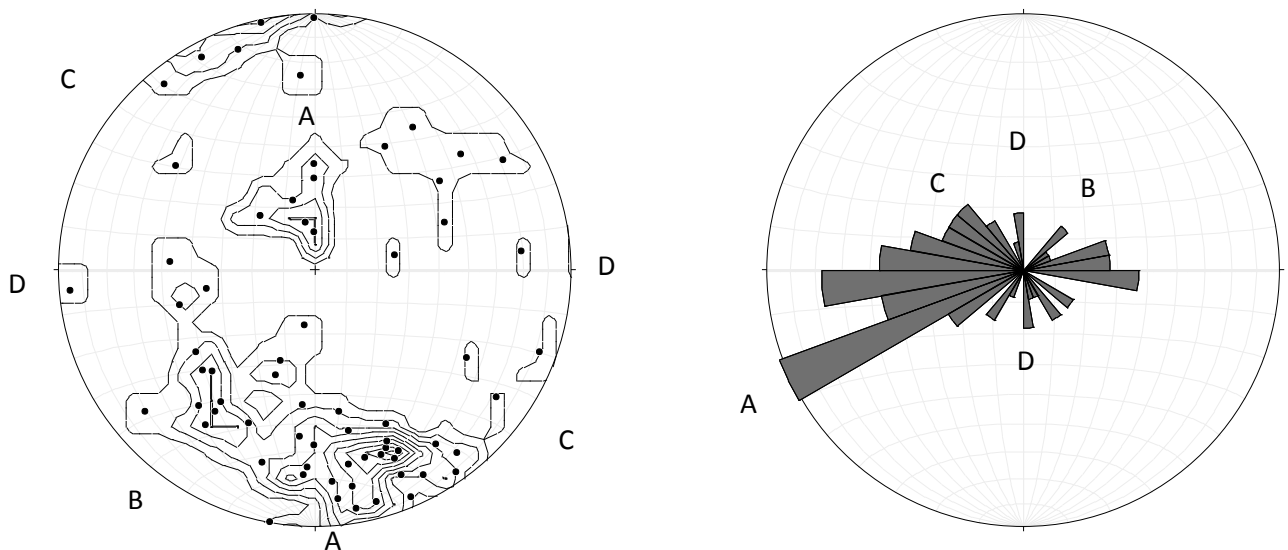


Figura III.13. Datos estructurales de fallas normales en el tajo El Crestón (n=74). A) Polos y análisis estadístico y B) Diagrama de roseta. Las letras representan las familias mencionadas en el texto.

- b) Familia 290°-320°. Corresponde a fallas conjugadas pero donde predominan los echados al NE.
- c) Familia 40°-50°. Esta es una familia menor en el área y corresponde a un sistema de fallas conjugadas con echados abruptos tanto al NW como al SE.
- d) Familia 350°-10°. Familia menor, similar en número a la anterior. Corresponde a un sistema de fallas conjugadas con echados al E y al W.

4) Zona La Verde.

En esta zona aflora una roca granítica o cuarzo-monzonita, que es intrusionada por una roca félsica hipabisal. Ambas intrusionan a la secuencia paleozoica de cuenca conformada por cuarcitas, metapedernales y corneanas síliceas de color gris oscuro y estratificación fina. En esta área las fallas más importantes con rumbo ENE-WSW, cortan al intrusivo félsico hipabisal y al granito, encajonan vetas que han sido parcialmente explotadas. También son importantes aquí fallas normales con rumbo NNE-SSW, que cortan a las anteriores y que ponen en contacto a los metasedimentos y al granito que los intrusiona con rocas volcánicas atribuidas a la Unidad Volcánica Inferior (Figura III.14).



Figura III.14. Corte de La Verde. Contacto por falla normal entre Limolitas Síliceas (ULS) y Unidad Volcánica Inferior (UVI).

A partir de la distribución de polos de las fallas y del análisis estadístico de los mismos (Figura III.15) se pueden apreciar cuatro familias, que se describen en orden de importancia:

- Familia 250°-290°. Al igual que en las áreas anteriores, esta constituye la familia predominante, con buzamientos principalmente al NNW o NNE, y con muy pocas fallas conjugadas con echados hacia el Sur. Como se menciona arriba, vetas de cuarzo mineralizadas siguen estas fallas.
- Familia 300° - 320°. Familia de fallas normales conjugadas aunque con buzamientos predominantes hacia el NE.
- Familia 350°-10°. Familia de fallas normales conjugadas con echados abruptos hacia el E y W. Se observa un comportamiento lístrico de estas fallas sobre todo las que buzán hacia el E.
- Familia 200°-220°. Esta es la familia menos representada en esta área, aunque algunas fallas mayores pertenecen a ella.

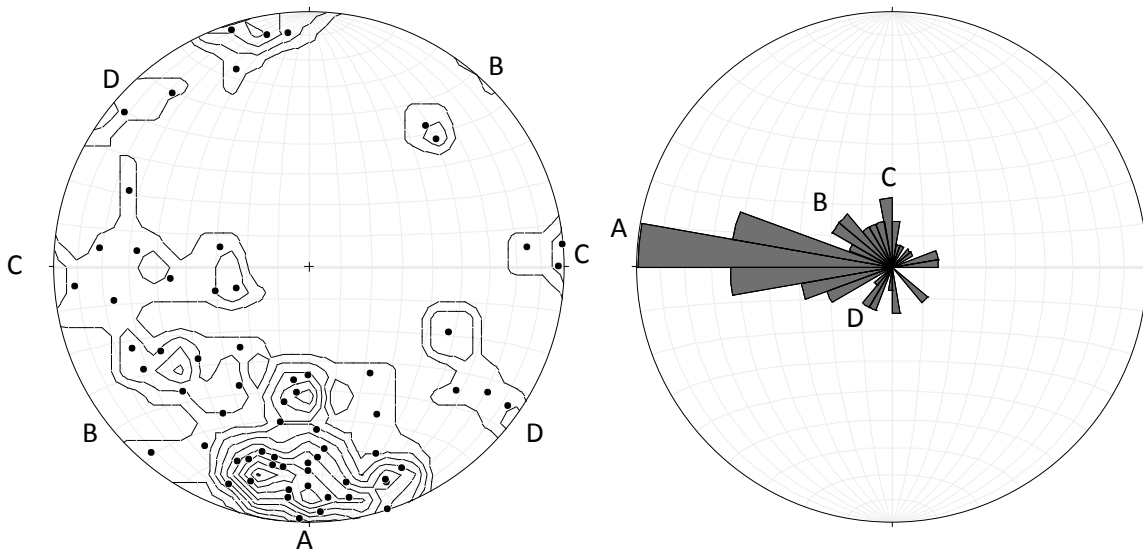


Figura III.15. Datos estructurales de fallas normales en la zona La Verde (n=69). A) Polos, análisis estadístico y B) Diagrama de roseta. Las letras representan las familias mencionadas arriba.

5) Cerro El Recorte

Este cerro corresponde principalmente a un cuerpo intrusivo granítico-granodiorítico de grano grueso, que limita hacia el sur, mediante una falla normal de rumbo NE-SW, con rocas volcánicas de la Unidad Volcánica Inferior y de la Unidad Volcánica Superior, así como con conglomerados miocénicos y la colada ignimbrítica. Las fallas cercanamente paralelas a la falla mayor se observa que contienen vetillas finas de cuarzo y zonas de oxidación.

A partir de la distribución de polos de las fallas y del análisis estadístico de los mismos (Figura III.16) se pueden apreciar cuatro familias, que se describen en orden de importancia:

- Familia 270°-300°. Familia de fallas normales con echados predominantes hacia el NE aunque con algunas fallas conjugadas echadas hacia el SE y SW.
- Familia 30°- 50°. Estas fallas presentan echados tanto hacia el SE como al NW.
- Familia 170°-180°. Conjunto de fallas normales con buzamientos predominantes hacia el SW, aunque algunas también buzaban hacia el E, formando un sistema conjugado.

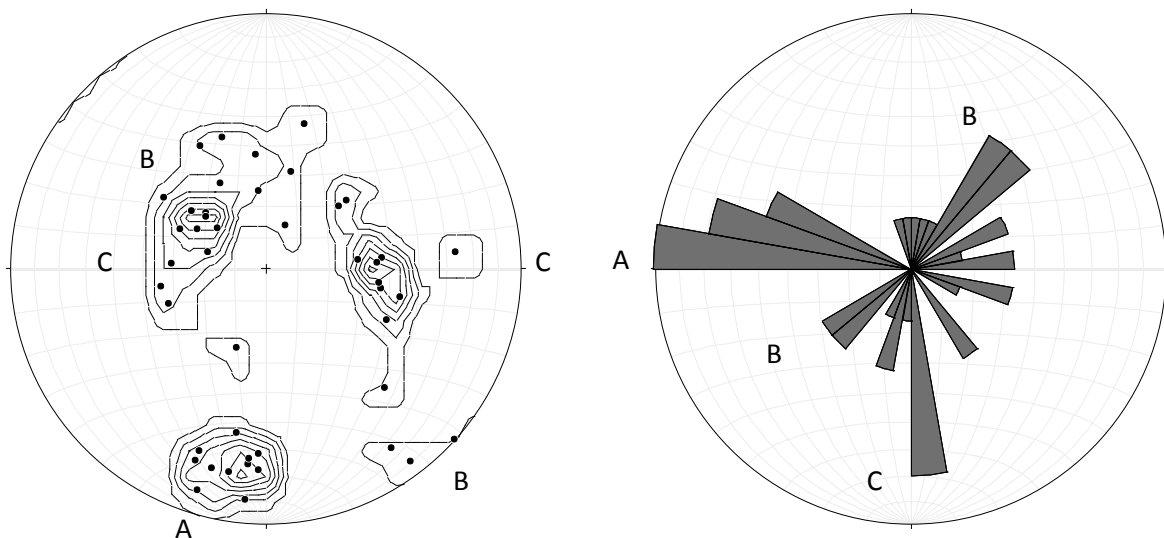


Figura III.16. Datos estructurales de fallas normales en el Cerro El Recorte (n=46). A) Polos, análisis estadístico y B) Diagrama de roseta. Las letras representan las familias mencionadas arriba.

6) Zona oriental.

Esta zona se ubica al Sur del cerro El Recorte y al Este de la falla normal que pone en contacto metasedimentos y granito contra rocas volcánicas de la Unidad Volcánica Inferior. En este bloque no afloran las rocas metasedimentarias sólo rocas volcánicas y el intrusivo diorítico. Es un bloque hundido, tanto desde su contacto Norte con el intrusivo granítico, como desde su contacto occidental. En la cuenca generada por el movimiento de las fallas, se depositaron cerca de 200 m de brecha sedimentaria y areniscas que contienen clastos principalmente de las rocas volcánicas que las subyacen, dichos clastos se encuentran de manera angulosa y de tamaños muy variables, llegando alcanzar hasta 40 cm de largo.

A partir de la distribución de polos de las fallas y del análisis estadístico de los mismos (Figura III.17) se pueden apreciar 4 familias, que se describen en orden de importancia:

- a) Familia 260°-270°. Esta es la familia principal de fallas en la zona y ocurren cortando a las rocas intrusivas dioríticas y en menor grado a Unidad Volcánica Superior.
- b) Familia 320°-340°. Familia de fallas normales conjugadas.
- c) Familia 170°-190°. Familia de fallas normales conjugadas que provocan en parte la rotación de la riolita hiperalcalina.
- d) Familia 30°-50°. Corresponden a fallas normales con echados principalmente al SW.

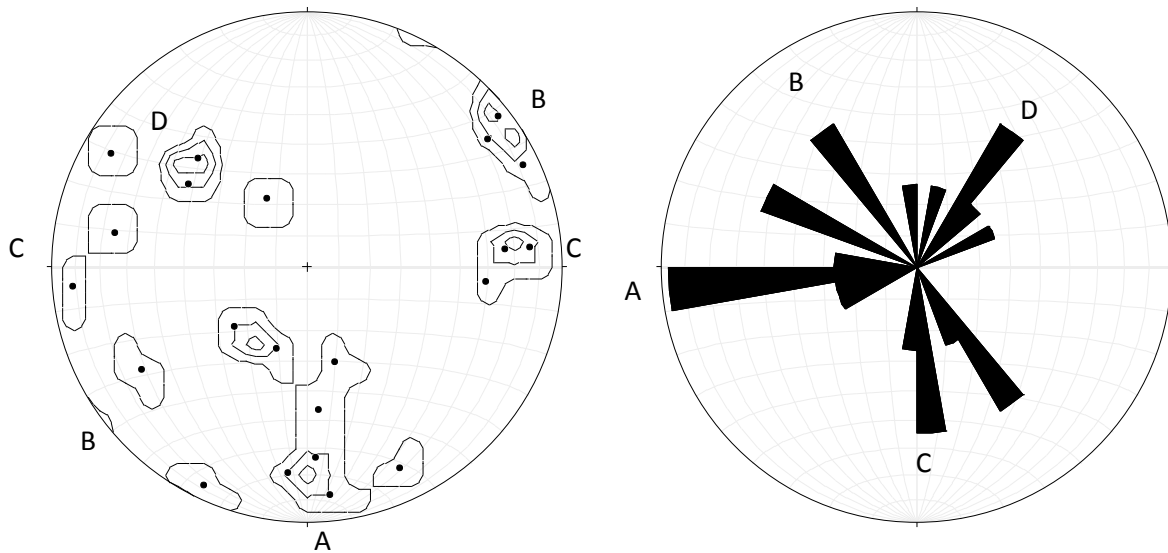


Figura III.17. Datos estructurales de fallas normales de la zona Oriental (n=23). A) Polos y análisis estadístico; B) Diagrama de roseta. Las letras representan las familias mencionadas arriba.

III.2.1. Fallamiento con estrías

Introducción: actitudes de fallas y orientación del elipsoide.

Las ideas modernas sobre la relación entre las fallas y el elipsoide de esfuerzos empezaron con el trabajo del geólogo británico Anderson (1952). Anderson razonó que debido a que la superficie de la tierra es una interfase de aire – roca debe ser una superficie donde el esfuerzo de cizalla es cero y por lo tanto corresponde a un plano principal de esfuerzos. Por lo tanto, en una corteza somera puede asumirse que un esfuerzo principal es vertical y los otros dos deben ser horizontales. En una primera aproximación esta suposición ha probado ser válida para muchas fallas. La suposición de Anderson donde una tensión principal siempre es vertical explica la ocurrencia de tres clases de fallas: fallas normales (σ_1 es vertical), fallas de rumbo (σ_2 es vertical), fallas de compresión (σ_3 es vertical; por definición $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Esta suposición también nos permite reconstruir la orientación del elipsoide de esfuerzos responsable de una población dada de fallas. En la Figura III.18 se muestran estereogramas de poblaciones típicas de fallas de cada tipo. Estos estereogramas se basan en medidas y

observaciones de campo. Puntos en los grandes círculos de planos de falla indican el ‘pitch’ de las estrías. Para fallas normales y de compresión, las flechas en los círculos mayores apuntan en la dirección de movimiento del bloque de techo (Figura III.18 A y C). Note que en estereogramas de fallas normales el ‘pitch’ de las estrías está en un ángulo alto, y las flechas apuntan hacia el perímetro del estereograma. Estereogramas de fallas inversas también muestran el “pitch” de las estrías en ángulos altos, pero las flechas apuntan hacia el centro (figura III.18). En estereogramas de fallas laterales las lineaciones tienen un “pitch” de ángulo muy bajo y se usan pares de flechas para indicar el sentido de movimiento de cada falla (figura III.18B). La población de fallas normales (Figura III.18A) ocurre como dos subpoblaciones; las fallas de cada subpoblación buzcan en dirección opuesta a las de la otra subpoblación. La población de fallas de compresión muestran rumbos paralelos, y las fallas buzcan suavemente en direcciones opuestas (Figura III.18C). Las poblaciones de fallas laterales consisten de dos subpoblaciones con rumbos diferentes (Figura III.18B). Note que en cada caso σ_1 bisecta el ángulo agudo entre las fallas conjugadas.

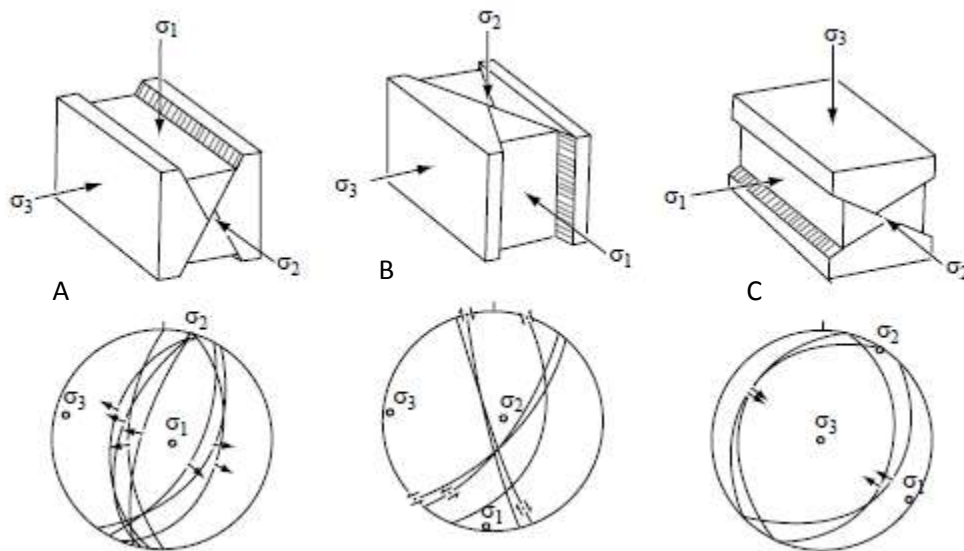


Figura III.18. Bloques diagrama y gráficas de igual-área de tres clases de fallas predichas por Anderson (1949). Los estereogramas muestran fallas típicas y datos de orientación de estrías de un conjunto de fallas de cada clase. Para fallas normales y fallas de cabalgadura, las flechas en los grandes círculos del estereograma apuntan en la dirección del movimiento del bloque de techo. Para fallas de deslizamiento a rumbo, las flechas en los grandes círculos indican el sentido de cizalla (tomado de Rowlands et al., 2007).

Las dos subpoblaciones en cada caso representan un conjunto de fallas conjugadas parecidas a las obtenidas en estudios experimentales. Para que dos subpoblaciones de fallas discretas se desarrollen en rocas isotrópicas debe de haber una diferencia cuantitativa entre σ_1 , σ_2 y σ_3 . Si dos de los esfuerzos principales son aproximadamente iguales en valor, las fallas resultantes no ocurrirían en dos subpoblaciones bien definidas. Por ejemplo, si σ_1 es vertical, y σ_2 y σ_3 son aproximadamente de la misma magnitud, la población de fallas resultante consistiría de fallas normales sin rumbo preferente.

Para reconstruir la orientación del elipsoide de esfuerzos de una población de fallas, se dibujan los grandes círculos de los planos de falla en el estereonet y la orientación de las estrías de falla (que corresponden a puntos sobre los grandes círculos) (Figura III.18). Se asume que uno de los esfuerzos principales es vertical y los otros dos horizontales y que los tres esfuerzos son perpendiculares entre si. La línea de intersección entre los dos conjuntos de fallas da la orientación de σ_2 . El bisector del ángulo agudo entre los conjuntos fallas es σ_1 y el bisector del ángulo obtuso entre las fallas es σ_3 .

Complicaciones debido a planos preexistentes de debilidad

Todas las discusiones anteriores asumen que las rocas estudiadas no tienen direcciones intrínsecas preferentes de ruptura. Por supuesto esta suposición comúnmente es incorrecta. Los planos de debilidad, tales como: estratificación o exfoliación, fracturas, fallas preexistentes, servirán como superficies de falla preferentes y causarán que las fallas tengan diferentes actitudes que las que debieran haber tenido. Fallas anteriores que se hayan formado en respuesta a un campo de esfuerzos son comúnmente reactivados por nuevos campos de esfuerzos. El movimiento en tales planos preexistentes de debilidad es típicamente de deslizamiento oblicuo. La orientación del elipsoide de esfuerzos no puede ser determinada en tales casos a menos que haya una población de fallas con orientaciones variadas con estrías. El plano de falla preferente, teóricamente es el gran círculo definido por las estrías proyectadas estereográficamente que ocurren en planos preexistentes de debilidad.

Análisis de fallas con estrías en el área de La Colorada

Las fallas en las cuales se pudo medir estrías de falla se muestran en la Figura III.19. De las cerca de 370 fallas medidas sólo en 26 pudieron medirse estrías. Considerando la baja proporción de estas fallas, el análisis que sigue sólo puede considerarse como preliminar, sin embargo se considera significativo. En el diagrama se aprecia que las fallas predominantes tienen rumbos ENE-WSW, tendencia que es la observada en totalidad de la población de fallas. Se aprecian también algunas fallas que representan las otras familias, es decir, NW-SE, NE-SW y N-S.

