



Facultad de Ingeniería
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

*ESTUDIO GEOLÓGICO DEL
DISTRITO MINERO
"NUKAY", GUERRERO*

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA

P R E S E N T A
NORMA ERIKA PAREDES LÓPEZ

Director de Tesis: Ing. Germán Arriaga García

Febrero 2007





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-1153

SRITA. NORMA ERIKA PAREDES LÓPEZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Germán Arriaga García y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

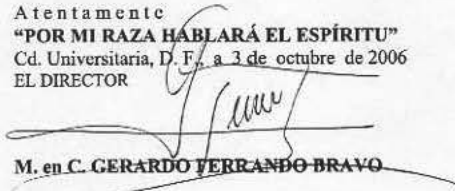
ESTUDIO GEOLÓGICO DEL DISTRITO MINERO "NUKAY", GUERRERO

- I INTRODUCCIÓN**
- II GENERALIDADES**
- III GEOLOGÍA REGIONAL**
- IV GEOLOGÍA LOCAL**
- V GENERALIDADES SOBRE LOS SKARNS**
- VI DISTRITO MINERO "NUKAY"-MINA LA SUBIDA-CUERPO MINERALIZADO "LA SUBIDA/INDEPENDENCIA"**
- VII DISCUSIÓN**
- VIII CONCLUSIÓN**
- BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 3 de octubre de 2006
EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg


O s e

A mis queridos viejos:

Quiero agradecerles lo que ahora soy....

Gracias por darme la vida.....

por su amor, por las caricias, por el dolor,

por las sonrisas por el sufrimiento,

por los regaños y por el aliento.....

Gracias por enseñarme a crecer, a través del sufrimiento,

curándome las heridas y consolándome en mis lamentos....

Gracias por el ejemplo de la honradez, del entusiasmo y la calidez,

por los regaños y desacuerdos, por las verdades y descontentos.....

Gracias por enseñarme a dar de intensa forma y nada esperar,

por los consejos y las caídas por enseñarme como es la vida....

Gracias por estar a mi lado en el momento justo y el más anhelado,

cuando necesito sentir sus besos y sus abrazos y escuchar un te quiero y escuchar un te
amo.....

¡Solo Dios sabe como los he extrañado!...

Gracias con todo mi corazón, gracias por ser como son,

que Dios no pudo escoger de una manera mejor, a mis padres, la pareja que ustedes son.

AGRADECIMIENTOS

Durante todos estos años siempre soñé que escribiría los agradecimientos de mi tesis, lo que supondría que estaba prácticamente terminada. Ahora ese momento ha llegado y no sé muy bien por donde empezar. Han sido muchos los que me han apoyado en todo este tiempo, de muy distinta forma y diferentes momentos; y sin ellos este trabajo jamás habría visto la luz. A todos ustedes gracias. Ahora se cierra un capítulo importante en mi vida y comienza otro, del que espero también sean mi motor principal.

Agradezco a mis padres Alicia y Ricardo, por su empuje, ayuda incondicional y confianza. Ésta tesis es también en parte suya, siempre me animaron a realizar mis sueños y se implicaron en mi historia. Nadie va a vivir este momento de ver mi tesis acabada con mayor felicidad que ellos. A mis hermanas Ale y Pola, mis incondicionales amigas y cómplices, que siempre estuvieron ahí conmigo apoyándome.

Agradezco al Ing. Germán Arriaga García por su dirección así como por sus enriquecedores conocimientos aportados a esta tesis y a mi vida profesional. A mis queridos maestros y sinodales, los Ingenieros: Miguel Vera, Carlos Garza, Fernando Rosique y J. José Medina. Gracias también a los Ingenieros: Arturo Tapia Crespo y Emiliano Campos Madrigal, los cuales me apoyaron siempre.

Agradezco a Minas de San Luis (ahora Goldcorp) donde tuve oportunidad de desenvolverme profesionalmente desde hace 7 años, en especial a los Ingenieros: Dante Aguilar, Dante Rodríguez, Alejandro Morales y Enrique Alejandri, por su apoyo y amistad. Agradezco las facilidades otorgadas para la realización de ésta tesis a Minera Nukay.

Pero nada de esto hubiera sido realidad. sin la amistad de mis compañeros y amigos: Elba, Chela, Ale, Marce, Raquel, Rubén, Itzel, Charly, Pescadito. Daniel, José Juan, Vero, Fausto, Gis y Julián. Y a mis primos consentidos Home y Uli.

ÍNDICE

CAPÍTULOS

RESUMEN

I.- INTRODUCCIÓN

- I.1.- Localización y acceso
- I.2.- Antecedentes
- I.3.- Hidrología
- I.4.- Fisiografía

II.- GENERALIDADES

- II.1.- Objetivos
- II.2.- Metodología del trabajo

III. - GEOLÓGIA REGIONAL

- Subterreno Teloloapan
- Subterreno Arcelia
- Subterreno Huetamo
- Subterreno Zihuatanejo
- Subterreno Papanoa
- TERRENO XOLAPA
- TERRENO MIXTECO

IV.- GEOLÓGIA LOCAL

- A) ROCAS SEDIMENTARIAS
 - FORMACIÓN MORELOS
 - FORMACIÓN CUAUTLA
 - FORMACIÓN MEZCALA
- B) Terciario Volcánico
 - ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS
 - ROCAS ÍGNEAS EXTRUSIVAS
- C) ROCAS METAMÓRFICAS DE CONTACTO .
 - MÁRMOLES
 - HORNFELS
- D) CUATERNARIO

V.- GENERALIDADES SOBRE LOS SKARNS.

V.1.- Introducción
V.2.- Definición y Clasificación
V.3.-Mineralogía
V.4.-Profundidad de formación
V.5.-Características generales de los principales tipos de skarn.....	
V.6.-Marco tectónico y petrogénesis

VI.- DISTRITO MINERO NUKAY - MINA LA SUBIDA- CUERPO MINERALIZADO “LA SUBIDA / INDEPENDENCIA”

VI.1 Ubicación
VI.2 Intrusivo Nukay
VI.3 Alteraciones Hipogénicas
VI.4 Mineralización Económica
VI.5 Análisis petrográfico y mineragráfico de las muestras colectadas	
VI.6 El futuro de la mina Nukay	
VI.7 Impacto económico del distrito minero Nukay	

VII.-DISCUSIÓN

VIII.- CONCLUSIÓN

IX.- ANEXO DE FOTOGRAFÍAS

BIBIOGRAFÍA

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Imagen satelital donde se observa la localización y acceso al área de estudio.....
- Figura 2. Mapa donde se localiza el superterreno Guerrero, dividido en 5 subterrenos.....
- Figura 3. Etapas en la evolución de un plutón asociado a depósitos tipo skarn.....
- Figura 4. Ambiente de formación de un skarn.....
- Figura 5. Localización del distrito de Mezcala, cinturón mineralizado de Fe, Fe- Au en la Sierra Madre del Sur
- Figura 6. Imagen satelital donde se muestra el yacimiento aurífero Nukay y otros prospectos mineros en la región tipo skarn
- Figura 7. Litología del distrito minero Nukay
- Figura 8. Litología local de la mina Nukay vista de planta
- Figura 9. Fechamientos en algunos cuerpos intrusivos de la zona
- Figura 10. Contexto geotectónico entre las placas continentales de América del Norte y del Sur durante el Paleoceno, cuando se produjeron las mineralizaciones de skarn en el distrito minero de Mezcala, Guerrero.
- Figura 11. Levantamiento del intrusivo Nukay visto de planta
- Figura 12. Sección A-A' del Intrusivo Nukay
- Figura 13. Sección de un barreno de exploración (IND 02-05) que corta a la granodiorita y al mármol.

LISTA DE FOTOGRAFÍAS

- Fotografía 1. Sucesión de estratos de caliza, lutita, limolita, arenisca, grauvaca y conglomerado de la Formación Mezcala
- Fotografía 2. La Formación Mezcala se estima de un espesor de 600 m como máximo.....
- Fotografía 3. Intrusivo “El Bermejál”
- Fotografía 4. Mármol.....
- Fotografía 5. Contacto entre las calizas y el skarn.....
- Fotografía 6. La mina Nukay
- Fotografía 7. A y B. Óxidos de hierro masivo aurífero con cuarzo coloidal y calcita
- Fotografía 8. Grandes lentes de óxidos de hierro masivos.....
- Fotografía 9. Mina La Subida vista desde el exterior
- Fotografía 10. Acceso vía rampa en la mina la subida a las áreas de explotación.....

LISTA DE FOTOMICROGRAFÍAS

- Fotomicrografía 1. Lámina delgada del intrusivo “El Bermejál”
- Fotomicrografía 2. Lámina delgada del hornfels
- Fotomicrografía 3. Lámina delgada de la muestra M1 de la Rampa 35 de la mina la Subida
- Fotomicrografía 4. Sección pulida de la muestra M1 de la Rampa 35 de la mina la Subida
- Fotomicrografía 5a, 5b. Sección pulida de la muestra M2 de la Rampa 35 de la mina la Subida
- Fotomicrografía 6. Lámina delgada de la muestra con clave MS01.....
- Fotomicrografía 7. Sección pulida de la muestra con clave MS01.....
- Fotomicrografía 8. Lámina delgada de la muestra con clave MS02.....
- Fotomicrografía 9. Sección pulida de la muestra con clave MS02.....
- Fotomicrografía 10. Lámina delgada de la muestra con clave MS03.....
- Fotomicrografía 11. Sección pulida de la muestra con clave MS03
- Fotomicrografía 12. Lámina delgada de la muestra con clave MS05.....
- Fotomicrografía 13. Sección pulida de la muestra con clave MS05.....
- Fotomicrografía 14. Lámina delgada de la muestra con clave MS06.....
- Fotomicrografía 15. Sección pulida de la muestra con clave MS06.....
- Fotomicrografía 16. Lámina delgada de la muestra con clave MS07.....
- Fotomicrografía 17. Sección pulida de la muestra con clave MS07.....
- Fotomicrografía 18. Lámina delgada de la muestra con clave MS08.....
- Fotomicrografía 19.. Sección pulida de la muestra con clave MS08.....
- Fotomicrografía 20. Lámina delgada de la muestra con clave MS09.....
- Fotomicrografía 21. Sección pulida de la muestra con clave MS09.....

RESUMEN

El distrito minero Nukay se ubica en el estado de Guerrero, a 230 Km al sur de la ciudad de México, en la vecindad del poblado de Mezcala, municipio de Eduardo Neri. Hacia el norte colinda con el municipio de Iguala de la Independencia, al sur con Chilpancingo de los Bravo, capital del estado; al poniente con el municipio de Eliodoro Castillo y al oriente con el municipio de Mártir de Cuilapa.

En la región de Mezcala se presenta una secuencia de rocas sedimentarias de edad cretácica constituida por las formaciones Morelos, Cuautla y Mezcala, las cuales se encuentran plegadas, falladas e intrusionadas. Tales intrusiones son en general de composición granodiorítica y en muchos de los casos han formado aureolas de metamorfismo con las rocas calcáreas que las intrusionan lo que origina calizas metamorizadas, skarns y hornfels, además de mineralizaciones en zonas de contacto.

A lo largo de la historia, Nukay se ha explotado con leyes promedio de 7 gr/Ton de Oro en un cuerpo de óxidos de hierro, cuyo mineral es beneficiado en una planta de cianuración en Mezcala; algunos de los yacimientos del distrito, se encuentran actualmente en exploración y explotación.

Existen correlaciones amplias entre skarns y tipo de magma que han sido descritas por varios autores (Meinert 1985, Paktunc 1990 y Meinert et al., 1997); Los skarns se han diferenciado igualmente por el tipo de elemento metálico predominante en: Fe, Au, Cu, Zn-Pb, W, Mo y Sn Meinert (1983, 1989, 1992); yacimientos auríferos ligados a intrusiones calcialcalinas, Dong y Morrison (1995), Thiéblemont et al., (1997), Bellon y Yumul (2001) muestran que magmas calcialcalinos adakíticos que están asociados a yacimientos epitermales y pórfidos de cobre a Au, Ag, Cu.

En México, las zonas metálicas (Fe, Au, Cu, Fe-Au, Ag-Pb-Zn-Cu) tienen una distribución subparalela a la paleotrinchera y al cinturón cuprífero - aurífero, tiene una relación muy estrecha con el emplazamiento de cuerpos ígneos calcialcalinos en el occidente de México (González-Partida et al., 1987, Zimmermann et al., 1988, González-partida y Torres-Rodríguez 1988).

La mineralización económica se encuentra sistemáticamente entre el intrusivo y la roca encajonante (Formación Morelos) y consiste principalmente de grandes lentes de óxidos de hierro masivos con oro con poca ganga de cuarzo y calcita. En algunos cuerpos se presentan sulfuros de manera muy subordinada en la zona de oxidación, sin llegar a ser económicamente explotables y preceden generalmente a los óxidos.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

I.1 Localización y acceso

El distrito minero Nukay se ubica en el estado de Guerrero, a 230 Km al sur de la ciudad de México, en la vecindad del poblado de Mezcala, municipio de Eduardo Neri. Hacia el norte colinda con el municipio de Iguala de la Independencia, al sur con Chilpancingo de los Bravo, capital del estado; al poniente con el municipio de Eliodoro Castillo y al oriente con el municipio de Mártir de Cuilapa.

El acceso al área de estudio es a través de la carretera federal número 95 que une a la ciudad de México con el puerto de Acapulco (Figura 1); se toma la carretera Iguala Chilpancingo, el entronque a Mezcala se encuentra a 55 Km de Iguala de donde un camino rural lleva de Mezcala a la unidad minera Nukay.

I.2 Antecedentes

La actividad minera en la región de Mezcala se inició durante la época colonial (Díaz-Salgado, 2000), durante la cual se explotaron minerales de plata y oro. Las primeras leyes de oro reportadas, de hasta 162 gr/ Ton de Au, se remontan al año 1924.

En 1924, Rusell hizo un informe geológico de las minas Carmen y Concepción localizadas en el municipio de Zumpango del Río (desde 1987 municipio Eduardo Neri), estado de Guerrero.

En 1940, el Señor José Luis Suárez y la Señora Mercedes Domingo de Franco traspasaron los derechos de la concesión minera a la Minera Guadalupe S.A. y en 1941, se obtuvieron concesiones mineras adicionales (Romero 1978). La Minera Guadalupe S.A., bajo la dirección de la firma Vaupell y García, exploró y explotó parte de los cuerpos mineralizados de la mina Nukay; para su beneficio se construyó una planta de cianuración de 100 ton/día.

De 1946-1961, Con leyes de 18 g/t de oro se llegó a una producción de 280, 000 onzas de Oro en la mina Guadalupe.

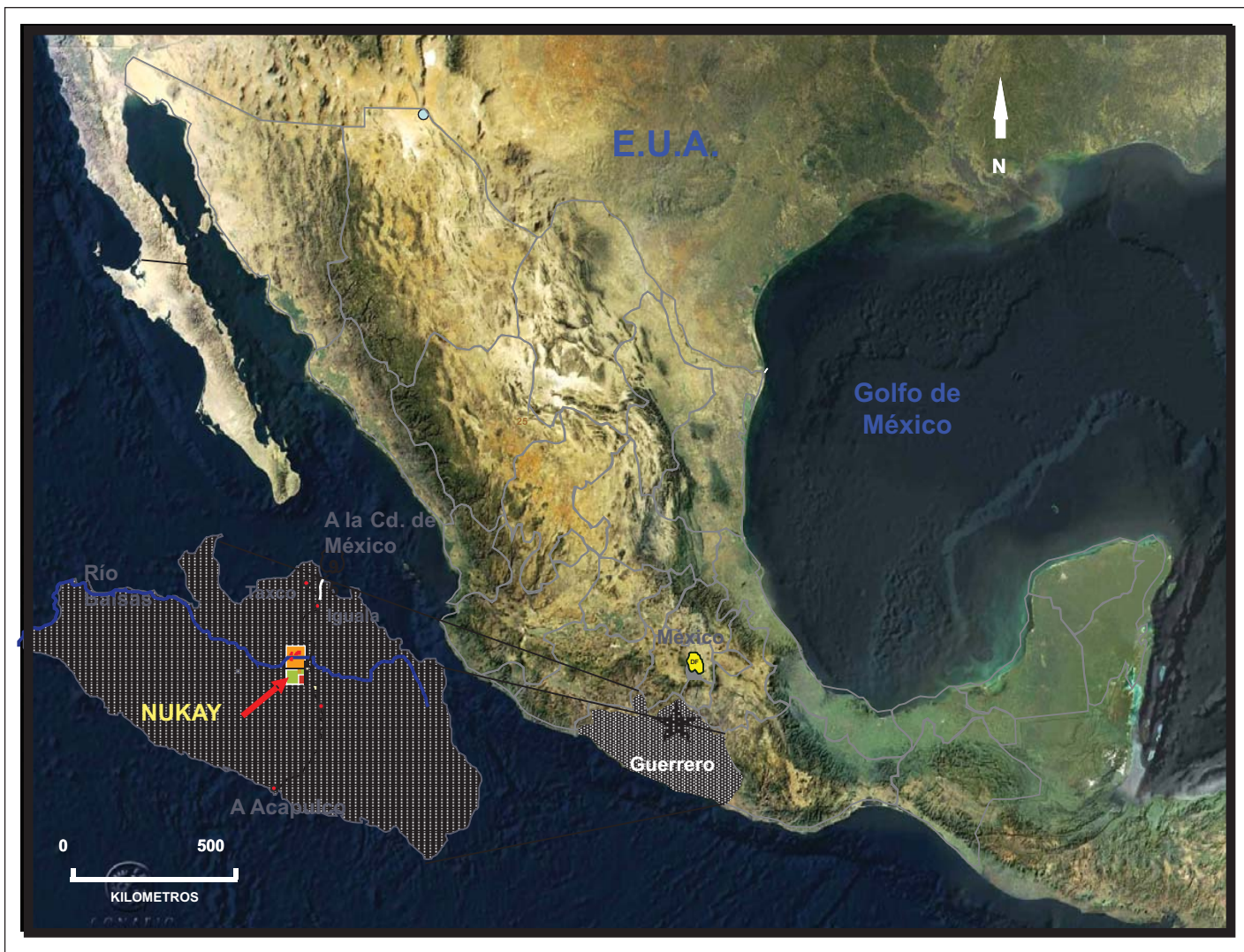


Figura 1. Imagen satelital donde se observa la localización del distrito minero Nukay.

Pantoja-Alor (1959), recorre la parte media de Tierra Caliente y realiza la geología de esta área.

Fries et al. (1960), al realizar un recorrido geológico desde la ciudad de México hasta Acapulco, describió por primera vez la columna estratigráfica de la región y propuso el nombre de la Formación Mezcala.

Campa et al. (1974), Campa y Ramírez-Espinoza (1979), publican sus teorías sobre la evolución geológica del noroccidente del Estado de Guerrero.

López-Ramos (1974), publica la segunda edición de la carta geológica, a escala 1: 500 000 del estado de Guerrero.

De Cserna et al (1978), estudian las rocas cretácicas del noreste de Guerrero.

Ortega-Gutiérrez (1978 y 1981), escribe sobre las rocas metamórficas del sur y oriente del Estado.

En 1979, se iniciaron trabajos de rehabilitación de obras antiguas de Nukay con el objeto de comprobar la existencia de pilares que se dejaron de explotar en el depósito por el sistema de corte y relleno.

Ochoa-Camarillo et al. (1980), realizaron un estudio en relación con los yacimientos auríferos de tipo skarn del área de la sierra San Pedro en Mezcala, Guerrero abarca los municipios de Cocula y Zumpango del Río donde se presentan criterios acerca de la metalogénesis de los yacimientos y su relación con los intrusivos considerados como troncos de un batolito; atribuye el poco contenido de granates y piroxenos en la zona de skarn y el predominio de epidota, a la baja concentración de sílice en los fluidos metasomáticos.

Ramírez-Espinosa (1982), describe los terrenos de la Sierra Madre del sur.

Campa y Coney (1983), introducen el concepto de terreno tectono-estratigráfico.

González-Partida y Torres-Rodríguez (1988), describen la distribución de yacimientos minerales y su evolución tectónica para la porción centro-occidente de México.

Martínez-Alvarado (1993), desarrolla un trabajo sobre las perspectivas minerales del distrito minero de Mezcala, menciona evidencias de procesos metasomáticos e hidrotermales que originan los cuerpos minerales y las vetas emplazadas en el contacto de los intrusivos con las calizas de la Formación Morelos. Divide a este distrito en dos regiones:

- 1) región al sur del Balsas donde se observan intrusivos de composición granodiorítica y desarrollan cuerpos de óxido de hierro, con valores de oro, como en Nukay y también hay intrusivos de composición monzonítica que solo generan vetas hidrotermales y
- 2) región norte del Balsas donde hay intrusivos de composición similar.

De la Garza, et al (1996), realizaron un estudio geológico del yacimiento “El Bermejil” en el municipio de Eduardo Neri, donde menciona un depósito de skarn relacionado con los intrusivos granodioríticos emplazados en rocas carbonatadas de la Formación Morelos, en forma de halos metasomáticos en el contacto con calizas.

Martínez-Vera (1998), menciona que tanto la producción de oro dentro del distrito minero de Mezcala como las reservas, fueron obtenidas en depósitos de emplazamiento metasomático tipo skarn de hierro con oro, entre el contacto de rocas dioríticas a monzoníticas y las calizas de la Formación de Morelos.

El Consejo de Recursos Minerales (1998), editó las cartas Geológica - Mineras de Chilpancingo y Cuernavaca, escala 1:250 000; en estas cartas se observa gran parte de la plataforma carbonatada Guerrero-Morelos y los cuerpos intrusivos mayores que se encuentran dentro de ellas.

En 1999, el Consejo de Recursos Minerales, publica la Monografía Geológica-Minera del Estado de Guerrero, de donde se obtuvo la información geológica regional y otros datos para este trabajo.

Jones, M. (1999), publica que en el distrito minero Nukay se descubrió el yacimiento de Los Filos, por la compañía minera Teck - Miranda, asocia la mineralización a troncos de composición diorítica y granodiorítica que se emplazaron en rocas carbonatadas del Cretácico de la Formación Morelos durante la orogenia Laramide.

Valencia-Gómez, et al (2000), realizaron un estudio de los intrusivos emplazados en la Plataforma Guerrero-Morelos, éste consistió de análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas de dos muestras de granodiorita sin alteración y concluyeron que los intrusivos son parte de un sistema de arco volcánico.

Del año 1993 a 2003, la compañía Teck-Miranda produce 150, 000 onzas de Oro.

En el 2003, Teck- Miranda vende los Filos y Nukay a la compañía canadiense Weathon River Minerals LTD por aproximadamente 90 Millones de Dólares; para después fusionarse en el año 2005 con la compañía canadiense Goldcorp Inc.

En el año 2006 Goldcorp Inc, confirma mediante exploración a diamante, la existencia de mineral adicional, con lo que se asegura actividad minera por muchos años más.

1.3.- Hidrología

La red hidrográfica de la región no presenta un control estructural sin embargo, tiene un drenaje dendrítico e intermitente, donde la corriente principal es el río Balsas. Esta red cubre la mayor parte del estado de Guerrero (63.8%), desde Filo Mayor (la parte más alta de la Sierra Madre del Sur) hasta los límites con los estados de Michoacán, México, Morelos, Puebla y Oaxaca, denominado localmente río Mezcala, es de régimen permanente y presenta una orientación E-W y sus principales afluentes: el río Xochipala, río Mazapa, río Tlijapa, río Coatepec, río de Agua Salada y el río Colula.

El río Balsas predomina en esta región, ya que incluye seis cuencas, tres formadas por el propio río (río Balsas-Mezcala, río Balsas-Zirándaro y río Balsas-Infiernillo) y las tres cuencas restantes formada por los ríos Tlapaneco, Amacuzac y Cutzamala.

I.4.- Fisiografía

El área de estudio se ubica dentro de la subprovincia denominada Cuenca del Balsas-Mezcala; que junto con la llamada Vertiente del Sur forman la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur (Edwin Raíz, 1964).

La cuenca del Balsas-Mezcala tiene aproximadamente 600 Km de longitud por 150 Km en sus partes más anchas; queda limitada al norte por el Eje Neovolcánico; al sur por la Vertiente del Sur; al oriente por la Meseta de Oaxaca y al oeste por la Meseta del Norte.

La topografía a lo largo del río Balsas es generalmente abrupta, aunque existen zonas con topografía suave. En donde los sedimentos marinos fueron deformados por la orogenia Laramide y actualmente constituyen los sistemas montañosos. Las prominencias topográficas principales que se pueden mencionar en el área son: cerro del Ocotil (2,200 m); cerro El Cucarillo (2,200 m); cerro Azul (2,200 m); cerro de la Media Luna (1,600 m); cerro El Limón (1,600 m); cerro Cactepetl (1,700 m) y cerro de San Pedro (1,800 m).

CAPÍTULO II

GENERALIDADES

II.1 Objetivos

Al elaborar el presente trabajo se fijaron los siguientes objetivos:

- Determinar las características del intrusivo Nukay que produjo la mineralización aurífera.
- Definir las condiciones geológicas de formación relacionadas a la mineralización de oro en el distrito minero de Nukay, Guerrero.
- Definir el caso particular de la mina La Subida/Independencia. Una de las zonas más ricas en oro y su importancia económica.

