



UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO

**Departamento de Ingeniería en
Minas, Metalurgia y Geología.**

*“CARACTERIZACIÓN TERMO-BAROMÉTRICA
DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES DE LA
MINA EL DORADO, DEL DISTRITO MINERO DE
TATATILA-LAS MINAS VER.”*

TESIS:

*QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
LICENCIATURA EN INGENIERO GEOLOGO*

PRESENTA:

Leslie Odalys Sarabia Jacinto.

DIRECTOR:

DR. EDUARDO GONZÁLEZ PARTIDA

CO-DIRECTOR

JUAN JOSÉ MARTÍNEZ REYES

AGRADECIMIENTOS.

La presente investigación se realizó bajo la tutela y colaboración del **Dr. Eduardo González Partida** a quien le ofrezco mis más grandes agradecimientos por realizar este trabajo conmigo, por su tiempo y por compartir sus inmensos conocimientos, también agradezco la tesis que en parte fue financiada por el proyecto CONACyT intitulada "GEMex: Cooperación México-Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos superalimentos", dentro del paquete de trabajo 4.1 : Determinación de Propiedades Petrológicas, de Alteración Hidrotermal, Microtermométricas, Geoquímicas, de Isótopos Estables y Geocronológicos de Afloramientos Basamentales de Áreas Aledañas a los Humeros y Acoculco Pue, Teniendo como responsable a GEOMINCO S.A. de C.V. a quien se agradece su apoyo.

La tesis pudo haberse llegado a mirar desde la lejanía, como algo interminable, la concepción de este trabajo fue un elemento de superación y crecimiento y es verdaderamente reconfortante dedicar este logro a mis padres, pilares fundamentales en mi vida.

Su tenacidad y lucha incansable han hecho de ellos el gran ejemplo a seguir y destacar, no solo para mí, sino para mis hermanas también.

Queridos padres gracias por apoyarme y creer en mis sueños y darme su amor de la manera más incondicional y estar junto a mí en mis triunfos y derrotas. A **mi madre Ada Eldaa** por esforzarse con tanto esmero y amor para que yo persiguiera mis sueños, a ti madre que eres el pilar de mi vida. A **mi padre Luis**

por darme su amor y apoyo sin juzgarme en mis caídas y estar presente en cada paso de mi vida. Mis hermanas **Yasila y Grecia** mis compañeras de toda la vida, mis mejores amigas que me han aceptado tal y como soy y han estado en cada etapa de mi vida y en general agradezco a mi familia.

A mi querido novio **Marco Antonio** que hasta hoy ha sido más que mi compañero, quien me ha apoyado y amado en momentos de decline y cansancio, y por su infinita paciencia.

Quiero dar un agradecimiento especial a mi coasesor Ing. Juan José Martínez Reyes por haberse tomado el tiempo de formar parte de este proyecto.

Al Dr. Juventino Martínez Reyes por aceptar ser parte de esta tesis y fungir como sinodal de la misma, por su espacio para hacer correcciones y observaciones que mejoraron este trabajo.

A mi querida M.C. Mónica Morales Zárate por acceder a participar como sinodal y revisora de esta tesis y dedicar tiempo y esfuerzo para la mejora de este trabajo, muchas gracias.

Y no menos importante agradezco al Dr. Isidro Loza por formar parte como sinodal para la mejora de este trabajo y los consejos que sin duda mejoraron la misma.

A mis amigos y compañeros que estén donde estén se les desea el mejor de los éxitos.

En general agradezco a todos y cada uno de los docentes del Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología, que me forjaron como una profesional.

CARACTERIZACIÓN TERMO-BAROMÉTRICA DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES DE LA MINA EL DORADO, DEL DISTRITO MINERO DE TATATILA-LAS MINAS VER.

RESUMEN.