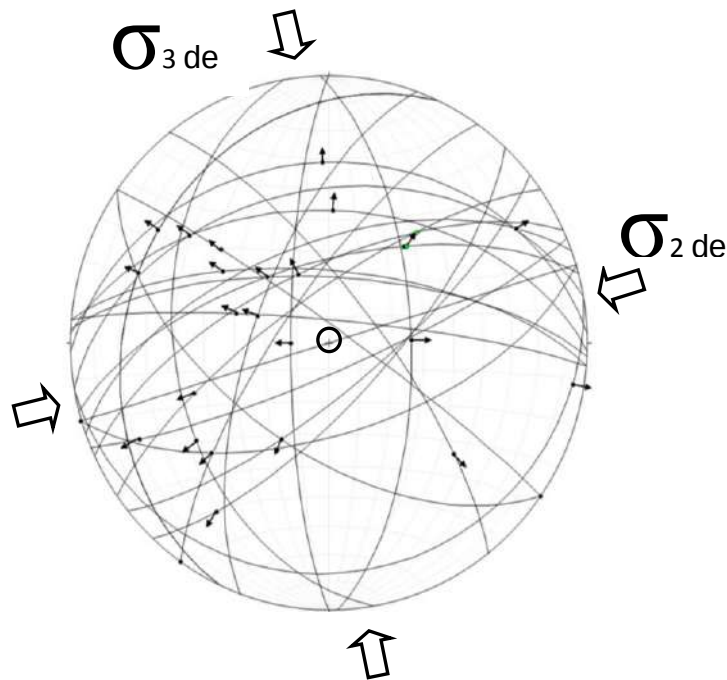


Figura III.19. Estereograma de igual área que muestra las fallas con estrías. Las flechas indican el movimiento del bloque de techo. Las fallas con estrías horizontales (puntos en el borde) corresponden a fallas de deslizamiento a rumbo. Se observan cuatro familias principales ENE-WSW, NW-SE, NE-SW y N-S. El campo de esfuerzos para el fallamiento más antiguo se muestra con las flechas fuera del diagrama. El círculo en el centro representa la dirección del esfuerzo principal σ_1 que corresponde a la presión litostática.

La familia de fallas ENE-WSW buzcan hacia SE y NW principalmente y presentan estrías oblicuas que buzcan hacia el SW y NW respectivamente con escasas estrías que buzcan al NE. Puede interpretarse como que estas fallas fueron removilizadas durante dos campos de esfuerzos distintos al que las originó (con $\sigma_3 \approx$ N-S y $\sigma_2 \approx$ E-W; Figura III.19). Los dos campos de esfuerzos posteriores son indicados por la dirección de las estrías y en promedio son: σ_3 hacia $290 - 310^\circ$ (Figura III.20) en uno de ellos y con $\sigma_3 \approx 210 - 230^\circ$ en el otro (Figura III.21).

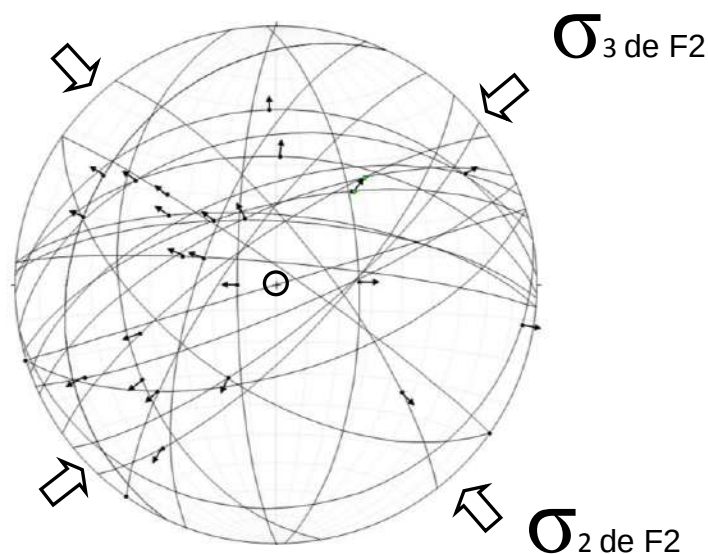


Figura III.20. Las fallas más antiguas con rumbos ENE-WSW tienen estrías oblicuas tanto hacia el NW como hacia el SW y NE. Fuera del estereograma se muestran los esfuerzos principales para la segunda fase de fallamiento con σ_2 y σ_3 con σ_1 en el centro (círculo).

Las fallas NW – SE que se formaron con un campo de esfuerzos con σ_3 aproximadamente 040° tienen estrías oblicuas con direcciones al NW y al SE indicando que fueron removilizadas por un campo de esfuerzos con $\sigma_3 \approx 290 - 310^\circ$ (Figura III.21). Las fallas NE – SW y N – S presentan predominantemente estrías subparalelas al echado que aparentemente sugieren que no fueron removilizadas por otro campo de esfuerzos. En la Figura III.22 se muestra lo que se considera el último campo de esfuerzos en el área de estudio que generó fallas conjugadas con rumbos aproximados

N – S. Estas fallas se consideran las más jóvenes pues causaron el basculamiento de la Riolita hiperalcalina y de la Unidad Sedimentaria Detrítica que se consideran las unidades más joven presentes en el área.

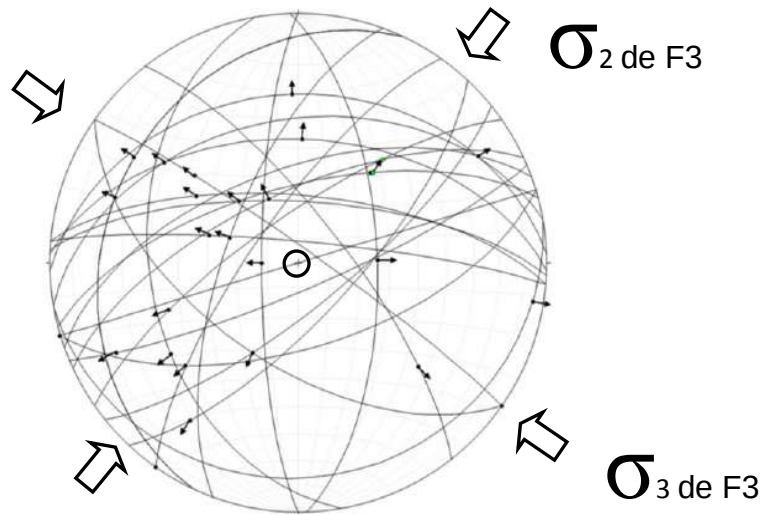


Figura III.21. En el diagrama se representa el campo de esfuerzos que originó la tercera familia de fallas con rumbos predominantes 040 ° (NE-SW). Este campo produjo removilización de fallas preexistentes (ENE-WSW y NW-SE) generando en ellas estrías oblicuas en dirección NW y SE visibles en el diagrama.

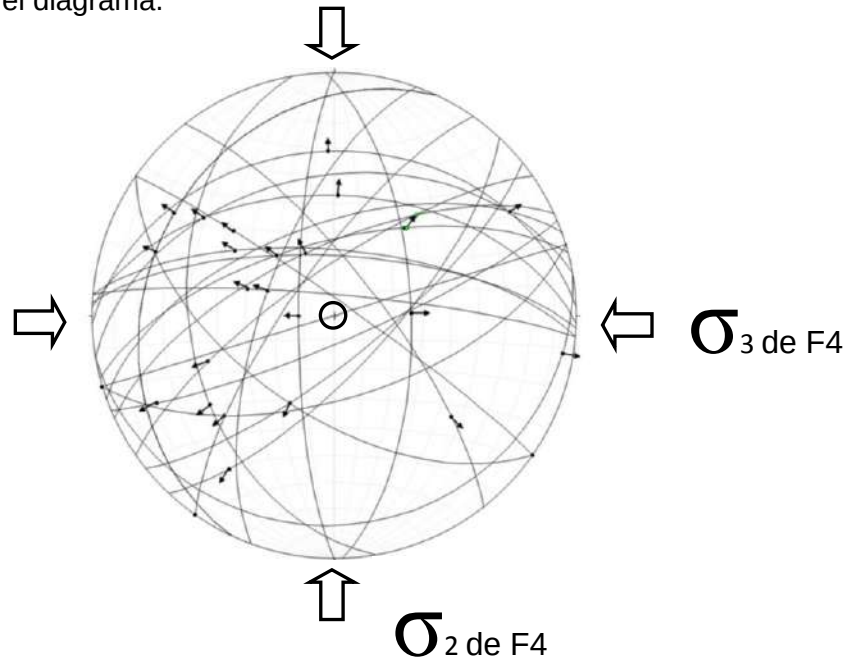


Figura III.22. En el diagrama se representa el campo de esfuerzos que originó la cuarta familia de fallas con rumbos predominantes 0° (N-S).

El análisis realizado antes permite determinar que las familias de fallas fueron removilizadas por campos de esfuerzos posteriores, y en ese caso, definir el orden en que los fallamientos ocurrieron. Se determina entonces que el orden de fallamiento fue: 1° ENE-WSW, 2° NW-SE, 3° NE-SW y 4° N-S. Esta información se cotejó con las observaciones de campo en donde pudieron observarse escasas relaciones de corte entre fallas. En su gran mayoría las relaciones de corte observadas son consistentes con el orden definido (ver anexo II), salvo escasas excepciones que pudieran atribuirse a removilización de fallas antiguas durante los movimientos posteriores.

III. 3. Resumen Estructural

Familia 1

La distribución de los polos de los planos de falla se pueden reconocer en tres familias envueltas en una sola con tendencia E-W de 240-290°, se presenta como un grupo de fallas con tendencia normal lítrica con echados muy verticales con un buzamiento hacia el N, su contraparte no manifiesta la presencia de cúmulos de polos y debido a que sus buzamientos están muy dispersos los datos no pueden ser interpretados claramente. En cambio la parte sur presenta una gran acumulación de polos con un ligero cambio de buzamiento con un rumbo muy parecido (Figura III.23). Para ser formado se requirió un campo de esfuerzos con σ_1 vertical y σ_3 con una dirección aproximada N-S. Este sistema de fallas es donde se concentra la mayoría de la mineralización que se mina y suelen ser reactivadas. Lewis, (1995) considera este tipo de fallas como premineral, Zawada et al. (2001) reportan una edad $^{39}\text{Ar} \text{ } ^{40}\text{Ar} \approx 23 \text{ ma}$ en sericita, datando la mineralización y post datando el fallamiento.

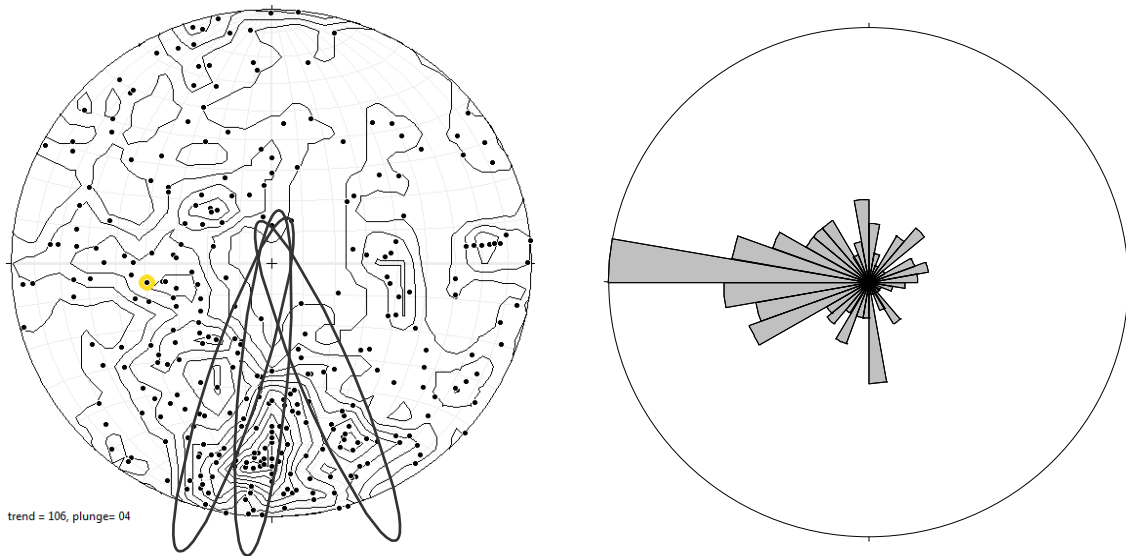


Figura III.23. A) Diagrama de polos y análisis estadístico de polos de todas las fallas medidas en el área de estudio (n= 370). En el diagrama se subraya la familia de falla 1 que en general muestra una dispersión con rumbos cercanos a WNW-ESE (elipse de la izquierda); fallas con rumbos casi E-W (elipse del centro) y fallas con rumbo ENE-WSW (elipse de la derecha). B) Diagrama de roseta de todas las fallas medidas. Se ve claramente el predominio de la familia 1 (F1 en el diagrama) lo que indica echados predominantes al norte. El pétalo mayor corresponde a 42 datos (11.5% del total de los datos).

Familia 2

La distribución de los polos de planos de falla en la familia 2 se presenta con rumbos de 310-325° con buzamientos predominantes al NE y en menor proporción hacia el SW con rumbos 130-145° (Figura III.24). La asociación de polos con una misma orientación y buzamientos distintos hace pensar que se trata de un sistema de fallas tipo normal listrico, presentando familias conjugadas y un cambio de actitud con un mismo rumbo. A este sistema de fallas se atribuye la segunda fase de distensión y el basculamiento hacia el SW de la secuencia paleozoica y de la unidad de Limolitas Calcosilicatadas y Volcánica Inferior. Presenta casi la misma orientación de las sierras más altas del área

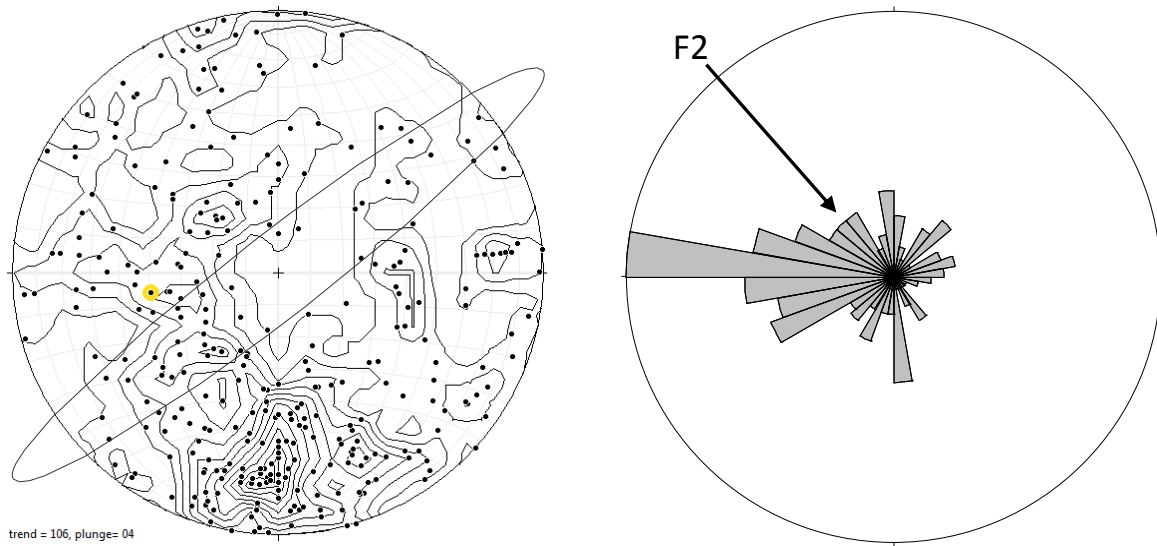


Figura III.24. A) Diagrama de polos y análisis estadístico de polos de todas las fallas medidas en el área de estudio (n= 370). En el diagrama se incluye en una elipse la familia de fallas 2, puede apreciarse que se trata de un sistema de fallas conjugadas (polos en ambos lados) y lístricas (polos que van hacia el centro). B) Diagrama de roseta de todas las fallas medidas. La cantidad de fallas de la familia 2 (F2 en el diagrama) es de alguna forma opacado por la familia 1.

Familia 3

La distribución de polos con un mismo rumbo con buzamientos contrarios es característica de los sistema de fallas normales tipo *horst* y *graben* con rumbo 030-060° y su contraparte 210-240° (Figura III.25). Las concentraciones de polos presentan un buzamiento casi vertical cuando buzán al NW y un echado con tendencia a la horizontal al SE. Se puede interpretar que dichos echados fueron causados por la rotación de las fallas provocada por una fase de fallamiento rotacional posterior. Estas fallas cortan y desplazan la mineralización y fallas previas.

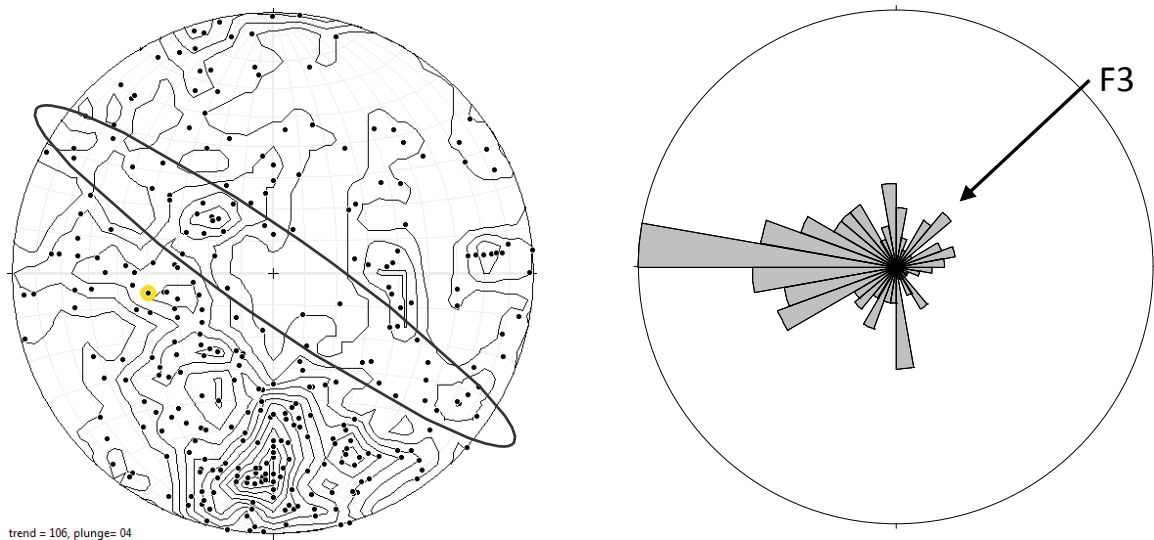


Figura III.25. A) Diagrama de polos y análisis estadístico de polos de todas las fallas medidas en el área de estudio ($n= 370$). En el diagrama se incluye en una elipse la familia de falla 3, puede apreciarse que se trata de un sistema de fallas conjugadas (polos en ambos lados) y lístricas (polos que van hacia el centro). B) Diagrama de roseta de todas las fallas medidas, se remarca la familia de fallas 3 (F3).

Familia 4

La distribución de polos presenta un sistema de fallas casi NNW340-5° y su contraparte SSE185-160° (Figura III.26) con buzamientos dispersos al E con un mismo rumbo, lo cual es típico de un sistema de fallas lístricas, presentando echados conjugados al W presentan dos pequeños cúmulos de polos uno con ángulos casi verticales y el segundo con una inclinación moderada, esto se podría deber a la creación de estructuras formando semigrábenes.

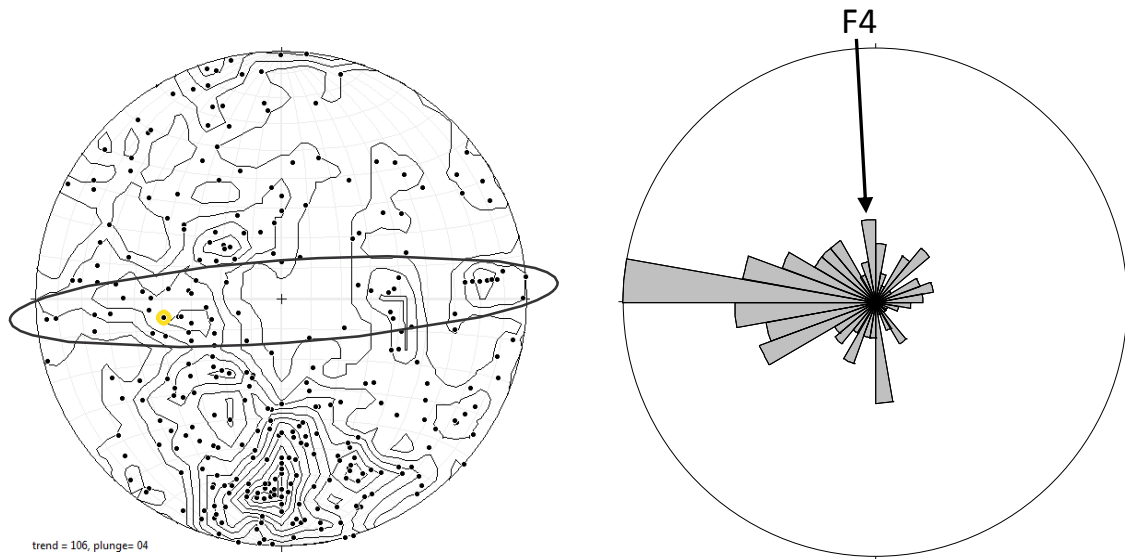


Figura III.26. A) Diagrama de polos y análisis estadístico de polos de todas las fallas medidas en el área de estudio (n= 370). En el diagrama se incluye en una elipse la familia de fallas 4, puede apreciarse que se trata de un sistema de fallas conjugadas (polos en ambos lados) y lístricas (polos que van hacia el centro). B) Diagrama de roseta de todas las fallas medidas y se remarca la familia de fallas 4 (F4).