II.2 Metodología de trabajo

- El trabajo se inició con una reunión de la información preexistente así como mapas. Posteriormente se identificaron físicamente las diferentes estructuras que conforman el yacimiento, mediante caminamientos que ayudaron a determinar la geometría y forma del depósito.
- En seguida, se procedió a la recolección de muestras, para su análisis al microscopio, cuyos resultados son descritos en esta tesis.
- Como resultado de todos los datos obtenidos se procedió a su interpretación.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA REGIONAL

Debido a la geología del estado de Guerrero, se encuentra dividida en un superterreno denominado Guerrero y dos terrenos Mixteco y Xolapa (Campa et al, 1981 y Vidal-Serratos 1991). El superterreno Guerrero está subdividido en cinco subterrenos, que cubren la mitad occidental del estado según la Dra. Ramírez Espinosa y colaboradores, 1991, postularon el siguiente modelo para el Terreno Guerrero (Figura 2).

Subterreno Teloloapan. Es una secuencia con predominio de derrames de lavas y productos piroclásticos en la base y rocas epiclásticas y calizas del Aptiano-Albiano en la cima. Los derrames de lava están constituidos por basaltos, andesitas y algunas riolitas, su composición es homogéneamente calcialcalina, las rocas presentan un metamorfismo de bajo grado y sobrecorrimientos hacia el oriente.

Subterreno Arcelia: Secuencia recientemente diferenciada de la región Teloloapan, formada por basalto y rocas ultrabásicas con una cubierta sílico-arcillosa. Los derrames de lava son toleíticos de arco. Por isotopía y contenido faunístico dan una edad del Albiano. El metamorfismo y la deformación son similares al de Teloloapan.

Subterreno Huetamo. Es una secuencia de depósitos de turbiditas y flujos de escombros, que gradúa verticalmente a calizas y capas clásticas rojas hacia la cima. Parte de los clastos son de origen volcánico de composición andesítica, riolítica y metamórfica. Existe un nivel de lava interestratificada de naturaleza toleítica. La edad es del Jurásico Superior y Cretácico Inferior. La deformación es leve con pliegues amplios.

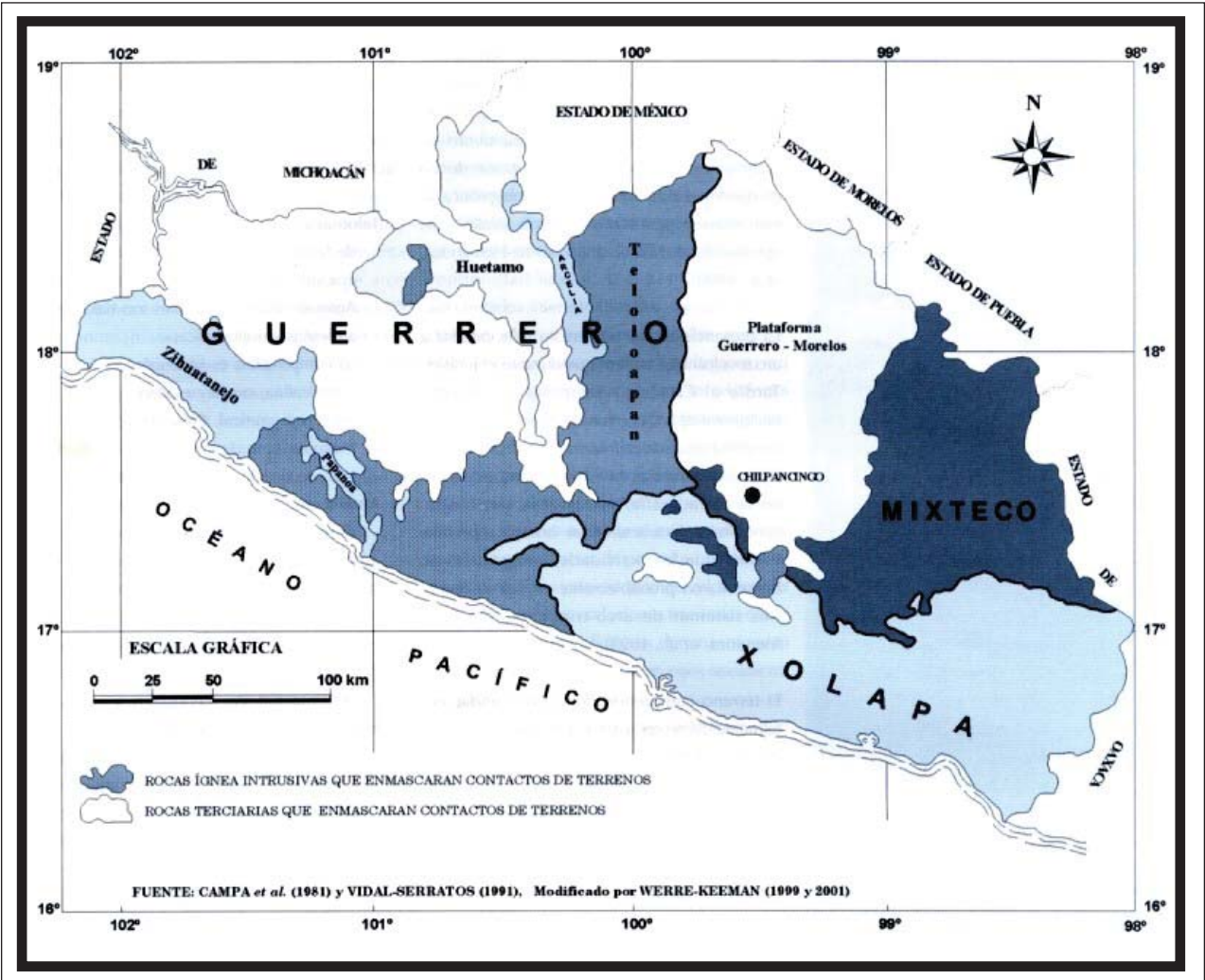


Figura 2. Mapa donde se localiza el superterreno Guerrero, dividido en subterrenos y la localización del área de estudio

Subterreno Papanao: Vidal Serratos (1991), considera éste subterreno como parte del terreno guerrero con los siguientes componentes:

- A) Secuencia de rocas ígneas ultrabásicas y básicas representada por una serie o complejo ofiolítico constituido por dunitas, peridotitas, whelerita, clinopiroxenita, anfibolitas y otras (Litoderma Papanao).

La mayoría de éstas tienen una foliación leve y están parcialmente serpentizadas en menor o mayor grado.

- B) Sedimentos tipo flysh metamorfizados con bloques metamórficos de composición diversa y rocas vulcanosedimentarias de edad dudosa.
- C) Las rocas ultrabásicas que caracterizan este terreno lo identifican como una parte de un complejo de corteza o fondo oceánico. La edad de este conjunto no está bien establecida y podría ser paleozoica (Vidal- Serratos ,1982).

Talavera- Mendoza, et al (1993), argumentan que los subterrenos Arcelia y Teloloapan comparten el mismo metamorfismo e historia de deformación. La deformación de Zihuatanejo y Huetamo es muy similar, la relación entre los arcos mencionados es desconocida.

La presencia de las secuencias relacionadas con arcos volcánicos sugiere que del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, la margen occidental de México fue caracterizada por una actividad magmática intensa y variada. Por otro lado, las diferencias entre estos conjuntos de arco en la estratigrafía, estructuras, petrología composición geoquímica y características isotópicas, permiten pensar que las actividades magmáticas se desarrollaron probablemente en por lo menos tres tipos de sistemas de arco- trinchera distintos pero contemporáneos (Vidal-Serratos,1982).

TÉRRENO XOLAPA

Consiste en rocas metamórficas con un grado de metamorfismo alto (wollastonita, cumingtonita, cordierita-silimanita y andalucita).

Las secuencias de rocas sedimentarias, sin deformación ni metamorfismo, que cubren a los demás terrenos, no cubren al Terreno Xolapa.

Corona-Chávez et al. (1997), indican que el Terreno Xolapa puede ser dividido en tres grandes unidades tectónicas: 1) secuencia de basamento metamórfico y de migmatización, 2) secuencias migmatíticas que pueden ser divididas en un complejo migmatítico metasedimentario y un complejo migmatítico metaígneo y 3) un batolito granítico posterior a la migmatización.

TERRENO MIXTECO

Este terreno es el único al que se le conoce su basamento formado por el complejo Acatlán, que en Guerrero está formado por filitas y cuarcitas principalmente y esquistos de todo tipo, gneis y rocas máficas y ultramáficas en menor grado.

Sobre el complejo Acatlán se depositaron rocas sedimentarias marinas (Carbonífero-Pérmico) y mesozoicas marinas y continentales del Jurásico y Cretácico. Los sedimentos jurásicos incluyen un conglomerado de cuarzo y rocas clásticas marinas y continentales, carbón y carbonatos, cuya fauna se liga al Terreno Mixteco, en el margen del Pacífico cerca de los Andes centrales y hacia el occidente con un estrecho marino entre América del Norte y América del Sur (Sedlock, 1993).

Las rocas sedimentarias de la Plataforma Guerrero-Morelos se pueden considerar como un subterreno que cubre parcialmente al Terreno Mixteco. Es en este terreno en donde se encuentra el área de estudio. (Monografía del Edo. de Guerrero de COREMI).

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA LOCAL

En la región de Mezcala se presenta una secuencia de rocas sedimentarias de edad cretácica constituida por las formaciones Morelos, Cuautla y Mezcala, las cuales se encuentran plegadas, falladas e intrusionadas. Tales intrusiones son en general de composición granodiorítica y en muchos de los casos han formado aureolas de metamorfismo con las rocas calcáreas que las intrusionan lo que origina calizas metamorfizadas, skarns y hornfels, además de mineralizaciones en zonas de contacto.

Toda esta secuencia se encuentra parcialmente cubierta de rocas extrusivas de composición riolítica y por último tienen depósitos recientes constituidos por fragmentos de rocas preexistentes como gravas, arcillas y caliche, que conforman al aluvión.

A) ROCAS SEDIMENTARIAS

FORMACIÓN MORELOS (K_{im}) Cretácico Inferior

La constituye una secuencia de calizas recristalizadas de color beige y dolomias interestratificadas con cantidades variables de pedernal en forma de nódulos y lentes con fragmentos de fósiles silicificados. La base de la formación la constituye, en algunas partes, un miembro de anhidrita pura. La caliza cambia localmente de textura, de calcilita a calcarenita que es la más común. Las capas de dolomia son de color gris, la anhidrita es laminar y deformada debido a la orogenia Laramide.

El contacto inferior es con el esquisto Taxco y el contacto superior es con la Formación Cuautla (Fries, 1960; De Cserna, 1981).

FORMACIÓN CUAUTLA (K_{sc}), Cretácico Superior

Está formada por un conglomerado basal y tres facies calcáreas que pasan gradualmente de una a otra, la primera facies pertenece a capas gruesas de calizas con estratificación media a gruesa.

La segunda facies da lugar a una sucesión de capas delgadas de calizas laminadas en estratos medianos a delgados, con nódulos y bandas delgadas de pedernal; la tercera facies presenta estratos de espesor reducido de calcarenita con intercalaciones más finas de limolita.

La Formación Cuautla descansa discordantemente sobre la Formación Morelos con espesores que varían de 15 m a más de 750 m. El contacto con la Formación Mezcala que la sobreyace es concordante y transicional. Se considera esta Formación del Cenomaniano-Turoniano.

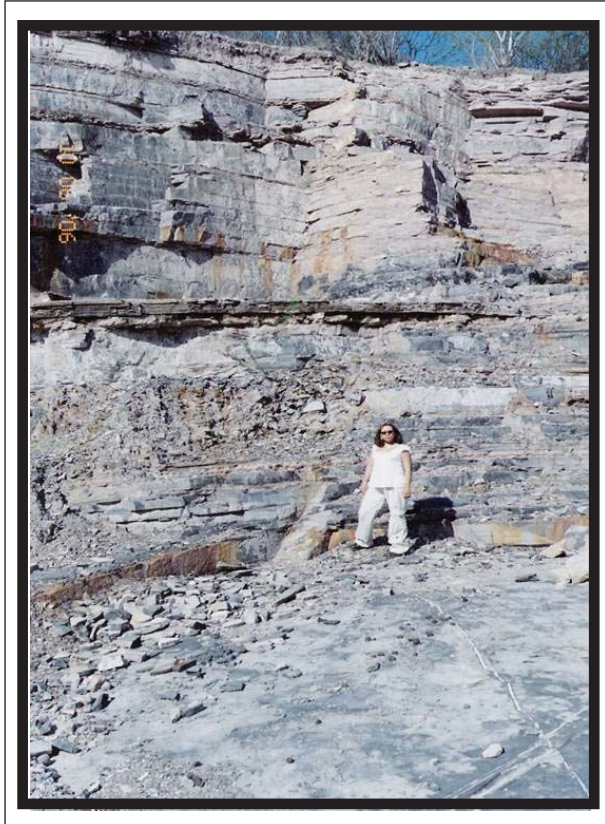
FORMACIÓN MEZCALA (Ksm) Cretácico Superior

Está caracterizada por una sucesión de estratos de caliza, lutita, limolita, arenisca grauvaca y conglomerado (Fotografía 1). La parte basal es calcárea y hacia arriba aumentan los estratos de arenisca-grauvaca y las capas de conglomerado con granos de cuarzo y de otros minerales de origen ígneo (Fotografía 2). Generalmente presentan un color pardo claro a oscuro. Su contacto inferior es la Formación Cuautla y la superior es la Formación Tetelcingo y la cobertura terciaria, se estima con un espesor de 600 m como máximo (Frías 1960). La edad varía del Turoniano al Maastrichtiano.



Fotografía 1. Sucesión de estratos de caliza, lutita, limolita, arenisca, grauvaca y conglomerado de la Formación Mezcala

Fotografía tomada en los alrededores del poblado de Mezcala.



Fotografía 2. La Formación Mezcala se estima de un espesor de 600 m como máximo. La edad varia del Turoniano al Maastrichtiano.

B) Terciario Volcánico.

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS (Igi) Terciario Inferior

Las rocas intrusivas que se presentan en esta zona aparentemente tienen un mismo origen y la diferencia en composición se debe a una diferenciación magmática. Las texturas varían de holocristalina porfídica a microcristalina.

Los cuerpos intrusivos presentan estructuras de diferentes magnitudes, tales como: diques, sills, apófisis y troncos. Los más importantes y que han generado mineralización económica son de composición granodiorítica (Fotografía 3), como el caso de Nukay.

ROCAS ÍGNEAS EXTRUSIVAS (Tvr), Terciario Oligoceno

En el distrito minero de Mezcala, los afloramientos de estas rocas no son muy abundantes y se presentan en el sur de Coacoyula de Alvarez; al SW de Amatlán y en la falda sureste del cerro el Ocotál con espesores máximos de 150 m.

Consiste en una secuencia volcanoclástica constituida por intercalaciones de tobas, conglomerados y areniscas, coronadas por emisiones riolíticas color rosado.

Por sus características litológicas y posición estratigráfica, se considera que esta unidad se correlaciona con la riolita Tilzapotla que aflora al norte del área (Fries, 1960).



Fotografía 3. Intrusivo “El Bermejál” de composición granodiorítica. Textura holocristalina granular. Minerales esenciales plagioclasa, y cuarzo, y como accesorios muy abundantes biotita y hornblenda.

C) ROCAS METAMÓRFICAS DE CONTACTO

Éstas se encuentran generalmente alrededor de los cuerpos intrusivos o de las rocas sedimentarias afectadas.

MÁRMOLLES (Kma)

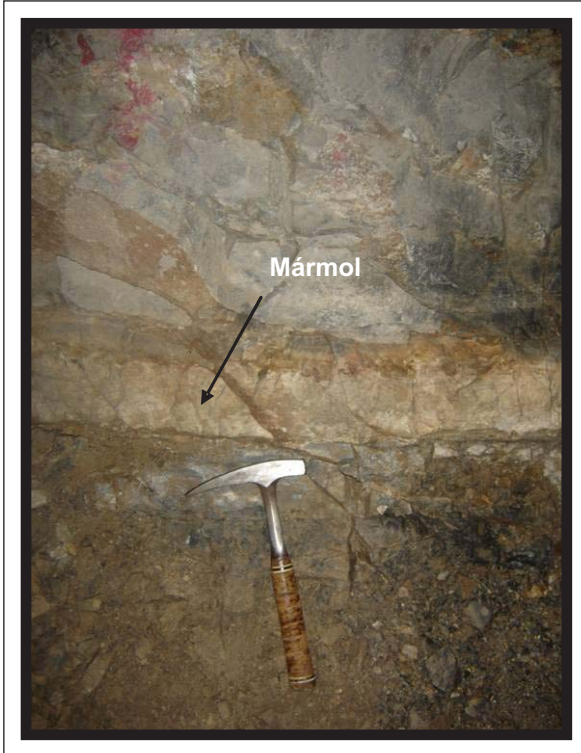
Estas rocas se generaron debido a las intrusiones de los cuerpos ígneos de composición granodiorítica que principalmente afectan a las rocas calcáreas de la Formación Morelos y originan aureolas de metamorfismo en donde se presentan mármoles (Fotografía 4) y calizas marmolizadas de textura sacaroide, las cuales pasan transicionalmente a calizas sanas conforme se alejan del intrusivo (Fotografía 5).

HORNFELS (Kho)

Debido al efecto de las intrusiones granodioríticas sobre rocas sedimentarias de la Formación Mezcala, se originaron hornfels de color gris verdoso de textura hornfelsica, con asociaciones mineralógicas como cuarzo-albita y epidota.

D) CUATERNARIO (Qal y Q)

Depósitos provenientes de este período rellenan las partes más bajas de los valles y en los llanos. Son en su mayor parte depósitos fluviales, como arenas, gravas, limos y arcillas apartados por las corrientes que drenan los valles.



Fotografía 4. Mármol. Fotografía tomada en la mina Nukay. Nivel San Andrés



Fotografía 5. Contacto entre las calizas y el skarn. Afloramiento en la Aguita

CAPÍTULO V

GENERALIDADES SOBRE LOS SKARNS

V.1 INTRODUCCIÓN

Los yacimientos de skarn se presentan en todo el mundo y han sido explotados por una variedad de elementos, incluyendo Fe, W, Bi, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, tierras raras, F, B y Sn. Los skarns se presentan en todos los continentes y en rocas de casi todas las edades. La mayoría de los yacimientos de skarn son Mesozoicos o de una edad más joven. Los pocos ejemplos importantes del Paleozoico son skarns de W y Sn, los cuales como grupos pueden representar ambientes de formación relativamente profundos. Todos los tipos de skarn son abundantes en el mesozoico, pero los yacimientos de skarn de Cu y de Pb-Zn, los cuales en la mayoría de los casos representan ambientes someros, son predominantemente de edad Terciaria. Aunque la mayoría de los skarns se encuentran en litologías que contienen al menos algo de caliza, éstos se pueden formar en casi cualquier tipo de roca, incluyendo lutitas, areniscas, granitos y basaltos. Los skarns se pueden formar durante un metamorfismo de contacto y en una variedad de procesos metasomáticos que implican fluidos de origen magmático, metamórfico, meteórico y/o marino. Los skarns se encuentran adyacentes a plutones, a lo largo de fallas y zonas principales de cizalla, en sistemas geotérmicos someros, en el fondo del piso marino y a profundidades bajas de la corteza, en terrenos metamórficos enterrados a profundidad. Lo que enlaza a estos diversos ambientes y lo que define a una roca como un skarn, es la mineralogía, que incluye una amplia variedad de calcosilicatos y minerales asociados, pero que es generalmente dominada por granates y piroxenos. Así, la presencia del skarn no indica necesariamente un marco geológico particular o una composición de un protolito particular. Más bien, su desarrollo indica que la combinación de temperatura, presión, fluido y composición de la roca encajonante estaba dentro del intervalo de estabilidad de los minerales de skarn identificados.

Así como la mineralogía es la clave para reconocer y definir a los skarns, es también crítica para entender sus orígenes y para distinguir yacimientos económicamente importantes a partir de como la mayoría de los yacimientos de skarn tienen zoneamiento, el reconocimiento de las características de alteración distal puede ser críticamente importante en etapas tempranas de la prospección minera.

Los detalles de la mineralogía de los skarns y de su zoneamiento pueden usarse para construir modelos de exploración de yacimientos específicos, así como más modelos generales útiles en el desarrollo de programas de exploración o síntesis regionales.

V.2 DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN

Existen descripciones anteriores de los depósitos que ahora se conocen como skarn, el primer registro de uso de este término está dado por (Tornebohm, 1875), en Estocolmo, Suecia quien hace varias descripciones interesantes de este tipo de depósitos. El término skarn se originó en Suecia central como un término minero empleado para describir la ganga mineral.

Burt en 1982 provee un informe histórico interesante de la subsecuente evolución de la terminología de los skarns y notas acertadas que intentan incluir conceptos genéticos en definiciones formales que han creado problemas adicionales y confusión. La mayoría de los autores modernos han adoptado la propuesta de Einaudi et al (1981), de emplear skarn y yacimientos de skarn como términos descriptivos basados en la mineralogía que contengan, sin implicaciones genéticas.

Los skarns se pueden subdividir según varios criterios en exoskarn y endoskarn, son términos comunes usados para indicar un protolito sedimentario o ígneo, respectivamente.

Para todos los términos precedentes, la composición y la textura del protolito tienden a controlar la composición y la textura del skarn. Esto refuerza la propuesta de Einaudi (1981) de que la palabra "skarn" se utilice terminantemente en un sentido descriptivo, basado sobre la mineralogía, y libre de interpretaciones genéticas.

No todos los skarns tienen mineralización económica; los skarns que contienen el mineral se llaman depósitos del skarn. En la mayoría de los depósitos grandes el skarn y los minerales de éste, resultan del mismo sistema hidrotérmico aunque puede haber diferencias significativas en la distribución de tiempo y espacio de estos minerales en una escala local. Aunque es raro, es también posible formar el skarn por el metamorfismo de los depósitos preexistentes, como se ha sugerido para Aguilar, Argentina (Gemmell et al, 1992), el horno de Franklin, los E.E.U.U. (Johnson et al, 1990), y la colina rota, Australia (Hodgson, 1975).

V.3 MINERALOGIA

La mineralogía es la clave para reconocer y definir los skarns. En un skarn en ocasiones resulta complicado entender su origen y distinguir depósitos económicamente importantes o de yacimientos interesantes pero poco rentables (Tabla 1).

Los distintos tipos de minerales de un skarn se reconocen en el campo, así como las aureolas de alteración alrededor de un cuerpo de mineral económico. Aunque muchos minerales del skarn, son minerales constituyentes de muchas rocas, algunos son menos abundantes y la mayoría tienen variaciones en su composición que pueden dar información sobre el ambiente de formación. Algunos minerales, tales como cuarzo y calcita están presentes en casi todos los skarns. Otros minerales, por ejemplo: humita, periclasa, talco, serpentina, y brucita son típicos de los skarns de magnesio, pero están ausentes de la mayoría de los otros tipos de skarn.

La utilización de técnicas analíticas modernas, particularmente la microsonda electrónica, ayuda a la fácil determinación de las composiciones exactas de minerales y por tanto, para utilizar nombres mineralógicos exactos. Por ejemplo, el piroxeno, el clinopiroxeno, el clinopiroxeno cálcico, el piroxeno diopsídico, y la diópsida, son términos cada vez más específicos.

Zharikov (1970), fue quizá el primero en describir variaciones sistemáticas en la mineralogía (Tabla 1) de skarns entre las principales clases de skarns. El utilizó el equilibrio de fase, compatibilidades minerales, y variaciones composicionales en series de soluciones sólidas para describir y predecir asociaciones minerales características para diferentes tipos de skarn. Sus observaciones han sido extendidas por Burt (1972) y Einaudi et al. (1981) para incluir una amplia variedad de tipos de yacimientos y las variaciones mineralógicas entre los tipos. Los minerales más empleados para la clasificación y la exploración son aquellos que están presentes en todos los tipos de skarn y que muestran una marcada variabilidad composicional, tales como el granate, el piroxeno y los anfíboles. Por ejemplo, el piroxeno manganesífero, la johannsenita, se encuentra casi exclusivamente en los skarns de zinc. Su presencia sin mayor información adicional, es definitiva en este tipo de skarn. Cuando la información composicional está disponible, es posible denotar la composición de un mineral en términos de mol % de los miembros. Por ejemplo, un piroxeno que contiene 70 mol % hedenbergita, 28 mol % diópsido, y 2 mol % johannsenita puede ser referida a $Hd_{70}Di_{28}Jo_2$. En muchos sistemas de skarn, variaciones en el contenido de hierro es el parámetro más importante y así, muchos minerales son descritos simplemente por su miembro: e.g. Hd_{10} o Ad_{90} .