El Distrito Minero Las Minas se localiza en la porción central del Estado de Veracruz, dentro de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental, próxima a los límites con el eje Neovolcánico en la subprovincia denominada Macizo Teziutlán-Chiconquiaco. Geológicamente la zona estudiada está representada por una secuencia de rocas carbonatadas de edad Cretácica, las cuales están intrusionadas por una serie de stocks graníticos del Terciario, mismos que generaron un proceso de metamorfismo de contacto que dio lugar a la formación de un skarn proximal con mineralización económica de tipo IOCG (Iron-Ore Copper-Gold, por sus siglas en inglés), con paragénesis típicas de sulfuros de cobre-magnetita +/- oro y ocasionales contenidos de cobre nativo. La componente mineral no metálica presenta granate tipo grosularita, wollastonita, clinopiroxenos y calcita, sobre todo en los frentes de mármol.

El metamorfismo de contacto, que dio paso a la formación del skarn presenta un patrón general de zonación; en la parte proximal (endoskarn), de alta temperatura, se tienen granates, piroxenos, cuarzo, cobre y oro, cuya mena está compuesta de magnetita, calcopirita, bornita y oro asociado del tipo IOCG; mientras, que en las partes distales (exoskarn), wollastonita, clinopiroxenos, cuarzo y la epidota como indicadores de la proximidad al ambiente rico en Ca y Fe y en el contacto entre

skarn y mármol hay calcita y diópsida. La mineralización de Las Minas tiene una afinidad con un sistema hidrotermal profundo completo, derivado de las intrusiones post-Laramídicas Terciarias.

En este trabajo se estudiaron los fluidos relacionados a la evolución de Skarn, así las inclusiones fluidas (IF) dan información sobre la temperatura, presión, salinidad, densidad y composición de los fluidos hidrotermales a partir del cual ellas fueron atrapadas. Igualmente en este trabajo se presenta una revisión teórica de esta técnica y se analiza un caso de aplicación en el Distrito Minero Las Minas- Tatatila Ver., donde las salinidades relacionadas a la mena fueron de salinidad de 18.6 % a 64 %Eq. Peso NaCl y temperaturas de homogeneización de $T_h = 240^{\circ}\text{C}$ a 650^{a} C , con presiones del rango de 21 a 495 bars. Y en la zona distal del skarn en la interfase mármol-caliza los valores fueron de 4 - 9 % Eq. Peso NaCl y temperaturas de homogeneización de $T_h = 15$ a 130°C y presiones de 2 a 6 bars. Los datos demuestran ebullición y dilución tardía en el sistema hidrotermal.

CONTENIDO

	<i>Pág.</i>
LISTA DE FIGURAS	1
LISTA DE TABLAS	3
ANEXO	3
1. GENERALIDADES	4
1.1. Antecedentes	4
1.2. Localización y vías de acceso al área de estudio	6
1.3. Justificación y propósito del estudio	7
1.4. Objetivos	9
Objetivo General	9
Objetivos Específicos	9
2. GEOLOGIA	10
2.1. Marco Geológico Regional	10
Sierra Madre Oriental	10
Faja Volcánica Transmexicana	11
2.2 Geología Local	13
Formación Orizaba (Cretácico Temprano- Cretácico Tardío)	15
Rocas Intrusivas Ígneas (Mioceno)	16
Andesita Teziutlán (Neógeno)	17
Campo Volcánico los Humeros (Ignimbrita Xaltipan, Cuaternario)	18
3. TEORIA DE LOS YACIMIENTOS SKARN	20
3.1. Clasificación de los skarn	24
Skarn de oro (Au)	24
Skarn de Cu (Cu)	25
Skarn de Tungsteno (W)	25
Skarn de Zinc (Zn)	26

	Pág
Skarn de Hierro (Fe)	26
Skarn de Wollastonita	26
Skarn de fluorita	27
Skarn de Zinc y Plomo (Zn-Pb)	27
3.2. Ambiente Tectónico	28
3.3. Otras características de los skarns	28
3.4. Los Yacimientos Skarn tipo IOCG	32
Generalidades	32
Génesis	33
Contexto Geotectónico	35
Morfología	40
Alteración	41
Mineralización	43
Propiedades y asociaciones para la clasificación de los depósitos IOCG	45
Yacimientos con similitud a los IOCG	46
Ejemplos de los IOCG en México y el mundo	49
Yacimiento tipo skarn IOCG en el Distrito Tatatila- Las Minas	51
4. TEORIA DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS Y EL SISTEMA H ₂ O-NaCl	53
4.1. Generalidades	53
4.2. Historia del estudio de Inclusiones Fluidas	54
4.3. Marco Teórico de las Inclusiones Fluidas	55
Que son las Inclusiones Fluidas y como se forman	56
Términos normalmente empleados	59
Origen de las Inclusiones Fluidas	60