CAPÍTULO IV. DISCUSIÓN Y MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Las rocas más antiguas del área de estudio corresponden a secuencias sedimentarias marinas de cuenca que han sido nombrados como Secuencia Inferior de la Mina o “*Lower Mine Sequence*” (Lewis et al., 1995; Zawada et al., 2001). Estas unidades, por los fósiles de graptolitos que contiene, han sido correlacionadas con secuencias paleozoicas depositadas en ambientes de talud y cuenca marina (Bartolini et al., 1995; Zawada et al., 2001). Durante el Paleozoico, el límite oeste y sur del cratón norteamericano fue un margen tectónico pasivo donde se depositaron rocas clásticas y carbonatadas, de ambiente marino somero o plataforma, así como rocas detríticas con pedernal y barita, en ambientes más profundos de talud y cuenca (Poole et al., 2005). En las regiones cercanas a los poblados de Mazatán y Cobachi, al noreste del área de estudio, se ha podido establecer que las secuencias paleozoicas de talud y cuenca cabalgaron a las secuencias contemporáneas de plataforma (Noll, 1982; Córdoba y Montijo, 1983; Ketner y Noll, 1987; Radelli et al., 1987). Dicho cabalgamiento ocurrió a fines del Paleozoico (Poole y Madrid, 1988). La deformación produjo un cinturón de pliegues y cabalgaduras que se ha asociado con la probable colisión entre bloques gondwanianos al sur contra Laurencia al norte (Peiffer-Rangin, 1979; Poole et al., 2005; Vega-Granillo et al., 2008).

En el área estudiada se ha determinado que rocas sedimentarias y volcánicoclásticas a las que se ha denominado por otros autores como Secuencia Superior de la Mina (“*Upper Mine Sequence*”) se depositaron en discordancia sobre las unidades paleozoicas (Lewis et al., 1995; McMillan et al., 2009). Dichas rocas corresponden en parte a la Unidad de Limolitas Calcosilicatadas, formada por limolitas silíceas y conglomerados. Se propone que dicha unidad pudiera correlacionarse con rocas del Grupo Barranca (Alencaster y De Cserna, 1961) por contener brechas sedimentarias con fragmentos de cuarcita. Dicho grupo aflora desde el sur de Hermosillo, al poniente, hasta el este de Tónichi, al oriente. Se interpreta que a finales del Triásico se produjo un evento extensional que generó una cuenca de separación o “*pull-apart basin*” orientada aproximadamente E-W (Stewart y Roldán-Quintana, 1991). Esta cuenca pudo estar asociada de manera más global con el inicio de la separación entre Gondwana y

Laurencia que produjo la creación del Golfo de México y del océano Atlántico. Al interior de esa cuenca se depositó, sobre el orógeno de fines del Paleozoico, una secuencia de sedimentos clásticos continentales y en menor parte marinos de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Stewart y Roldán-Quintana, 1991).

En el área de estudio, las rocas Ígneas denominadas AN1 y DC por Lewis et al. (1995), Zawada et al. (2001) y McMillan et al. (2008), y que en este trabajo se denominan Unidad Volcánica Inferior, se correlacionan tentativamente con la Formación Tarahumara. Dicha correlación se basa en el metamorfismo de contacto e hidrotermalismo, la deformación compresiva y la mineralización que presenta la Unidad Volcánica Inferior en el área de La Colorada. Estos eventos de hidrotermalismo-metamorfismo y mineralización que afectan a la Formación Tarahumara también son reconocidos más al oriente del área donde se han fechado las rocas de esta unidad arrojando edades entre los 90 y 70 Ma (McDowell et al., 2001). Tanto en las rocas de la Unidad Volcánica Inferior como en la secuencia sedimentaria paleozoica se ha observado un plegamiento de abierto a cerrado de escala métrica. Las escasas mediciones estructurales obtenidas en dichos pliegues sugieren una dirección de compresión NE70°SW a E-W (Figura IV.1) y planos axiales con vergencia al NE. Dicha deformación, al afectar a las rocas volcánicas, se considera que debió ocurrir a fines del Cretácico (posterior a 70 Ma). Rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Superior (p.ej. Fm. Cabullona, Complejo Volcánico El Charro) se encuentran plegadas, falladas y localmente foliadas (García-Barragán y Jaques-Ayala, 2011). Dicha deformación se atribuye a una fase orogénica de fines del Cretácico que se correlaciona por su edad con la Orogenia Laramide definida en E.U.A. (González-León et al., 1992; García-

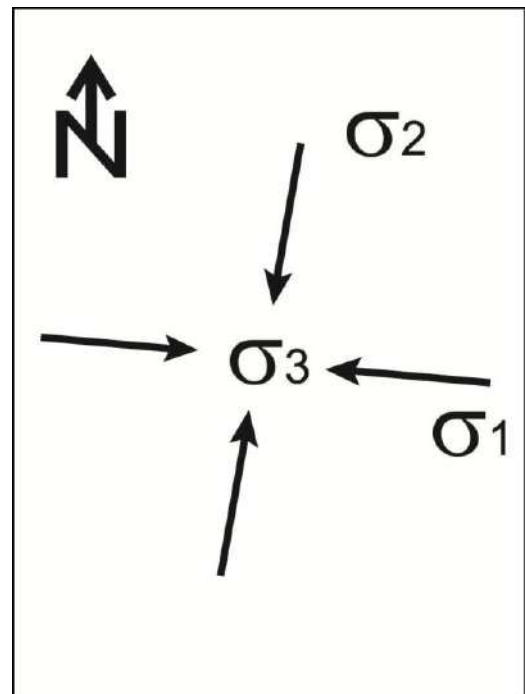


Figura IV.1. Diagrama de esfuerzos del evento compresivo con σ_3 vertical.

Barragán y Jaques-Ayala, 2011). Los pliegues asociados a esta fase tienen ejes NW-SE y vergencia hacia el NE (González-León et al., 1992), al igual que los pliegues determinados en el área de estudio. A la Orogenia Laramide se le atribuye un acortamiento de la corteza de alrededor del 30% en el suroeste de Arizona (Davis, 1979) y probablemente es similar en Sonora.

En el área de estudio se han encontrado diversas rocas intrusivas. Con base en las relaciones de campo se pudo definir el orden cronológico relativo de las mismas. Las primeras se consideran como intrusiones graníticas de grano grueso que aparecen como enclaves en el Intrusivo Granítico Porfídico, que sería el segundo evento intrusivo del área. Este cuerpo hipabisal nombrado R1 en algunos mapas, se consideró como flujos riolíticos (Lewis et al., 1995) o como rocas intrusivas (Zawada et al., 2001). En este trabajo se consideran como cuerpos intrusivos hipabisales cuyo emplazamiento sugiere un cierto levantamiento de la región. Posteriormente se produjo el emplazamiento del Intrusivo Diorítico Hipabisal (DT de McMillan et al., 2009) que es visible en todos los tajos del área y aflora en la parte oriental de la misma, el cual intrusión al pórfido descrito antes. Enjambres de diques máficos cortan a las rocas anteriores. En algunos cortes limitados, como el del Cerro El Gato, diques graníticos cortan a la diorita, lo que indica que el magmatismo félsico continuó después de su emplazamiento. Dichos cuerpos intrusivos se consideran relativamente contemporáneos con el volcanismo de la Unidad Volcánica Inferior atribuida al Cretácico Tardío, aunque por el metamorfismo de contacto que presentan las rocas volcánicas, algunos intrusivos debieron ser más jóvenes.

Los eventos magmáticos del Cretácico Tardío-Paleoceno se consideran parte de la Orogenia Laramide. Durante ese tiempo, el proceso de subducción generó un arco magmático representado por grandes batolitos graníticos (Damon et al., 1983; Roldán-Quintana 1991; Valencia-Moreno et al., 2001) y por la extrusión del gran paquete de rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (McDowell et al., 2001). Tanto los cuerpos intrusivos como la Formación Tarahumara forman parte del Complejo Volcánico Inferior (CVI) llamado así por McDowell y Keizer (1977).

Las rocas volcánicas de la Unidad Inferior fueron seguidas por un conjunto de rocas volcánicas de composición principalmente andesítica a basáltica, caracterizada por la presencia de fenocristales de anfíbol y plagioclasa. Estas rocas se observan poco deformadas, salvo por su basculamiento, y presentan poca o leve alteración en forma de amígdulas rellenas de zeolitas. Estas rocas, que subyacen a los conglomerados y brechas de la Unidad Detrítica, son nombradas Unidad Volcánica Superior en este trabajo. Zawada et al., (2001) las nombraron como AN2, separándolas de otra unidad más antigua (AN1) sin mencionar los criterios utilizados y atribuyéndoles una edad Terciaria. Zawada (2001) y Lewis et al., (1985) las cartografían como una sola unidad llamada “rocas volcánicas postminerales”. Dicha unidad se ha correlacionado con el Supergrupo Volcánico Superior (SVS) de McDowell y Kaizer (1977) que forma buena parte de la Sierra Madre Occidental y donde cubre de manera discordante al Complejo Volcánico Inferior (CVI). Las rocas de este supergrupo han producido edades entre ~34 y 27 Ma (McDowell y Claubaugh, 1981; Cochemé y Demant, 1991) en Sonora. Según McDowell et al., (2001) la cubierta ignimbrítica se vuelve más delgada en la región occidental de Sonora el cual reporta un espesor promedio de 100 m en la parte centro-oriente de Sonora. Bartolini et al. (1994) nombran a una secuencia similar al SVS como Formación pre-Baucarit con edades K-Ar de 33 a 24 Ma. (Bartolini et al., 1994; Gans, 1997; McDowell et al., 1997). El área estudiada por los últimos autores incluye el área de estudio.

A medida de que el piso oceánico era consumido, la dorsal del Este del Pacífico se acercaba progresivamente y de manera oblicua hacia la zona de subducción. Las grandes fallas transformantes que desplazaban la dorsal provocaron la fragmentación de la placa Farallón a medida de que la dorsal Pacífico-Farallón llegaba a la trinchera. Debido a esto, el régimen tectónico en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos cambió de uno de tipo Andino, relacionado con la convergencia de placas, a uno tipo extensional (p. ej. Atwater, 1970). Sin embargo, Gans (1997) indica que el inicio de la extensión, alrededor de ~26 Ma, ocurrió al menos 10 Ma antes de la finalización de la subducción.

El primer evento extensional en el área de estudio se caracteriza por fallas normales con rumbos dispersos ENE-WSW y WNW-ESE con tendencia E-W, siendo este sistema de fallas el principal encajonante de la mineralización. Estas estructuras tienen una morfología lítrica y buzan principalmente hacia el N aunque se encontraron algunas fallas conjugadas. Para formarlas se requirió un campo de esfuerzo con σ_1 vertical y σ_3 con dirección aproximada N-S (Figura IV.2). No se encontró en la literatura mención a un campo de esfuerzos similar. Gans (1997) en la región de Santa Rosa y entre Suaqui Grande y Ónavas, menciona la existencia de fallas con rumbo aproximado ENE-WSW con deslizamientos a rumbo, perpendiculares a fallas

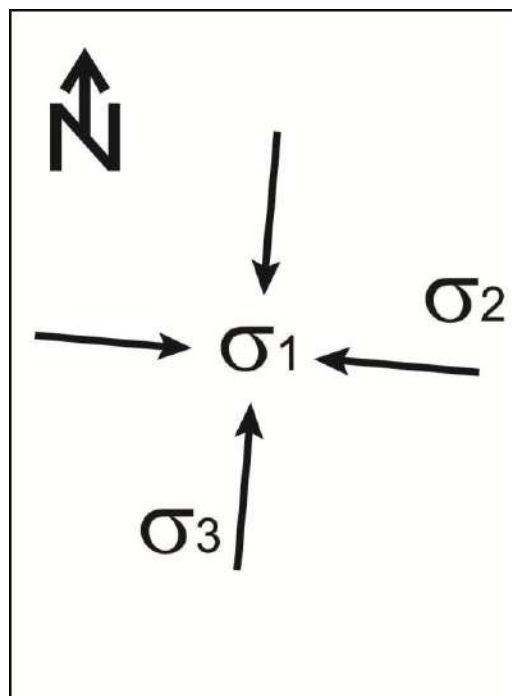


Figura IV.2. Diagrama de esfuerzos del primer evento extensional con σ_1 vertical.

NW-SE de la misma región, a las que considera como fallas contemporáneas. Gans (1997) también menciona que la fase principal de fallamiento en su área tiene rumbo NW-SE (con las fallas asociadas NE-SW) y ocurrió entre 26 y 20 Ma (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano).

Un ejemplo de estructuras mineralizadas con orientación similar a las halladas en el área de estudio se encuentra en el Distrito San Dimas (Tayoltita), Durango. Ahí, la mayoría de los depósitos tienen una orientación ENE-WSW a E-W y su huésped son rocas volcánicas y cuerpos intrusivos datados entre 40 y 36 Ma atribuidos al Complejo Volcánico Inferior. Se indica que la mineralización predata a rocas volcánicas del Grupo Volcánico Superior fechadas entre 25 y 20 Ma (Horner y Enríquez, 1999) de ahí que debió ocurrir en el Eoceno Tardío a Oligoceno Temprano. Los autores citados mencionan que dichas estructuras corresponden a grietas de tensión formadas en un campo de esfuerzos con σ_1 ~E-W y σ_3 ~N-S generados por una compresión que acompañó a la orogenia Laramide. Sin embargo, de acuerdo al modelo de fallamiento

de Anderson (1952), dicho campo de esfuerzos debería generar fallas de deslizamiento a rumbo con orientaciones aproximadas NE60° o NW60°, las cuales no fueron reportadas de la región estudiada por Horner y Enríquez (1999). Según Ferrari et al. (2005), los datos disponibles sugieren que las estructuras de la región de San Dimas y otras similares asociadas con depósitos minerales (Staude y Barton, 2001) podrían deberse más bien a un episodio de deformación distinto, intermedio entre la Orogenia Laramide y la extensión oligocénica-cuaternaria, la que nombran como deformación “pre-Oligoceno”. Considerando la carencia de fechamientos de la mineralización en el área de estudio, la edad del inicio del fallamiento normal ENE-WSW o E-W queda por definir.

El segundo evento extensional que se presenta en el área de estudio, es caracterizado por un sistema de fallas NW-SE con rumbos aproximados 310-325° y su conjugado 130-145°, el cual se asocia a un sistema de fallas normales de echado variado con una morfología lítrica. A este sistema se le atribuye un basculamiento hacia el SW de la secuencia paleozoica y de las unidades de limolitas calcosilicatadas y volcánica inferior. Este sistema de fallas ha sido correlacionado con un evento extensional que fue llamado fase orogénica *Basin and range* (Damon y Mauger, 1966). Este evento extensional se ha relacionado con una inestabilidad gravitacional derivada de un anterior engrosamiento de la corteza, una posterior ausencia de eventos compresivos y un gradiente geotérmico alto inducido por el magmatismo Eoceno-Oligoceno (Calmus et al., 2011).

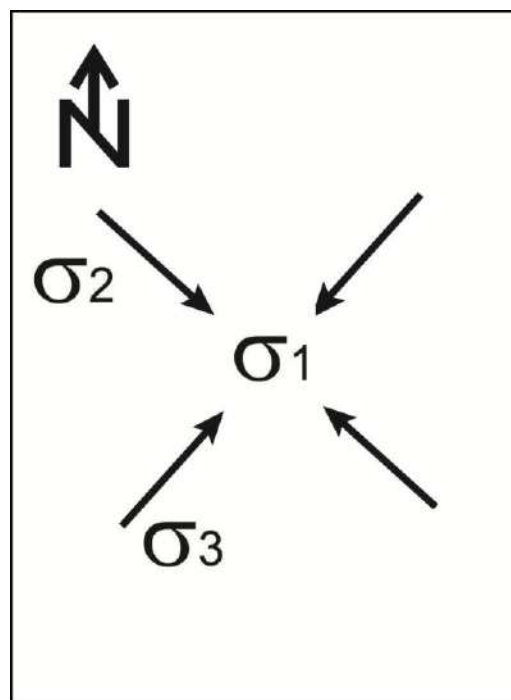


Figura IV.3. Diagrama de esfuerzos del segundo evento de extensión.

La extensión NW-SE en Sonora se manifiesta de dos maneras: 1) Zonas fuertemente extendidas con afloramiento de la corteza media a lo largo de fallas normales de bajo ángulo en zonas estructurales que se denominan núcleos metamórficos complejos; 2)

Sistemas de fallas normales de alto ángulo que forman conjuntos tipo horst y graben o de semigrábenes escalonados. En ambos contextos, las rocas sedimentarias depositadas en las cuencas asociadas a la extensión, cubren rocas del Oligoceno ~27 Ma (p. ej. Miranda-Gazca y DeJong, 1992; McDowell et al., 1997). Asimismo, la edad principal de extensión en el MCC de Mazatán ha sido constreñida entre 25 a 16 Ma (Wong y Gans, 2008); mientras que en la región de Santa Rosa, con fallas de alto ángulo basculadas, el evento de extensión máxima se delimita entre ~26 y 20 Ma (Gans, 1997). Ambos estilos estructurales presentan direcciones de extensión similares que varían entre NE50°-70°SW, caracterizado por fallas con direcciones NW-SE (p. ej. Vega-Granillo y Calmus, 2003; Gans, 1997; McDowell et al., 1997) en los distintos tipos de extensión antes descritas, lo que hace suponer que ambos tipos de deformación fueron contemporáneos e indican una extensión acumulada cercana al 90% en la superficie de la corteza (Gans, 1997).

Una tercera fase de extensión en el área de estudio se caracteriza por formar un sistema de fallas conjugadas que produce una estructura de tipo *horst y graben* con direcciones de fallas NE-SW y rumbos aproximados 030-060° y su conjugada 210-240° (Figura IV.4). Las concentraciones de polos presentan un buzamiento casi vertical o abrupto al NW, mientras las que buzán al SE presentan un echado con tendencia a la horizontal, la cual se podría interpretar como que el sistema de fallas conjugadas NE-SW rotó alrededor de 20° hacia el Este. El análisis de fallas con estrías indica que el campo de esfuerzos que generó estas fallas, con una dirección de extensión NW-SE, removilizó los conjuntos de fallas previas E-W y NW-SE lo que se confirmó con las relaciones de corte (ver anexo II).

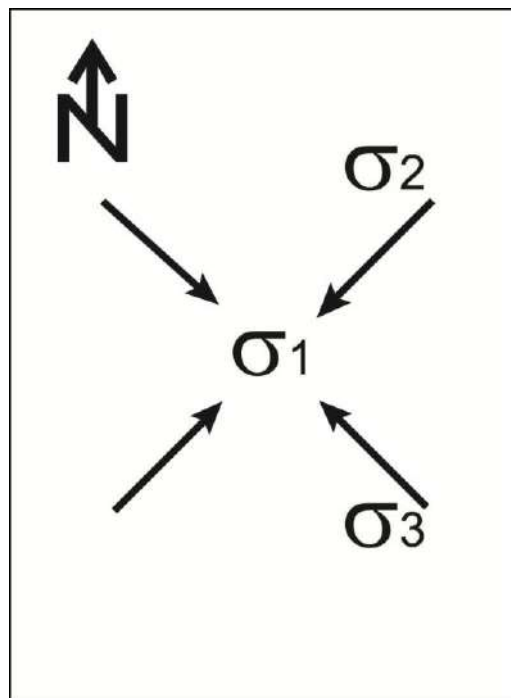


Figura IV.4. Diagrama de esfuerzos del tercer evento extensional.

Depositándose de manera discontinua con una leve diferencia angular sobre la Unidad Volcánica Superior se encuentra la Unidad Sedimentaria Detrítica. Esta unidad se depositó en cuencas limitadas por fallas y está compuesta por fragmentos erosionados de las unidades anteriores pero con gran predominancia de fragmentos volcánicos de la Unidad Volcánica Superior. Dichos depósitos se han correlacionado en este trabajo con

los depósitos de la Formación Báucarit (King, 1939) la cual aflora a lo largo de una franja por el centro y oriente de Sonora. Aunque en otras regiones los sedimentos de la Formación Báucarit se depositaron en cuencas NW-SE, en el área parecen estar controlados por fallas con dirección NE-SW, como ocurre en el cerro Las Amarillas y al oriente del cerro Sombrerete. En la última región, también son limitados por una falla con rumbo ENE-WSW que levanta rocas graníticas del cerro Rey del Oro, con respecto a las rocas volcánicas del Conjunto Volcánico Inferior.