<i>Mineralogía de los skarns</i>		
<i>Grupo</i>	<i>Míneral</i>	<i>Composición</i>
<i>Granate</i>	Grossularita Andradita Espesartina Almandino Piropo	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
<i>Píroxeno</i>	Diópsida Hedenbergita Johannsenita Fassaíta	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ $\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$ $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$
<i>Olivino</i>	Larnita Forsterita Fayalita Tefroita	Ca_2SiO_4 Mg_2SiO_4 Fe_2SiO_4 Mn_2SiO_4
<i>Píroxenoíde</i>	Ferrosillita Rodonita Wollastonita	FeSiO_3 MnSiO_3 CaSiO_3

Tabla 1. Mineralogía de los skarns (Zharikov, 1970)

<i>Anfiboles</i>	Tremolita/Actinolita Ferroactinolita Actinolita de Manganeso Hornblenda Pargasita Cumingtonita Dannemorita Anfibol sub-calcio Grunerita	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $\text{Ca}_2\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $\text{Mg}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $\text{Mn}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $\text{Fe}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
<i>Epidota</i>	Piemontita Alanita Epidota Clinzoisita	$\text{Ca}_2(\text{Mn,Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ $(\text{Ca})_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ $\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
<i>Plagioclasa</i>	Anortita Albita	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
<i>Escapolita</i>	Marialita Meionita	$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{Cl,CO}_3,\text{OH,SO}_4)$ $\text{Ca}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3,\text{Cl,OH,SO}_4)$
<i>Otros</i>	Axinita Vesuvianita (idocrasa) Prehnita	$(\text{Ca,Mn,Fe, Mg})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$ $\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe,Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH, Cl, F})_4$ $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Tabla 1. Mineralogía de los skarns (Zharikov, 1970)

Grandes cantidades de información composicional puede ser resumida gráficamente. Gráficas triangulares son empleadas comúnmente para expresar variaciones en minerales complejos composicionalmente tal como el granate y el piroxeno. Los anfíboles son más difíciles de representar gráficamente, porque tienen variaciones estructurales así como variaciones composicionales. Las principales diferencias entre los anfíboles en los diferentes tipos de skarn son las variaciones en las cantidades de Fe, Mg, Mn, Ca, Al, Na y K. Los anfíboles en skarns de Au, W y Sn son progresivamente más aluminosos (actinolita, hastingsita-horblenda), los anfíboles en skarns de Cu, Mo y Fe son progresivamente más ricos en hierro en la serie tremolita-actinolita y los anfíboles en los skarns de zinc, son ricos en Mn y deficientes en Ca, varían de actinolita a tremolita. Para un yacimiento de skarn específico o grupo de skarns, las variaciones composicionales en fases de minerales menos comunes, tales como la vesuvianita, la bustamita y el olivino, pueden proveer una nueva percepción en patrones de zonalidad o petrogénesis regional (e.g., Giere, 1986; Agrell y Charnely, 1987; Silva y Siriwardena, 1988; Benkerrou y Fonteilles, 1989).

El arreglo espacio-temporal de los minerales en los yacimientos de skarn ha sido por mucho un centro de estudio. Los investigadores europeos han enfatizado un zoneamiento espacial mineral, mientras los investigadores norteamericanos han enfatizado en un zoneamiento temporal mineral. Ambos tipos de zoneamiento se presentan en los skarns y su superposición crea los complejos patrones. En la mayoría de los skarns, hay un patrón general de zoneamiento de granate proximal, piroxeno distal, y vesuvianita (o un piroxenoide tal como la wollastonita, bustamita o rodonita) en el contacto entre el skarn y el mármol. Además, los minerales individuales de skarn pueden mostrar color sistemático o variaciones composicionales dentro del patrón de zoneamiento más grande. Por ejemplo, el granate comúnmente es pardo rojizo oscuro donde se presenta proximalmente, se vuelve a pardo claro en donde se presenta más distal, y es verde claro cerca del frente de mármol. (Atkinson y Einaudi, 1978).

El cambio en el color del piroxeno es menos pronunciado, pero refleja un incremento progresivo en hierro y/o manganeso hacia el frente de mármol (Harris y Einaudi, 1982). Para algunos sistemas de skarn, estos patrones de zoneamiento pueden ser un agrandamiento externo hasta por algunos kilómetros y pueden proveer una guía muy significativa de exploración (Meinert, 1987).

La mineralogía retrógrada de skarn, en forma de epidota, anfíboles, clorita y otras fases hidratadas, esta controlada por las estructuras y acentúa la secuencia de zoneamiento progrado. Así, existe a menudo una zona de minerales hidratados abundantes a lo largo de fallas, de contactos intrusivos o de contactos estratigráficos. Esta superposición de fases tardías puede ser difícil de discriminar de una secuencia de zoneamiento espacial debido a la reacción progresiva de un fluido metasomático. Es importante darse cuenta que los minerales hidratados no necesariamente representan una alteración retrógada (e.g., Dick y Hodgson, 1982).

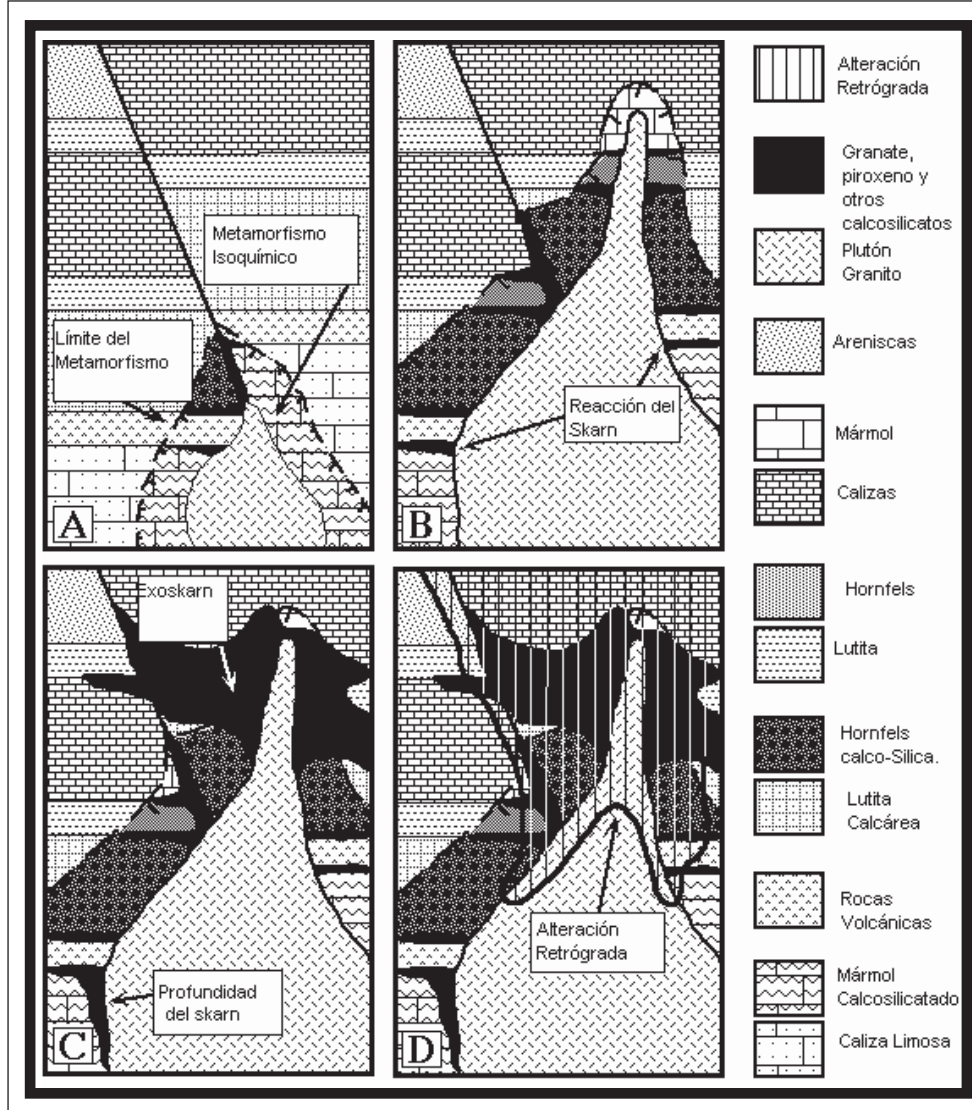
V.4 PROFUNDIDAD DE FORMACIÓN

Uno de los controles fundamentales en el tamaño, geometría, y estilo de la alteración en un skarn es la profundidad de la formación. Los estudios geobarométricos cuantitativos utilizan típicamente equilibrios minerales (Anovitz y Essene, 1990), inclusiones fluidas (Guy et al, 1989) o una combinación de tales métodos (Hames et al, 1989) para estimar la profundidad del metamorfismo. Los métodos cualitativos incluyen reconstrucciones e interpretación estratigráfica u otras reconstrucciones geológicas de texturas ígneas.

Observaciones simples de márgenes frías, tamaño de grano del pórfido, la morfología del plutón, y la presencia de un brechamiento y de un fracturamiento quebradizo permiten hacer distinciones de campo entre ambientes relativamente someros y profundos. El efecto de la profundidad en el metamorfismo es una función de la temperatura ambiente de la roca encajonante antes, durante y después de la intrusión.

En caso de un gradiente geotérmico promedio para una región orogénica de aproximadamente 35°C por kilómetro (Blackwell et al, 1990), la temperatura ambiente de la roca encajonante a 2 km sería de 70°C antes de la intrusión, mientras a 12 km serían 420°C. Así, se le añade el flujo calorífico provisto por la actividad ígnea local, el volumen de roca afectado por temperaturas en el intervalo de 400-700°C sería considerablemente más grande y los efectos serían de más duración, alrededor de un skarn más profundo que uno más somero. Además, temperaturas ambientes más altas pueden afectar la historia de cristalización del plutón y minimizar la cantidad de alteración retrógrada de los minerales de skarn. A una profundidad de 12 km, con temperaturas ambiente de aproximadamente 400°C, el skarn puede no enfriar bajo la estabilidad del granate y del piroxeno sin un subsecuente levantamiento u otros cambios tectónicos. (Figura 3).

Figura 3 Etapas en la evolución de un plutón asociado a depósitos tipo skarn (Meinert, 1995)



- A) Intrusión inicial que causa metamorfismo de contacto en las rocas sedimentarias.
- B) Recristalización metamórfica y cambios de fases mineralógicas en la roca original, con fenómenos locales de metasomatismo y circulación de fluidos que forma diversos minerales del grupo calco-silicatados (A esto se le denomina reacción skarn y skarnoide), y sucede ante litologías diversas a lo largo de un contacto entre tipos de fluidos. El metamorfismo es más extenso y de mayor temperatura en profundidad que en las zonas adyacentes y en los topes del sistema.
- C) Cristalización y liberación de facies acuosas de lo cual resulta la skarnificación por fluidos metasomáticos. Se observa que en profundidad la aureola metamórfica es menor. En el tope del sistema a veces el proceso metasomático supera la aureola metamórfica.
- D) El enfriamiento del plutón y la posible circulación de agua meteórica muy oxigenada causa alteración retrógrada del complejo de minerales calco-silicatados siendo esta alteración más típica en sistemas formados a baja profundidad.

La mayor extensión e intensidad de metamorfismo a profundidad puede afectar la permeabilidad de la roca encajonante y reducir la cantidad de carbonato disponible para reaccionar con fluidos metasomáticos. Un caso extremo es descrito por Dick y Hodgson (1982) en CanTung , Canadá, donde la “caliza queso suizo” era casi completamente convertida a un hornfels de calcosilicato heterogéneo durante el metamorfismo antes de la formación del skarn. El skarn formado de los pocos parches remanentes de caliza tiene algunos de las más altas leyes conocidas de mena de skarn de tungsteno en el mundo (Mathieson y Clark, 1984).

La profundidad de formación del skarn también afecta las propiedades mecánicas de las rocas encajonantes. En un ambiente profundo de skarn, las rocas tenderán a deformarse de una manera dúctil más que a fracturarse. Los contactos intrusivos con rocas sedimentarias a profundidad tienden a ser subparalelos a la estratificación; el plutón intrusivo a lo largo de los planos de estratificación o las rocas sedimentarias se pliegan o fluyen hasta que son alineadas con el contacto intrusivo. Ejemplos de skarns para los cuales su profundidad se estima excede los 5-10 km se incluyen Pine Creek en California (Brown et al., 1985) y las Montañas Osgood en Nevada (Taylor, 1976). En ejemplos como éstos, donde los contactos intrusivos son subparalelos a los planos de estratificación, el skarn es usualmente confinado a una estrecha, pero verticalmente extensa, zona. En Pine Creek, el skarn es típicamente < 10 m de ancho, pero localmente excede 1 km en longitud y en extensión vertical (Newberry, 1982). Así, el skarn formado a mayores profundidades puede ser visto como una costra estrecha de pequeño tamaño relativo al plutón asociado y a su aureola metamórfica.

En contraste, las rocas encajonantes a profundidades someras tenderán a deformarse por fracturamiento y fallamiento más que por plegamiento. En la mayoría de los 13 yacimientos de skarn relativamente someros analizados por Einaudi (1982), los contactos intrusivos son marcadamente discordantes a la estratificación de las capas, y el skarn corta a través la estratificación y reemplaza masivamente las capas favorables, igualando o excediendo el tamaño (expuesto) del plutón asociado.

El fuerte hidrofracturamiento asociado con intrusiones someras incrementa grandemente la permeabilidad de las rocas encajonantes no sólo para fluidos metasomáticos con relación ígnea, sino también para fluidos meteóricos posteriores, posiblemente más fríos (Shelton, 1983). La afluencia de agua meteórica y la consecuente destrucción de los minerales de skarn durante la alteración retrógrada es una de las características distintivas de la formación del skarn en un ambiente somero.

Los skarns más someros (y más jóvenes) conocidos se forman actualmente en sistemas geotérmicos activos (McDowell y Elders, 1980; Cavarretta et al, 1982; Bird et al, 1984; Cavarretta y Puxeddu, 1990) y en “hot spring vents” en el piso marino (Zierenber y Shanks, 1983). Estos skarns representan la expresión distal de la actividad magmática; las rocas ígneas expuestas (en muestras de núcleos) son predominantemente diques y sills delgados con márgenes fríos y una textura de grano fino a afanítica.

V.5 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS PRINCIPALES TIPOS DE SKARN

Los skarns se pueden agrupar con base en características descriptivas tales como la composición del protolito, el tipo de roca y el metal o metales económicos dominantes.

También la clasificación se puede basar en características genéticas tales como mecanismos del movimiento del fluido y la temperatura de formación. La tendencia general de los autores modernos es el de adoptar una clasificación de skarns descriptiva basada en los metales económicos dominantes y después el de modificar categorías individuales basadas en variaciones composicionales, tectónicas y genéticas. Así, siete tipos principales de skarns (Fe, Au, W, Cu, Zn, Mo y Sn) han sido objeto de estudios modernos significativos.

SKARNS DE FIERRO

Los skarns de hierro son los cuerpos de skarn más grandes que existen. Los yacimientos de hierro en skarn son explotados por su contenido de magnetita y aunque pueden estar presentes pequeñas cantidades de Cu, Co, Ni y Au, el hierro es normalmente lo único que se recupera. Algunos yacimientos contienen cantidades significativas de cobre. Los skarns cálcicos de hierro en arcos insulares oceánicos están asociados a plutones ricos en hierro intrusionados en calizas y rocas volcánicas. En algunos yacimientos, la cantidad de endoskarn puede exceder el exoskarn. Los minerales del skarn consisten predominantemente en granates y piroxenos, con menos epidota, ilvita y actinolita; todos ricos en hierro. La alteración de las rocas ígneas es común, con reemplazamientos y vetas ampliamente dispersas de albita, ortoclasa y escapolita, además del endoskarn. En contraste, los skarns magnesianos de hierro están asociados a diversos plutones en una variedad de marcos tectónicos; la característica unificadora es que todos ellos se forman a partir de dolomitas. En skarns magnesianos, los principales minerales de skarn, tales como la forsterita, diopsida, periclasa, talco y serpentina, no contienen mucho hierro. Así, el hierro disponible en solución tiende a formar magnetita más que andradita o hedenbergita. Además muchos otros tipos de skarn contienen bolsas de magnetita masiva la cual puede ser explotada por el hierro en una escala local.

SKARNS DE ORO

Los skarns de oro han sido explotados desde finales de 1800's (distrito Hedley en Columbia Británica) y han habido pocas publicaciones acerca de ellos hasta recientemente. Los múltiples descubrimientos de skarns de oro en la década pasada, han incitado nuevos estudios científicos. Estos yacimientos son explotados únicamente por su preciado contenido de metal (5-15 gr/Ton de Au). Otros skarns de oro son más oxidados, tienen una ley menor de oro (1-5 g/tAu) y contienen cantidades subeconómicas de otros metales tales como el Cu, Pb y Zn. Varios otros tipos de skarns, particularmente los skarns de Cu, contienen suficiente oro (0.01-> 1 g/t Au) para ser un subproducto. Pocos yacimientos de skarn, con leyes económicas de metales base, son minados únicamente por su contenido de oro. Tal es el caso del distrito minero de Mezcala, Gro.

SKARNS DE TUNGSTENO.

Los skarns de tungsteno se encuentran en su mayoría en ambientes de magmatismo, en asociación a plutones calco-alcalinos en los principales cinturones orogénicos. Como grupo, los skarns de tungsteno están asociados a batolitos equigranulares de grano grueso rodeados de grandes aureolas metamórficas de alta temperatura. Estas características son colectivamente indicativas de un ambiente profundo. Los plutones normalmente son frescos, con zonas pequeñas de endoskarn cerca de los contactos.

Las aureolas metamórficas de alta temperatura comunes en el ambiente de los skarns de tungsteno, contienen abundantes hornfels de calcosilicatos y skarnoides. Tales minerales calcosilicatados metamórficos reflejan la composición y la textura del protolito.

Newberry y Einaudi (1981) dividieron los skarns de tungsteno en reductores y oxidados, basados en la composición de la roca encajonante, la mineralogía del skarn, y la profundidad relativa.

SKARNS DE COBRE.

Quizá el tipo de skarn más abundante, es el skarn de cobre. Estos skarns son particularmente comunes en zonas orogénicas relacionadas a subducción en ambientes oceánicos y continentales. La mayoría de los skarns de cobre están asociados a plutones porfídicos calcoalcalinos, muchos de los cuales tienen rocas volcánicas cogenéticas, stockworks, fracturamiento “quebradizo” e intensa alteración hidrotermal. Todas estas son características de un ambiente de formación relativamente somero.

La mayoría de los skarns de cobre se forman muy próximos a los contactos de los stocks, con una mineralogía de skarn relativamente oxidada, dominada por granate andradítico. Otras fases incluyen piroxeno diopsídico, vesuvianita, wollastonita, actinolita y epidota.

La hematita y la magnetita son comunes en la mayoría de los yacimientos. Los skarns de cobre comúnmente presentan un zoneamiento, cerca del plutón se encuentra granate masivo, lejos del contacto incrementa el piroxeno y finalmente se presenta, cerca del contacto con el mármol, la vesuvianita y/o la wollastonita. Además, el granate puede presentar un zoneamiento en color siendo de pardo rojizo próximo al plutón a variedades de verde y amarillo distales al plutón.

Los skarns de cobre más grandes están asociados a plutones porfídicos de cobre. Estos yacimientos pueden exceder 1 millón de toneladas al combinar la mena del pórfido y del skarn, con más de 5 millones de toneladas de cobre recuperables del skarn.

SKARNS DE ZINC

La mayoría de los skarns de zinc se presentan en marcos continentales asociados a subducción o aperturas. Estos son explotados por minas de zinc, plomo y plata, aunque el zinc es generalmente dominante. También son de alta ley (10-20% Zn + Pb, 30-3000 g/t Ag). Las rocas ígneas relacionadas abarcan una amplia variedad de composiciones, desde diorita hasta granito alto en sílice. También abarcan diversos ambientes geológicos, desde batolitos profundos hasta complejos de dique-sill someros y extrusiones volcánicas superficiales. Lo que relaciona a la mayoría de los yacimientos de skarn de zinc es su ubicación distal a las rocas ígneas asociadas.

Los skarns de zinc pueden ser subdivididos de acuerdo a varios criterios, lo que incluye la distancia de la fuente magmática, la temperatura de formación, la proporción relativa del skarn, los minerales de sulfuros y la forma geométrica del cuerpo mineral. Ninguno de estos criterios es completamente satisfactorio: una fuente magmática no puede ser identificada para algunos yacimientos, la mayoría de los skarns se desarrollan sobre una variedad de temperaturas y los más grandes yacimientos contienen menas ricas en skarn y menas pobres en skarn en una variedad de marcos geométricos que incluyen mantos y chimeneas.

La mayoría de los distritos de skarn de zinc gradúan de una mineralización rica en skarn a menas pobres en skarn, vetas y cuerpos masivos de sulfuros. Los distritos explorados incompletamente pueden tener expuestas solo algunas de estas zonas. La presencia dentro del sistema de minerales de skarn, tales como el granate y el piroxeno, es importante porque indica un ambiente geoquímico restringido el cual es completamente distinto de otros tipos de mena, tales como los yacimientos tipo Mississippi Valley, que también contienen menas de Zn-Pb-Ag, pero las cuales absolutamente carecen de minerales de skarn.

Aparte de su contenido de Zn-Pb-Ag, los skarns de zinc se pueden distinguir de otros tipos de skarn por su mineralogía distintiva rica en manganeso y hierro, por su presencia a lo largo de contactos estructurales y litológicos, y por la ausencia de aureolas metamórficas significantes concentradas en el skarn. Casi todos los minerales de skarn en estos yacimientos pueden ser enriquecidos en manganeso, incluyen: granate, piroxeno, olivino, ilvaita, piroxenoide, anfíboles, clorita y serpentina. En algunos yacimientos, la relación piroxeno-granate y el contenido de manganeso del piroxeno se incrementa sistemáticamente a lo largo de la ruta del flujo del fluido (e.g., Groun hog in New México; Meinert, 1987).

La presencia de skarns de zinc en porciones distales de sistemas magmáticos/hidrotermales principales pueden crear incluso yacimientos pequeños potencialmente útiles como guías de exploración en distritos pobremente expuestos. Así, los reportes de presencia de minerales ricos en manganeso pueden proveer pistas para los distritos que aún no han sido explorados.

SKARNS DE MOLIBDENO

La mayoría de los skarns de molibdeno están asociados con granitos, y varían de yacimientos relativamente pequeños de alta ley a yacimientos de baja ley. La mayoría de los skarns de molibdeno contienen una variedad de metales, incluyendo W, Cu, Zn, Pb, Bi, Sn and U.

La asociación más común es Mo-W-Cu, y algunos skarns de tungsteno y cobre contienen zonas con molibdeno recuperable. La mayoría de los skarns de molibdeno se presentan en rocas carbonatadas arcillosas o rocas clásticas calcáreas. Una excepción es Cannivan Gulch en Montana (Darling, 1990) donde el skarn de molibdeno se presenta en dolomias. El piroxeno hedenbergítico es el mineral de calcosilicato más común reportado para los skarns de molibdeno, con una menor cantidad de wollastonita, anfíboles y fluorita. La mineralogía del skarn indica un ambiente reductor con concentraciones altas en flúor. Estos yacimientos no han sido muy estudiados fuera de la antigua Unión Soviética y no ha habido un estudio reciente desde el breve resumen de Einaudi et al, 1981.

SKARNS DE ESTAÑO

Los skarns de estaño están, casi exclusivamente, asociados a granitos altos en sílice generados por la fusión parcial de corteza continental, normalmente causada por eventos divergentes. Los skarns de estaño se pueden subdividir de acuerdo a varios criterios, incluyendo proximal contra distal, calcico contra magnesio, rico en skarn contra pobre en skarn, rico en óxido contra rico en sulfuros y greisen vs skarn.

Desafortunadamente, pocas de estas categorías son mutuamente exclusivas. Así como los skarns de zinc, muchos sistemas de skarn de estaño presentan un zoneamiento de rico en skarn a pobre (o ausente) en skarn. Einaudi et al (1981), enfatiza que algo que relaciona los diversos tipos de skarn de estaño con la presencia de un grupo de elementos traza (Sn, F, B, Be, Bi, Li, W, Mo y Rb) en la mena y en las rocas ígneas asociadas. Este grupo distingue a los skarns de estaño de los demás tipos de skarns. Kwak, 1982 hace otra distinción en que muchos yacimientos de skarn de estaño desarrollan una etapa de alteración de greisen la cual se superpone sobre la intrusión, sobre el skarn temprano y sobre las rocas carbonatadas no alteradas. La alteración greisen destruye completamente las etapas de alteración temprana. De particular importancia es que la alteración tipo greisen está ausente de los otros tipos de skarns.

Hay varias características mineralógicas de los skarns de estaño que deben ser resaltadas. Desde un punto de vista minero, lo más importante es que el estaño pueda ser incorporado en minerales de silicato, tal como el granate y la vesuvianita, de donde no es económicamente recuperable.

V.6 MARCO TECTÓNICO Y PETROGÉNESIS

La mayoría de los principales yacimientos de skarn están relacionados directamente con actividad ígnea y amplias correlaciones entre la composición ígnea y el tipo de skarn han sido descritas por diferentes investigadores (Zharikov, 1970; Shimazaki, 1980). Los promedios de grandes cantidades de datos para cada tipo de skarn pueden ser resumidos en una variedad de diagramas de composición, para mostrar las distinciones entre los tipos de skarn. Los skarns de estaño y molibdeno son normalmente asociados con plutones altos en sílice. Los skarns de hierro son normalmente asociados con plutones relativamente primitivos bajos en sílice ricos en hierro. Tales diagramas son menos útiles para estudios más detallados, debido al amplio intervalo de composiciones ígneas posibles para un yacimiento de skarn individual y a la dificultad de aislar los efectos del metasomatismo y de la alteración tardía. Otras características importantes incluyen el estado de oxidación, el tamaño, la textura, la profundidad del emplazamiento y el marco tectónico de plutones individuales.