	Pág
Morfología	62
Fundamento del estudio	62
4.4. Clasificación	68
Formación de inclusiones fluidas a partir de sistemas homogéneos	68
Formación de inclusiones fluidas a partir de sistemas heterogéneos	71
4.5. ¿Para qué sirve el estudio de las IF?	72
Temperatura de precipitación del mineral	73
Composición y origen de los fluidos de la precipitación del mineral	73
Presión de la precipitación mineral	74
Densidad del fluido	74
4.6. Aplicaciones	74
4.7. Metodología para la preparación de las muestras	76
Muestra en General	76
Preparación sección delgada doblemente pulida	77
Otras técnicas de preparación especiales	78
4.8. Selección y manejo de inclusiones fluidas para posterior estudio	79
Manejo de las muestras ya preparadas	79
Análisis Petrográfico	79
5. TECNICAS DE ESTUDIO	82
5.1. Métodos Destructivos	82
5.2. Métodos no destructivos	85
6. RESULTADO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS POR MEDIO DE ESTUDIO MICROTHERMOMETRICO	89
6.1. Petrografía previa	89

	Pág
6.2. Equipo de Medición	92
6.3. Mediciones microtermométricas	96
Proceso de Enfriamiento	97
Proceso de Calentamiento	101
7. INTERPRETACIÓN DE LA METODOLOGÍA	106
7.1. Salinidad	106
Cálculo de salinidad para IF sub-saturadas	106
Cálculo de salinidad para IF sobre-saturadas	108
7.2. Cálculos microtermométricos a partir de la determinación de la salinidad y temperatura de homogenización	108
Presión de homogenización	111
Cálculo de profundidad	113
8. RESULTADOS	114
9. INTERPRETACION-DISCUSIÓN	115
10. CONCLUSIONES	119
11. ANEXO	120
12. REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFIA	122

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación y accesos del distrito minero de Tatatila-Las Minas Ver.

Figura 2. Carta Geológico- Minera E14-B26 (Extracción de Área de Estudio)

Figura 3 Columna Geológica del Distrito Minero Tatatila Las Minas.

Figura 4. Zonación que sucede en la mayoría de los skarn la cual copia la geometría del contacto del Plutón y los flujos de fluidos. Gar= granate, Pyx= piroxeno. Modificado de Meinert, et. al., 1983.

Figura 5. Ambiente de formación de los Skarn, referido a un arco magmático donde los intrusivos de composición media - ácida entran en contacto con rocas sedimentarias del tipo calizas y dolomitas 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. (Einaudi, et. al., 1981).

Figura 6.- Distribución global de los depósitos tipo pórfido de cobre y IOCG con sus edades. Tomada de la publicación especial N° 17 tectonics, metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and similar Accretionary Settings. En el volumen de Society of Economic Geologists del 2013

Figura 7. Cuatro posibles escenarios para las condiciones de fusión de la astenósfera y de la litosfera en arcos o configuraciones de post subducción.

(A) En condiciones de arco con alto en fS_2 y bajo en fO_2 , posiblemente causadas por grandes entradas de sedimentos en la zona de subducción de la corteza o litologías en la corteza superior en la zona MASH (zona de mezcla), conduce a sistemas de pórfido estériles y / o una formación profunda de depósito de sulfuro ortomagmáticos en la corteza. **(B)** condiciones de arcos con alto en fS_2 y alto en fO_2 , se ha encontrado en muchas zonas de subducción de edades del Fanerozoico, potencialmente por depósitos de pórfidos de Cu + Mo + Au. **(C)** condiciones de arco en bajo fS_2 y alto en fO_2 , se infieren que ocurren en zonas de subducción con edades del Precámbrico, potencialmente representados por pórfidos pobres en S o depósitos de IOCG. **(D)** condiciones de bajo en fS_2 y altos en fO_2 , es inferido que ocurre durante la fusión de la post subducción o una subducción previa donde la litosfera es modificada, está representado por pórfidos alcalinos, sistemas epitermales de Au, o por depósitos de IOCG. SCLM= manto litosférico continental. Tomada de la publicación especial N° 17 tectonics, metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and Similar Accretionary Settings. En el volumen de Society of Economic Geologists del 2013.