Sobre los sedimentos detríticos se produjo el emplazamiento de la Ignimbrita Hiperalcalina, de la cual quedan remanentes en el cerro Las Amarillas y en los cerros Sombrerete y Sombreretillo. Al igual que los depósitos detríticos, la ignimbrita parece

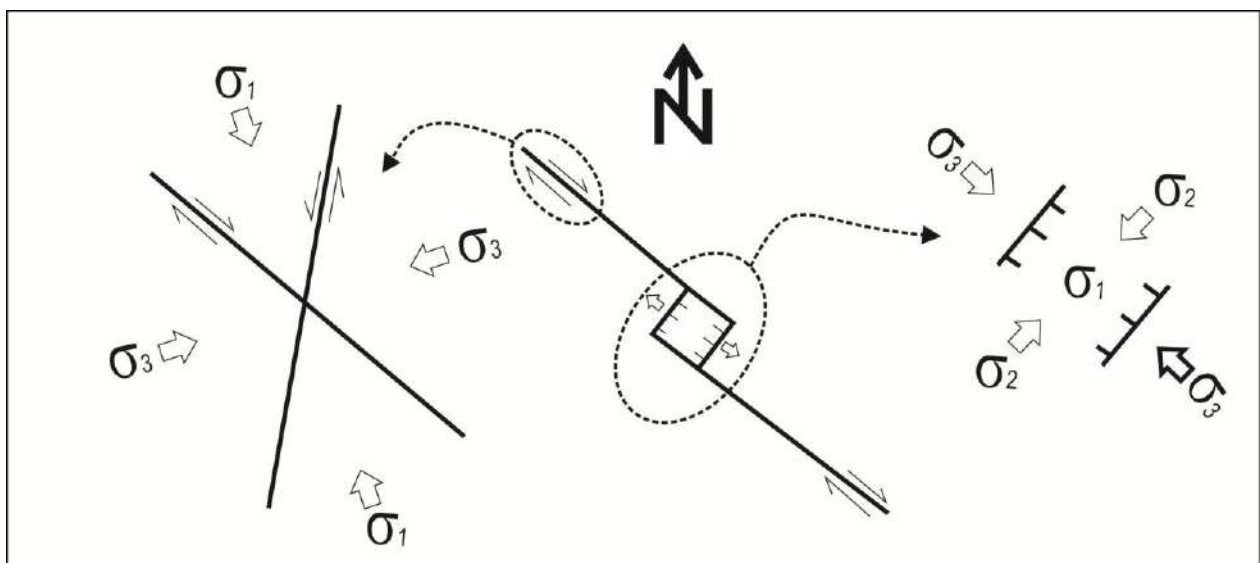


Figura IV.5. Al centro se marcan los dos principales eventos distensivos de la provincia extensional del Golfo de California. A la izquierda se presenta el diagrama de esfuerzos del sistema de fallas laterales. A la derecha el diagrama de esfuerzos del fallamiento normal tipo *pull-apart*, nótese la similitud en la orientación de las fallas de dicha cuenca con las generadas en el tercer evento extensional en el área.

seguir cuencas limitadas por fallas con rumbos NE-SW. Esta unidad volcánica se tiene bien fechada y su edad de emplazamiento fue alrededor de ~12.5 Ma (p. ej. Morales-Montaña et al., 1990; Paz-Moreno, 1992; Gans, 1997; McDowell et al., 1997; Vidal-Solano et al., 2005, 2007). Su composición química particular se considera como indicativa de un cambio en el contexto geodinámico de la región y se ha relacionado a extensión a gran escala y adelgazamiento litosférico que indujo la formación de un rift intracontinental (Vidal-Solano et al., 2005). Las fallas con rumbo ~030° no han sido comúnmente descritas en Sonora, sin embargo, un sistema importante con una orientación similar es el denominado Graben de Empalme (Roldán-Quintana et al., 2004). Se considera que el campo de esfuerzos que derivó en la apertura del Golfo de California, originalmente pudo afectar un área mayor dentro de Sonora creando la denominada Provincia Extensional del Golfo (Karig y Jensky, 1972), la cual se considera activa entre ~12 y 6 Ma (p. ej. Henry y Aranda-Gómez, 2000; y referencias ahí). Visto en la Figura IV.5 se observa un campo con σ_1 ~N-S y σ_3 ~E-W, debió producir fallas de rumbo dextrales orientadas ~NW50° (no presentes en el área), paralelas a las fallas actuales del Sistema de Fallas del Golfo, así como fallas normales con rumbos ~NE35° en zonas de relevo (actuales cuencas de separación o “pull-apart basins”). Se considera aquí que este cambio geodinámico pudo ser responsable para el desarrollo de las fallas NE-SW en el área.

Un cuarto evento distensivo descrito en el área de estudio, se caracteriza por ser un sistema de fallas lítricas con rumbos promedio N-S (Figura IV.6) y echados el E y al W. Fallamiento con orientaciones similares ha sido descrito en numerosas localidades en donde generalmente corta a las fallas NW-SE (p.ej. Gans, 1997). En regiones asociadas a complejos de núcleos metamórficos (MCC) en Sonora, fallas tardías crean cuencas en donde se depositan sedimentos detríticos que cubren en discordancia a otros sedimentos terciarios más basculados (p.ej. Miranda-Gazca y DeJong, 1992; Vega-Granillo y Calmus, 2003). En el área de estudio y en numerosas regiones de Sonora (ver p. ej. Bartolini et al., 1994; Vidal-Solano et al., 2005; 2007; Barrera-Guerrero, 2012), la Ignimbrita Hiperalkalina se encuentra fallada y basculada por fallas con rumbos N-S, por lo que se considera a este fallamiento como el último en ocurrir. Gans (1997) indica que en el área de Santa Rosa una fase extensional más joven, con

dirección ENE-WSW acomoda sólo entre un 10% a un 15% de la extensión y considera que probablemente ocurra posterior a 10 Ma. Se propone que el cambio geodinámico que produjo las fallas N-S puede deberse a un cambio de σ_2 por σ_1 ocurrido en la región interna de Sonora, una vez que la deformación transtensional se concentró en el área actual produciendo el desplazamiento de Baja California y la apertura del golfo.

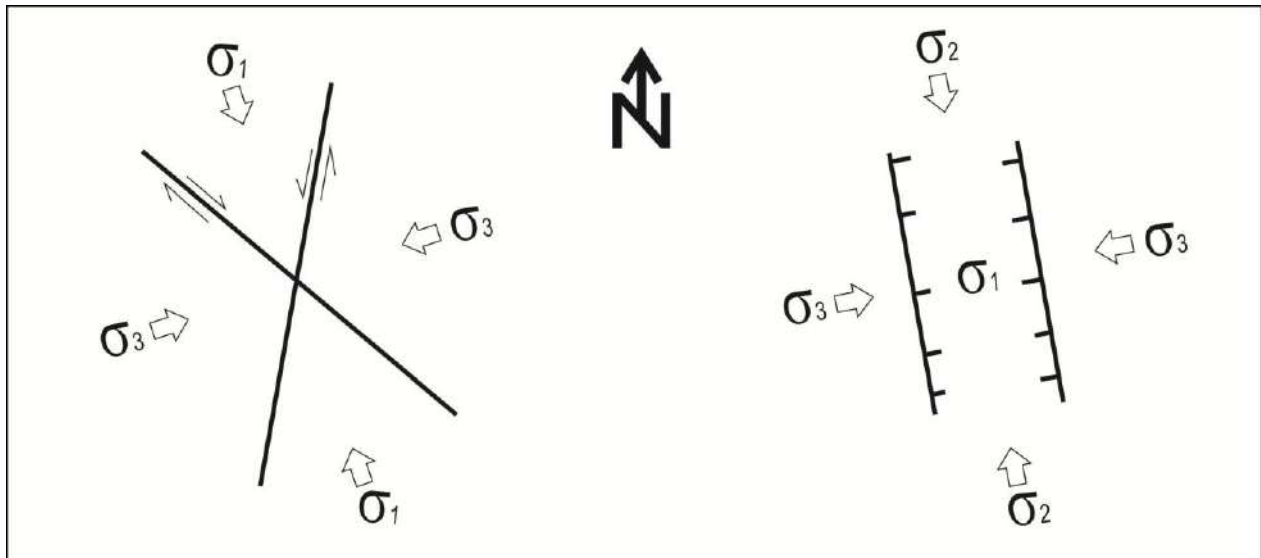


Figura IV.6. A la izquierda el diagrama de esfuerzo con deslizamiento a rumbo típico en el sistema de fallas del Golfo de California. A la derecha diagrama de esfuerzos del cuarto evento extensional en el área de estudio. Nótese que solo cambia la magnitud de los esfuerzos.

REFERENCIAS

- Alencaster, G., 1961, Estratigrafía del Triásico Superior de la parte norte central del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana 11, p. 1–18.
- Alencaster, G., De Cserna, Z., 1961, Paleontología del Triásico Superior de Sonora Parte 1, Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del Estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, 11, 18 p
- Anderson, E.M., 1952, *The Dynamics of Faulting*. London: Oliver & Boyd. A slightly revised edition of Anderson's very influential 1942 book. Mostly of historical interest.

- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., Rangin, C., 1981, Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 347–357.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513–3536.
- Ball, S.H., 1911, Geological report upon the property of the Mines Company of America, 22 p.
- Bartolini, C., Morales, M., Damon, P. Shafiqullah, M., 1991, Geology and Geochronology of the Sierra Lista Blanca, central Sonora, Mexico: a progress report, *bol. depto. geol. uni-son*, v. 8. nq. 1, p. 1-5.
- Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Morales-Montaña, M., 1994, Geochronologic contribution to the Tertiary sedimentary-volcanic Sequences (Báucarit Formation) in Sonora, México: *Geofísica Internacional*, 33, 67-77.
- Bartolini, C., Morales-Montaña, M., Barrera-Moreno, E., Domínguez-Perla, J.E., Navarro-Martínez, L.A., Soto-Contreras, L.A., Finney, S.C., Carter, C., 1995, Geologic reconnaissance of Ordovician deep-marine sequences in central Sonora, Mexico, in Cooper, J.D., Droser, M.L., and Finney, S.C., eds., *Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: Fullerton, Calif., Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM), book no. 77, p. 285-289.
- Blair, K., Gans, P.B., 2003, Stratigraphy of the Sahuaripa basin and preliminary comparison to the Río Yaqui basin, east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34(6), paper no. 16-13 (electronic abstract).
- Branney, M.J., Kokelaar, B.P., 1992, A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high grade ignimbrites: *Bulletin of Volcanology*, 54, 504-520.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Calmus, T., 2011, Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, in Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 227–266.

- Cochemé, J.J., 1985, Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique, cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos—Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif: Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix Marseille, tesis doctoral, 209 p. (inérita).
- Cochemé, J.J., Demant, A., Aguirre, L., Hermitte, D., 1988, Présence de heulandite dans les remplissages sédimentaires liés au "Basin and Range" (formation Báucarit) du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique): Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris), 307, 643-649.
- Cochemé, J.J., Demant, A., 1991, Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, en: Pérez-Segura, E., y Jacques-Ayala, C., eds., Studies of Sonoran geology: Geological Society of America Special Paper 254, p. 81–94.
- Damon, P.E., Mauger, R.L., 1966, Epeirogeny-orogeny viewed from the Basin and Range Province: Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME), v. 235, p. 99–112.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., 1983, El batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora, en XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Guadalajara, Jalisco Jal.: México, 63-95.
- Davis, G.H., 1979, Laramide folding and faulting in southeastern Arizona: American Journal of Science, v. 279, p. 543–569.
- Dumble, E.T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME), v. 29, p. 122–152.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana Tomo LVII, núm. 3, p. 343-378.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: Tectonics, 16, 388-408.

- García y Barragán, J.C., Jacques-Ayala, C., 2011, Estratigrafía del Cretácico de Sonora, México, in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 5, p. 113–199, 36 figs., 1 tabla.
- Gimeno, D., Diaz, N., García-Vallés, M., Martínez-Manent, S., 2003, Genesis of bottom vitrophyre facies in rhyolitic pyroclastic flows: a case study of syneruptive glass welding (Nuraxi unit, ulsis, SW Sardinia, Italy): Journal of Non-crystallized Solids, 323, 91-96.
- González-Becuar, E., 2011, Geología, Geoquímica y geocronología del área de Puerta del Sol, Sonora central, México. Universidad de Sonora, Tesis de licenciatura, p. 66.
- González-León, C.M.; Roldán-Quintana, J., Rodríguez-Guerra, E.P., 1992, Deformaciones Sevier y Laramide—su presencia en Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 9, p. 1–18.
- González-León, C.M., Lawton, T.F., Weber, R., 2011, Estratigrafía del Triásico y el Jurásico Inferior de Sonora, México, in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 3, p. 57–80, 5 figs.
- Haxel, G.H., Wright, J.E., May, D.J., Tosdal, R.M., 1980, Reconnaissance geology of the Mesozoic and lower Cenozoic rocks of the southern Papago Indian reservation, Arizona: a preliminary report. In: Jenney, J.P., Stone, C. (Eds.), Studies in Western Arizona: Arizona Geological Society v.12, pp. 17–29.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: Tectonophysics, v. 318, p. 1–26,
- Horner, J. T., Enríquez, E., 1999, Epithermal precious metal mineralization in a strike-slip corridor: the San Dimas district, Durango, Mexico: Economic Geology, 94, 1375-1380.
- Karig, D.E., Jensky, W., 1972, The Proto-Gulf of California: Earth and Planetary Science Letters, v. 17, p. 169–174.
- Ketner, K.B., Noll, J.H., Jr., 1987, Preliminary geologic map of the Cerro Cobachi area, Sonora, Mexico: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1980, scale 1:20,000

- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental: Geological Society of America Bulletin, 50, 1625-1722.
- Lavariega-Trujillo, F.J., 2004, Mineralización cupro-aurífera al suroeste de Hermosillo, Sonora: Universidad de Sonora, tesis profesional, 65p.
- Leeder, M.R., Gawthorpe, R.L., 1987, Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins, en Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (eds.), Continental extensional tectonics: Geological Society of London, Special Publication 28, 139-152.
- Lewis, P.D., 1995, Structural evaluation of the La Colorada project area, Sonora, Mexico: Unpublished report by Lewis Geoscience Services Inc., for Exploraciones Eldorado, S.A. de C.V., Hermosillo, Mexico, 25 p.
- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 88, 1479-1487.
- McDowell, F. W., Clabaugh, S. E., 1981, The igneous History of the Sierra Madre Occidental and its Relation to the Tectonic Evolution of Western Mexico. I Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol.5 núm. 2, p. 195-206.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: Bulletin of the Geological Society of America, 109, 1349-1360.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 521-531.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993, Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks: Hobart, University of Tasmania, Centre for Ore Deposit Research (CODES), 196 p.
- McMillan, R.H., Hodder, S., 2008, Technical Report on the Corona Gold-Silver Property, Sierra Madre Occidental, State of Chihuahua, Mexico for Comstock Metals Ltd. Report # 917, A.C.A. Howe International Limited, Toronto, Ontario, Canada, 81 pages.

- McMillan, R.H., Dawson, J.M. and Giroux, G.H., 2009, Geologic Report on the La Colorada Property with a resource Estimate on La Colorada and El Crestón Mineralized Zones, Sonora Mexico, prepared for Pediment Gold Corp, November 30, 2009, 141p.
- Mead, R.D., Kesler, S.E., Folan, K.A., Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of México: *Economic Geology*, 3, 1943-1965.
- Miranda-Gasca, M.Á., De Jong, K.A., 1992, The Magdalena mid-Tertiary extensional basin, in Clark, K.F.; Roldán-Quintana, J. y Schmidt, R.H., eds., *Geology and mineral resources of northern Sierra Madre Occidental, Mexico: The El Paso Geological Society, Guidebook for the 1992 Field Conference*, p. 377–384.
- Mora-Álvarez, G., McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late Subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334*, p.123–141.
- Morales-Montañón, M., Bartolini, C., Damon, P. E., Shafiqullah, M., 1990, K-Ar dating, stratigraphy, and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, Central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 22, A364.
- Paz-Moreno, F., 1992, *Le volcanisme mio-plio-quatenaire de l'État du Sonora (nord-ouest du Mexique)—Évolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques: Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, tesis doctoral*, 196 p. (inérita).
- Paz-Moreno, F., Demant, A., Cochemé, J.J., Dostal, J., Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field—A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México, in Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; y Martín-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374*, p. 439–455.
- Peiffer-Rangin, F., 1979, Les zones isopiques du Paléozoïque inférieur du nord-ouest mexicain, témoins du relais entre les Appalaches et la cordillère ouest américaine [Lower Paleozoic isopic zones in northwestern Mexico: Evidence of continuity between the Appalachians and the western American Cordillera]: *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, ser. D, v. 288, no. 20, p. 1517-1519.

- Poole, F. G., Madrid, R. J., 1988, Comparison of allochthonous Paleozoic eugeoclinal rocks in the Sonoran, Marathon, and Antler orogens: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 20, no. 7, p. 267.
- Poole, F.G., Madrid, R.J., Morales-Ramirez, J.M., 1988, Paleozoic eugeoclinal rocks of the Sonoran orogen in the Barita de Sonora mine area, central Sonora, Mexico [abs.], in Almazán-Vázquez, Emilio, and Fernández-Aguirre, M.A., eds. *Resúmenes, Segundo Simposio sobre Geología y Minería de Sonora*: Hermosillo, Sonora, Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 50-51.
- Poole, F.G., Madrid, R.J., Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, in Raines, G.L.; Lisle, R.E.; Scafer, R.W.; y Wilkinson, W.H., eds., *Geology and ore deposits of the Great Basin*, v. 1: Reno, NV, Geological Society of Nevada, p. 517–522.
- Poole, F.G., Perry, W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia—stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate tectonic model, in Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives*: Geological Society of America Special Paper 393, p. 543–596.
- Poole, F. G., Stewart, J. H., Berry, W. B. N., Harris, A. G., Repetski, J. E., Madrid, R. J., Ketner, K. B., Carter, C., Morales-Ramirez, J. M., 1995, Ordovician ocean-basin rocks of Sonora, Mexico, in Cooper, J. D., Droser, M. L., and Finney, S. C., eds., *Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*, Las Vegas, Fullerton, Calif., Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM), book no. 77, p. 277-284.
- Radelli, L., Menicucci, S., Mesnier, H., Calmus, T., Amaya-Martinez, R., Barrera, E., Domínguez, E., Navarro, L., Soto, L., 1987, Allochthonous Paleozoic bodies of Central Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, 4, 1-15.
- Ramos-Velázquez E., Calmus T., Valencia V., Iriondo A., Valencia-Moreno M., Bellon H., 2008, Laramide coastal Sonora batholith, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the coastal Sonora batholith: New insights on Laramide continental arc magmatism, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 2, p. 314–333.
- Richard, D., Bonin, B., Monod, O., 1989, Les granites du Sonora (Mexique) et leur contexte géodynamique: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, 308, 537-543.

- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of El Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, en Pérez-Segura, E., y Jacques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran geology: Geological Society of America, Special Paper*, 254, 69-80.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-Santacruz, R., 2004, El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 320-334.
- Rowland S. M., Duebendorfer E. M., Schiefelbein I. M., 2007, *Structural analysis and synthesis: a laboratory course in structural geology*. — 3rd ed. / 295 p.
- Staude, J. M., Barton, M. D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1357-1374.
- Stewart, J., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán-Quintana, J., 1990, Tectonic and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic Southern margin of North America, Sonora, Mexico: *Arizona Geological Survey, Special Paper* 7, 183-202.
- Stewart, J. H., Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group; Nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico, en Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran geology: Geological Society of America, Special Paper*, 254, 19-36.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J.; Zürcher, L., Hodkinson, D., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico—identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1409–1422.
- Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., González-León, C.M., 2006, New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende dates of granitic rocks from central sonora, NW Mexico—a systematic study of crystallization age during east migration of the Late Cretaceous-early Tertiary magmatic activity: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 22–38.
- Valencia-Moreno, M., Ortega-Rivera, A., 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), in Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín* 118, cap. 6, p. 201–226, 25 figs.

- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico) —Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, núm. 4, p. 193–204.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D., Talavera-Mendoza, O., 2008, U-Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW Mexico): its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America: *Journal South American Earth Sciences*, 26, 343–354.
- Vidal-Solano, J.R, Paz-Moreno, F.A., Iriondo, A., Demant, A., Cochemé, J.J., 2005, Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo región (Sonora, México). Geodynamic implications: *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1421-1430.
- Vidal-Solano J. R., Paz-Moreno F. A., Demant A., López-Martínez M., 2007, Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, núm. 1, p. 47–67
- Wilson, E.I., Rocha, S.V., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico. U.S. Geological Survey Bulletin 962A, 80 p.
- Wong, M.S., Gans, P.B., 2008, Geologic, structural, and thermo-chronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, Mexico—New insights into metamorphic core complex formation: *Tectonics*, v. 27, TC4013, doi: 10.1029/2007TC002173.
- Wong, M.S., Gans, P.B., Roldán-Quintana, J., 2003, Timing, magnitude and rate of extensional unroofing at the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico: results from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34(6), paper 12-2, electronic abstract.
- Zawada, R.D., 1998, La Colorada Gold Mine Sonora, Mexico, in Clark, K.F., (editor), *Gold Deposits of Northern Sonora, Mexico*, Soc. of Econ. Geol. Guidebook Series, v.30, pages 87-99.
- Zawada, R. D., Albinson, T., Aneyta, R., 2001, Geology of the El Creston Gold Deposit, Sonora State, Mexico, *Econ. Geol. Special Publication #8, New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*, p. 187-197.

ANEXO I. Tablas petrográficas agrupadas por unidades litológicas y orden cronológico.

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACION	TEXTURA	DESCRIPCION MEGASCOPICA	MIN. ESENCIALES (%)	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
540952	3185500	VH-6	LIMOLITA CARBONATADA	SEDIMENTARIA	SERICITIZACIÓN	MUY FINA	N/A	Fragmentos muy finos de cuarzo y arcillas	N/A	Sericita	Se observan pequeños fragmentos de cuarzo con extinción ondulante con pequeños horizontes de sericita.
540507	3185420	VH-14	LIMOLITA SILÍCEA	SEDIMENTARIA - METASEDIMENTARIA	PERVASIVA, HEMATIZACIÓN + CLORITIZACIÓN	AFANÍTICA	Roca aparentemente sedimentaria y/o intrusiva hipabisal con una alteración pervasiva producida por un metamorfismo dinámico la cual cizalló y oxidó la roca ya que se encuentra en una zona de falla. La roca presenta una fuerte hematización.	Fragmentos muy finos de cuarzo y arcillas	N/A	Pervasiva, hematita + clorita	Roca de matriz muy fina con alteración pervasiva, presenta una aparente sedimentacion fina y pequeños granos de cuarzo. Asi como vetillas rellanas de cuarzo.
543403	3185930	VHL-14	METALUTITA SILÍCEA	METASEDIMENTARIA	HIDROTHERMAL	GRANO FINO	Roca metasedimentaria de grano muy fino color gris oscuro. Con presencia de alteracion hidrotermal de cuarzo - turmalina	Fragmentos muy finos de cuarzo y arcillas	N/A	Turmalina + cuarzo + clorita + sericita	Lutita de grano fino alterada hidrotermalmente con presencia de turmalina, cuarzo recristalizado y clorita como minerales secundarios
542903	3185716	VHL-4	SKARN	METASEDIMENTARIA	EPIDOTA + CLORITA + TREMOLITA ACTINOLITA + PLAGIOCLASA	METASOMATISMO DE CONTACTO	Roca intrusiva o metamórfica color verde oscuro con una textura afanítica. Presenta algunos nódulos epidotizados. Se encuentra encajonada en la secuencia sedimentaria	N/A	Piroxeno + granate	Epidota + clorita + tremolita-actinolita + plagioclasa granular + cuarzo	La roca no muestra una granulometria por su sedimentacion tan fina y presenta un reemplazamiento de minerales ricos en fierro
543403	3185930	VHL-15	ANDESITA PORFÍDICA	PLUTONICA HIPABISAL	EPIDOTIZACIÓN	PORFÍDICA	Roca máfica de textura porfídica color verde muy oscuro de grano medio a fino. Presenta una matriz cristalina casi afanítica con fenocristales de plagioclasas sostenidas en la matriz	Plagioclasa (≈ 30 %) andesina + piroxeno y anfíbol (≈ 15 %). Matriz (≈ 65 %)	Epidota + clorita + actinolita	Alteración potásica donde cristaliza biotita bordeando fenocristales. Epidota + Clorita + Clorita	Presenta una matriz rica en plagioclasas formada de cristales pequeños menores a .1 mm. los minerales secundarios son producto de la alteracion de las plagioclasas formandose principalmente en la matriz y dentro de las fenocristales de plagioclasas

Tabla I.1. Datos generales con mineralogía y porcentajes aproximados de muestra de mano y lámina delgada de la Unidad de Limolitas Silíceas. Los datos fueron tomados con coordenadas UTM NAD 27 zona 12N

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACION	TEXTURA	DESCRIPCION MEGASCOPICA	MIN. ESENCIALES (%)	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
541122	3185387	VH-8	LUTITA SILÍCEA ARENOSA	SEDIMENTARIA	TURMALINA Y CUARZO HIDROTHERMAL	GRANO FINO	Lutita de grano fino a medio con pequeños horizontes arenosos color negro a gris. La roca aparenta ser rica en sílice ya que no efervesce con ácido, presenta una textura laminar poblablemente producto de una diferenciación en el tipo de depósito	Fragmentos finos de cuarzo y arcillas	N/A	Turmalina y cuarzo	Son fragmentos redondeados de cuarzo, cementados por una matriz de cuarzo y arcillas muy fina.