El marco tectónico, la petrogénesis y los yacimientos de skarn están íntimamente entrelazados. Algunos libros modernos utilizan el marco tectónico para clasificar las provincias ígneas (Wilson, 1989) o los diferentes tipos de yacimientos (Sawkins, 1984). Este método ha sido menos exitoso para describir los yacimientos, tales como los skarns, los cuales son el resultado de procesos que se presentan en casi todos los marcos tectónicos. Una clasificación tectónica útil de los yacimientos de skarn debe agrupar a los tipos de skarn, los cuales se encuentran frecuentemente juntos y distinguir aquellos que son comunes en marcos tectónicos especializados. Por ejemplo, los yacimientos de skarn calcico de Fe-Cu son virtualmente el único tipo de skarn encontrado en arcos insulares oceánicos.

Algunas de las características claves que ponen a estos skarns aparte de aquellos asociados con corteza y magmas más evolucionados, son su asociación con plutones gabroicos y dioríticos, abundante endoskarn, metasomatismo de sodio ampliamente disperso, y la ausencia de Sn y Pb. Colectivamente, estas características reflejan la primitiva naturaleza oceánica de la corteza, la roca encajonante y los plutones.

La enorme mayoría de los yacimientos de skarn (Figura 4) están asociados con arcos magmáticos relacionados con la subducción bajo la corteza continental. Los plutones varían en composición de diorita a granito, aunque las diferencias entre los principales tipos de skarn de metales base parecen reflejar el ambiente geológico local (profundidad de formación y rutas del fluido) más que diferencias fundamentales de petrogénesis. En contraste, los yacimientos de skarn de oro en este ambiente son asociados a plutones relativamente reductores que pueden representar una historia petrológica restringida.

La transición entre la subducción bajo la corteza continental y la tectónica postsubducción no se entiende claramente. El magmatismo asociado con la subducción de ángulo somero puede tener más interacción cortical. Durante esta etapa el arco magmático puede ampliarse o migrar continente adentro. Los plutones son de composición granítica y los skarns asociados son ricos en Mo o W-Mo, con menos Zn, Bi, Cu y F. Muchos de estos skarns son mejor descritos como polimetálicos.

Algunos skarns no están asociados con un magmatismo relacionado con subducción o pueden estar asociados con la apertura de cratones previamente estables. Los plutones son de composición granítica y comúnmente contienen moscovita primaria y biotita, cuarzo gris, alteración tipo greisen y radioactividad anómala.

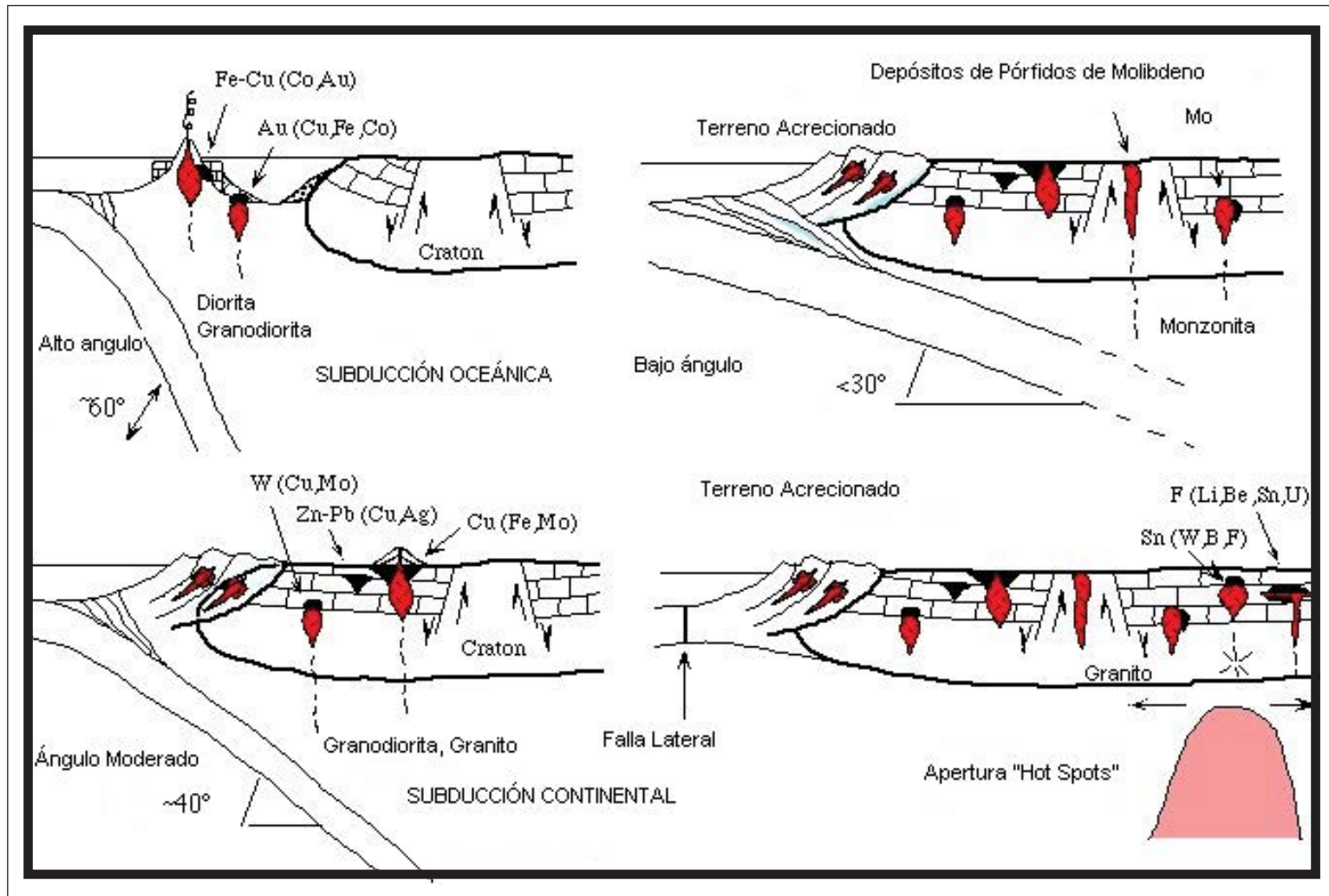


Figura 4. Ambiente de formación de un skarn, referido a un arco magmático donde los intrusivos de composición media - ácida entran en contacto con rocas sedimentarias como calizas y dolomías y de esta interacción suceden fenómenos de metamorfismo de contacto y que posteriormente, con el enfriamiento del intrusivo, se liberan fluidos que reaccionan con las calizas y sucede el fenómeno de metasomatismo

CAPITULO VI

DISTRITO MINERO NUKAY- MINA LA SUBIDA- CUERPO MINERALIZADO “LA SUBIDA/INDEPENDENCIA”

VI.1 Ubicación

La mina Nukay (Fotografía 6) se encuentra en el distrito minero del mismo nombre, Municipio de Eduardo Neri, en la parte central del Estado de Guerrero. El área se encuentra en la subprovincia de la cuenca del río Balsas-Mezcala dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur. En este distrito se localizan numerosos cuerpos mineralizados de tipo skarn Fe-Au, que pertenecen a un cinturón mineralizado bien definido (Tritlla et al. 2003) (Figura 5).

A lo largo de la historia, Nukay se ha explotado con leyes promedio de 7 gr/Ton de Oro en un cuerpo de óxidos de hierro, cuyo mineral es beneficiado en una planta de cianuración en Mezcala; algunos de los yacimientos del distrito, se encuentran actualmente en exploración y explotación (Figura 6).

VI.2 INTRUSIVO NUKAY

En esta región aparecen numerosos depósitos de tipo skarn asociados a intrusivos (Figura 7) (Figura 8) de carácter calcialcalino (de la Garza et al, 1996, Jones y Jackson, 1999a; 1999b; Díaz-Salgado, 2000; Meza-Figueroa et al, 2003), no todos son de carácter económico. Las características geoquímicas de los intrusivos sugieren que su formación se deriva de la fusión parcial de corteza oceánica subducida (Defant y Drummond, 1990; Maury et al, 1996). Como sugieren algunos autores en trabajos previos (Jones y González Partida et al, 2001, González-Partida et al, 2003 a, 2003 b; Lavresse y González-Partida, 2003; Lavresse et al; 2004) existe una relación entre los skarns económicamente productivos como en el caso de Nukay con la intrusión de adakititas. En el caso de depósitos hidrotermales de baja temperatura y porfídicos, Thiéblemont et al, (1997) hallaron una relación preferencial, aunque no excluyente, entre la existencia de depósitos de importancia económica y la presencia de adakititas durante la formación de los mismos. Esta relación se determinó a escala global, de distrito y de depósito. Así, que en los depósitos auríferos comprendidos en el distrito de Mezcala se ha determinado que los mayores contenidos en oro, se encuentran en skarns directamente relacionados con intrusivos adakíticos.

El término adakita fue introducido en la literatura geológica por Defant y Drummond (1990) quienes la utilizaron para referirse a un tipo especial de roca volcánica cuya localidad tipo corresponde a la isla de Adak en las islas Aleutianas en la región boreal de Norteamérica, donde fueron estudiadas por Kay (1978). Este trabajo fue sugerido por primera vez por el Dr. Robert W. Kay quien llegó a la conclusión que estas rocas con una forma geoquímica particular se habían generado por fusión parcial de la corteza oceánica. El término adakita se convirtió en un sinónimo de fundido de corteza oceánica, principalmente basado en las características geoquímicas inusuales de este tipo de rocas. Sin embargo, el uso de este término se aplicó posteriormente a diversas rocas volcánicas formadas por distintos procesos a lo largo de diferentes zonas de subducción cenozoicas (Beate et al 2001, Bourdon et al 2003) y sistemas de subducción fósiles mesozoicos y paleozoicos (Kramer et al. 2004, Zhao et al. 2004). Algunas adakitas como las andinas tienen una importante vinculación con procesos metalogénicos como ha sido discutido en los Andes por Kay et al. (1999, 2004); en otras zonas también se ha estudiado la evolución del magmatismo calcoalcalino adakítico relacionado a las mineralizaciones tipo pórfido cuprífero en el norte de Chile durante el Terciario Inferior.

Los magmas adakíticos pertenecen al conjunto calcoalcalino, con composiciones intermedias a ácidas, ricas en Al_2O_3 y Sr y pobres en tierras raras pesadas (Defant y Drummond, 1990).

En México magmas con características adakíticas han sido reportadas por Cameron and Cameron, (1985); Rogers et al., (1985); Saunders et al., (1987) y Aguillón-Robles et al., (2001). Maury et al., (1996), sostiene que si las adakitas son marcadores geodinámicos de la fusión de corteza oceánica subdusida de edad reciente, ellas aparecen igualmente al inicio de la subducción o bien en casos de subducción oblicua y rápida en una corteza antigua. En el margen Occidental de México la Orogenia Laramide es consecuencia de la subducción de la placa Farallón sobre la de Norte América en un período donde el ángulo de subducción fue bajo (Dickenson and Snyder 1978, Bird 1988, Meschede et al., 1997, Burge and Grand 2000) y la velocidad de la convergencia grande: de 14 cm/año para el Paleoceno, según Clark et al., (1982). En el área de Mezcala el espesor de la corteza actual es de 40 Km según datos reportados por Molina y Urrutia (1993), y se encuentra a +- 300 Km de la paleotrinchera

del Paleoceno, el magma se interpreta como producto de la fusión parcial de una fuente anfibolítica a granate con poca contribución de la cuña del manto, la hidratación del magma como consecuencia propicia la fertilidad metálica aurífera tal y como sucede en los Andes Centrales en el Mioceno según Kay et al., (1999), Kay y Mpodozis (2001).

En la zona de estudio, los cuerpos intrusivos con los que se relaciona la mineralización son de composición granodiorítica. El registro de las rocas magmáticas terciarias que forman la Sierra Madre del Sur abarca desde el Paleoceno hasta el Mioceno, constituyendo una amplia provincia magmática según Morán-Zenteno et al, (1999). Estos autores señalan que dicha provincia se desarrolló en un periodo durante el cual los cambios en la geometría e interacción cinemática de la placa oceánica Farallón y la placa continental de Norteamérica fueron muy variables, al igual que las condiciones dinámicas de deformación de la corteza. Por otro lado, los datos geoquímicos de González-Partida et al. (2003a) ponen de manifiesto el carácter adakítico de los intrusivos productivos del distrito minero de Mezcala. Los fechamientos en algunos cuerpos intrusivos de la zona (Jones y Jackson, 1999a, 1999b; Meza-Figueroa et al, 2003; Levresse et al, 2004) muestran edades entre 63.29 y 64.67 Ma para las adakitas, fechadas por Uranio / Plomo en zircones (Figura 9). Estas edades concuerdan con las de los depósitos de Fe del suroeste de México, o Franja Ferrífera Costera (Pantoja-Alor, 1983; Morán-Zenteno et al, 1999; Tritlla et al, 2003), que están directamente asociados a la actividad tectonomagmática (Figura 10) del Paleoceno, debido a la interacción de la placa Farallón y la placa de Norteamérica. En contraste, en el skarn de Buenavista de Cuéllar, asociado a intrusivos de composición calcialcalina, se obtuvieron edades de 35.9 y 33.1 Ma (Meza-Figueroa et al., 2003), entre el Eoceno y el Oligoceno.

El cuerpo intrusivo Nukay (Figura 11) (Figura 12) es de composición granodiorítica, el cual fueron intrusionadas durante el Terciario según un sistema de fallas y fracturas con dirección NW-SE (De la Garza et al, 1996). Presenta una textura generalmente porfídica, en donde la mesostasis esta compuesta por cuarzo +feldespato microcristalino, con fenocristales de pagioclasas, cuarzo (con bordes de reacción), hornblenda y biotita. Los minerales esenciales que se presentan son oligoclasa-andesina, microclina (poca) y cuarzo; como accesorios abundantes se tiene la biotita y hornblenda y son ricos en apatito+zircón+esfena+titanomagnetita; algunos intrusivos presentan autolitos de

hornblenda. Petrográfica y geoquímicamente corresponden a monzodioritas, tonalitas Fotomicrografía 1) (Las más abundantes) y granodioritas, que presentan una tendencia calcialcalina alta en potasio ($k_2O=3.8\%$ en promedio).

Se distinguen tres fases o pulsaciones intrusivas: 1. Diorita; 2. Granodiorita y 3. Granodiorita con fenocristales de cuarzo beta mayor o igual al 7%.



Fotografía 6. La mina Nukay se encuentra en el distrito minero del mismo nombre, Municipio de Eduardo Neri, en la parte central del Estado de Guerrero

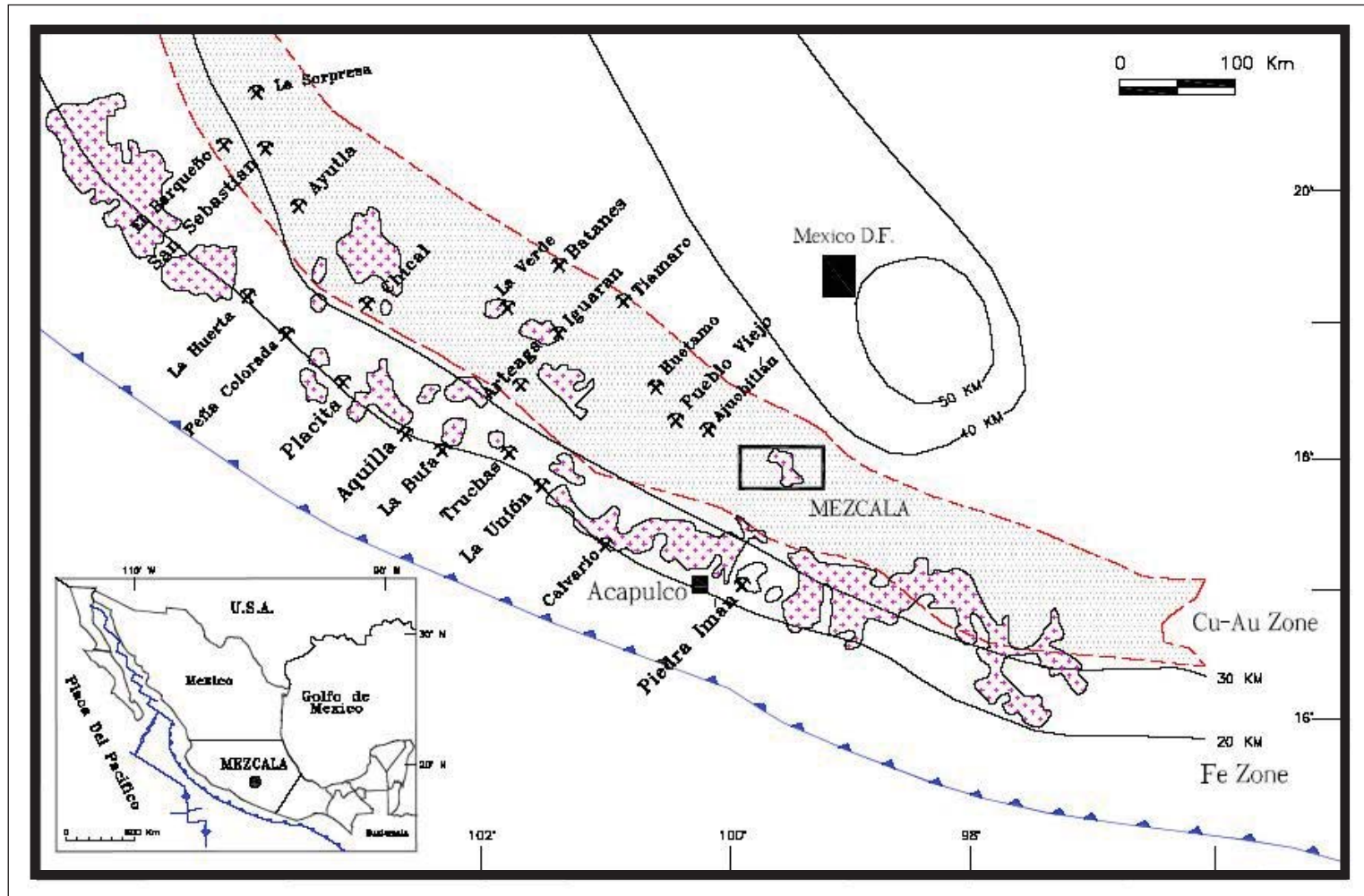


Figura 5. Localización del distrito de Mezcala, cinturón mineralizado de Fe, Fe-Au en la Sierra Madre del Sur (Tritlla, et al, 2003)

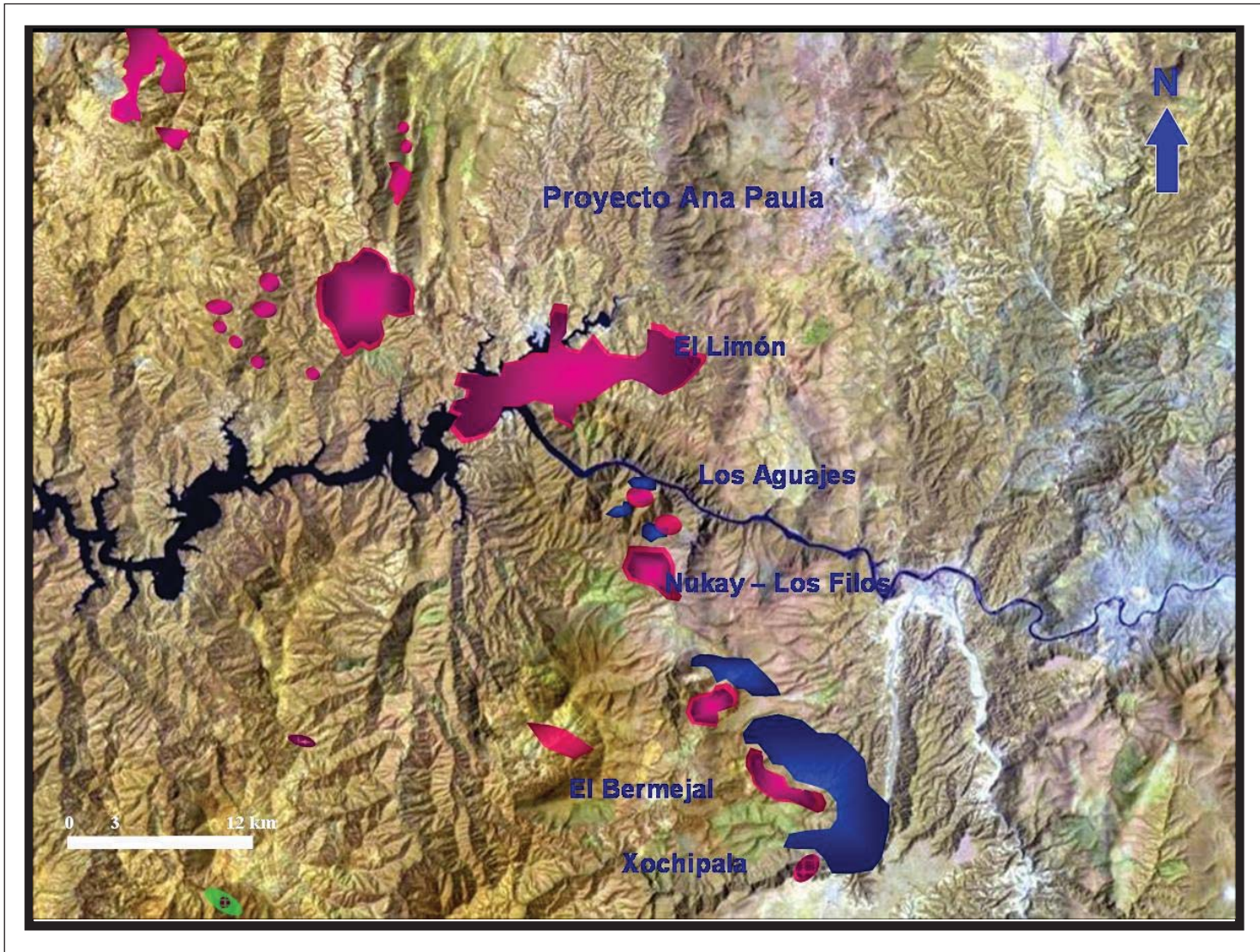


Figura 6. Imagen satelital donde se muestra el yacimiento aurífero Nukay y otros prospectos mineros en la región tipo skarn

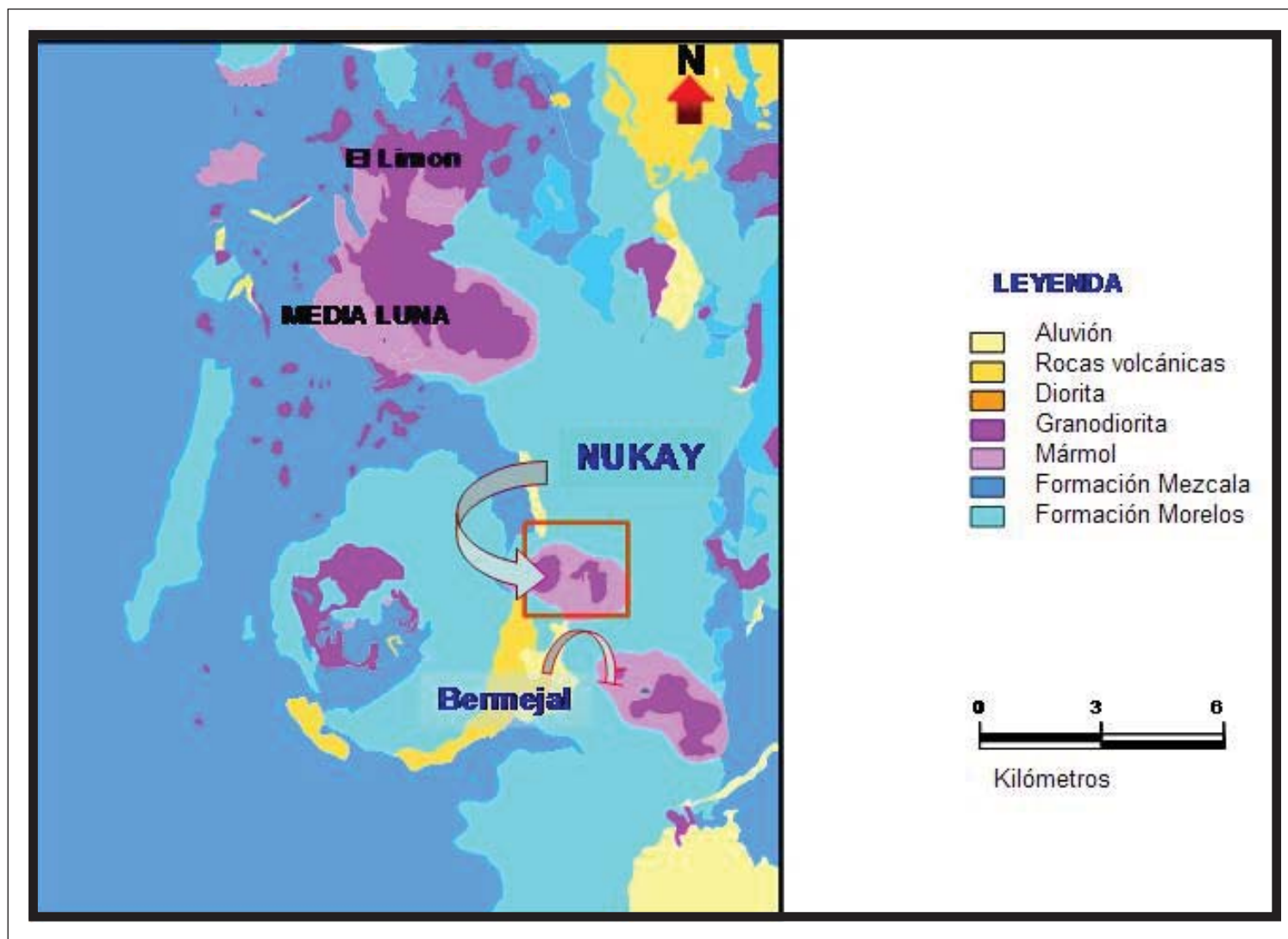


Figura 7. Litología del distrito minero Nukay. Se puede observar la presencia de más intrusivos en la región, lo que convierte a éste distrito minero potencialmente importante.

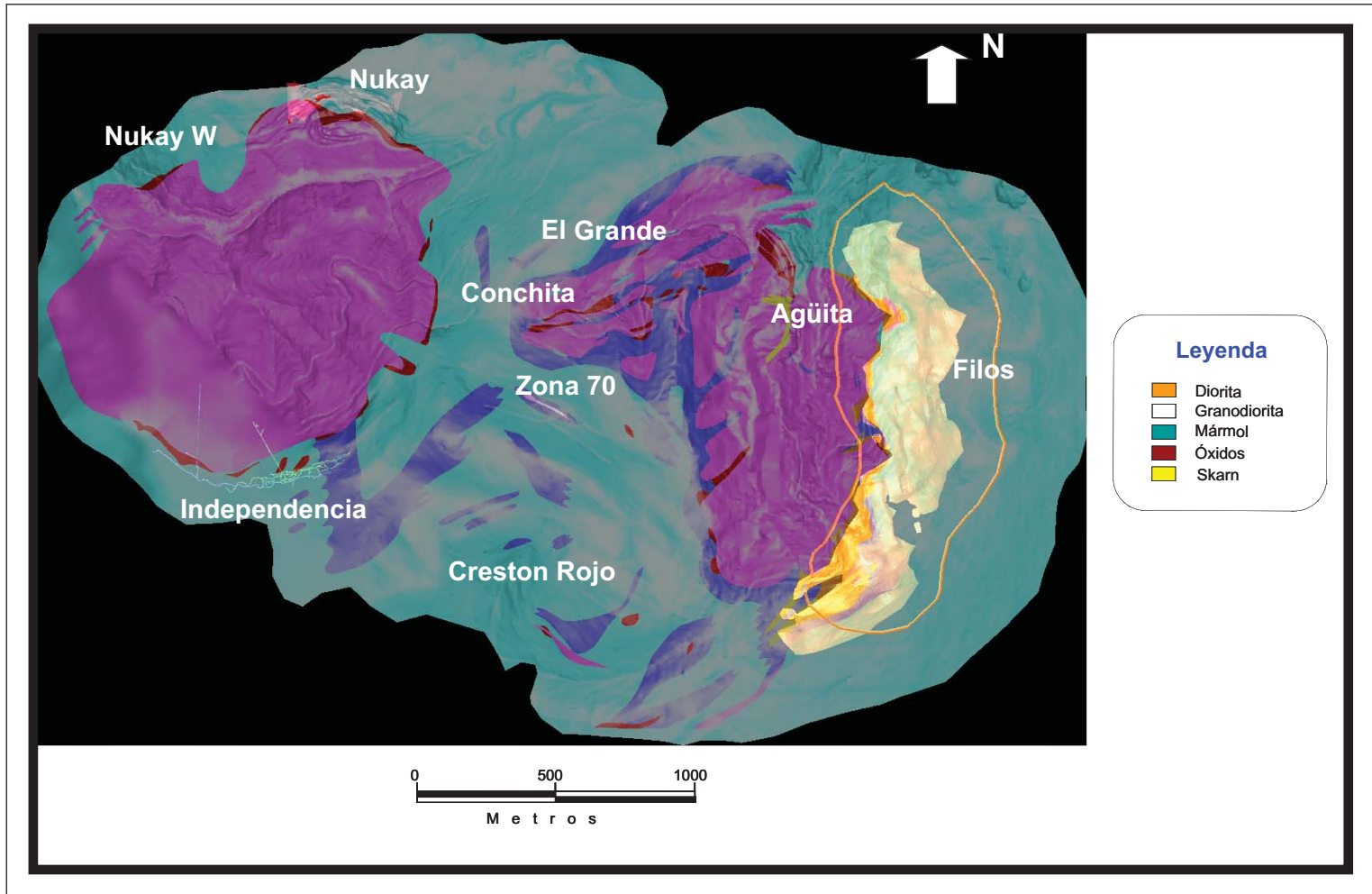


Figura 8. Litología local de la mina Nukay vista de planta

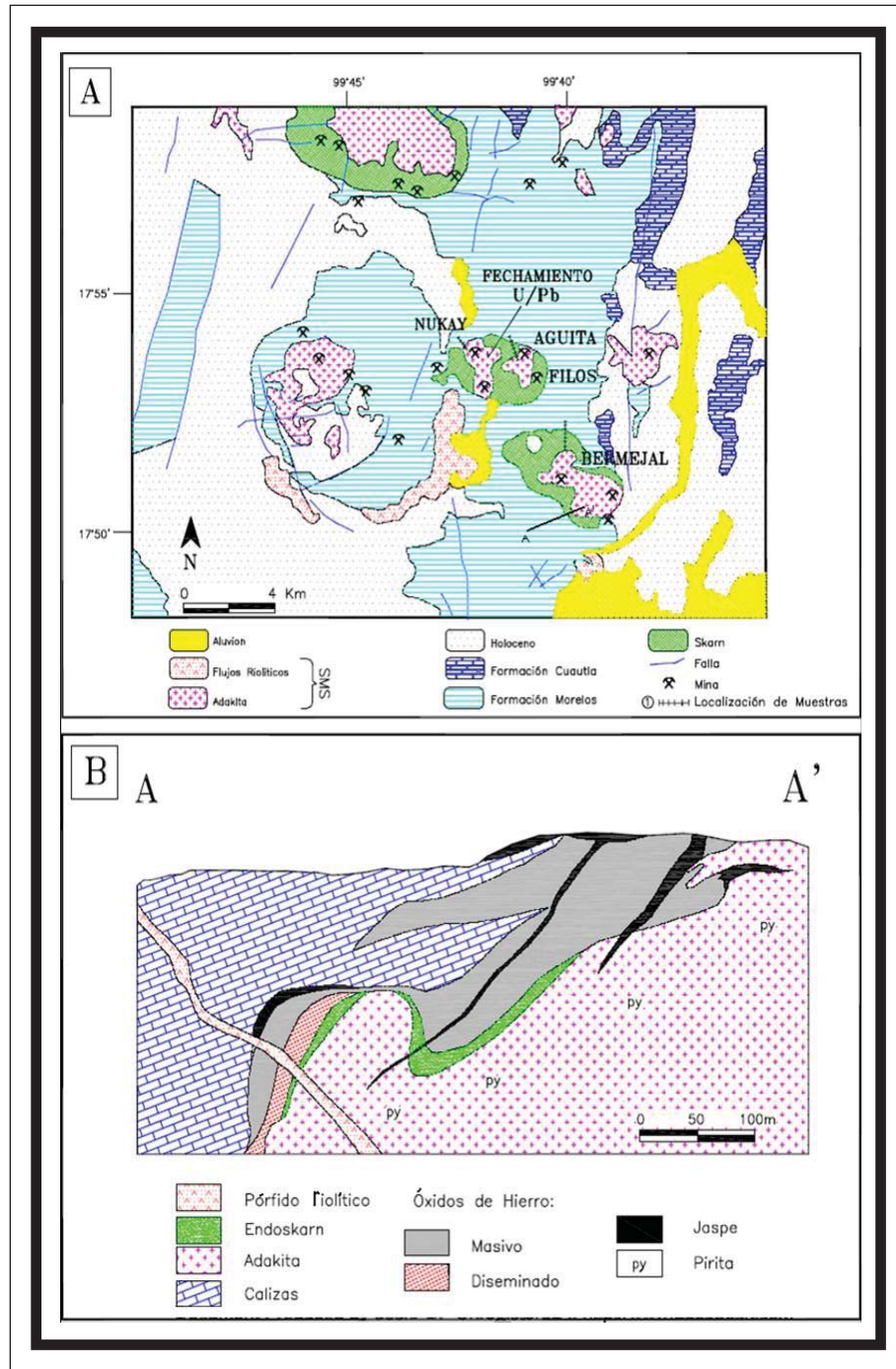


Figura 9. A Mapa geológico de Mezcala señalando el Skarn Fe-Au ;

B Sección transversal A-A' donde está localizado el núcleo de perforación de donde se obtuvieron los datos para fechamiento por el método U/P en Zircones. (Levresse et al, 2004)

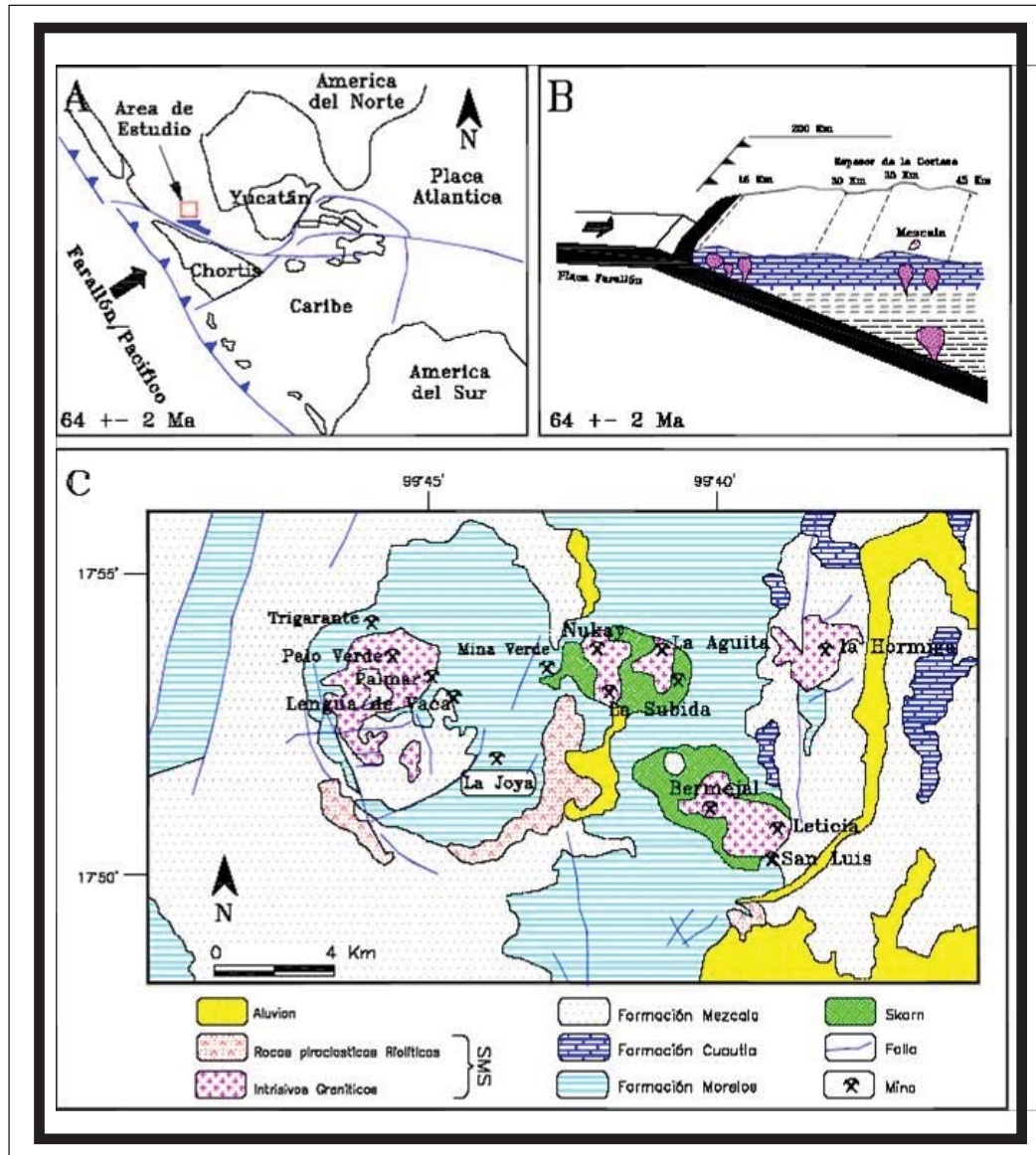


Figura 10 . A: Contexto geotectónico entre las placas continentales de América del Norte y del Sur durante el Paleoceno, cuando se produjeron las mineralizaciones de skarn en el distrito minero de Mezcala, Guerrero (modificado de Meschede *et al.*, 1997).

B: Diagrama de la ubicación geotectónica regional del distrito de Mezcala, durante la misma época, con indicación del espesor de la corteza.

C: Mapa geológico del distrito de Mezcala, mostrando las principales minas y prospectos de la zona. SMS: Sierra Madre del Sur.

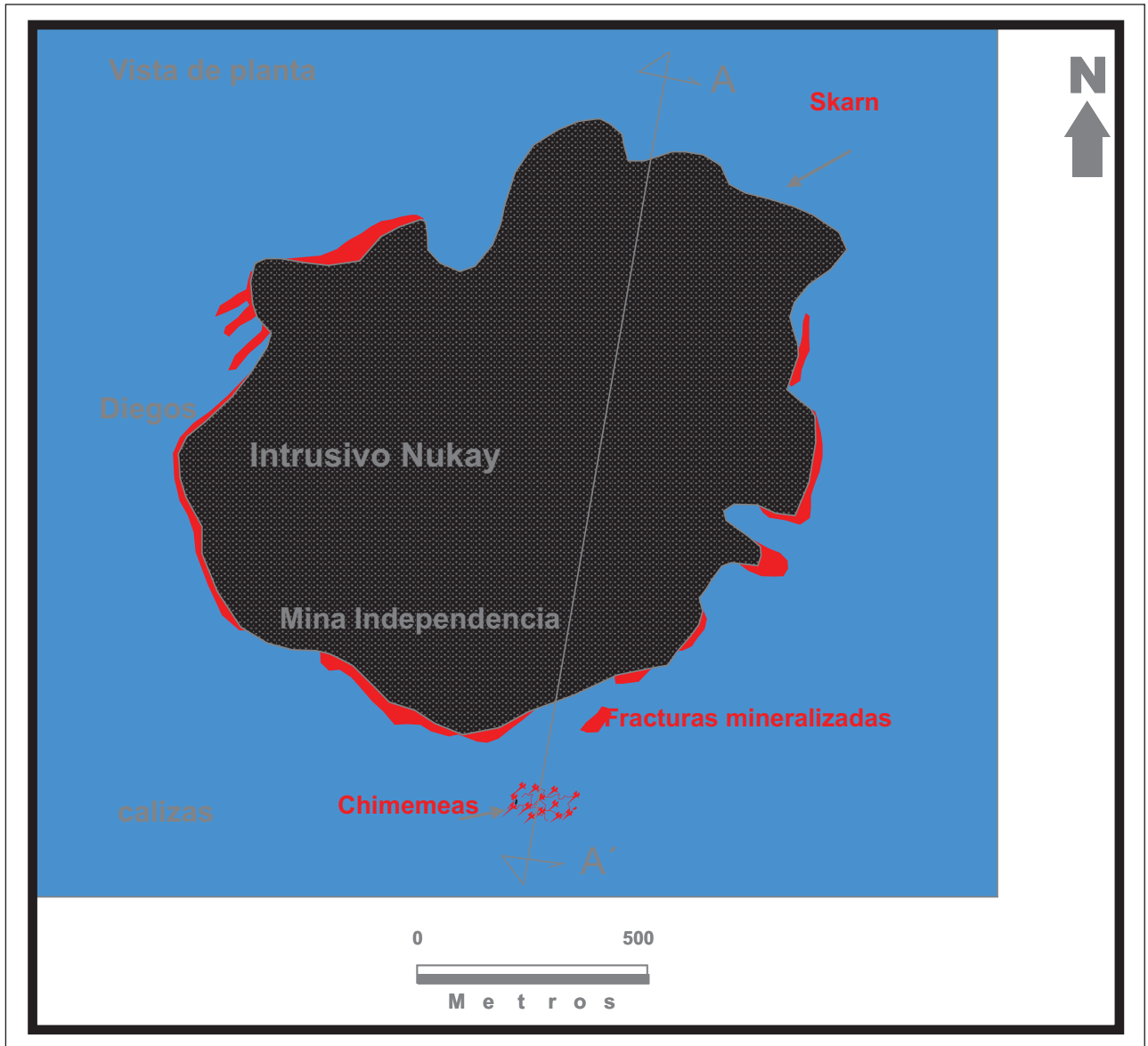


Figura 11. Levantamiento del intrusivo Nukay visto de planta.

Sección A-A del Intrusivo Nukay

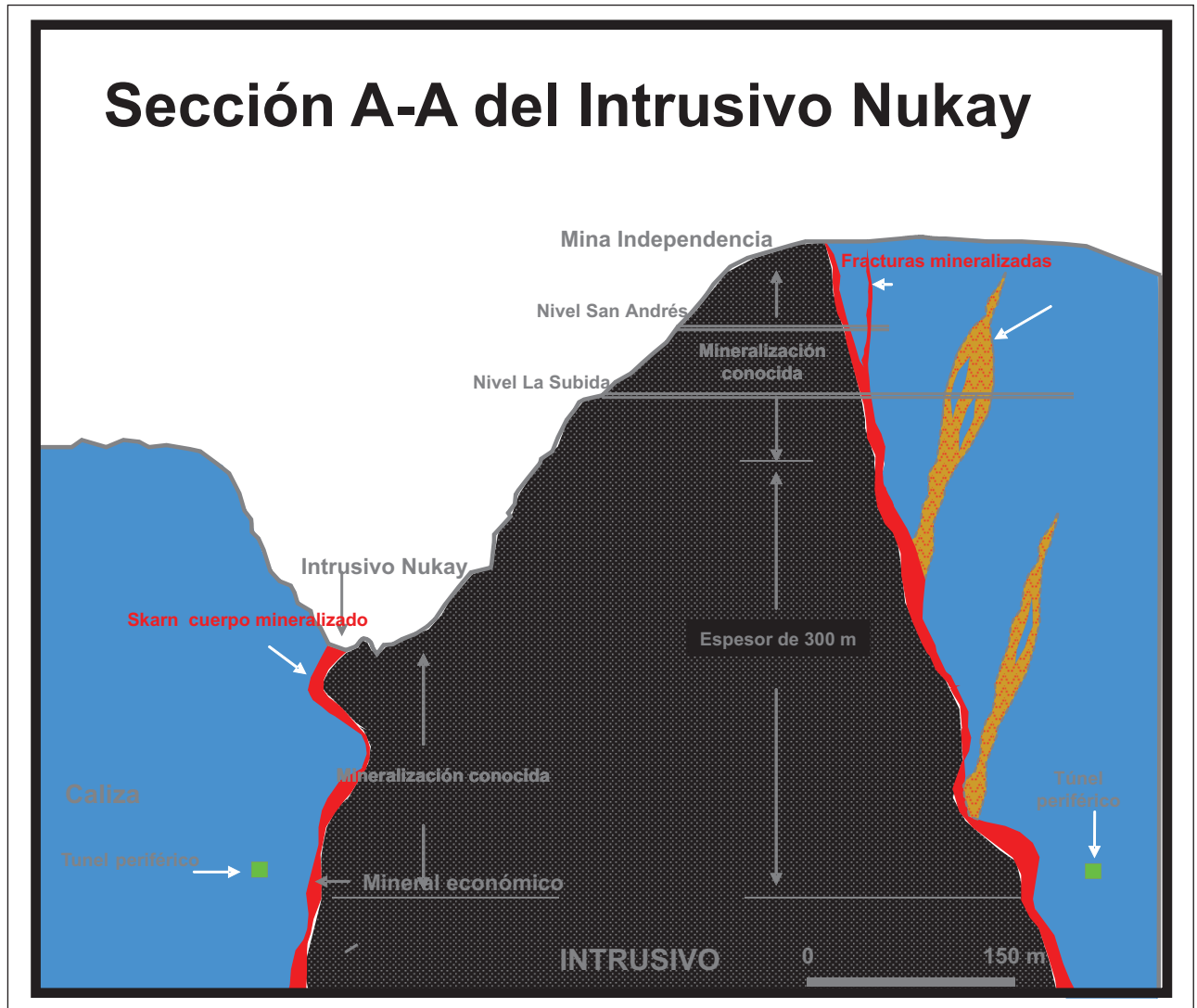


Figura 12. Sección A-A del Intrusivo Nukay

VI.3 ALTERACIONES HIPOGÉNICAS

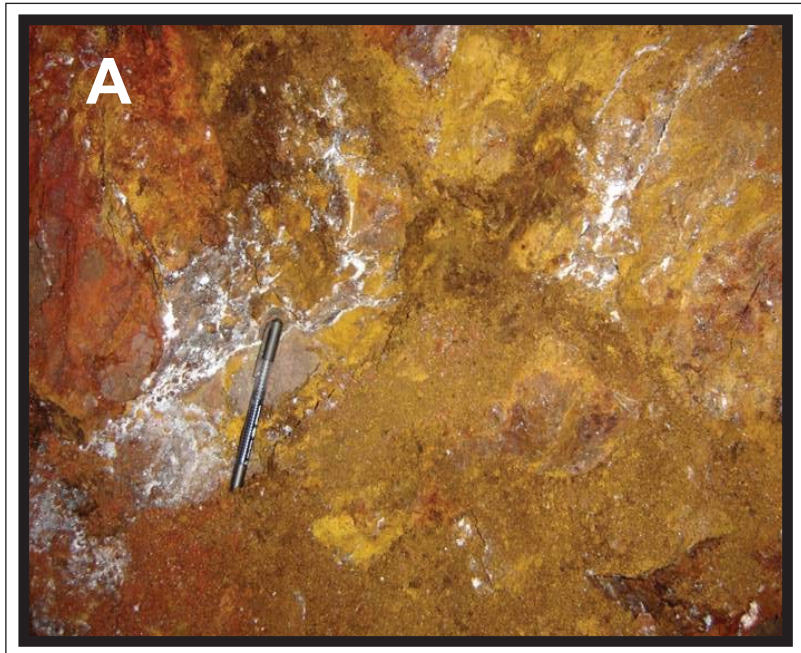
Los intrusivos producen en la fase tardimagmática-metasomática de consolidación, calcosilicatos de alta temperatura y una alteración oxidante meso y epitermal progradante y retrógrada. El endoskarn está constituido por piroxeno, granate, ortoclasa, cuarzo, escapolita y sulfuros, el exoskarn por piroxeno, magnetita, grosularita, antigorita, calcita y caliza recristalizada.

La alteración dominante asociada al cuarzo es ortoclasa dando a la roca una apariencia rosada. En la transición magmática-hidrotermal se tiene fuerte vetilleo de cuarzo fluidal con wollastonita, ortoclasa, granate y hematita, posteriormente se presenta una alteración retrógrada precoz propilítica (tremolita, actinolita, clorita, epidota, cuarzo, sericita), fílica (sericita, cuarzo y calcita) y argílica (caolinita masiva, cuarzo y calcita) óxidos de hierro masivo (Fotografía 7, A y B), con cuarzo y calcita.

VI.4 MINERALIZACIÓN ECONÓMICA

La mineralización del oro en Mezcala ocurre siempre en el skarn y se desarrolla a lo largo de los márgenes de las adakitas (Jones y Jackson, 2001).

Dicha mineralización se encuentra sistemáticamente entre el intrusivo y la roca encajonante (Figura 13) y consiste principalmente de grandes lentes de óxidos de hierro masivos (magnetita, hematita, especularita, goethita) con oro (Fotografía 8), con poca ganga de cuarzo+calcita. En algunos cuerpos se presentan sulfuros de manera muy subordinada (pirrotita, calcopirita, bornita, molibdenita, bismutinita, arsenopirita, pirita, marcasita, esfalerita, galena, calcosita, covelita) y azuritamalaquita en la zona de oxidación, sin llegar a ser económicamente explotables y preceden generalmente a los óxidos.