Tabla I.2. Datos generales con mineralogía y porcentajes aproximados de muestra de mano y lámina delgada de las Unidad Transicional. Los datos fueron tomados con coordenadas UTM NAD 27 zona 12N.

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACIÓN	TEXTURA	DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA	MIN. ESENCIALES (%)	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
542181	3185620	VH-27	ORTOCUARCITA	SEDIMENTARIA - METASEDIMENTARIA	SERICITA	GRANULAR	Roca sedimentaria de grano medio a grueso. Presenta una alteración moderada la cual cambia la matriz a sericita y una limonitización moderada. La roca está formada en su mayor parte de granos de cuarzo sostenidos entre ellos.	Cuarzo	Zircón	Sericita	Tamaño de grano medio a fino bien clasificada con presencia de sericita relleno de espacios vacíos producto de la alteración de feldespatos

Tabla I.3. Datos generales con mineralogía y porcentajes aproximados de muestra de mano y lámina delgada de las Unidad de Cuarcitas. Los datos fueron tomados con coordenadas UTM NAD 27 zona 12N.

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACIÓN	TEXTURA	DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA	MIN. ESENCIALES (%)	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
N/A	N/A	VH-28	ANDESITA PORFÍDICA	VOLCÁNICA	CALCITA + EPIDOTA + ZOISITA + SERICITA	GLOMEROPORFÍDICA CON MATRIZ ESFERULÍTICA	Roca volcánica y/o piroclástica con una matriz fuertemente alterada principalmente a clorita y/o epidota + sericita las cuales le dan un color blanco a verde claro a la roca, presenta un textura porfídica con pequeños fenocristales de anfíboles + plagioclasas y fragmentos de rocas	Plagioclasa (≈ 40 %) + Biotita + anfíbol (≈ 20 % de minerales con Fe), matriz (≤ 40)	Hematita	Clorita + epidota + zoisita + calcita + sericita	Presenta una matriz microcristalina aparentemente cuarzofeldespática la cual presenta una textura esferulítica producto de una desvitrificación. Los cristales aparecen en cumulos flotando en la matriz
N/A	N/A	VH-29	ANDESITA PORFÍDICA	VOLCÁNICA	CLORITA + CALCITA + HEMATITA	GLOMEROPORFÍDICA	Roca volcánica de textura porfídica color rosa quemado, presenta pequeños fenocristales de plagioclasas, sostenidos por una matriz afanítica, presenta pequeños fragmentos de roca de la misma composición. Presenta fracturas rellenas por algún mineral de alteración de baja temperatura.	Plagioclasas (≈ 20 %) + anfíbol (≈ 10 %), matriz (≤ 70 %).	Pirita diseminada	Calcita + hematita + clorita	Presenta un reemplazamiento por calcita bordeando la alteración sericitica, presenta una matriz cuarzofeldespática la cual es la mayoría de la lamina
Barreno DH#LC-12-DD-161 a 98.6 mtrs	N/A	VHL-6	DACITA PORFÍDICA	VOLCÁNICA	cloritización + sericitización	PORFÍDICA	Roca volcánica con una textura porfídica color verde oscuro con motas blancas. Presenta fenocristales de plagioclasas principalmente, cuarzo y en menor proporción fragmentos de rocas. Presenta un aparente metamorfismo de bajo grado de clorita y epidota. presenta fracturas epidotizadas.	Plagioclasa (≈ 35 %) + Cuarzo (≈ 15 %) + anfíbol (≈ 20 %), matriz (≈ 30 %)	Biotita + epidotización	Cloritización + sericitización + biotita	Presenta una matriz cuarzofeldespática con grandes fenocristales de plagioclasa, cuarzo y anfíbol. La plagioclasa está moderadamente alteradas a sericita y el anfíbol presentan una alteración casi pervasiva a biotita, seguida de una cloritización quedando sólo los fantasmas de los cristales o pequeños relictos
540642	3186394	VHL-8	TOBA LÍTICA ANDESÍTICA	VOLCÁNICA-PIROCLASTICA	clorita + epidota	PORFÍDICA	Roca de origen piroclástico con una matriz afanítica donde flotan pequeños fenocristales de plagioclasas y fragmentos de rocas de distintas granulometrías. Aparenta una textura brechoide, con fragmentos piroclásticos angulosos	Plagioclasa (≈ 20 %) + anfíbol (≈ 10 %) + Cuarzo (≈ 10%), matriz (≤ 25%), fragmentos de roca (≥ 35 %)	Cuarzo+hematita+ actinolita	Clorita+epidota	Presenta fragmentos de distintas rocas de casi la misma composición flotando en una matriz afanítica con cristales de plagioclasas, todos los anfíboles y ferromagnesianos fueron alterados a clorita-epidota
542653	3187047	VHL-10	TOBA LÍTICA ANDESÍTICA	VOLCÁNICA	CLORITA + EPIDOTA	PIROCLÁSTICA, AFANÍTICA	Aparente toba lítica con textura piroclástica color verde oscuro. Presenta fragmentos de rx menores a 1 cm en la matriz cristalizan plagioclasas y anfíboles los cuales son más visibles en la cara intemperizada de la rx. En superficie fresca la roca se muestra afanítica	Plagioclasa (≈ 20 %) + anfíbol (≈ 10%), fragmentos de roca (≥10 %), matriz (≤ 60 %)	Pirita + piroxenos	Sericita + clorita + epidota + actinolita	La roca presenta una alteración muy marcada y una textura afanítica con pequeños cristales de plagioclasa y piroxeno flotando en la matriz cuarzofesdepática moderadamente alterada a sercita-clorita, con presencia de epidota y actinolita. Presenta escasos lentes de cuarzo flotando en la matriz
540664	3184960	VH-1	METAARENISCA CONGLOMERÁTICA	METASEDIMENTARIA	EPIDOTIZACIÓN	MAL CLASIFICADA	Conglomerado con grandes clastos de cuarcitas principalmente y fragmentos de rocas epidotizados aparentemente, clastos bien redondeados y algunos subangulosos. Sostenidos por una matriz arenosa color crema con ligeros toques verdosos, presenta un leve metamorfismo de bajo grado	Fragmentos de roca (≈ 25%), arenas de cuarzo (≈ 25 %), matriz (50%)	N/A	Epidota + clorita	Presenta clastos en su mayoría de cuarcita y fragmentos de rocas alterados a clorita. Muestra una morfología de grano angulosos

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACION	TEXTURA	DESCRIPCION MEGASCOPICA	MIN. ESENCIALES (%)	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
540594	3185050	VH-2	METALUTITA	METASEDIMENTARIA	EPIDOTIZACIÓN	ISOTROPICA	Roca de grano fino a muy fino, color verde claro, aparentemente muestra un metamorfismo de bajo grado lo que produjo una epidotización o cloritización en la roca. Presenta nódulos donde existe una seriación mineral haciéndose mas clorítico en el centro	Arenas de cuarzo 45% matriz 55%	Calcita (2%)	Epidota	Roca de grano muy fino con remanentes de epidotización
540594	3185050	VH-3	METACONGLOMERADO (MATRIZ CALCÁREA)	METASEDIMENTARIA	EPIDOTIZACIÓN	GRANULAR	Conglomerado con una clasificación media en el tamaño de grano con clastos subredondados a redondeados soportados por matriz de grano muy fino (limos), color verde claro producto de un metamorfismo de bajo grado (epidotización)	Fragmentos de roca (≈ 70%), matriz (≈ 30%)	Clorita + Calcita	Epidota	Es una roca de origen sedimentario, afaníticos y faneríticos de cuarzo, de los cuales la mayoría permanece sin alterar con clastos de 2 mm a mayores de 3mm, cementados por cristales de epidota y en menor proporción calcita producto de la alteración de lo que fue la matriz de la roca sedimentaria
540557	3185157	VH-4	HORNFELS (LIMOLITA CALCÁREA)	METASEDIMENTARIA	EPIDOTIZACIÓN	FINA	Roca de grano fino a muy fino, color verde claro, aparentemente muestra un metamorfismo de bajo grado lo que produjo una epidotización o cloritización en la roca. presenta nódulos donde existe una seriación mineral haciéndose mas clorítico en el centro	Matriz (≈ 95%), arenas de cuarzo (≈ 5%)	Calcita	Epidota	Aparentemente la roca original sería una limolita calcárea la cual estuvo sometida a un metamorfismo de contacto que metamorfoseó la roca dependiendo de su mineralogía; una recristalización en los minerales de cuarzo y una epidotización en fragmentos líticos

Tabla I.4 . Datos generales con mineralogía y porcentajes aproximados de muestra de mano y lámina delgada de las unidades que conforman la Secuencia Volcanosedimentaria. Los datos fueron tomados con coordenadas UTM NAD 27 zona 12N.

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACIÓN	TEXTURA	DESCRIPCION MEGASCOPICA	MIN. ESENCIALES (%)	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
541013	3185320	VH-5	DIORITA - GRANODIORITA	PLUTÓNICA	PERVASIVA-SERITIZACIÓN	GRANÍTICA	Roca intrusiva de grano grueso con una textura equigranular, con un color rosa quemado con motas blancas, producto de la alteración pervasiva que presenta, sólo conserva su textura de la roca original. Se presenta muy deleznable producto de la alteración y el intemperismo, se observan pequeños cristales de plagioclasas aunque se encuentran reemplazados por algún mineral secundario	Plagioclasas (≈ 55 %) andesina + Biotita y Anfíbol (≈ 30 %) + Cuarzo (≈ 15 %)	Hematita + Pirita diseminada, vetillas de calcita	Sericita + clorita + actinolita	Presenta una alteración muy pervasiva donde los cristales están siendo alterados fuertemente a sericita. La biotita y el anfíbol presentan una alteración a clorita llegando en partes a actinolita.
541064	3185520	VH-12	GRANITO ALTERADO	PLUTÓNICA	SERICITA + HEMATITA	EQUIGRANULAR	N/A	Plagioclasas (≈ 40 %) andesina + Feldespato potásico (≈ 40 %) + Cuarzo (≈ 15 %) + Biotita y Anfíbol (≈ 5%)	Epidota	Sericítica + Hematítica	Los critales de plagioclasas y feldespato potacico estan siendo alterados a sericita en partes llegando a cristalizar epidota en los fenocristales de plagioclasa, notese la ausencia de Biotita y Anfíbol la cual se altera a clorita y hematita
542905	3185720	VH-23b	GRANITO - MONZOGRANITO	PLUTÓNICA HIPABISAL	SERICITA + HEMATITA	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano grueso con una textura equigranular color blanco a rosado con motas rojizas. Presenta una fuerte alteración u oxidacion. La roca presenta una mineralogía rica en cuarzo y plagioclasas con presencia de anfíboles y micas los cuales se presentan muy oxidados	Feldespato potásico (≈ 40) + Plagioclasas (≈ 30) Cuarzo (≈ 25 %) + Biotita, Anfíbol (≈ 5 %)	Epidota	Sericita + Hematita	Las plagioclasas estan siendo alteradas a sericita y en partes a epidota, los escasos minerales de Fe a clorita pricipalmente. El cuarzo presenta exticion ondulante

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACIÓN	TEXTURA	DESCRIPCION MEGASCOPICA	MIN. ESENCIALES (%)	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
543413	3186694	VH-30	GRANITO ALCALINO	PLUTÓNICA	SERICÍTICA	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano grueso con una textura equigranular color blaco con motas verde claro. Presenta una mineralogía rica en cuarzo + plag + bio. Tanto las plagiclasas como la biotita estan siendo remplazadas por un mineral de alteración. Las motas verdes aparentemente es clorita la cual remplaza a la biotita mientas las plagioclasas se alteran a sericita	Cuarzo (≈ 25 %) + Plagioclasas (≈ 30 %) andesina -oligoclasa + Feldespato potásico (≈ 40 %) + Mica y Anfíbol (≈ 5 %)	Mica flogopita	Sericita	Cristales muy grandes que salen del campo óptico, ausencia de ferromagnesianos, alteración plagioclasas a sericita, la mayoría de los cristales de feldepatopotásico presentan textura lamellae
543372	3186669	VHL-2	LEUCO GRANITO	PLUTÓNICA	SERICÍTICA	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano grueso a medio con una textura equigranular color blanco a rosado. Presenta una alteración moderada donde las plagioclasas son reemplazadas por algún mineral de alteración; alterándose de igual manera los escasos cristales de biotita a clorita. de la roca original se coservan la textura de la roca original y los critales de cuarzo que no sufrieron daño alguno	Feldespato potásico (≈ 45 %) + Cuarzo (≈ 35 %) + Plagioclasas (20 %) oligoclasa	N/A	Sericita	Presentan cristales con exsolución lamellar pertítica en cristales de feldespato potásico con escasa alteración a sericita, los cristales de plagioclasas están remplazados fuertemente a sericita
543462	3186330	VHL-12	LEUCO GRANITO	PLUTÓNICA	HEMATITA	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano medio a grueso con una textura equigranular color rosa quemado. Presenta minerales de cuarzo + plagioclasas + biotita. Presenta una alteración fuerte donde las plagioclasas y las biotitas son remplazadas por algun mineral de alteración del cual solo se puede ver una fuerte hematizacion y una probable sericitizacion. presenta piritadiseeminada la cual junto con la biotita son remplazadas por hematita.	Feldespato Potásico (≈ 35 %) + Cuarzo (≈ 25 %) + Plagioclasa (≈ 30) + Biotita (≈ 10 %)	Hematita	Hematita + sericita	Los de feldespato potásico presentan una textura lamellae pertítica, los cristales de plagioclasa presentan una leve alteración a sericita.
543450	3185860	VHL-16	GRANITO DE GRANO GRUESO	PLUTÓNICA	CLORITA + SERICITA	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano medio a grueso con una textura equigranular color verde oscuro con manchas rojizas, presenta una fuerte alteración quedando sólo la textura de la roca original y aparentemente cristales de cuarzo sin deformar, mientras las plagioclasas, micas y/o anfíboles están siendo reemplazados por algun mineral de alteración aparentemente en su mayoria de clorita	Feldespato potásico (≈ 35 %) + Cuarzo (≈ 15 %) + Plagioclasas (≈ 25 %) + Anfíbol y Biotita (≈ 25 %)	Hematita + minerales opacos	Clorita + sericita	Presenta una fuerte alteración afectando principalmente a las plagioclasas a sericita, anfíboles y biotitas se alteran a clorita
542903	3185716	VHL-5	LEUCO GRANITO	PLUTÓNICA	CALCITA + HEMATITA	SERIADA	Roca intrusiva de grano fino con una textura porfídica color rosa quemado con pequeñas motas rojizas. Presenta una fuerte alteración en plagioclasas y minerales ricos en fierro, conservando sólo la textura de la roca original y los cristales de cuarzo.	Feldespato potásico (≈ 40 %) + Cuarzo (≈ 20 %) + Plagioclasa (≈ 35 %) + Biotita y anfíbol (≈ 5%)	Calcita en vetillas	Hematización	La roca se encuentra moderadamente oxidada con partes donde se deposita hematita entre los cristales, presenta vetillas rellenas de calcita producto de una mineralizacion secundaria. Los cristales de feldespato potásico presentan una textura lamellar pertítica y junto con los cristales de plagioclasa son levemente alterados a calcita.

Tabla I.5. Datos generales con mineralogía y porcentajes aproximados de muestra de mano y lámina delgada del Intrusivo Granítico Aplítico. Los datos fueron tomados con coordenadas UTM NAD 27 zona 12N

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROFOTOGRAFIA			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACIÓN	TEXTURA	DESCRIPCION MEGASCOPICA	MIN. ESENCIALES (%)	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
540971	3185670	VH-10	GRANITO PORFÍDICO	PLUTÓNICA	PERVASIVA	PORFÍDICA	Roca intrusiva hipabisal de grano muy fino con una textura porfídica color blanco amarillento a rosado. Presenta fenocristales de cuarzo y plagioclasas presenta una alteración casi pervasiva solo quedando los fenocritales de la textura original, presenta diseminados de manera muy fina en la roca de minerales de biotita y pirita aunque esta es escasa	Plagioclasa (≈ 30), matriz (≈ 70 %)	Epidota + Hematita	Sericita + Cuarzo en vetillas	La roca está fuertemente alterada y casi no queda remanente de la mineralización primaria, sólo fantasmas de cristales de plagioclasas y abunda la alteración sericitica con algunos cristales de epidota
541064	3185520	VH-11	GRANITO PORFÍDICO	PLUTÓNICA	HIDROTERMAL	FANERÍTICA PORFÍDICA	Roca intrusiva hipabisal de grano muy fino con una textura porfídica color blanco producto de alteración sólo conservando su textura original, con fenocristales de cuarzo y plagioclasas. con escasa biotita diseminada en la matriz. Presenta vetillas rellenas de cuarzo y lo que aparenta ser turmalina	Plagioclasa (≈ 30 %), matriz (≈ 70)	Epidota	Vetillas de Cuarzo + sericita + Turmalina + calcita	Los minerales secundarios aparecen en forma de vetillas de origen hidrotermal, la roca presenta una alteración a sericita moderada producto de la alteración de la plagioclasas en toda la roca. Matriz microcristalina
541348	3185650	VH-18	GRANITO HIPABISAL	PLUTÓNICA	CALCITA	FANERÍTICA PORFÍDICA	Roca intrusiva hipabisal de grano muy fino con una textura porfídica de color blanco a rosado. Presenta fenocristales de cuarzo y plagioclasas, con escasa presencia diseminados en la roca, minerales de biotita y pirita fuertemente oxidados la cual fue asimilada por la matriz dándole el color rosado a la roca	Cuarzo (≈ 20 %)+ Plagioclasa (≈ 10 %), matriz (≈ 70 %)	Clorita	Sericita + Calcita + Clorita	Roca hipabisal y con alteración a sericita, calcita en partes a clorita, matriz microcristalina rica en cuarzo y aparentemente feldespato potásico
541509	3185670	VH-19	PORFIDO GRANÍTICO	PLUTÓNICA	CALCITA + CLORITA + HEMATITA + EPIDOTA	FANERÍTICA PORFÍDICA	Roca intrusiva de grano muy fino con una textura casi afanítica color varde oscuro probablemente de alguna alteración hidrotermal. Presenta una mineralización de sulfuros diseminado en la roca la cual se presenta en forma de pequeños diques.	Cuarzo (≈ 15 %) + Feldespato potásico (≈ 5 %) + Plagioclasas (≈ 15 %) + Biotita (≈ 5%), matriz (≈ 60 %)	Epidota	Calcita + Clorita + Hematita + Epidota	Presenta una alteración a calcita - sericita en fenocristales de plagioclasas llegando a cristalizar epidota en dichos cristales y en la matriz, la biotita se altera a clorita . Presenta una matriz microcristalina rica en cuarzo
541486	3185690	VH-21	GRANITO	PLUTÓNICA	SERICITA	FANERÍTICA PORFÍDICA	Roca intrusiva HIPABISAL de grano fino con una textura PORFÍDICA color blanco a rosado. Con una alteración casi pervasiva en la matriz conservando la textura original, con fenocritales de cuarzo y plagioclasas. Presenta manchones verdosos en la matriz producto de alguna alteración de epidota y/o clorita. con pequeñas vetillas de cuarzo secundario y fracturas rellenas con oxidos	Cuarzo (≈ 15 %) + Plagioclasas (≈ 20 %), matriz (≈ 65 %)	N/A	Sericita	Con notable ausencia de ferromagnesianos, la roca es muy rica en cuarzo y la mayor parte de la muestra es una matriz microcristalina soportando fenocristales de cuarzo y plagioclasas las cuales se alteran a sericita
541543	3185820	VH-22	GRANITO - GRANODIORITA	PLUTÓNICA	SERICITA - ARGÍLICA	FANERÍTICA PORFÍDICA	Roca intrusiva hipabisal de grano fino con una textura porfídica color rosado. Presenta una alteración casi pervasiva en la matriz concervando solo la relictos de la textura de la roca original, presenta fenocritales de cuarzo y plagioclasas. Presenta pequeñas vetillas de cuarzo secundarias	Cuarzo (≈ 10 %) + Plagioclasa (≈ 20 %) + Biotita (≈ 5 %), matriz (≈ 65 %)	Tremolita-actinolita + Epidota + Cuarzo en forma de vetillas	Sericita + tremolita-ctinolita	Presenta una matriz microcristalina rica en cuarzo soportando fenocristales de plagioclasas alterandose a sericita y fenocristales de biotita alterandose a epidota y actinolita, presenta fenocristales de cuarzo sin alterar