Fotografía 7. A y B.
Óxidos de hierro masivo aurífero con cuarzo coloidal y calcita



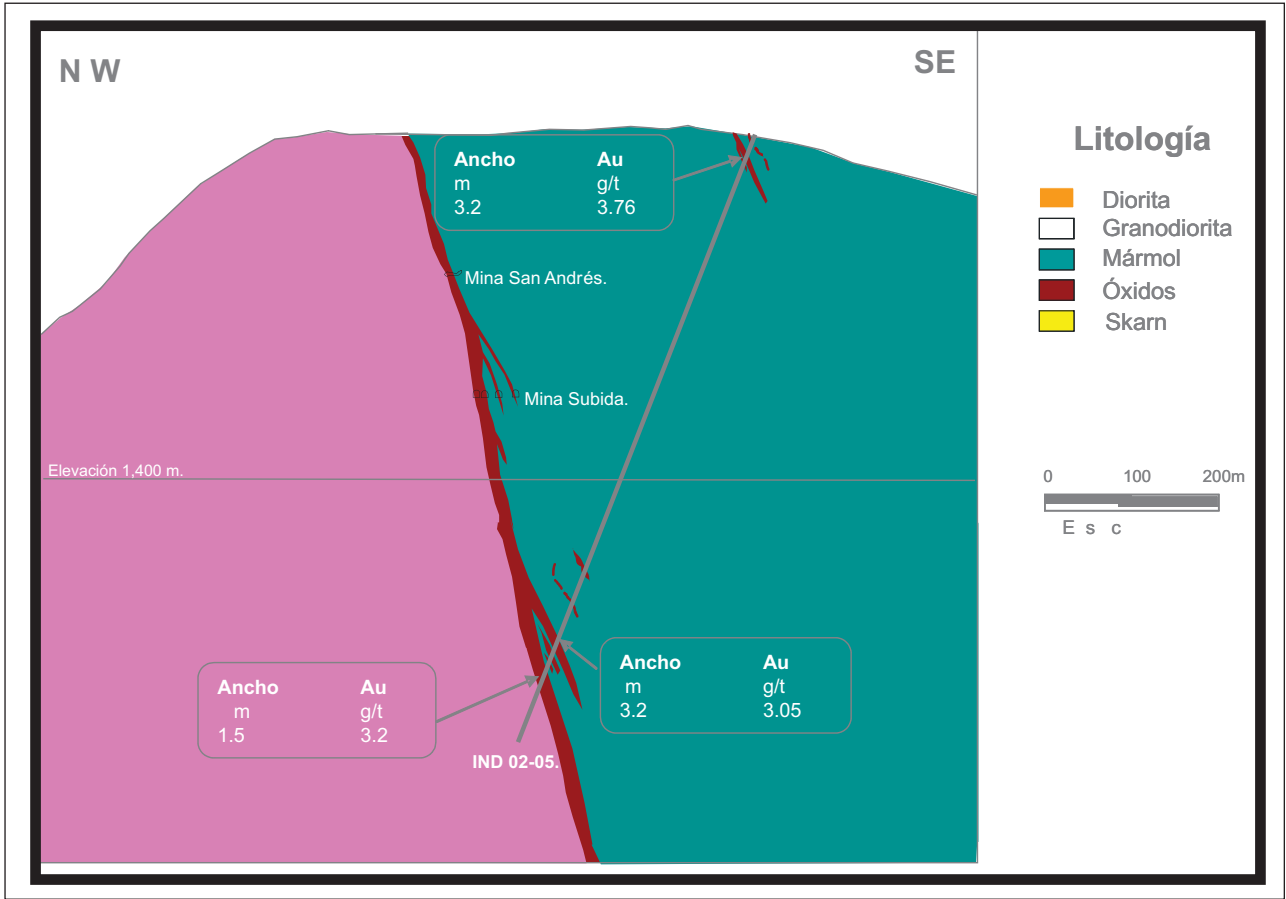
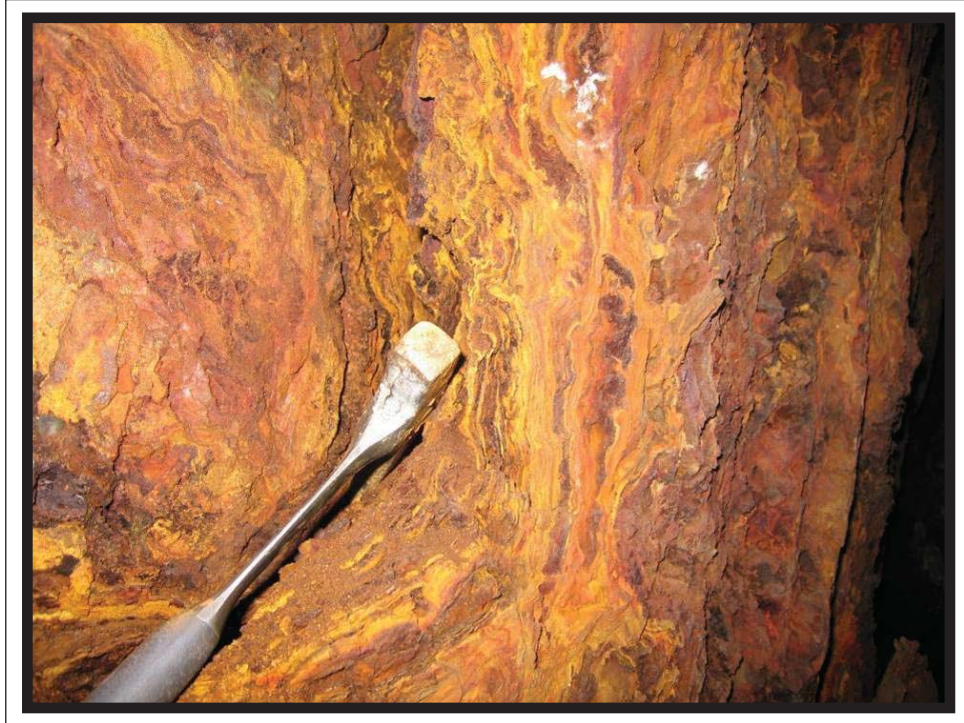


Figura 13. La mineralización económica se encuentra en los óxidos de hierro. En la sección de un barreno de exploración (IND 02-05) corta a la granodiorita y al mármol y es ahí donde fueron depositados los valores más altos de oro.



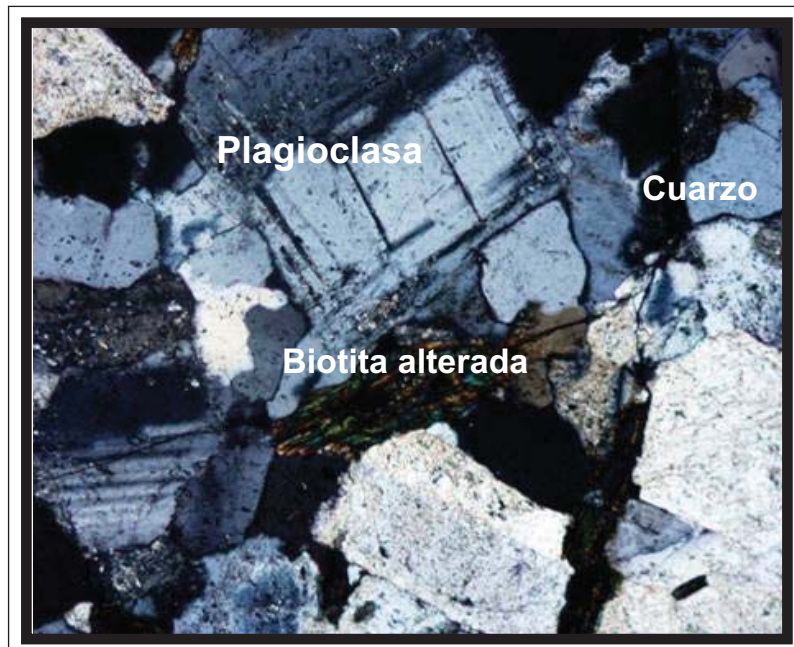
Fotografía 8. Grandes lentes de óxidos de hierro masivos con oro, con poca ganga de cuarzo y calcita

VI.5 ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MINERAGRÁFICO DE LAS MUESTRAS COLECTADAS

Éste capítulo presenta las muestras tomadas dentro y fuera de la Mina La Subida / Independencia.

Las dos primeras láminas delgadas, a las que solo se les analiza petrográficamente, fueron colectadas en los alrededores de la Mina la Subida / Independencia: La primera pertenece al Intrusivo Bermejil (Fotomicrografía 1) y la segunda al hornfels característico de la Formación Mezcala (Fotomicrografía 2).

Intrusivo “El Bermejil” (clave M1)

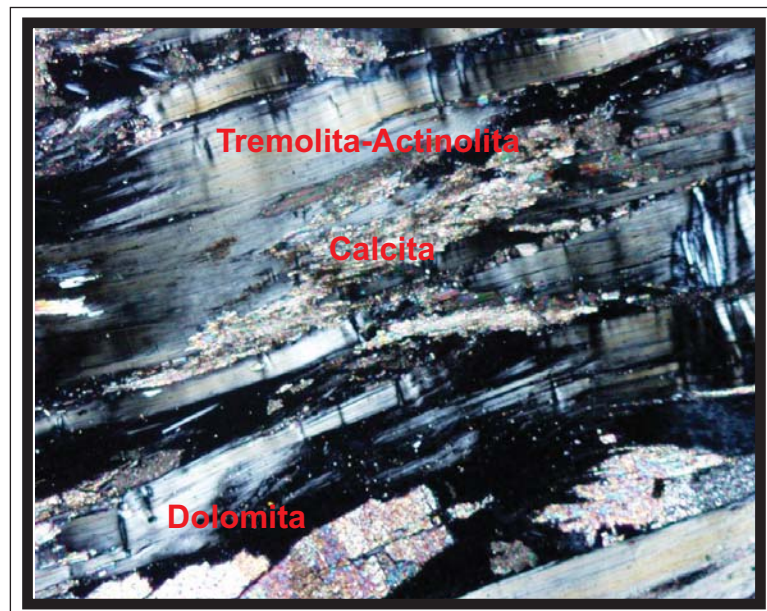


Fotomicrografía 1. Muestra de mano MI1, tomada del intrusivo “El Bermejil”.

Petrográficamente consiste de minerales esenciales como la andesina, oligoclasa y cuarzo, como accesorios presenta biotita, hornblenda, apatita y titanita. De acuerdo a sus características y mineralogía se define como una **tonalita de biotita y hornblenda**.

Cabe a mencionar que el proyecto “El Bermejal” (cuyo intrusivo fue descrito anteriormente) es económicamente explotable, abarca un cuerpo mineralizado en forma circular (planta) de 600 m de diámetro, del cual se pretenden extraer 2 millones de onzas de oro.

HORNFELS (clave Mh1)



Fotomicrografía 2 Actinolita, tremolita, con algunos cristales de dolomita, al cual se le ha definido como **hornfels**. Muestra de núcleo de barreno de exploración DH21-78 que se renombro con la clave MH1, cortando dentro de formación Mezcala.

La muestra del núcleo descrita anteriormente pertenece al hornfels típico de la formación Mezcala debido al metamorfismo.

Las siguientes muestras fueron recolectadas dentro de la mina La Subida / Independencia (Fotografía 9) (Fotografía 10). La mina La Subida / Independencia es el acceso al cuerpo mineralizado más importante del distrito minero Nukay, puesto que éste representa el 70% de las reservas probadas cuantificadas en más de medio millón de onzas de Au, la ley promedio de éste cuerpo es de 7 g/Ton de Au. El cuerpo mineralizado está en contacto con las calizas de la Formación Morelos y el skarn, a lo que podríamos definir como el exoskarn.

Muestra 1 de la Rampa 35, Mina La Subida (M-1)

Descripción: Roca formada por aragonita en bandas de color blanco y rosáceas. Ésta roca presenta drusas u oquedades rellenas por hematita, además de presentar características similares a la de una brecha, dado que existen fragmentos de hematita, los cuales son angulosos y algunos están parcialmente redondeados.

Petrográficamente, la muestra presenta textura no clástica formada por minerales del grupo de los carbonatos, como la aragonita en más abundancia que la calcita y parches de minerales metálicos.

La aragonita desarrolla bandas con hábito fibrorradial (Fotomicrografía 3) que envuelve y sirve como cementante de los parches y cristales de minerales metálicos.

La calcita rellena pequeñas oquedades que existen en las grandes bandas de aragonita, se presenta en romboedros con colores de birrefringencia altos.

Los parches de minerales metálicos se presentan en formas de fragmentos subangulosos y redondeados, los cuales están envueltos por las bandas de aragonita y también están sostenidos la misma.

Mineragráficamente, los minerales metálicos son hematita y oro.

Los cristales de hematita se presentan en grandes placas xenomórficas de color gris con algunas tonalidades de color azul.



Fotografía 9. Mina La Subida vista desde el exterior

Fotografía 10. Acceso vía rampa en la mina la subida a las áreas de explotación.



Los cristales de oro se presentan como pequeñas agrupaciones de minerales de color amarillo y se encuentran en espacios pequeño, están contenidos en las grandes placas de la hematita en una especie de vetillas. Existen pequeñas agrupaciones de estos minerales en delgadas vetillas en las bandas que desarrolla la aragonita. (Fotomicrografía 4)

Muestra 2 de la Rampa 35, Mina La Subida (M-2)

Roca formada esencialmente por minerales metálicos cementados por carbonatos de calcio.

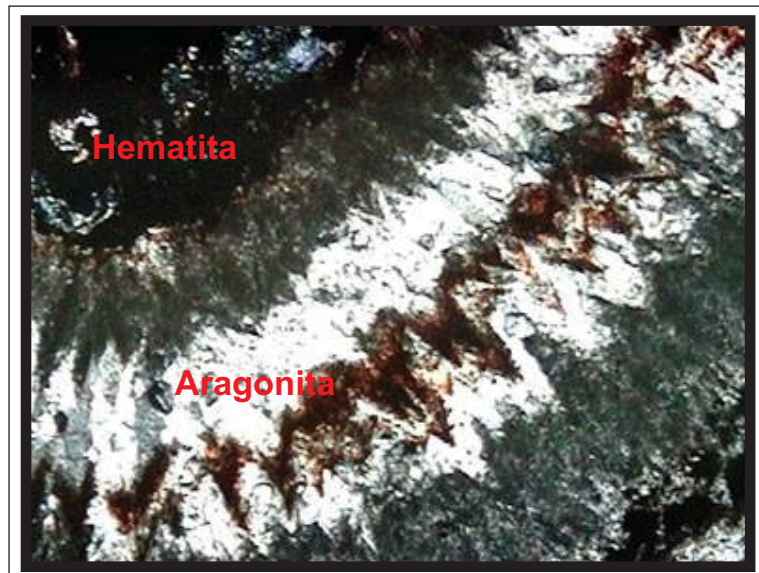
Petrográficamente, la roca presenta textura no clástica formada por abundantes fragmentos de minerales metálicos como hematita, los cuales son cementados por carbonatos.

Al microscopio minerográfico, la roca presenta abundantes cristales de hematita y oro. La hematita se presenta en grandes placas y en parches redondeados de color gris. Existen pequeñas fracturas en donde se disponen agrupaciones de microcristales de oro, los cuales se presentan en placas xenomórficas de color amarillo. (fotomicrografía 5a, 5b).

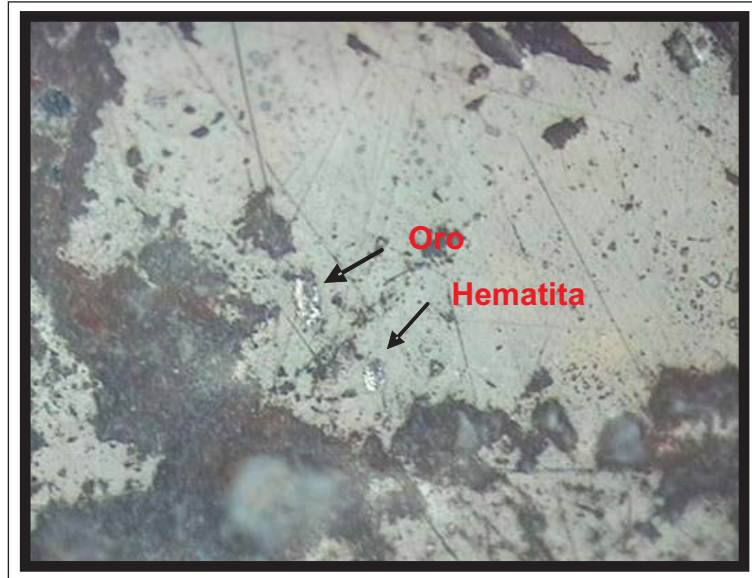
Por las características petrológicas, petrográficas y minerográficas se deduce que: las rocas con clave M-1 y M-2 de la Rampa 35 en la mina La Subida se desarrollo en un ambiente de intenso hidrotermalismo, con el siguiente orden de cristalización:

Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Aragonita		■	
Calcita		■	
Hematita	■		
Ilmenita			■
Oro		■	

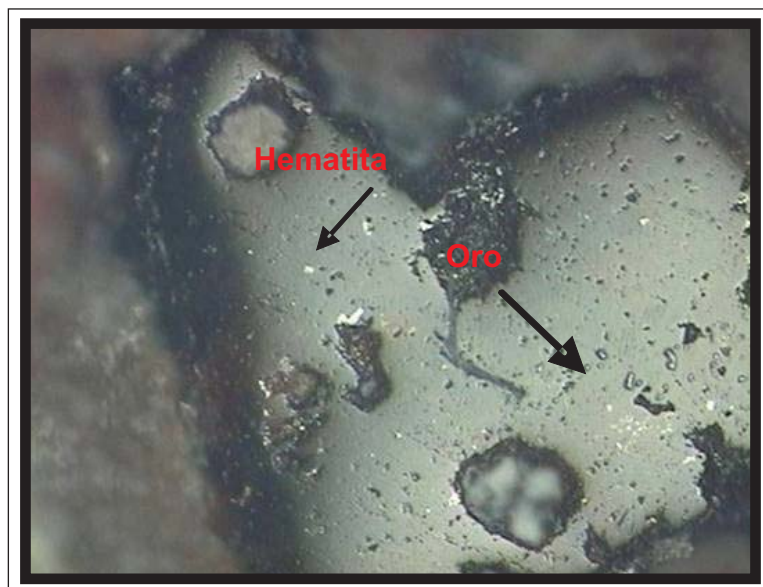
La etapa 1 y 2 están relacionadas con la fuerte alteración hidrotermal y la etapa 3 está relacionada con la alteración de la hematina.



Fotomicrografía 3 de la muestra M1 de la Rampa 35 de la mina la Subida (NII, 2X), en donde se observa la cristalización de la aragonita en bandas con hábito fibrorradial que envuelve y sirve como cementante minerales metálicos



Fotomicrografía 4 de la muestra M1 de la Rampa 35 de la mina la Subida (NII, 10X) donde se observa las grandes placas xenomórficas de hematita, aunque también se presentan entre los cristales de aragonita



Fotomicrografía 5a de la muestra M2 de la Rampa 35 de la mina la Subida (NII, 10X), en donde se observa la hematita en grandes placas, así como los cristales de oro en placas automórficas en los cristales de hematita.



Fotomicrografía 5b de la muestra M2 de la Rampa 35 de la mina la Subida (NII, 10X), en donde se observa los cristales de oro en placas automórfica entre metidos en los cristales de aragonita.

Muestra con clave Mso1

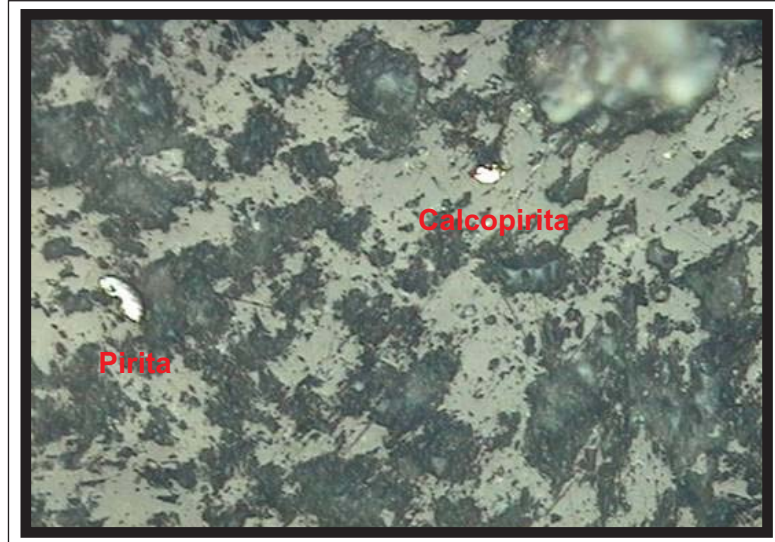
Roca de color gris de textura no clásica grainstone en bandas, formada por granos de calcita. La roca contiene oquedades rellenas por cristales de calcita y manchones de óxidos de hierro.

Al microscopio se observa una textura tipo grainstone, formada por cristales de calcita (Fotomicrografía 6); con tamaños no mayores a 0.3 mm y exhiben bordes dentados. Esta característica óptica hace suponer que la roca tiene moderada recristalización. En forma diseminada en toda la roca se observan manchones de óxidos de hierro.

Al microscopio mineragráfico, presenta cristales esporádicos de calcopirita y pirita (Fotomicrografía 7). Los primeros cristales son xenomórficos de tamaños no mayores a 1 mm; los cristales de pirita muestran características muy similares a la de la calcopirita, es decir en cristales xenomórficos y con tamaños no mayores a 1 mm.



Fotomicrografía 6 de la muestra con clave MS01 (NII 2X) en donde se muestra la textura no clásica tipo grainstone formada esencialmente por cristales de calcita.



Fotomicrografía 7 de la muestra con clave MS01 (NII 10X) en donde se muestra la presencia de calcopirita y pirita en cristales xenomórficos.

Muestra con clave MS02

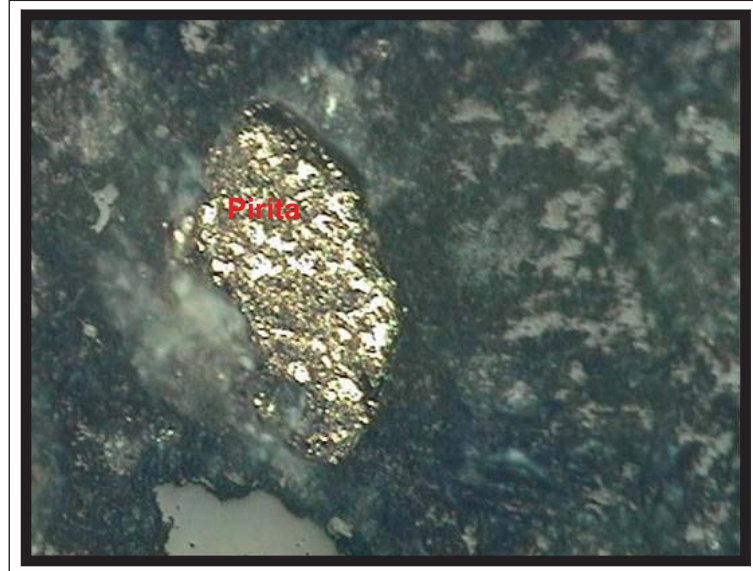
Roca de color gris, con textura no clástica, grainstone, masiva formada por calcita. La roca está recristalizada.

Al microscopio se observa una textura no clástica, grainstone formada por cristales de calcita (Fotomicrografía 8) que muestran tamaños no mayores a 0.5 mm y exhiben bordes dentados. Esta característica óptica hace suponer que la roca está fuertemente recristalizada con bandas y manchones de minerales metálicos.



Fotomicrografía 8 de la muestra con clave MS02 (NII 2X) en donde se muestra la textura no clástica grainstone formada esencialmente por cristales de calcita.

Al microscopio, la roca presenta pirita y calcopirita, con mayor abundancia de la primera. Los cristales de pirita se presentan en microaglomerados (Fotomicrografía 9) que se disponen al parecer en los espacios intersticiales que dejan la unión de los cristales de calcita.



Fotomicrografía 9 de la muestra con clave MS02 (NII 10X) en donde se muestran los microaglomerados de pirita, estos están creciendo entre los espacios intersticiales de los granos de calcita.

Por sus características texturales se trata de una caliza tipo grainstone recristalizada, con la presencia errática de pirita y calcopirita.

Muestra con clave MS03

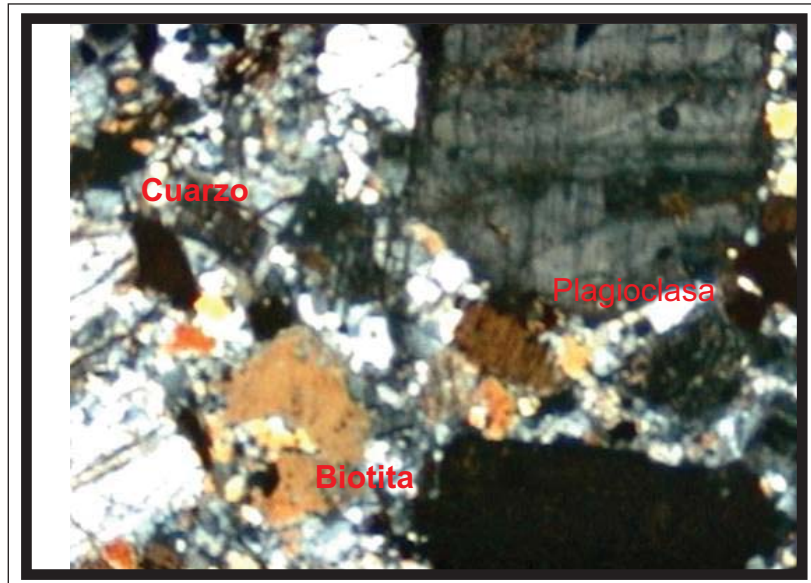
Roca de color blanco amarillento con textura fanerítica y moderada alteración tipo filica, los minerales presentes son: feldespato potásico, plagioclasa y biotita; también se observan algunos manchones de óxidos de hierro y óxidos de manganeso.

Los feldespatos potásicos presentan coloraciones amarillentas, tamaños mayores a 1 mm y contornos subedrales. La plagioclasa presenta características muy semejantes a los feldespatos potásicos, sólo que con una coloración más blanca. Los cristales de biotita presentan colores pardos y tamaños no mayores a 1 mm, sus formas son tabulares y sus contornos son subedrales.

Petrográficamente, la roca presenta textura holocristalina (fotomicrografía 10) formada por minerales de plagioclasa, feldespato potásico, poco cuarzo, cristales de biotita y algunos minerales opacos.