Tablal.6. Datos generales con mineralogía y porcentajes aproximados de muestra de mano y lámina delgada del Intrusivo Granítico Porfídico. Los datos fueron tomados con coordenadas UTM NAD 27 zona 12N

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACIÓN	TEXTURA	DESCRIPCION MEGASCOPICA	MIN. ESENCIALES	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
541122	3185390	VH-7	DIORITA - CUARZODIORITA	PLUTÓNICA	CLORITIZACIÓN	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano fino con una textura equigranular color verde oscuro con motas blancas levemente rosadas. La roca presenta una alteración moderada casi pervasiva en plagioclasas y anfíboles o micas aunque conservando su textura original	Plagioclasa (≈ 60 %) oligoclasa + Biotita y Anfíbol (≈ 30 %) + Cuarzo (≈ 10 %)	Pirita diseminada (3%)	Clorita-epidota, sericita	Biotita y Anfíbol se alteran casi totalmente a clorita y Epidota, plagioclasas levemente a sericita
541490	3185630	VH-16	DIORITA - CUARZODIORITA	PLUTÓNICA	CLORITIZACIÓN	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano de fino a medio con una textura equigranular color varde opaco con pequeños cristales blancos y poca presencia de pirita diseminada en la roca	Plagioclasa (≈ 35 %) andesina + Biotita y Anfíbol (≈ 35 %) + Feldespato Potasico (≈ 10 %) + Cuarzo (≈ 10 %)	Piroxeno	Clorita	Biotita y Anfíbol con fuerte alteración a clorita y epidota, plagioclasas a sericita
541490	3185630	VH-17	DIORITA - CUARZODIORITA	PLUTÓNICA	SERICITICA + CLORITA + CALCITA	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano muy fino color verde oscura con una textura porfídica con fenocristales de plagioclasas. La roca presenta grandes vetillas de cuarzo cristalizado por un evento secundario	Plagioclasa (≈ 60 %) + Feldespato Potasico (≈ 20 %) + Cuarzo (≈ 15 %) + Biotita y Anfíbol (≈ 5 %)	N/A	Sericita + Hematita + clorita + calcita	Las plagioclasas están siendo remplazadas a sericita - calcita
541486	3185690	VH-20	CUARZOMONZODIORITA	PLUTÓNICA	PROFILÍTICA-ARGÍLICA	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva hipabisal de grano medio a fino con una textura equigranular color verde oscuro con motas blancas.	Plagioclasa (≈ 45 %) Feldespato Potacico (≈ 20 %) + Biotita y anfíbol (≈ 20 %) + Cuarzo (≈ 15 %)	Pirita diseminada	Clorita + Epidota + Hematita + Sericita + Tremolita actinolita	Biotita y Anfíbol estan siendo alterados a clorita, epidota, llegando hasta tremolita actinolita, plagioclasas presentan anillos de crecimiento y se alteran a sericita
541437	3185920	VH-23a	DIORITA	PLUTÓNICA	CLORITA + EPIDOTA + CALCITA	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano fino con una textura equigranular color verde oscuro con pequeñas motas blancas. Con presencia de pequeños cristales de anfíboles y plagioclasas principalmente presenta una alteración baja con presencia de vetillas epidotizadas y con acumulaciones de cristales de plagioclasas y /o por la presencia de algún tipo de mineral de alteración. Presenta pequeñas fracturas donde se deposita óxidos de Fe	Plagioclasa (≈ 60 %) andesina + Biotita y Anfíbol (≈ 35 %) + Cuarzo (≈ 5 %)	Pirita diseminada + epidota	Clorita + calcita + sericita	Biotita y Anfíbol se alteran a clorita y las plagioclasas a calcita, sericita
N/A	N/A	VH-24	GRANODIORITA	PLUTÓNICA	PROFILÍTICA	EQUIGRANULAR	Roca intrusiva de grano medio a fino con textura equigranular color verde oscuro con motas blancas. Los minerales ricos en fierro presentan una alteración aunque aparentan ser anfíboles, los cristales blancos aparentan ser de plagioclasas aunque al parecer contiene tener cuarzo. presentan pequeñas vetillas epidotizadas.	Plagioclasa (≈ 70 %) + cuarzo (≈ 10 %) + piroxeno, Biotita, Anfíbol (≈ 20 %)	Hematita	Clorita + epidota + sericita	Presenta vetillas rellanadas con clorita, la plagioclasa presenta anillos de crecimiento y están siendo alteradas a sericita, mientras la Biotita, Anfíbol y Piroxeno se alteran a clorita, epidota
542830	3185820	VH-25	DIORITA	PLUTÓNICA	CALCITA + EPIDOTA + CLORITA	PORFÍDICA	Roca intrusiva rica en plagioclasas de grano medio a fino con una textura porfídica a equigranular color blanco verdoso y pequeñas mota de color verde opaco. La roca se presenta moderadamente alterada con presencia de algunos nódulos con presencia de epidota y óxidos de Fe, si como vetillas de una misma composicon. Por la alteración que presenta no se aprecia que tipo de minerales ricos en Fe contiene	Plagioclasa (≈ 95 %) andesina + Anfíbol, Biotita, Piroxeno (≈ 5 %)	Hematita	Calcita + epidota + clorita	Plagioclasa con presencia de anillos de crecimiento alterándose a sericita, epidota
542346	3185680	VH-26	GRANODIORITA	PLUTÓNICA	SERICITICA + CLORITA	PORFÍDICA	Roca intrusiva de grano medio color verde claro a oscuro con una textura porfídica aunque no varía mucho el tamaño de grano. Presenta una mineralogía rica en plagioclasas y aparentemente cuarzo, con pequeños cristales de anfíboles y biotitas y una importante presencia de sulfuros (pirita)	Cuarzo (≈ 15 %) + plagioclasa (≈ 35 %)+ biotita y Anfíbol (≈ 15 %), matriz microcristalena cuarzofeldespática (≈ 35 %)	Clorita, pirita diseminada	Clorita + sericita	Presenta un porcentaje alto de pirita diseminada aunque por lo generarla éste no sea importante, presenta una matriz rica en cuarzo con grandes cristales en su mayoría de plagioclasa y biotita
543403	3185930	VHL-15	ANDESITA PORFÍDICA	PLUTONICA HIPABISAL	EPIDOTIZACIÓN	PORFÍDICA	Roca máfica de textura porfídica color verde muy oscuro de grano medio a fino. Presenta una matriz cristalina casi afanítica con fenocristales de plagioclasa sostenidas en la matriz	Plagioclasa (≈ 30 %) andesina + piroxeno y anfíbol (≈ 15 %). Matriz (≈ 55 %)	Epidota + clorita + tremolita-actinolita	Alteración potásica donde cristaliza biotita bordeando fenocristales. Epidota + Clorita	Presenta una matriz rica en plagioclasa formada de cristales peueños menores a .1 mm. los minerales secundarios son producto de la alteracion de la plagioclasa formandose principalmente en la matriz y dentro de los fenocristales de plagioclasa
543291	3186801	VHL-3	DIORITA PORFÍDICA HIPABISAL	PLUTÓNICA	SERICITA + CLORITA + EPIDOTA	GLOMEROPORFÍDICA	Roca intrusiva de grano fino con una textura porfídica, color blanco con motas verde olivo. La roca se encuentra moderadamente alterada pero conserva su textura original presentando fenocristales de plagiocalsas y cuarzoz. Aparentemente es otra facie mineralogica del intrusivo granítico hipabisal.	Plagioclasa (≈ 25 %) andesina + Biotita , anfíbol y Piroxeno (≈ 15 %). Fedespato potásico (≈ 10 %) Matriz (≈ 50 %)	Cuarzo (vetillas), fenocristales de feldespato potásico	Sericita + epidota	La roca presenta una matriz afanítica con fenocristales de plagioclasas y feldespato potásico con una leve alteración a sericita, presenta una textura glomeroporfídica. Los fenocristales de plagioclasas presentan anillos de crecimiento. Presenta vetillas de cuarzo

Tabla I.7. Datos generales con mineralogía y porcentajes aproximados de muestra de mano y lámina delgada del Intrusivo Diorítico. Los datos fueron tomados con coordenadas UTM NAD 27 zona 12N

DATOS GENERALES						MUESTRA DE MANO		MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACIÓN	TEXTURA	DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA	MIN. ESENCIALES	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
540537	3185600	VH-13	TOBA LÍTICA DACÍTICA	VOLCÁNICA-PIROCLÁSTICA	N/A	TRAQUÍTICA	N/A	Plagioclasa (≈ 30 %) andesina + Cuarzo (≈ 20%) + Biotita (≈ 7 %), matriz (≈ 42 %)	Hematita	Calcita + clorita	la matriz de la roca es afanítica con fenocristales de cuarzo, plagioclasas y fragmentos de roca los cuales conservan una matriz fanerítica traquítica; la biotita esta siendo remplazada a clorita y el Fe exedente se deposita en forma de hematita
540531	3185650	VH-15	ANDESITA PORFÍDICA	VOLCÁNICA	HEMATIZACIÓN BAJA	PORFÍDICA	Roca volcánica con una textura porfídica con grandes fenocristales de hornblenda + plagioclasas, soportados por una matriz afanítica color de lila a rosa quemado, los fenocristales de anfíbol presentan una leve oxidacion alparecer producto del intemperismo.	Plagioclasa (≈ 35 %) + anfíbol (≈ 30 %), matriz (≈ 35 %)	Pirita diseminada	Hematita + calcita + epidota	Los fenocristales de hornblenda presentan anillos de reacción, las plagioclasas que están siendo reemplazada a calcita y en menor grado a epidota esta última en cristales menores a .1 mm y no forma parte del porcentaje
545378	3186916	VH-33	BASALTO Y/O BASALTO PORFÍDICO	VOLCÁNICA	HEMATIZACIÓN + CLORITIZACIÓN	PORFÍDICA	Roca volcánica con una textura porfídica color rosa quemado a lila, presenta fenocristales de anfíboles y aparentemente piroxenos, soportados por una matriz afanítica. Presenta fracturas con hematita y clorita producidas pobablemente por la alteración producto de aguas superficiales los cuales alteran moderadamente los fenocristales.	Plagioclasa (≈ 35 %) labradorita -adesina + anfíbol (≈ 20 %) + piroxeno (≈ 10%), matriz (≈ 35 %)	Clorita	Clorita + hematita	Presenta una matriz de plagioclasas levemente oxidada con porfídoblastos de anfíboles y aparentemente fragmentos de rocas, algunos cristales ricos en Fe presentan anillos de reacción
545132	3186789	VH-34	BASALTO	VOLCÁNICA	HEMATIZACIÓN	PORFÍDICA	Roca volcánica con una textura porfídica color rosa quemado a lila, presenta una matriz afanítica la cual soporta pequeños fenocristales de anfíboles y plagioclasas, no muestra ningun tipo de alteración.	Plagioclasa (≈ 20 %) labradorita + anfíbol (≈ 30 %) + piroxenos (≈ 10 %), matriz (≈ 40 %)	Zeolita + piroxenos	Hematita + zeolita	Presenta una matriz de plagioclasas y fenocristales de anfíboles y piroxenos de tamaños seriado con anillos de reacción, presenta como mineral secundario zeolita rellenando espacios
545890	3187540	VHM-1	TOBA ANDESITICA DE HORNBLENDA Y BIOTITA	VOLCÁNICA	HEMATIZACIÓN + CLORITIZACIÓN	PORFÍDICA - TRAQUÍTICA	Roca piroclástica con textura porfídica color rosa quemado. Presenta fenocristales de plagioclasas, anfíboles, fragmentos de rocas o minerales epidotizados sosportados por una matriz bien cementada de textura afanítica	Plagioclasa (≈ 30 %) andesina + anfíbol (≈ 20 %) + piroxeno (≈ 10%) + biotita (≈ 5 %), matriz (≈ 35 %)	Pirita diseminada	Hematita	Aparentemente la pirita diseminada en la matriz se oxida la cual penetra moderadamente a la roca, presenta pequeños puntos cloritizados, los cristales de anfíbol y piroxenos presentan anillos de reacción.
545885	3187550	VHM-2	TOBA ANDESITICA DE HORNBLENDA Y BIOTITA	VOLCÁNICA	HEMATITA + ZEOLITA	PORFÍDICA - PIROCLÁSTICA	Toba volcánica con una textura porfídica, matriz vítrea moderadamente soldada, sosteniendo fenocristales de plagioclasas, biotitas, anfíboles y pequeños fragmentos de roca, la matriz presenta una alteración de baja temperatura, presenta fragmentos de roca o minerales epidotizados o cloritizados	Plagioclasa (≈ 35 %) andesina + anfíbol (≈ 15 %) + piroxeno (≈ 10 %) + biotita (≈ 5 %), matriz (≈ 35 %)	Pirita diseminada + zeolita	Hematita	La muestra presenta amígdalas con un mineral de bajo grado de alteración estilbita, la matriz vítrea se encuentra moderadamente oxidada con hematita sosteniendo fenocristales. Los fenocristales ricos en Fe presentan un pequeño anillo de reacción.
545078	3187554	VHM-3	TOBA LAPILLI	VOLCÁNICA	N/A	PIROCLÁSTICA	Brecha piroclástica con una matriz vítrea soportada por clastos angulares de todo tipo de granulometría de distintos tipos de rocas volcánicas, presenta cavidades y fracturas rellenas con minerales de alteración de baja temperatura aparentemente zeolita	Plagioclasa (≈ 5%) + anfíbol (≈ 5 %), fragmentos de roca (≈ 70 %), matriz (≈ 20 %)	N/A	Calcita + Hematita (en fragmentos de roca)	La muestra presenta fragmentos de roca variados de distintos tipos de vitrofidos en su mayoría con critales de plagioclasa + anfíboles + piroxenos, asi como fragmentos de rocas ricos en plagioclasas. Presenta un remplazamiento por calcita tanto en la matriz como el los clastos, mientras que la oxidación se presenta sólo en algunos clastos

DATOS GENERALES							MUESTRA DE MANO	MINERALES Y PORCENTAJES APROXIMADOS EN MICROSCOPIO			
X	Y	CLAVE	NOMBRE	TIPO DE ROCA	ALTERACIÓN	TEXTURA	DESCRIPCION MEGASCOPICA	MIN. ESENCIALES	MIN. ACCESORIOS	MIN. SECUNDARIOS	OBSERVACIONES
545070	3187562	VHM-4	LAPILLI	VOLCÁNICA	HEMATITA + ZEOLITA	PIROCLÁSTICA-VÍTREA	Rova volcánica piroclástica con textura porfídica con fenocristales de plagioclasas, biotita, anfíboles, piroxenos y fragmentos de roca soportados en una matriz vítrea moderadamente soldada , presenta fracturas rellenas de algun mineral de alteración de baja temperatura aparentemente zeolita.	Plagioclasa (≈ 30 %) labradorita + anfíbol (≈ 20 %) + piroxeno (≈ 10 %) + biotita (≈ 5%), matriz (≈ 35 %)	Zeolita	Hematita	Presenta una matriz vitrofídica tanto en la roca como en los clastos que sostiene, presenta espacios rellenos con zeolita y presentan minerales critalizados flotan en una matriz afanítica la cual presenta un color rojiso producto de una leve hematización, tanto como anfíboles y piroxeno presentan anillos de reacción donde se depositan oxidos de Fe
545066	3187567	VHM-5	ANDESITA DE HORNBLENDA Y BIOTITA	VOLCÁNICA	CLORITIZACIÓN	PORFÍDICA	Roca volcánica con textura porfídica color blanco. Presenta una matriz de color blanco afanítica soportando fenocristales de plagioclasas, anfíboles, biotita, piroxenos, estos últimos aparentemente se alteran a clorita producto de una alteración retrograda producido por el intemperismo	Plagioclasa (≈ 25 %) labradorita + anfíbol (≈ 15 %) + piroxeno (≈ 5 %) + biotita (≈ 10 %), matriz (≈ 45 %)	Clorita	Clorita	Presenta una matriz de afanítica a vítrea rica en plagioclasa en la matriz y en fenocristales
545051	3187585	VHM-6A	TOBA ANDESITICA	VOLCÁNICA	CLORITIZACIÓN	PORFÍDICA-PIROCLÁSTICA	oca volcánica con textura porfídica color blanco a rosado con motas amarillentas, presenta fenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y aparentes fragmentos de roca con alteración retrógrada, soportados por una matriz vítrea, presenta alteración de baja temperatura rellenoando fracturas en la roca aparentemente por zeolita.	Plagioclasa (≈ 35 %) + anfíbol (≈ 10 %) + piroxeno (≈ 5%), matriz (≈ 50 %)	Clorita	Clorita + zeolita	La roca se encuentra casi totalmente vitrificada con amigdalas rellenas de zeolita
545051	3187585	VHM-6B	LAVA ANDESITICA	VOLCÁNICA	CLORITIZACIÓN	PORFÍDICA-PIROCLÁSTICA	Roca volcánica con una textura porfídica casi afanítica color lila a rosa quemado, presenta pequeños fenocristales de plagioclasas soportados en una matriz afanítica, presenta pequeñas fracturas rellenas de algun mineral de alteración de baja temperatura	Plagioclasa (≈ 35 %) + anfíbol (≈ 15 %) + piroxeno (≈ 15 %), matriz (≈ 35 %)	Clorita	Clorita + zeolita	Presenta una matriz vítrea rica en pequeños cristales de plagioclasa y anfíbol con fenocristales de piroxeno, los fenocristales ricos en Fe presentan anillos de reacción
545040	3187594	VHM-6C	LAVA ANDESITICA	VOLCÁNICA	HERTIZACION + CLORITIZACIÓN	PORFÍDICA-PIROCLÁSTICA	Roca volcánica de textura de grano fino casi afanítico color lila con tonos rojizos, presenta pequeños fenocristales de anfíbol y plagioclasa sostenidos en una matriz afanítica, se presenta levemente oxidada y con fracturas rellenas de minerales de baja alteración.	Plagioclasa (≈ 40 %) + anfíbol (≈ 15 %) + piroxeno (≈ 10 %), matriz (≈ 35 %)	Clorita + biotita	Clorita + hematita + calcita + zeolita	Presenta una matriz vítrea sosteniendo fenocristales de plagioclasa , anfíbol y biotita, presenta fenocristales de anfíbol y piroxeno con anillos de reacción, presta fracturas y espacios rellenos con zeolita o algun mineral de alteración de bajo grado. la matriz se encuentra moderadamente oxidada

Tabla I.8. Datos generales con mineralogía y porcentajes aproximados de muestra de mano y lámina delgada de la Unidad Volcánica Superior. Los datos fueron tomados con coordenadas UTM NAD 27 zona 12N.

ANEXO II. Tabla de datos estructurales y observaciones.

ID	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Tipo	Relaciones de Corte y Obs.	PITCH
1	540804	3184450	234	16	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
2	540804	3184450	262	43	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A
3	540804	3184450	209	79	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
4	540804	3184450	73	70	N/A	N/A	N/A
5	540643	3184970	345	88	MINERALIZADA	N/A	N/A
6	541033	3185470	100	69	N/A	N/A	N/A
7	541033	3185470	105	83	N/A	N/A	N/A
8	541122	3185390	270	56	N/A	N/A	N/A
9	541122	3185390	85	68	N/A	N/A	N/A
10	540971	3185670	355	59	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
11	540971	3185670	249	79	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
12	541064	3185520	212	77	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A
13	541057	3185540	310	66	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
14	541057	3185540	67	65	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
15	541490	3185630	285	88	MINERALIZADA	N/A	N/A
16	541490	3185630	351	40	SIN MINERALIZAR	351-40 CORTA 285-88	N/A
17	541490	3185630	274	64	MINERALIZADA		N/A
18	541490	3185630	270	72	MINERALIZADA		N/A
19	541462	3185650	325	38	ÓXIDOS	N/A	N/A
20	541462	3185650	73	62	N/A	N/A	45°SW
21	541462	3185650	40	69	MINERALIZADA	N/A	N/A
22	541462	3185650	67	56	MINERALIZADA	N/A	N/A
23	541462	3185650	270	54	FALLA PRINCIPAL MINERALIZADA	N/A	N/A
24	541462	3185650	245	25	MINERALIZADA	N/A	N/A
25	541462	3185650	195	80	MINERALIZADA	195-80 CORTA 245-25	N/A
26	541462	3185650	175	73	MINERALIZADA		N/A
27	541462	3185650	255	90	MINERALIZADA		N/A
28	541462	3185650	74	85	ÓXIDOS	N/A	N/A
29	541383	3185630	285	83	FALLA PRINCIPAL MINERALIZADA	N/A	N/A
30	541383	3185630	173	80	MINERALIZADA	N/A	N/A
31	541383	3185630	342	15	MINERALIZADA	N/A	N/A
32	541383	3185630	293	44	MINERALIZADA	N/A	N/A
33	541383	3185630	388	88	MINERALIZADA	N/A	N/A
34	541323	3185580	288	77	MINERALIZADA	N/A	N/A
35	541323	3185580	265	55	MINERALIZADA	N/A	N/A
36	541323	3185580	276	83	MINERALIZADA	N/A	N/A
37	541323	3185580	268	67	MINERALIZADA	N/A	N/A
38	541323	3185580	274	87	MINERALIZADA	N/A	N/A
39	541323	3185580	275	89	N/A	N/A	N/A
40	541323	3185580	37	41	N/A	37-45 CORTA 275-89	N/A
41	541323	3185580	266	78	MINERALIZADA		N/A
42	541323	3185580	324	59	MINERALIZADA		N/A
43	541323	3185580	290	84	MINERALIZADA	N/A	N/A
44	541323	3185580	96	89	MINERALIZADA	N/A	N/A
45	541323	3185580	250	57	MINERALIZADA	N/A	N/A
46	541323	3185580	222	42	MINERALIZADA	N/A	N/A
47	541323	3185580	275	37	MINERALIZADA	N/A	N/A
48	541323	3185580	5	74	FALLA PLEGADA	ALTO 5-74 BAJO333-25	N/A
49	541323	3185580	333	25	FALLA PLEGADA		N/A
50	541323	3185580	0	44	MINERALIZADA		N/A
51	541323	3185580	260	42	SIN MINERALIZAR	N/A	55°SW
52	541323	3185580	310	18	MINERALIZADA	N/A	N/A
53	541323	3185580	353	25	MINERALIZADA	N/A	N/A
54	541348	3185650	67	81	SIN MINERALIZAR	N/A	20°SW CASI A RUMBO
55	541348	3185650	5	57	MINERALIZADA	QZ CRISTALIZADO	N/A
56	541348	3185650	253	90	SIN MINERALIZAR	N/A	A RUMBO SW
57	541357	3185660	251	38	N/A	N/A	N/A
58	541357	3185660	277	70	MINERALIZADA	N/A	N/A
59	541357	3185660	295	65	N/A	N/A	N/A
60	541358	3185760	215	61	ÓXIDOS	N/A	N/A
61	541358	3185760	205	41	MINERALIZADA	N/A	N/A
62	541358	3185760	225	40	N/A	N/A	N/A
63	541358	3185760	0	54	MINERALIZADA	N/A	N/A
64	541223	3185780	205	74	MINERALIZADA	N/A	N/A
65	541223	3185780	252	38	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A

ID	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Tipo	Relaciones de Corte y Obs.	PITCH
67	541223	3185780	245	39	MINERALIZADA	N/A	N/A
68	541223	3185780	313	43	MINERALIZADA	N/A	N/A
69	541341	3185830	267	80	N/A	CUARZO CRISTALIZADO	N/A
70	541341	3185830	320	40	SIN MINERALIZAR	320-40 CORTA 267-80	N/A
71	541341	3185830	245	60	MINERALIZADA	N/A	N/A
72	541341	3185830	51	75	SIN MINERALIZAR	N/A	60°SW
73	541432	3185920	43	72	ÓXIDOS	N/A	26°SW
74	541432	3185920	5	64	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
75	541432	3185920	342	41	MINERALIZADA	N/A	N/A
76	541515	3185910	32	79	MINERALIZADA	N/A	N/A
77	541515	3185910	310	31	ÓXIDOS	N/A	N/A
78	541515	3185910	232	75	MINERALIZADA	N/A	N/A
79	541515	3185910	5	38	FALLA PRICIPAL	N/A	N/A
80	541515	3185890	305	30	MINERALIZADA	N/A	N/A
81	541515	3185890	271	46	MINERALIZADA	N/A	N/A
82	541515	3185890	260	50	MINERALIZADA	N/A	N/A
83	541515	3185890	150	84	MINERALIZADA	N/A	N/A
84	541515	3185890	265	45	MINERALIZADA	N/A	N/A
85	541515	3185890	305	83	N/A	N/A	N/A
86	541515	3185890	315	79	MINERALIZADA	N/A	N/A
87	541515	3185890	287	82	MINERALIZADA	N/A	N/A
88	541480	3185850	315	32	MINERALIZADA	N/A	N/A
89	541472	3185830	335	33	MINERALIZADA	N/A	N/A
90	541509	3185670	273	67	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
91	541479	3185700	255	47	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
92	541478	3185720	235	75	SIN MINERALIZAR	N/A	46°SW
93	541478	3185720	241	54	ÓXIDOS	N/A	N/A
94	541457	3185730	295	55	ÓXIDOS	N/A	N/A
95	541457	3185730	220	71	MINERALIZADA	N/A	N/A
96	541456	3185750	242	67	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
97	541456	3185750	95	46	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
98	541456	3185750	275	78	MINERALIZADA	N/A	N/A
99	541456	3185750	285	285	MINERALIZADA	N/A	N/A
100	541480	3185780	355	65	MINERALIZADA	N/A	N/A
101	541480	3185780	270	60	MINERALIZADA	N/A	N/A
102	541480	3185780	262	49	FALLA PRINCIPAL MINERALIZADA	N/A	N/A
103	541543	3185820	170	40	SIN MINERALIZAR	N/A	70°SE
104	541441	3185730	270	45	MINERALIZADA	N/A	N/A
105	541441	3185730	60	54	SIN MINERALIZAR	60-54 CORTA A 270-45	N/A
106	541311	3185820	248	63	MINERALIZADA	CUARZO CRISTALIZADO	N/A
107	541311	3185820	255	76	MINERALIZADA	CUARZO CRISTALIZADO	N/A
108	541311	3185820	285	51	MINERALIZADA	CUARZO CRISTALIZADO	N/A
109	541311	3185820	320	40	SIN MINERALIZAR	320-40 CORTA A 285-51 Y 320-40	N/A
110	541384	3185860	253	29	MINERALIZADA	N/A	N/A
111	541417	3185930	226	49	MINERALIZADA	N/A	N/A
112	541417	3185930	325	27	SIN MINERALIZAR	325-27 CORTA A 226-49	N/A
113	541437	3185920	250	59	SIN MINERALIZAR	N/A	20°NE
114	541597	3185760	205	23	SIN MINERALIZAR	N/A	83°N
115	541597	3185760	15	54	SIN MINERALIZAR	N/A	85°N
116	541597	3185760	17	66	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
117	541597	3185760	190	61	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
118	541657	3185220	305	85	SIN MINERALIZAR	N/A	45°NW
119	542888	3185680	285	67	ÓXIDOS	N/A	N/A
120	542900	3185660	245	67	ÓXIDOS	N/A	PARALELO AL ECHADO
121	542890	3185690	260	66	ÓXIDOS	N/A	N/A
122	542890	3185690	45	24	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
123	542905	3185720	255	83	N/A	N/A	N/A
124	542905	3185720	80	15	SIN MINERALIZAR	N/A	20°NE
125	542905	3185720	150	74	ÓXIDOS	N/A	N/A
126	542905	3185720	78	88	N/A	N/A	N/A
127	542919	3185760	247	76	MINERALIZADA	N/A	N/A
128	542919	3185760	260	84	MINERALIZADA	N/A	N/A
129	542932	3185770	71	80	MINERALIZADA	N/A	N/A
130	542922	3185780	265	72	MINERALIZADA	N/A	N/A

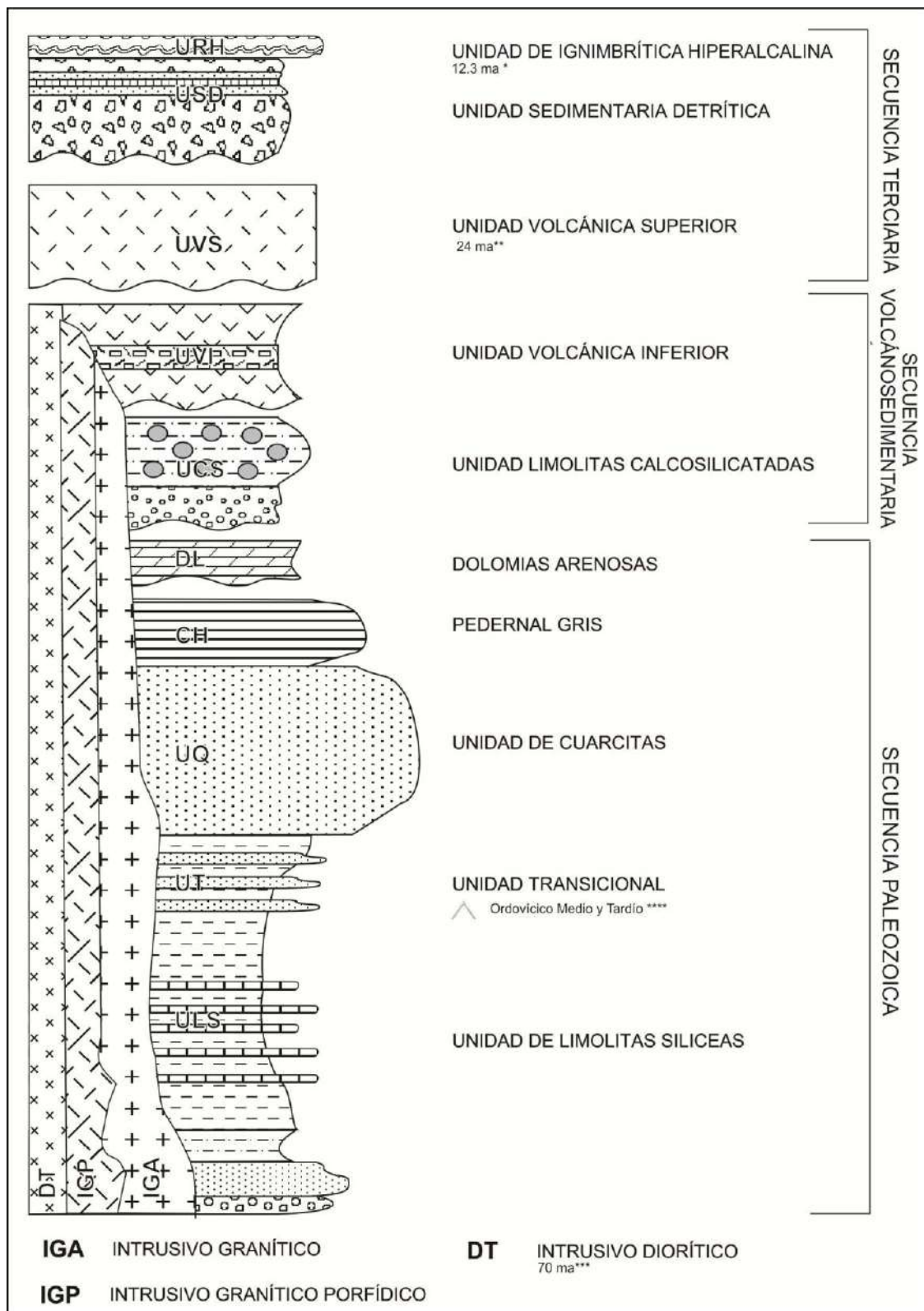
ID	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Tipo	Relaciones de Corte y Obs.	PITCH
131	542922	3185780	260	75	MINERALIZADA	N/A	N/A
132	542922	3185780	350	35	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
133	542922	3185780	260	47	MINERALIZADA	N/A	N/A
134	542922	3185780	258	54	MINERALIZADA	N/A	N/A
135	542915	3185790	270	58	ÓXIDOS	N/A	N/A
136	542915	3185790	90	34	N/A	N/A	N/A
137	542897	3185800	248	64	FALLA PRINCIPAL MINERALIZADA	N/A	N/A
138	542897	3185800	255	65	FALLA PRINCIPAL MINERALIZADA	N/A	N/A
139	542897	3185800	280	18	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
140	542897	3185800	190	85	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
141	542897	3185800	225	74	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
142	542897	3185800	270	58	N/A	N/A	N/A
143	542897	3185800	45	31	N/A	N/A	N/A
144	542897	3185800	240	70	N/A	N/A	N/A
145	542830	3185820	5	31	N/A	N/A	N/A
146	542803	3186740	240	40	ÓXIDOS	N/A	N/A
147	542803	3186740	175	90	N/A	N/A	N/A
148	542795	3185850	210	58	ÓXIDOS	N/A	N/A
149	542795	3185850	235	72	ÓXIDOS	N/A	N/A
150	542778	3185870	305	57	ÓXIDOS	N/A	N/A
151	542778	3185870	293	55	N/A	N/A	N/A
152	542778	3185870	250	66	N/A	N/A	N/A
153	542340	3185730	90	88	MINERALIZADA	N/A	N/A
154	542837	3185790	245	56	FALLA PRINCIPAL MINERALIZADA	N/A	N/A
155	542828	3185780	275	44	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
156	542828	3185780	290	31	N/A	N/A	N/A
157	542777	3185820	272	66	ÓXIDOS	N/A	N/A
158	542777	3185820	247	62	MINERALIZADA	N/A	N/A
159	542757	3185690	170	26	ÓXIDOS	N/A	N/A
160	542307	3185230	140	45	N/A	N/A	N/A
161	542307	3185230	295	60	MINERALIZADA	N/A	N/A
162	542311	3185630	320	75	MINERALIZADA	N/A	N/A
163	542311	3185630	305	53	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
164	542311	3185630	73	23	SIN MINERALIZAR	73-23 CORTA A 305-53	N/A
165	542321	3185650	325	47	ÓXIDOS	N/A	N/A
166	542321	3185650	125	57	SIN MINERALIZAR	N/A	A RUMBO
167	542321	3185650	290	36	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
168	542321	3185650	90	12	MINERALIZADA	N/A	N/A
169	542321	3185650	397	57	MINERALIZADA	N/A	N/A
170	542321	3185650	305	63	MINERALIZADA	N/A	N/A
171	542347	3185670	345	45	MINERALIZADA	N/A	N/A
172	542347	3185670	275	55	MINERALIZADA	N/A	N/A
173	542385	3185690	175	70	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
174	542385	3185690	90	29	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
175	542385	3185690	355	85	ÓXIDOS	355-85 CORTA A 90-29	N/A
176	542385	3185690	120	46	MINERALIZADA	N/A	N/A
177	542413	3185690	310	59	ÓXIDOS	N/A	N/A
178	542413	3185690	315	47	MINERALIZADA	N/A	N/A
179	542426	3185700	318	49	N/A	N/A	N/A
180	542465	3185600	200	83	ÓXIDOS	N/A	N/A
181	542465	3185600	280	90	MINERALIZADA	N/A	N/A
182	543212	3185831	86	65	MINERALIZADA	N/A	N/A
183	543212	3185831	145	50	MINERALIZADA	N/A	N/A
184	543212	3185831	62	83	MINERALIZADA	N/A	N/A
185	543212	3185831	51	82	ÓXIDOS	N/A	N/A
186	543212	3185831	142	62	MINERALIZADA	N/A	N/A
187	543215	3185829	160	45	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
188	543215	3185829	363	47	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
189	543232	3185835	273	69	ÓXIDOS	N/A	N/A
190	543232	3185835	232	80	ÓXIDOS	N/A	N/A
191	543235	3185843	215	76	ÓXIDOS	N/A	N/A
192	543235	3185843	235	86	ÓXIDOS	N/A	N/A
193	543178	3186220	205	51	MINERALIZADA	N/A	N/A
194	543181	3186222	72	87	MINERALIZADA	N/A	N/A
195	543193	3186250	220	65	MINERALIZADA	N/A	N/A

ID	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Tipo	Relaciones de Corte y Obs.	PITCH
196	543219	3186231	250	79	MINERALIZADA	N/A	N/A
197	543237	3186286	320	47	MINERALIZADA	N/A	N/A
198	543237	3186286	300	45	MINERALIZADA	N/A	N/A
199	543221	3186296	270	35	MINERALIZADA	N/A	N/A
200	543221	3186296	275	41	MINERALIZADA	N/A	N/A
201	543221	3186296	135	60	MINERALIZADA	N/A	N/A
202	543178	3186343	275	77	MINERALIZADA	N/A	N/A
203	543203	3186375	277	37	MINERALIZADA	N/A	N/A
204	543203	3186375	5	71	ÓXIDOS	N/A	N/A
205	543203	3186375	343	24	SIN MINERALIZAR	343-24 CORTA A 5-71	N/A
206	543203	3186375	310	34	SIN MINERALIZAR	310-34 CORTA A 5-71	N/A
207	543247	3186488	350	66	MINERALIZADA	N/A	N/A
208	543132	3186487	70	71	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
209	543088	3186448	85	81	N/A	N/A	N/A
210	543100	3186457	270	75	MINERALIZADA	N/A	N/A
211	543107	3186463	345	31	MINERALIZADA	N/A	N/A
212	543107	3186463	265	61	N/A	N/A	N/A
213	543107	3186463	252	90	MINERALIZADA	OBRA MINERA	N/A
214	543180	3186487	52	75	MINERALIZADA	N/A	N/A
215	543201	3186489	245	54	MINERALIZADA	N/A	N/A
216	543203	3186489	215	75	N/A	N/A	PARALELO AL RUMBO
217	543203	3186489	5	57	MINERALIZADA	N/A	N/A
218	543238	3186506	175	75	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
219	543324	3186636	300	56	MINERALIZADA	CUARZO CRISTALIZADO	N/A
220	543405	3186712	275	80	MINERALIZADA	N/A	N/A
221	543410	3186727	277	68	MINERALIZADA	N/A	N/A
222	543411	3186734	270	66	MINERALIZADA	N/A	N/A
223	543416	3186751	270	69	MINERALIZADA	N/A	N/A
224	543413	3186775	287	68	MINERALIZADA	N/A	N/A
225	543417	3186791	267	54	ÓXIDOS	N/A	N/A
226	543417	3186791	280	52	MINERALIZADA	N/A	N/A
227	543417	3186791	295	27	MINERALIZADA	N/A	N/A
228	544090	3187057	185	60	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
229	544138	3186320	45	50	MINERALIZADA	N/A	N/A
230	544116	3187327	275	80	MINERALIZADA	N/A	N/A
231	544047	3187350	115	15	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
232	544047	3187350	222	90	SIN MINERALIZAR	222-90 CORTA A 115-15	N/A
233	544047	3187350	85	25	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
234	544047	3187350	140	31	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
235	544047	3187350	350	34	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
236	544047	3187350	290	27	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
237	544064	3187355	280	55	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
238	544064	3187355	233	84	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
239	544064	3187355	85	37	MINERALIZADA	N/A	N/A
240	544064	3187355	105	32	MINERALIZADA	N/A	N/A
241	544064	3187355	175	30	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
242	544064	3187355	25	30	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
243	544064	3187355	62	31	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
244	544036	3187337	105	49	MINERALIZADA	N/A	N/A
245	544036	3187337	175	38	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
246	544024	3187351	340	33	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
247	544024	3187351	203	43	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
248	544024	3187351	35	40	SIN MINERALIZAR	35-40 CORTA A 203-43	N/A
249	544014	3187367	275	66	MINERALIZADA	N/A	N/A
250	544014	3187367	38	30	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
251	544004	3187372	290	69	MINERALIZADA	N/A	N/A
252	544004	3187372	272	62	MINERALIZADA	N/A	N/A
253	544004	3187372	40	20	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
254	544004	3187372	43	26	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
255	544004	3187372	192	45	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
256	544000	3187368	225	56	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
257	544000	3187368	285	70	MINERALIZADA	N/A	N/A
258	544000	3187368	3	30	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
259	544008	3187372	287	80	MINERALIZADA	N/A	N/A
260	544009	3187363	272	68	MINERALIZADA	N/A	N/A

ID	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Tipo	Relaciones de Corte y Obs.	PITCH
261	544009	3187363	16	19	MINERALIZADA	N/A	N/A
262	544009	3187363	280	70	MINERALIZADA	N/A	N/A
263	544009	3187363	41	25	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
264	544009	3187363	190	38	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
265	544009	3187363	235	75	MINERALIZADA	N/A	N/A
266	543989	3187368	177	36	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
267	543989	3187368	187	37	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
268	543989	3187368	275	64	MINERALIZADA	N/A	N/A
269	543989	3187368	290	65	MINERALIZADA	N/A	N/A
270	543999	3187398	72	45	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
271	543999	3187398	62	45	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
272	543987	3187410	140	34	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
273	543975	3187416	30	25	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
274	543975	3187416	175	64	MINERALIZADA	N/A	N/A
275	543165	3186483	215	85	ÓXIDOS	N/A	N/A
276	543246	3186481	330	56	MINERALIZADA	N/A	N/A
277	543301	3186614	335	65	ÓXIDOS	N/A	N/A
278	543301	3186614	80	81	MINERALIZADA	N/A	N/A
279	543301	3186614	180	88	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
280	543301	3186614	280	65	MINERALIZADA	N/A	N/A
281	543297	3186614	130	61	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
282	543297	3186625	355	45	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
283	543297	3186625	355	81	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
284	543309	3186629	40	83	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
285	543309	3186629	23	65	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
286	543309	3186629	315	59	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
287	543322	3186636	290	70	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
288	543322	3186636	300	70	MINERALIZADA	N/A	N/A
289	543338	3186650	310	85	MINERALIZADA	N/A	N/A
290	543376	3186716	260	81	MINERALIZADA	N/A	N/A
291	543376	3186716	265	80	MINERALIZADA	N/A	N/A
292	543366	3186724	275	80	MINERALIZADA	N/A	N/A
293	543366	3186724	250	78	MINERALIZADA	N/A	N/A
294	543368	3186737	280	68	MINERALIZADA	N/A	N/A
295	543368	3186737	285	76	MINERALIZADA	N/A	N/A
296	545378	3186916	275	70	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
297	545362	3186691	355	81	ÓXIDOS	N/A	N/A
298	545096	3186828	290	28	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
299	545082	3186795	60	25	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
300	545006	3186798	253	32	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
301	545006	3186765	320	30	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
302	544999	3186763	265	47	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
303	544518	3186515	155	83	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
304	544518	3186515	175	67	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
305	544569	3186760	145	76	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
306	544660	3186763	142	85	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
307	544678	3186777	30	77	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
308	544670	3186606	295	84	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
309	544682	3186612	10	65	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
310	544682	3186612	175	77	SIN MINERALIZAR	175-77 CORTA A 10-65	N/A
311	544719	3186854	35	47	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
312	543157	3186425	290	80	FALLA PRINCIPAL	LA CORTAN FRACTURAS CASI N-S	N/A
313	543315	3186629	260	75	FALLA PRINCIPAL	LA CORTAN FRACTURAS CASI N-S	N/A
314	543374	3186704	267	86	MINERALIZADA	la cortan vetas mineralizadas E-W	N/A
315	543495	3186247	328	65	FALLA PRINCIPAL	posdata el contacto intrusivo de la secuencia sedimentaria marina profunda con el intrusivo granítico hipavisal	N/A
316			267	64	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A
317	543380	3186990	284	64	MINERALIZADA	N/A	N/A
318	543353	3187110	12	29	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A
319	543320	3186970	272	89	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A
320	543360	3186904	280	45	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A
321	543470	3186826	245	76	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A
322			264	79	MINERALIZADA	N/A	N/A
323	543410	3185840	247	69	MINERALIZADA	N/A	N/A
324	540898	3186220	156	82	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A