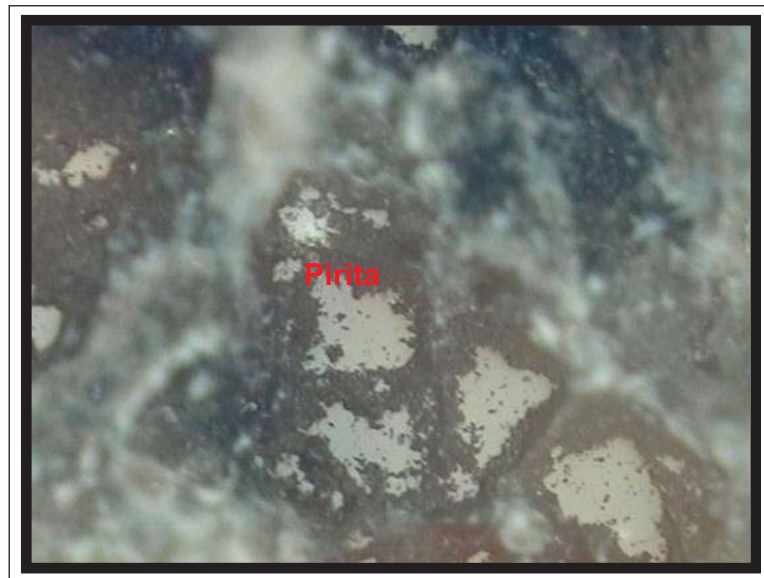
Los cristales de plagioclasa presentan tamaños de hasta 2 mm, con contornos subedrales con bordes dentados y maclas tipo albita con zoneamiento. Los cristales de feldespato potásico son menos abundantes que los de plagioclasa, este tipo de minerales presentan intercrecimiento peritítico, tamaños de hasta 2 mm y contornos subedrales con bordes denticulados. Los cristales de cuarzo, exhiben tamaños de hasta 1.5 mm, formas anedrales y bordes dentados. La biotita presenta colores pardos con formas laminares y tamaños de hasta 1.5 mm en su eje más largo. En la roca existen de manera dispersa minerales opacos, que igualmente no alcanzan tamaños mayores a 1 mm; también presentan bordes dentados.

La manifestación de los bordes dentados o denticulados de la mayoría de los minerales contenidos en la roca, hace suponer la presencia de una débil a moderada recristalización.



Fotomicrografía 10 de la muestra con clave MS03 (NX 2X) en donde se exhibe la textura holocrystalina formada por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita. Esta roca muestra débil alteración filica.

Al microscopio mineralográfico se observan cristales de pirita con formas xenomórficas (Fotomicrografía 11) y tamaños menores a 1 mm. Estos cristales se presentan incluidos en algunos manchones de óxidos de hierro.



Fotomicrografía 11 de la muestra con clave MS03 (NX 10X) en donde se exhiben los cristales xenomórficos de pirita en los manchones de óxidos de hierro.

La roca se clasifica como una granodiorita de biotita, con débil alteración fílica con la presencia de minerales metálicos de pirita diseminada.

Muestra con clave MSo4

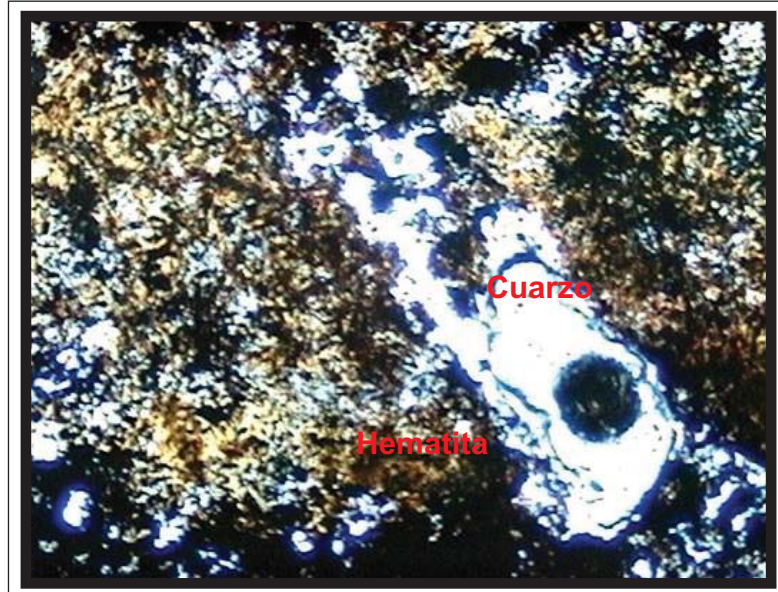
Roca de color amarillento intensamente alterada, presenta textura fanerítica formada por minerales amarillentos alterados derivados probablemente de feldespato potásico y plagioclasa; se observan pocos cristales de cuarzo, y filosilicatos. Toda la roca en su conjunto presenta manchones de óxidos de hierro.

Por el grado de alteración no fue posible realizar lámina delgada ni sección pulida, sin embargo, por las características megascópicas se puede deducir que la roca tiene composición granodiorítica con alteración fílica con la presencia de óxidos de hierro.

Muestra con clave MSo5

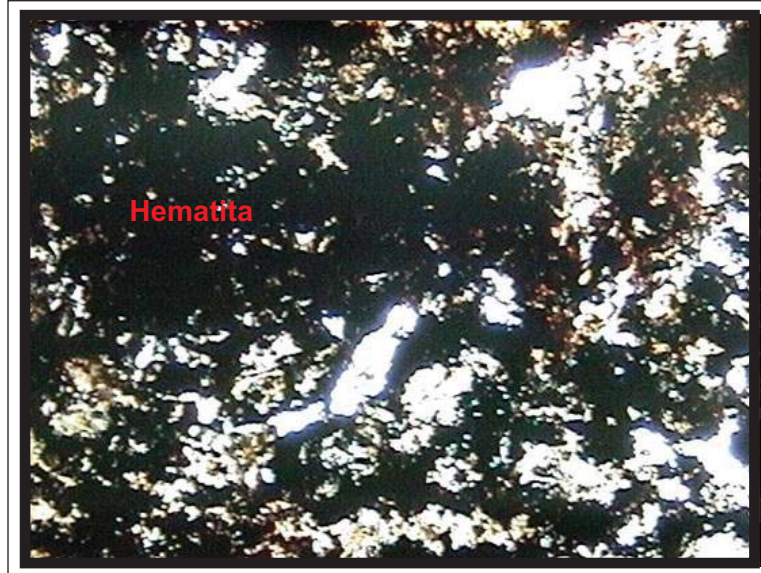
Roca de color rojo con aspecto brechoide, con fragmentos de rocas completamente hematizadas, los cuales están sostenidos o cementados por óxidos de hierro tipo hematita y limonita.

Al microscopio, la roca presenta minerales metálicos que son atravesados por pequeñas fracturas rellenas de cuarzo (Fotomicrografía 12). Ocasionalmente se observa una masa microcristalina probablemente de calcita, la cuál fue reemplazada por la hematita.



Fotomicrografía 12 de la muestra con clave MS05 (NII 2X) en donde se exhibe una masa de cristales de hematita que están soportados por calcita; también se observa una fractura rellena por cuarzo.

Al microscopio mineragráfico, la roca solamente presenta las tonalidades típicas de los óxidos de hierro como la hematita y limonita (Fotomicrografía 13).



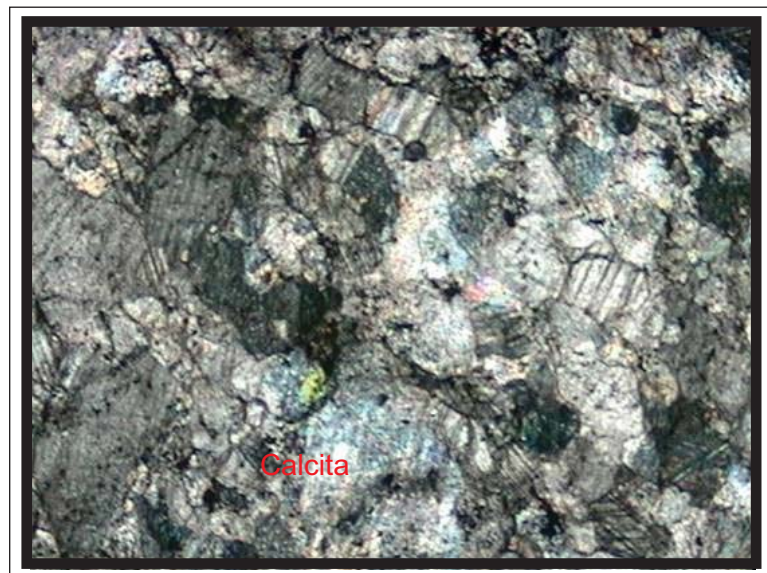
Fotomicrografía 13 de la muestra con clave MS05 (NII 10X) en donde se exhibe una masa de cristales de hematita que están soportados por minerales formadores de roca.

Por sus características texturales y ópticas, se concluye que se trata de una brecha fuertemente hematizada y limonitizada.

Muestra con clave MS06

Roca de color gris con textura grainstone masiva, formada por granos de calcita. La roca presenta oquedades rellenas de calcita. También la roca presenta fracturas y manchones de óxidos de hierro.

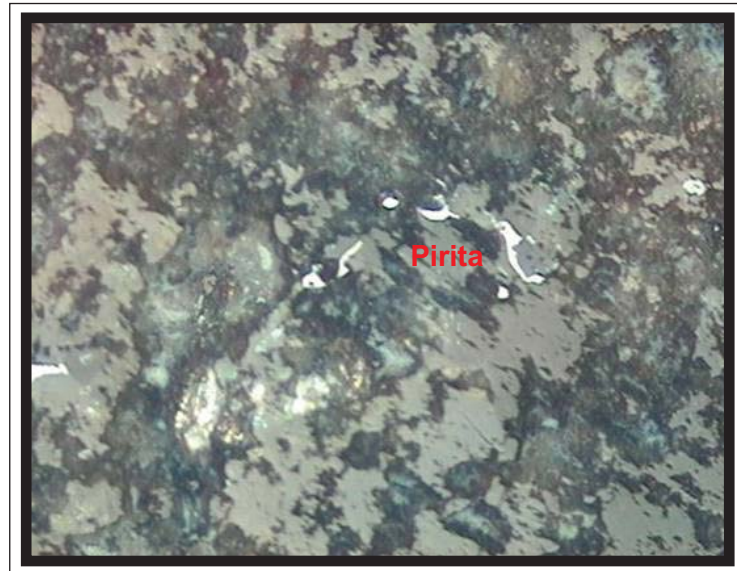
Al microscopio, la textura de la roca es tipo grainstone formada por cristales de calcita (Fotomicrografía 14). Con tamaños menores a 0.5 mm y exhiben bordes parcialmente denticulados. Esta característica óptica hace suponer que la roca tiene débil recrystalización. En roca ocurren manchones y fracturas rellenas de minerales metálicos.



Fotomicrografía 14 de la muestra con clave MS06 (NII 2X) en donde se muestra la textura no clásica tipo grainstone formada esencialmente por cristales de calcita.

Al microscopio mineragráfico, la roca presenta pirita (Fotomicrografía 15), los cuales se disponen de manera errática entre los espacios intersticiales de los granos de calcita. Los cristales de pirita presentan tamaños menores a 1 mm, xenomórficos y en algunas ocasiones se encuentran automórficos.

La roca se clasifica como de una caliza tipo grainstone débilmente recristalizada y pirita diseminada.



Fotomicrografía 15 de la muestra con clave MS06 (NX 10X) en donde se exhiben los cristales xenomórficos de pirita entre los espacios intersticiales que forman los cristales de calcita.

Muestra con clave MSo7

Roca de color blanco verdoso con textura fanerítica, formada por minerales de plagioclasa, cuarzo y biotita.

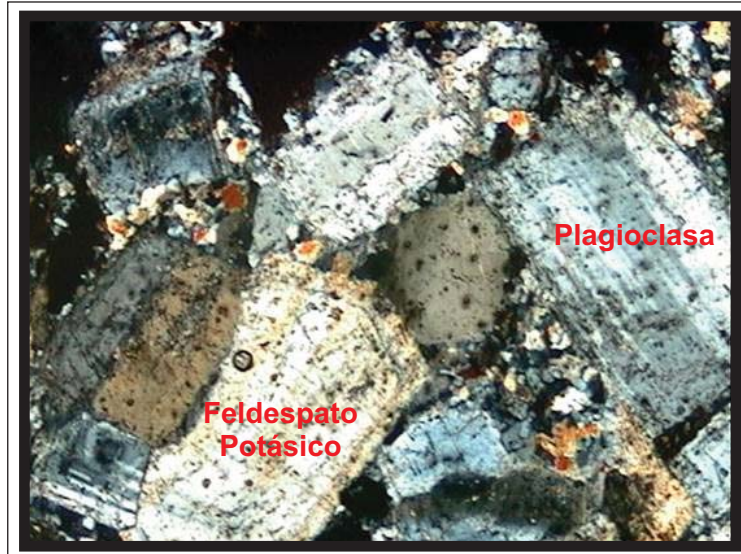
La plagioclasa presenta coloraciones blancas, tamaños mayores a 1 mm y cristales subedrales. El cuarzo es mucho menos abundante y presentan características muy semejantes a las plagioclasas. Los cristales subedrales de biotita muestran colores pardos con tamaños menores a 1 mm.

Al microscopio, la roca presenta textura holocristalina (Fotomicrografía 16), formada por cristales de plagioclasa, poco feldespato potásico, cuarzo, biotita, y algunos aglomerados de anfíboles.

Las plagioclasas son subedrales con bordes parcialmente denticulados, tamaños entre 0.2 a 2 mm, presentan macla tipo albita y algunos cristales presentan zoneamiento. Los cristales de feldespato potásico son mucho menos abundantes que los de plagioclasa; estos cristales de feldespato potásico exhiben contornos subedrales con bordes dentados, tamaños de entre 0.2 hasta 1.5 mm; presenta intercrecimientos perfiticos.

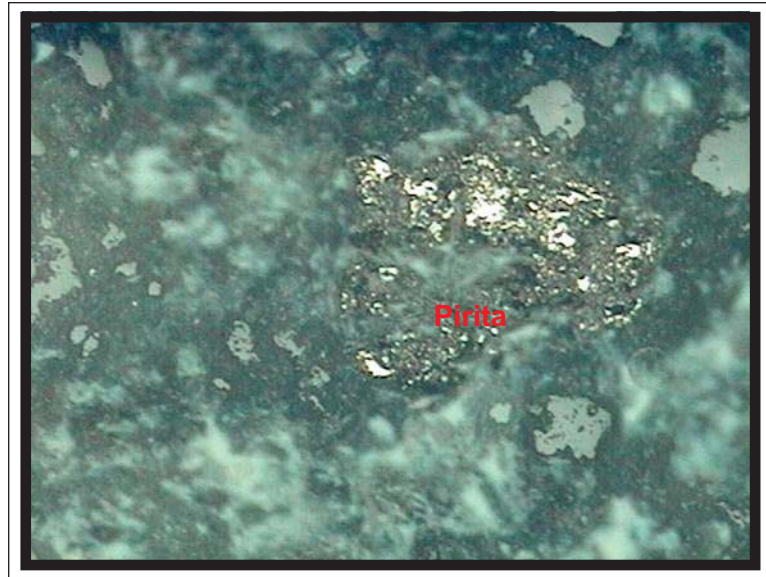
Los cristales de cuarzo, exhiben tamaños de hasta 1.5 mm, son anedrales. La biotita presenta colores pardos con formas laminares y tamaños de hasta 1 mm. Los aglomerados de anfíboles son muy dispersos y los cristales que forman esos aglomerados tienen tamaños de hasta 0.2 mm con birrefringencia verde de segundo y tercer orden.

En la roca existen, de manera dispersa minerales opacos, con tamaños menores a 1 mm.



Fotomicrografía 16 de la muestra con clave MS07 (NX 2X) en donde se exhibe la textura holocrystalina formada por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita. Esta roca muestra débil alteración filica.

Al microscopio minerográfico, la roca presenta pirita (Fotomicrografía 17) y en ocasiones cristales de calcopirita. Los cristales de pirita se disponen de manera errática entre los espacios intersticiales de la roca. Estos cristales de pirita son xenomórficos y miden hasta 2 mm.



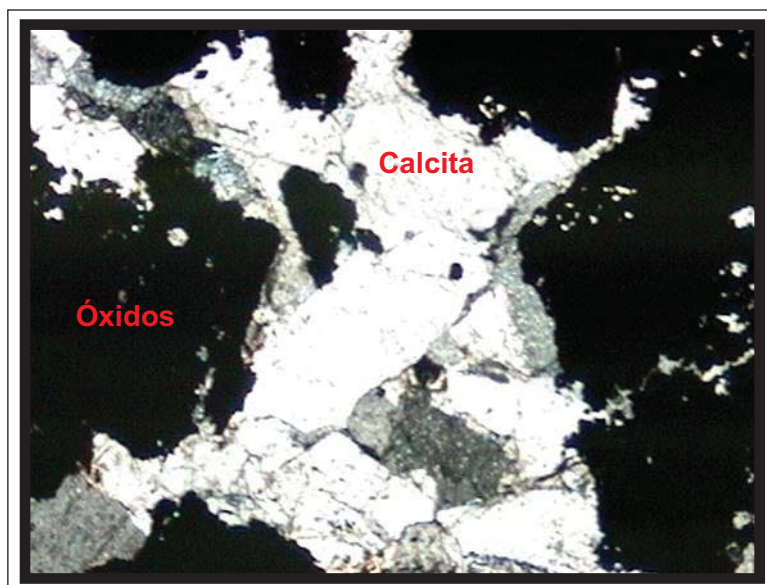
Fotomicrografía 17 de la muestra con clave MS07 (NII 10X) en donde se exhiben los cristales xenomórficos de pirita entre los espacios intersticiales que forman los cristales de roca

La roca se clasifica como una granodiorita de biotita con moderada alteración filica, con la presencia de pirita y calcopirita.

Muestra con clave MSo8

Roca de color rojizo que presenta textura brechoide formada por fragmentos angulosos de carbonatos de calcio, al parecer se trata de fragmentos de calcita y aragonita, los cuales están sostenidos por óxidos de hierro (hematita y limonita). En la roca se observan drusas rellenas por pequeños cristales de calcita.

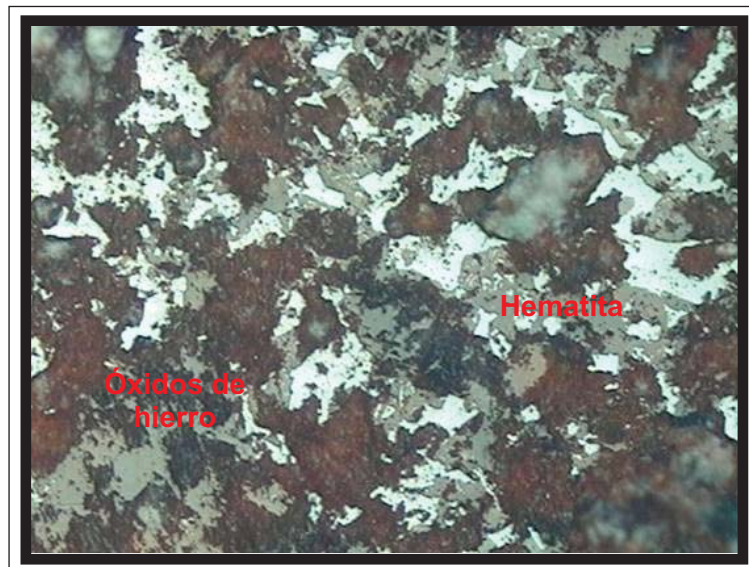
Al microscopio, la roca presenta una textura no clástica, formada por abundantes fragmentos de hematita, los cuales están sostenidos o cementados por calcita (Fotomicrografía 18). La roca presenta fracturas rellenas por pequeños cristales de cuarzo.



Fotomicrografía 18 de la muestra con clave MSo8 (NII 2X) en donde se muestra la textura no clástica (brechoide) formada por fragmentos de óxidos de hierro cementados o sostenidos por cristales de calcita

Al microscopio minerográfico, la roca presenta hematita y limonita. La hematita se encuentra en placas xenomórficas (Fotomicrografía 19) grandes, que están rodeadas por limonita.

La roca se clasifica como una brecha limonitizada



Fotomicrografía 19 de la muestra con clave MS08 (NX 10X) en donde se exhiben los cristales xenomórficos de hematita, los cuales están sostenidos por limonita y minerales formadores de la roca

Muestra con clave MS09

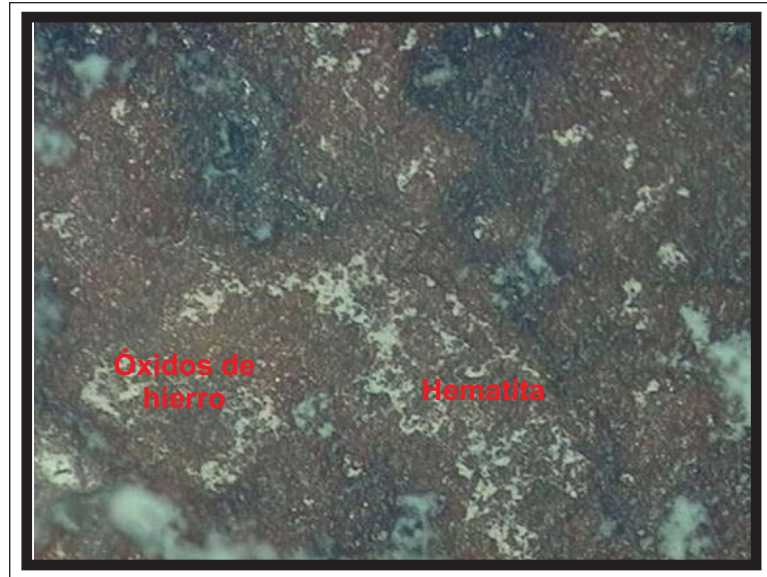
Roca de color rojizo con textura brechoide formada por fragmentos angulosos de carbonatos de calcio moderadamente silicificados, éstos están sostenidos por óxidos de hierro (hematita y limonita). En la roca se observan drusas rellenas por pequeños cristales de calcita.

Al microscopio, la roca presenta textura no clástica formada por abundantes fragmentos de hematita (Fotomicrografía 20), los cuales están sostenidos o cementados por calcita. La roca presenta fracturas rellenas por pequeños cristales de cuarzo.

Al microscopio minerográfico, la hematita presenta pequeñas placas de hematita que están sostenidas por óxidos de hierro y por minerales formadores de roca (Fotomicrografía 21).



Fotomicrografía 20 de la muestra con clave MS09 (NII 2X) en donde se muestra la roca formada por fragmentos de óxidos de hierro cementados o sostenidos por cristales de calcita.



Fotomicrografía 21 de la muestra con clave MS09 (NII 10X) en donde se muestra la hematita soportada por óxidos de hierro.

VI.6 EL FUTURO DE LA MINA NUKAY

En el año 2005 se llevó a cabo un programa intenso de exploración y desarrollo de obra a cargo de la Compañía Goldcorp - Wheaton Rivers Minerals Ltd (ambas compañías con capital de inversión canadiense). La barrenación con diamante se realizó en dos etapas - 13,847 metros fueron barrenados y 116,268 onzas de oro fueron estimadas.

La exploración fue muy exitosa ya que incrementó las reservas de mineral. Las reservas de oro aumentaron 84%, de 179,493 oz Au en 2004 a 330,473 oz Au en 2005. Por el gran incremento destaca el excelente potencial de la región y la mineralización aún por descubrir.

El desarrollo de la mina continuó en 2005:

Se abrieron nuevos caminos para poder acceder a los sitios de barrenación y transportar equipos rezagados a los rompimientos.

La electrificación del proyecto está bastante adelantada, ya está trabajando con máquinas de barrenación a diamante, eléctricas, jumbos, ventilación de la mina, contrapoceras robbins y sistemas de iluminación para la mina y las oficinas.

Un nuevo desarrollo se inició alrededor del intrusivo a la elevación 1,100 msnm, para permitir que la exploración con barrenación a diamante determine el potencial de más mineralizaciones de oro en los niveles inferiores del cuerpo mineral.

En éste se pretende desarrollar un millón de onzas de reservas de oro, con barrenación a diamante y obra directa, para justificar la inversión de una planta de 4,000 tpd para producir 200,000 oz Au/año.

VI.7 IMPACTO ECONÓMICO DEL DISTRITO MINERO NUKAY

El proyecto Nukay junto con los proyectos en desarrollo como Los Filos y Bermejil son en conjunto considerados como el proyecto minero más grande y ambicioso de América Latina. Se pretende generar una derrama de 800 millones de pesos anuales para el estado y el país, destacándose como la principal compañía minera generadora de oro a nivel nacional. Con una producción de 340 onzas de oro anuales.

El desarrollo de los proyectos Nukay Los Filos- Bermejil generará una derrama económica de 800 millones de pesos al año entre sueldos, renta de casas, adquisición de terrenos, ocupación de ellos, comida, transporte. A estos gastos habría que agregar las consultorías de las constructoras y los procesos legales, donativos y ayudas a comunidades, así como kilómetros de carretera y caminos que comunican localidades.

Actualmente existen 800 empleos directos, en una población que sólo cuenta con mil 500 habitantes. En el futuro, se planea la generación de tres mil quinientos a cuatro mil empleos indirectos.

La Secretaría de Desarrollo Económico predice que la inversión en los próximos 30 años de explotación de la mina será de mil millones de dólares, pues tan sólo los equipos técnicos usados pueden valuarse en uno o dos millones de dólares cada uno.