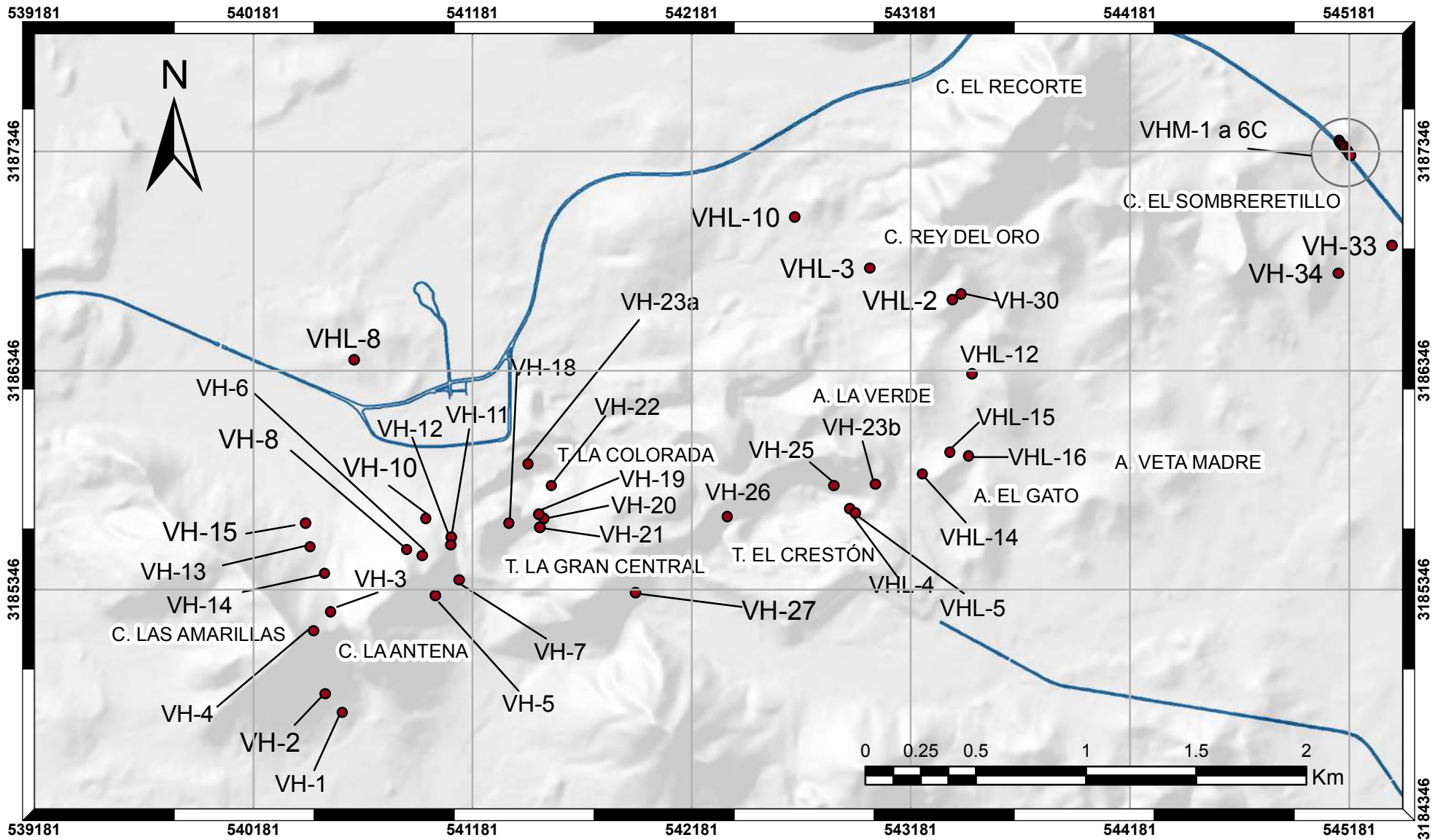
ID	X	Y	Rumbo	Buzamiento	Tipo	Relaciones de Corte y Obs.	PITCH
325	540014	3188911	205	90	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
326	542809	3186374	250	67	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A
327	543208	3185822	242	80	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
328	543257	3185841	247	86	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
329	540303	3186527	170	80	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
330	540303	3186527	307	62	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
331	540303	3186527	248	72	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
332	540303	3186527	27	60	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
333	541233	3187094	270	60	MINERALIZADA	N/A	N/A
334	541329	3187111	295	54	MINERALIZADA	N/A	N/A
335	543807	3187285	170	80	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
336	545015	3187618	45	55	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
337	545022	3187610	45	55	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
338	545027	3187606	40	32	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
339	545027	3187606	180	75	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
340	545027	3187606	173	82	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
341	541699	3185790	75	20	FALLA PRINCIPAL	N/A	N/A
342	541698	3185744	200	66	SIN MINERALIZAR	N/A	paralelo al echado
343	541695	3185753	32	48	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
344	541695	3185753	143	71	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
345	541675	3185595	154	84	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
346	541675	3185595	204	78	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
347	541675	3185595	170	78	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
348	541654	3185530	268	33	FALLA PRINCIPAL	N/A	paralelo al echado
349	541654	3185530	272	49	FALLA PRINCIPAL	N/A	paralelo al echado
350	541644	3185513	273	70	FALLA PRINCIPAL	N/A	70°NE
351	541644	3185513	275	83	FALLA PRINCIPAL	N/A	60°NE
352	541632	3185507	255	65	SIN MINERALIZAR	N/A	60°NE
353	541578	3185467	275	68	SIN MINERALIZAR	N/A	55°NE
354	541448	3185448	270	58	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
355	541530	3185440	280	66	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
356	541530	3185440	330	65	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
357	541521	3185428	288	70	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
358	541513	3185428	350	87	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
359	541513	3185428	322	75	SIN MINERALIZAR	N/A	38°SE
360	541513	3185428	36	31	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
361	541504	3185426	165	58	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
362	541504	3185426	358	64	SIN MINERALIZAR	N/A	PARALELO AL ECHADO
363	541504	3185426	180	78	SIN MINERALIZAR	N/A	PARALELO AL ECHADO
364	541487	3185419	209	41	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
365	541481	3185413	223	74	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
366	541472	3185411	327	31	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
367	541472	3185411	189	56	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
368	541472	3185411	89	55	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
369	541462	3185407	305	89	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
370	541462	3185407	288	76	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
371	541445	3185396	300	38	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
372	541421	3185398	243	74	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A
373	541417	3185392	352	71	SIN MINERALIZAR	N/A	N/A

Tabla . datos estructurales acimutales tomados con coordenadas UTM NAD27 zona 12N.



AnexoIII. Columna estratigráfica del área de la mina La Colorada. * McDowell et al. (1997), ** McDowell et al. (1995), *** Zawada et al. (2001), **** Bartilini et al. (1995).

LA COLORADA



SIMBOLOGIA

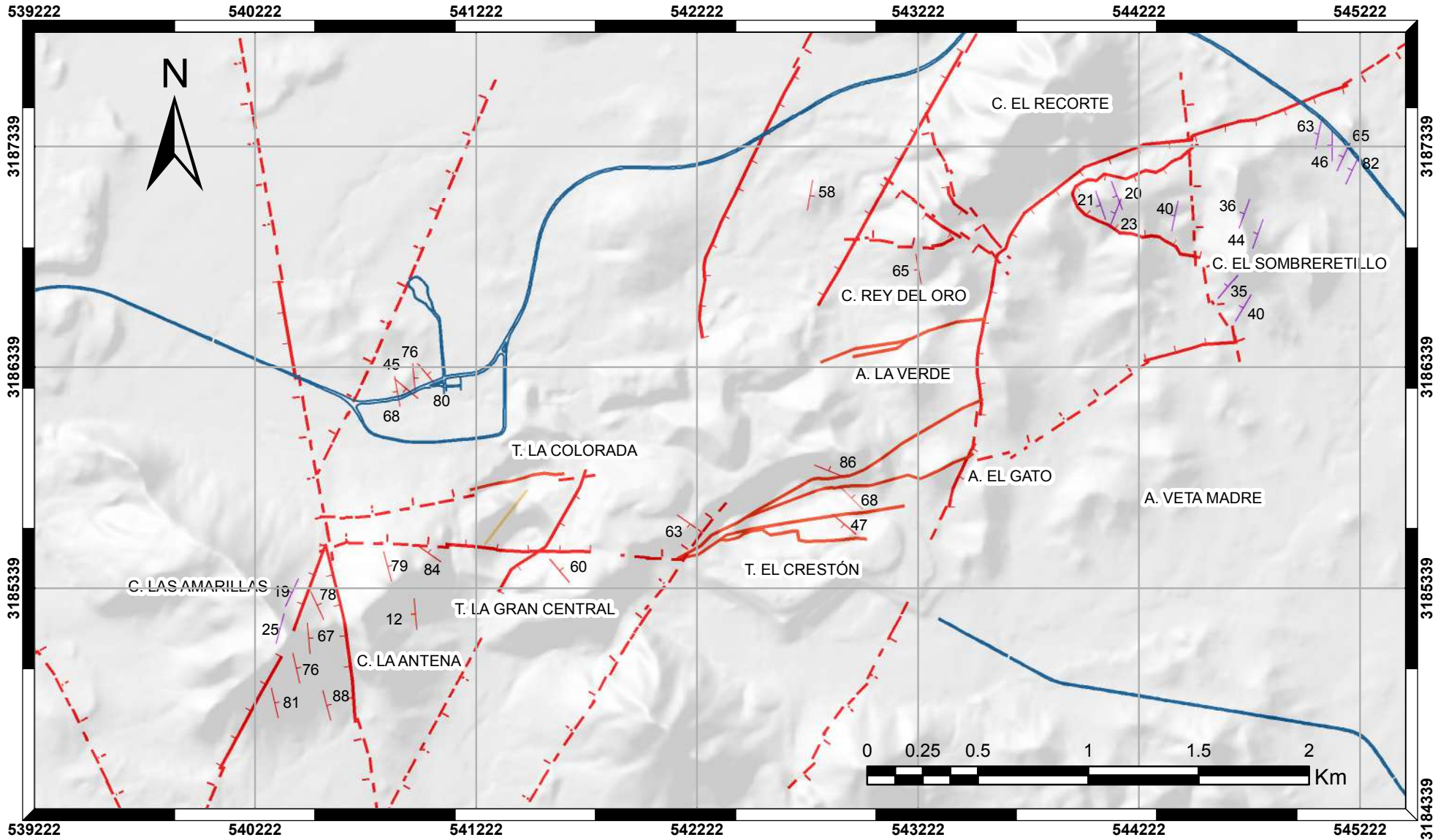


CARRETERA



MUESTRA

LA COLORADA



ESTRUCTURAS

FALLA COMPROBADA

FALLA LATERAL

FALLA MINERALIZADA

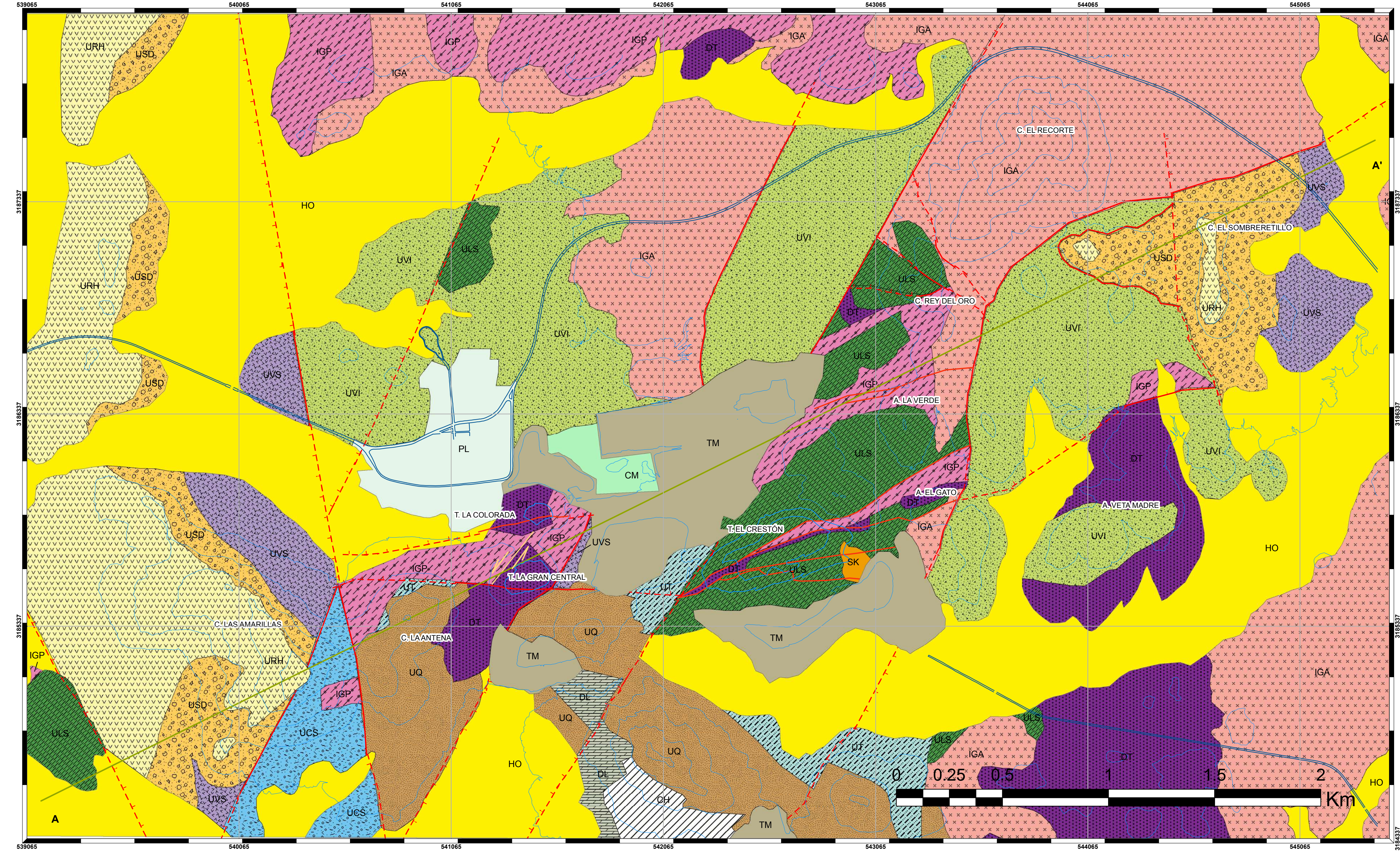
FALLA INFERIDA

CARRETERA

RUMBO Y ECHADO EN UNIDAD PRETERCIARIA

RUMBO Y ECHADO EN UNIDAD TERCIARIA

LA COLORADA



UNIDADES

- HO** HOLOCENO
- URH** UNIDAD IGIMBRITICA HIPERALCALINA
- USD** UNIDAD SEDIMENTARIA DETRITICA
- UVS** UNIDAD VOLCANICA SUPERIOR

- UVI** UNIDAD VOLCANICA INFERIOR
- UCS** UNIDAD LIMOLITAS CALCOSILICATADAS

- DL** DOLOMIAS ARENOSAS
- CH** PEDERNAL GRIS
- UQ** UNIDAD DE CUARCITAS
- UT** UNIDAD TRANSICIONAL
- ULS** UNIDAD DE LIMOLITAS SILICEAS
- SK** SKARN

- DT** INTRUSIVO DIORITICO
- IGP** INTRUSIVO GRANITICO PORFIDICO
- IGA** INTRUSIVO GRANITICO

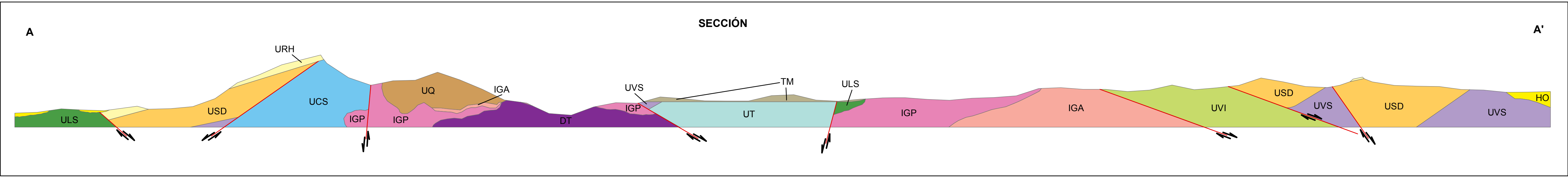
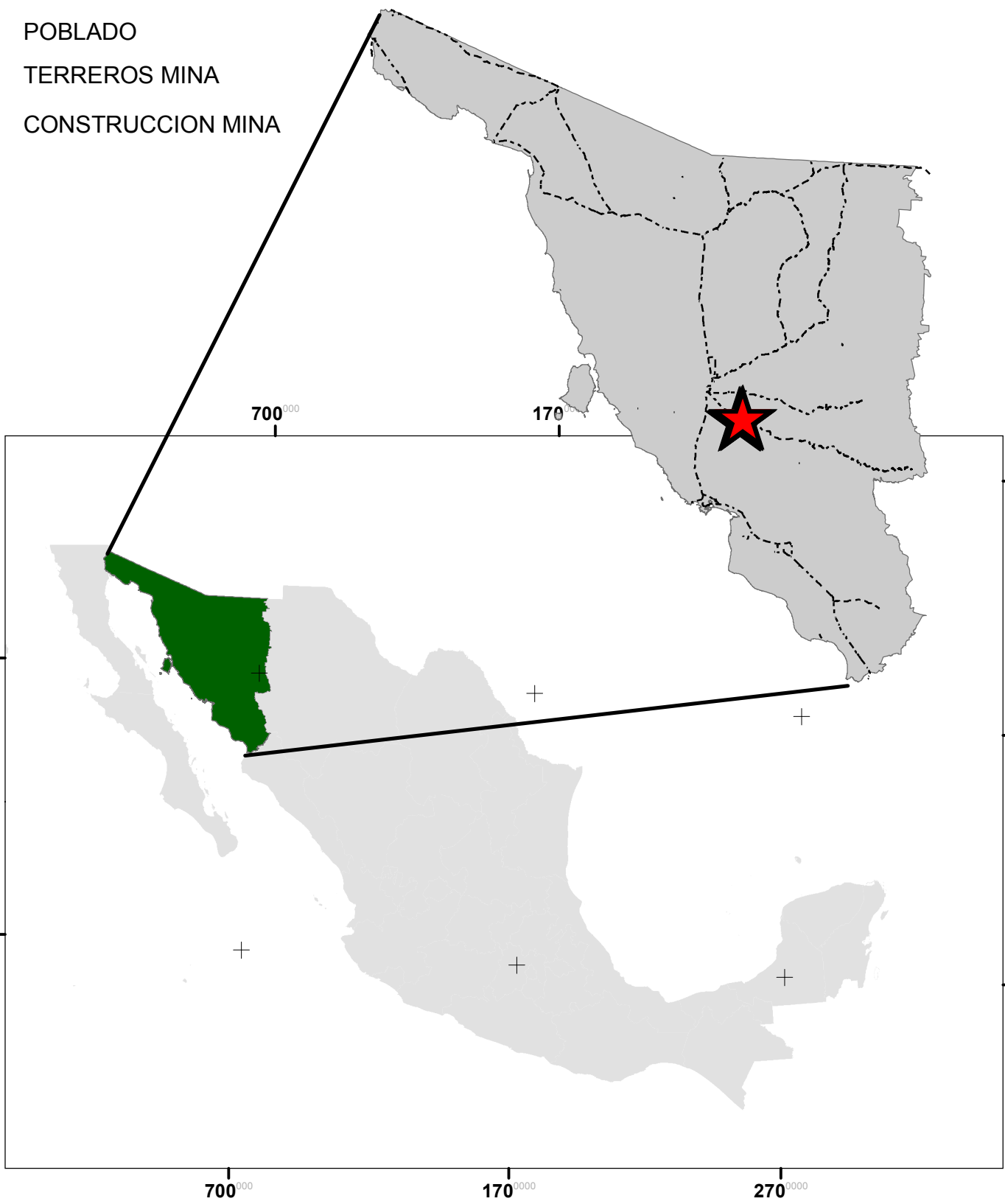
- PL** POBLADO
- TM** TERREROS MINA
- CM** CONSTRUCCION MINA

LEYENDA

- SECCION**
- CARRETERA**

ESTRUCTURAS

- FALLA COMPROBADA**
- FALLA LATERAL**
- FALLA MINERALIZADA**
- FALLA INFERIDA**



UNIVERSIDAD DE SONORA

MAPA GEOLOGICO GENERAL EN LA MINA DE LA COLORADA

ELABORADO POR:
VICTOR HUGO VAZQUEZ ARMENTA

ESCALA 1:10 000