El proyecto minero Nukay-Los Filos, está localizado próximo a comunidades que presentan grandes necesidades (educación media-superior, clínicas de salubridad y asistencia hospitalaria, etc) y escaso desarrollo económico.

CAPÍTULO VII

DISCUSIÓN

Existen correlaciones amplias entre skarns y tipo de magma que han sido descritas por varios autores (Meinert 1985, Paktunc 1990 y Meinert et al., 1997); Los skarns se han diferenciado igualmente por el tipo de elemento metálico predominante en: Fe, Au, Cu, Zn-Pb, W, Mo y Sn Meinert (1983, 1989, 1992); yacimientos auríferos ligados a intrusiones calcialcalinas, Dong y Morrison (1995), Thiéblemont et al., (1997), Bellon y Yumul (2001) muestran que magmas calcialcalinos adakíticos que están asociados a yacimientos epitermales y pórfidos de cobre a Au, Ag, Cu.

En México los skarns más explotados son los del tipo Fe y Zn-Pb; skarns auríferos, del tipo Mezcala han sido parcialmente descritos por De la Garza et al., (1996) y presentan procesos de alteración hidrotermal progradante y retrógrada donde se encuentra la mineralización Jones y Jackson (1999a, 1999b). La mayoría de los yacimientos de Cu-Au en México y de la parte Suroeste de los Estados Unidos fueron emplazados según Clark et al., (1982) durante la clásica orogenía Laramide. El cinturón Cu-Au, Fe-Au y polimetálico de la parte centro-occidental de México fue definida por González-Partida y Torres-Rodríguez (1988).

Algunos autores en trabajos previos (Jones y González Partida, et al; 2001, González-Partida et al; 2003 a, 2003 b; Lavresse y González-Partida, 2003; Lavresse et al; 2004) sugieren que existe una relación entre los skarns económicamente productivos (como en el caso de Nukay) e intrusivos con la característica geoquímica de las adakititas.

En México, las zonas metálicas (Fe, Au, Cu, Fe-Au, Ag-Pb-Zn-Cu) tienen una distribución subparalela a la paleotrinchera y al cinturón cuprífero - aurífero, tiene una relación muy estrecha con el emplazamiento de cuerpos ígneos calcialcalinos en el occidente de México (González-Partida et al., 1987, Zimmermann et al., 1988, González-partida y Torres-Rodríguez 1988).

La mineralización económica se encuentra sistemáticamente entre el intrusivo y la roca encajonante (Formación Morelos) y consiste principalmente de grandes lentes de óxidos de hierro masivos con oro con poca ganga de cuarzo y calcita. En algunos cuerpos se presentan sulfuros de manera muy subordinada en la zona de oxidación, sin llegar a ser económicamente explotables y preceden generalmente a los óxidos.

Con base en la mineralogía del intrusivo Nukay de la mina La Subida / Independencia, tenemos como minerales esenciales: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; y como minerales accesorios biotita y hornblenda; por lo que acuerdo a la petrografía quedó clasificada como granodiorita de biotita y hornblenda.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES

- Regionalmente el intrusivo Nukay y los demás intrusivos (algunos económicos y otros no) de la región, se encuentran en una zona con un amplio potencial mineral, debido a su marco tectónico. Los skarns actualmente explotables se relacionan a la intrusión de las adakitas.
- En el distrito minero Nukay se localizan numerosos cuerpos mineralizados de tipo skarn de Oro, que pertenecen a un cinturón mineralizado bien definido, directamente asociados a la actividad tectonomagmática del Paleoceno, debido a la interacción de la placa Farallón y la placa de Norteamérica.
- La mineralización aurífera está asociada a un intrusivo granodiorítico sobre calizas recristalizadas de la Formación Morelos.
- Nukay es un yacimiento tipo skarn, con relleno de fracturas y chimeneas.
- De acuerdo a las secciones pulidas analizadas de la mina La Subida / Independencia, los minerales metálicos identificados en el yacimiento son: Pirita, Calcopirita, limonita y Oro.
- Con base en la mineralogía del intrusivo Nukay de la mina La Subida / Independencia, tenemos como minerales esenciales: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; y como minerales accesorios biotita y hornblenda; por lo que acuerdo a la petrografía quedó clasificada como granodiorita de biotita y hornblenda.

La mina la Subida / Independencia es hasta éste momento, la zona más rica en oro, actualmente se encuentra en explotación. Se puede describir como un cuerpo tabular de 300 m de largo con ley promedio de 7 g/Ton de Au. Además de representar el 70% de las reservas probadas, cuantificadas en más de medio millón de onzas de oro.

-
- El geólogo de exploración en esta región, pudiera tomar en cuenta la firma geoquímica y características petrográficas de los intrusivos existentes, pues puede ser una excelente guía de exploración para depósitos ricos en Oro.
 - El proyecto Nukay junto con los proyectos en desarrollo como Los Filos y Bermejál son en conjunto considerados como el proyecto minero más grande y ambicioso de América Latina. Se pretende generar una derrama de 800 millones de pesos anuales para el estado y el país, con una producción de 340 onzas de oro anuales.
 - Proyectos como Nukay, Los Filos y Bermejál representan en poblaciones como Mezcala y localidades aledañas a ésta, fuentes de empleo para habitantes de la región, generando un importante movimiento económico, donde hace solo algunos años atrás no existía a éste nivel.



BASADO EN EL CIERRE DE NUEVA YORK



BASADO EN EL CIERRE DE NUEVA YORK



VISTA PANORÁMICA DE LA MINA NUKAY, MEZCALA GUERRERO



VISTA PANORÁMICA DE LA MINA LA SUBIDA, MEZCALA GUERRERO



EXPLORACIÓN DE ORO A CIELO ABIERTO



EXPLORACIÓN DE ORO A CIELO ABIERTO



EXPLOTACIÓN DE ORO A CIELO ABIERTO



EXPLORACIÓN DE MINERAL A CIELO ABIERTO



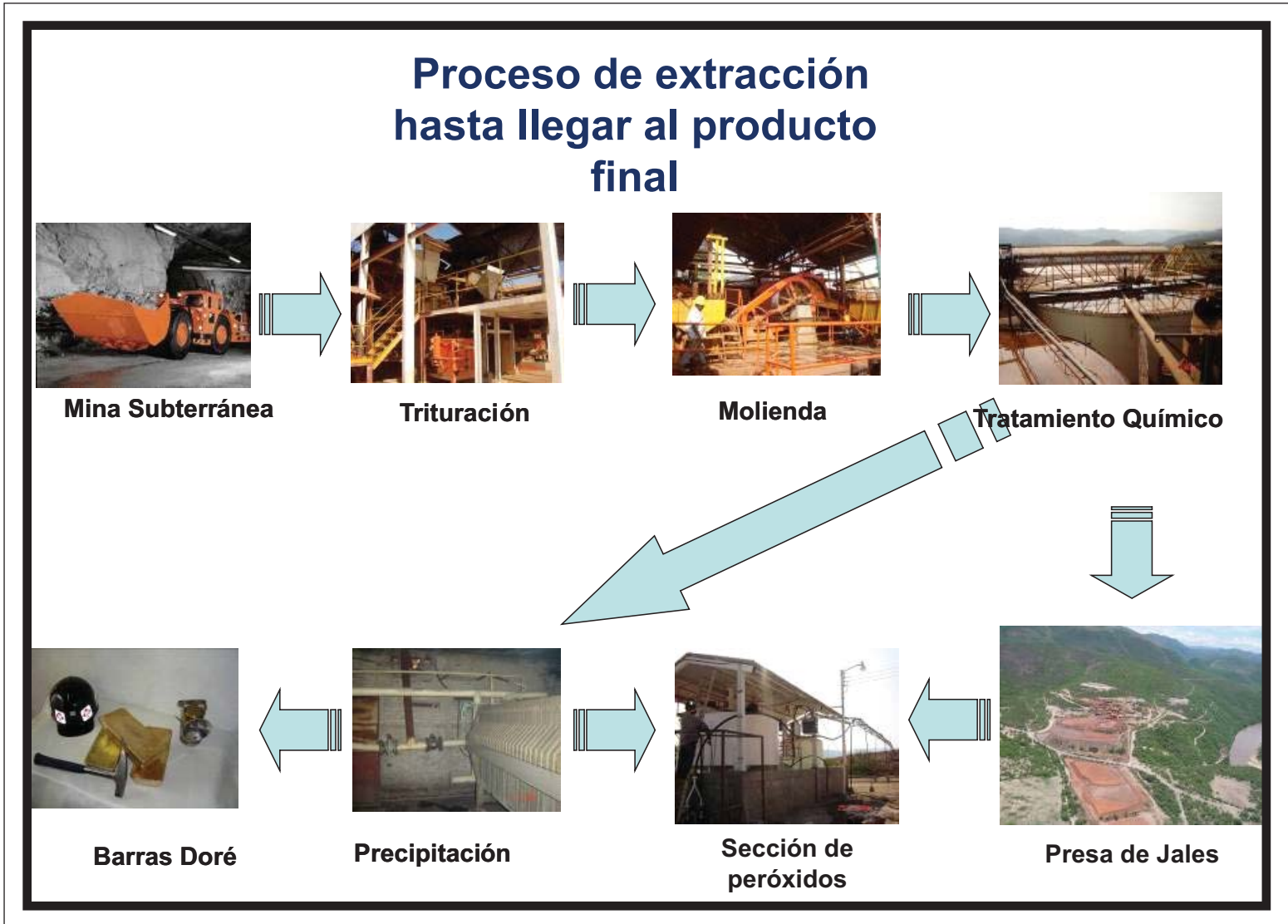
MUESTREO SISTEMÁTICO LLEVANDO CONTROL DE LEYES DE ORO



HOMOGENIACIZACIÓN DE LA MUESTRA DE ROCA POR CUARTEO



HOMOGENIACIZACIÓN DE LA MUESTRA DE ROCA POR CUARTEO



BIBLIOGRAFÍA

Agrell y Charnelly. Phosphoran Olivines and Phosphates of Pallasitic Affinities in Skarns from Pine Canyon, Piute Country, Utah, U. S. A. 1987. *Meteoritics*, Vol. 22, p.314.

Anovitz y Essene. 1990. Phase Equilibria in the System $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$. Department of Geological Science, The University of Michigan Ann Arbor, Michigan 48109.

Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury R. C., Cotten, J., Bourgois, J., 2001, Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, México: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California. *Geology*, v. 29 p. 531-534.

Atkinson W. W. y Einaudi M. Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham, Utah. Univ. Colo., Dep. Geol. Sci., Boulder, Colo., United States Stanford Univ., United States. *Economic Geology*; November 1978; v. 73; no. 7; p. 1326-1365.

Bellon H. and Yumul G.P. 2001. Silicic arc volcanism in Central Luzon, the Philippines: Characterization of its space, time and geochemical relationship. *The Island Arc*. Volume 12 Issue 2 Page 207.

Bird, P. 1988, Formation of the Rocky Mountains western United States: a continuum computer model, *Science* v. 239, p. 1501-1507.

Blackwell, D.D., Steele, J.L., Frohme, C.F., Murphey, C.F., Priest, G.R., and Black, G.L., 1990, Heat flow in the Oregon Cascade Range and its correlation with regional gravity, Curie Point depths, and geology: *Journal Geophysical Research*, v. 95-B12, p. 19475-19493.

Bourgois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., Le Moigne, J., and Frutos-Jara, J., 1996, Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area): *Geology*, v. 24 p. 723-726

Brown, G. C., Thorpe, R. S., and Webb, P. C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma source. *F. Geol. Soc. Lond.*, v. 141 p. 411-426.

Burt, D.M., 1982, Skarn deposits - Historical bibliography through 1970: *Econ. Geol.*, v. 77, p. 755-763. Cameron, K. L., Cameron, M., 1985. Rare Earth element, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ compositions of Cenozoic orogenic dacites from Baja California, northwestern México, and adjacent west Texas: evidence for predominance of a subcrustal component. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 91 p. 1-11.

Campa, M. F., Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.

Campa, M. F., Ramírez, J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Plan Piloto Proyecto de Recursos Naturales de Guerrero: Taxco, Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Científica Técnica, 1, 100 p.

Cavarretta, G., Gianelli, G., and Puxeddu, M., 1982. Formation of authigenic minerals and their use as indicators of physiochemical parameters of the fluid in the Larderello-Travale geothermal field: Econ. Geol., v. 77, p. 1071-1084.

Cavarretta, G., Puxeddu, M., 1990. Schorl-dravite-ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Larderello geothermal field, Italy: Econ. Geol., v. 85, p. 1236-1251.

Clark, K. F., Foster, C. T., y Damon, E. P., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in México. Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 533-544.

Corona-Chavez, P., 1997. Deformazione, metamorfismo e meccanismi di segregazione migmatitica nel Complesso plutonico-metamorfico del terreno Xolapa, Messico [Ph D thesis]: Universita' degli Studi di Milano, 78 p.

de Cserna, Z., Palacios-Nieto, M., Pantoja-Alor, J., 1978. Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 8-18.

Darling, R.S., 1990. Wide range of molybdenite stability reflected in vein assemblages at the carbonate-hosted Cannivan Gulch stockwork molybdenum deposit, southwest Montana: Geol Soc. Am. Abst. w. Prog., v. 67, p. A180.

De la Garza, V., Téllez R., Díaz R., y Hernández A., 1996, Geology of the Bermejil iron-gold deposit Mezcala, Guerrero, México: in Coyner, A. R., y Fahey, P.L., eds., Geology and Ore Deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium. Proceedings, Reno/Sparks, Nevada, April 1995, v. 111, p. 1354-1368.

Defant, M. J., Drummond, M. S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature v. 347, p. 662-665.

Díaz-Salgado, C., 2000, Caracterización petrotectónica de los intrusivos relacionados a la mineralización del yacimiento Nukay, Mezcala, Guerrero: Taxco, **Guerrero, Escuela Regional de Ciencias de la Tierra**, Universidad Autónoma de Guerrero, tesis de licenciatura, 62 p.**Dick, L.A., and Hodgson, C.J.**, 1982, The MacTung W-Cu(Zn) contact metasomatic and related deposits of the northeastern Canadian Cordillera: *Econ. Geol.*, v. 77, p. 845-867.

Dong, G.; Morrison, G.W.; Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins in Queensland: classification, origin and implication. *Economic Geology*, Vol. 90, p. 1841-1856.
Eichengreen, B. 2000. La globalización del capital. Historia del sistema monetario internacional. Ed. Antonio Bosch. Barcelona.

Einaudi, M.T., and Burt, D.M., 1982. Introduction - terminology, classification, and composition of skarn deposits: *Econ. Geol.*, v. 77, p. 745-754 (entire volume devoted to skarns).

Einaudi, M.T., Meinert, L.D., and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits: *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., p. 317-391

Fries, C., Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Instituto de Geología, Boletín núm 60, 236 p.

Gemmell, J. B., Zantop, H., and Meinert, L.D., 1992. Genesis of the Aguilar zinc-lead silver deposit, Argentina: Contact metasomatic versus sedimentary exhalative: *Economic Geology*, v. 87, p. 2085-2112.

Giere, R., 1986, Zirconolite, allanite and hoegbomite in a marble skarn from the Bergell contact aureole; implications for mobility of Ti and Zr. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, p. 459-470.

Gonzalez P. E.; 2003. (Au-Fe) Skarn Deposits of the Mezcala District, South-Central Mexico: Adakite Association of the Mineralizing Fluids. *International Geology Review*. Vol.45

González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D. and Jones, D. 2003 Paleocene Adakite Bearing Au-Fe Intrusive Rocks, Mezcala, Mexico: Evidence from Geochemical Characteristics *Journal of Geochemical Exploration* ,v.80, p. 25-40

Guy, B; Faure, N., Le Loc, H. G.,Varenne, J. L., 1988. Etude microthermometrique des inclusions fluides des skarns a tungstene de Costabonne (Pyrenees, France): *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*. 307, p. 33-38.

Hames, W.E., Tracy, R.J., and Bodnar, R.J., 1989. Postmetamorphic unroofing history deduced from petrology, fluid inclusions, thermochronometry, and thermal modeling; an example from southwestern New England with Suppl. Data 89-13: *Geology* v. 17, p. 727-730

Harris, N.B. and Einaudi, M.T., 1982. Skarn deposits in the Yerington District, Nevada: Metasomatic skarn evolution near Ludwig: *Econ. Geol.*, v. 77, p. 877-898.

Hodgson, C.J., 1975. The geology and geological development of the Broken Hill lode, in the New Broken Hill Consolidated mine, Australia; part II Mineralogy: *Geol. Soc. Australia Jour.*, v. 22, p. 33-50.

Jones, D.M. and González-Partida, E., 2001. Evidence of magmatic fluid flux and recapture in mineralizing granodiorites of the Nukay Au-(Cu) skarn district, Gro., Mexico, *en XXIV Convención Internacional Minera, Acapulco, Guerrero: México, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas, y Geólogos de México (A.I.M.M.G.M.)*, Memorias Técnicas, 7780.

Johnson, T.W., and Meinert, L.D., 1990. Au-Cu-Ag Skarn and Replacement Mineralization in the McLaren Deposit, New World District, Park County, Montana: *Economic Geology*, v. 89, p. 969-993.

Jones, D. M., y Jackson, P. R., 1999 a. Geologic Setting of Skarn-Associated Gold Deposits of the Nukay District, Guerrero, México: XXIII Convención Nacional A.I.M.M.G.M., A. C., Acapulco Guerrero, México, Memorias en CD, 4 p.

Jones, D. M., y Jackson, P. R., 1999 b. Geology and Mineralization of the Los Filos Gold Deposit, Nukay District, Guerrero, México: XXIII Convención Nacional A.I.M.M.G.M., A. C., Acapulco Guerrero, México, Memorias en CD, 5 p.

Kay, S. M., Mpodozis, C., and Coira, B., 1999. Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the central Andes (22° - 33° S), in Skinner, B., ed., *Geology and ore deposits of the central Andes: Society of Economic Geology Special Publication*, /, pp. 27-59.

Kay, S. M., and Mpodozis, C., 2001. Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust. *GSA Today; Geological Society of America*, Vol. 11 No. 3, pp 4-9.

Kay, R.W. 2003. Aleutian adakites: melts of subduction-eroded mafic arc crust? *Geological Society of America Abstracts with Programs* 35(6): 515.

Kwak, T.A.P., 1982. Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits): *J. Metamorphic Geol.*, v. 4, p. 363-384

Levresse, G., González-Partida, E., 2003. Highly oxidised gold skarn fluids evolution in the Mexcala deposit, Guerrero, Mexico: *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 649652.

Levresse, G., González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Tritlla, J., Camprubí, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Deloule, E., 2004. U/Pb dating and (C-O) stable isotope constraints on the source and evolution of the Mezcala Au-Fe skarn district, Guerrero, Mexico: *Mineralium Deposita*, 39, 301312.

López Ramos . 1974. E., *Geología General y de México* Ed. Escolar, México. 509 p.

McDowell, S.D., and Elders, W.A., 1980, Authigenic layer silicate minerals in Borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA.: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 293-310.

Martínez A. H. 1996. Potencial Geológico Minero de yacimientos auríferos de la asignación "Reducción Morelos" en la región de Mezcala, Estado de Guerrero. Consejo de Recursos Minerales. Oficina Regional Guerrero.

Maury, R. C., Sajona, F. G., Pubellier, M., Bellon, H., Deffant, M. J.; 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: L'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. Geol. (France)*, 167 (5), p. 579-595.

Meinert, L. D., 1983. Variability of skarn deposits, guides to exploration: in, Boardman, S.J., ed., *Revolution in the Earth Sciences*: Kendall-Hunt Publishing Co., p. 301-316.

Meinert, L. D., 1985. Compositional variations of igneous rocks associated with skarn deposits: chemical evidence for a genetic connections between petrogenesis and mineralization: Chapter 18, pp.401-419. in: J. F. H. Thompson (Editor): *Magma, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. V. 23 Victoria, British Columbia.

Meinert, L. D., 1989. Gold skarn deposits; Geology and exploration criteria: in Groves, D., Keays, R. And Ramsay, R., eds., *Proceedings of gold 88^a : Economic Geology*, monograph 6, p. 537-552.

Meinert, L. D., 1992. Skarns and Skarn Deposits: *Geoscience Canada*, v. 19, p. 145-162.

Meinert, L. D., K. K. Hefton, D. Mayes, y I. Tasiran, 1997. Geology, zonation, and Fluid Evolution of the Big Gossan Cu-Au Skarn Deposit, Ertzberg District, Irian Jaya: *Economic Geology*, v. 92, p. 509-534.

Meza Figueroa, D., Valencia Moreno, M., Valencia, V.A., Ochoa Landín L., Pérez Segura, E., y Díaz Salgado, C. 2003, Major and trace element geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Laramide plutonic rocks associated with gold-bearing Fe-skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 205-217.

Miranda-Gasca M.A. 1995. The Volcanogenic Massive Sulfide and Sedimentary exhalative deposits of the Guerrero Tarrane, Mexico. Tesis de Doctorado del Colegio de la Universidad de Arizona.

Molina -Garza, R., Urrutia-Fucugauchi, J, 1993. Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of bouguer gravity anomaly data. *J. Geodynamics*, Vol., 17 No. 4, pp. 181-201.

Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., SCAF, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., y Slolís-Pichardo, G. N., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, México, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12 p. 513-535.

Morris, P.A. 1995. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwestern Japan. *Geology*, v. 23 p. 395-398.

Newberry, R.J., 1982. Tungsten-bearing skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek Mine, California: *Econ. Geol.*, v. 77, p. 823-844.

Newberry, R.J., 1980. The geology and chemistry of skarn formation and tungsten deposition in the central Sierra Nevada, California. Unpublished Ph.D. thesis, Stanford University, Stanford, California, 325 p.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, 20(3), 177-202.

Paktunc, A.D. 1990. Comparative geochemistry of platinum-group elements of nickel-copper sulfide occurrences associated with mafic-ultramafic intrusions in the Appalachian Orogen. *Journal of Geochemical Exploration*, 37, pp. 101-112.

Pantoja-Alor, J., 1983. Geocronometría del magmatismo CretácicoTerciario de la Sierra Madre del Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 44, 120.

Ramírez-Espinosa, J., Flores de Dios-González, L. A., Vidal-Serratos, R., Salinas Prieto, J. C. y Sabanero Sosa, H.. 1982. Panorama Geológico del Estado de Guerrero y áreas adyacentes de los estados de Morelos, Michoacán, México, Puebla y Oaxaca. SEP (DGICSA).

Ramos, V.A., KAY, S.M. y Singer, B.S. 2004. Las adakitas de la Cordillera Patagónica: Nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, vol.59, no.4, p.693-706. ISSN 0004-4822.

Romero L. F. 1960. Informe del Distrito Minero de Nukay. Tesis Profesional. Universidad de Minas de Guanajuato.

Sawkins, F.J., 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics: Minerals and Rocks Series #17, Springer-Verlag, Berlin, 325 p.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278, 153 p.

Shelton, K.L., 1983. Composition and origin of ore-forming fluids in a carbonate-hosted porphyry copper and skarn deposit: A fluid inclusion and stable isotope study of Mines Gaspé, Quebec: *Economic Geology*, v. 78, n.3, pp 387-421.

Shimazaki, H., 1980. Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan: *Econ. Geol.*, v. 75, p. 173-183.

Silva, K.K.M.W., and Siriwardena, C.H.E.R., 1988. Geology and the origin of the corundum-bearing skarn at Bakamuna, Sri Lanka: *Mineralium Deposita*, v. 23, p. 186-190.

Talavera-Mendoza, O., 1993. Les formations orogéniques Mésozoïques de Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de la evolution géodynamique des cordillères mexicaines: Grenoble, France, Université, Joseph Fourier, Tesis doctoral, 462 p.

Taylor, B.E., 1976. Origin and significance of C-O-H fluids in the formation of Ca-Fe-Si skarn, Osgood Mountains, Humboldt County, Nevada: Unpublished PhD thesis, Stanford University, 149 p.

Thiéblemont D., Stein G., and Lescuyer J. L., 1997. Gisements épithermaux et porphyriques: La connexion adakite. *Académie des sciences, Paris*, v 325 p. 103-109.

Torres, R., Nieva-Gómez, D., Barragán-Reyes, R., y González-Partida, E., 1993. Geotermia en México Distribución de aguas termales y su relación con la tectónica reciente en México, in *La Geotermia en México*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Programa Universitario de Energía, 140 p.

Tritlla, J., Camprubí, A., Corona-Esquivel, R., Centeno-García, E., 2003. Los depósitos de tipo Óxido de Fe (Cu-U-Au): polémicas sobre su origen y su posible existencia en territorio mexicano. Boletín Técnico Coremi, v. 52, p. 25-32.

Universidad Autónoma de Guerrero. 2005. Escuela Regional de Ciencias de la Tierra. Informe Geológico de la Mina La Subida. Taxco, Guerrero.

Zierenberg, R.A., and Shanks, W.C., III, 1983. Mineralogy and geochemistry of epigenetic features in metalliferous sediment, Atlantis II Deep, Red Sea: Economic Geology, v. 78, p. 57-72

Zimmermann, J. L., Stussi, J. M., González-Partida, E., y Arnold, M., 1988. K-Ar evidence for age and compositional zoning in the Puerto Vallarta -Río Santiago Batholith (Jalisco, México): Journal of South American Earth Sciences, v. 1 p. 267-274

Sitios de Internet consultados:

www.gold.org
www.inegi.gob.mx
www.kitco.com