Figura 8. Morfología de los IOCG según Sillitoe 2005.

Figura 9. Anatomía de los sistemas IOCG, donde se muestra la profundidad variable de emplazamiento de la fuente del batolito en la corteza media y superior. Asociación espacial de la alteración y la mineralización tanto proximal y distal y posibles fluidos y fuentes de metales. Fuentes: Hitzman et al. (1992), Naslund et al. (2002), Richards (2005,2011), Mumin et al. (2007,2010), Groves et al. (2010), Corriveau et al. (2010a, b).

Figura 10. Mecanismos de atrapamiento para inclusiones fluidas descrito por Roedder (1984).

Figura 11. Cristales hijo de: 1) halita, 2) cloruro sin nombre, 3) elpasolita, 4) silvita, y, 5), 6) y 7/, son fases desconocidas, en una inclusión en topacio. A la izquierda, con luz transmitida; a la derecha la luz está parcialmente polarizada. Tomada de Roedder (1984).

Figura 12. Inmiscibilidad (Touret, 1977).

Figura 13. Estrangulamiento de una inclusión tubular alargada. Los esfuerzos hacen que la inclusión se divida y las fases se reparten irregularmente. Los pasos en sentido contrario, es decir la unificación de varias inclusiones en una sola, es la coalescencia. Tomada de Roedder (1984)

Figura 14. Representación gráfica mostrando la formación consecutiva de inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias, durante el crecimiento de un cristal. Tomado de Bodnar (2003a).

Figura 15. Clasificación de inclusiones fluidas a temperatura ambiente, Shepherd et al. (1985).

Figura 16. A), D), y L) son Inclusiones fluidas con morfología variada en estado bifásico (L=Líquido, V= vapor) lo que indica que hubo ebullición. B), E), F) Y H IF sobresaturadas con cubos de NaCl a vapor dominante. C) IF trifásica con presencia de CO₂ vapor, CO₂ líquido y H₂O líquida lo cual indica inmiscibilidad por la presencia de diferentes fluidos que quedaron atrapados en la inclusión. G) IF multifásico con fase vapor y líquido con presencia de minerales tales como magnetita, calcopirita y sales de potasio (KCl). I) IF con líquido dominante y presencia de un mineral que no se pudo identificar. J) y K) Inclusiones fluidas trifásicas a vapor dominante con presencia de hematita y NaCl.

Figura 17. Esquema de un laboratorio Raman (Raman, 2015).

Figura 18. Espectros Raman de las fases sólidas en inclusiones en halita: Gl - glauberita, Y - yeso, An - anhidrita. (Dubessy et al., 1983)

Figura 19. (Muestra 23B1) A). Inclusiones fluidas primarias debido a que se encuentran aislados, bifásicas vapor-líquido a vapor dominante, estas inclusiones indican ebullición es decir que el fluido estaba hirviendo en el momento de atrapamiento y la burbuja de gas se debe al resultado de una contracción diferencial del líquido durante el enfriamiento; B) y C) IF primarias multifásicas: Vapor (dominante) – Líquido - Sólidos no identificados.

Figura 20. (Muestra 23D4). A) y D) inclusiones bifásicas: Vapor (V)-Líquido (L) en algunas con líquido dominante (D) y otras a vapor (A), estas inclusiones indican ebullición; B) IF multifásica: Vapor-Líquido-S₁ (no identificado)- S₂ (hematita); C) IF trifásica con presencia de CO₂ vapor, CO₂ líquido y H₂O líquida lo cual indica inmiscibilidad por la presencia de diferentes fluidos que quedaron atrapados en la inclusión; E). Inclusiones fluidas monofásicas de vapor con sólido de hematita (S₂). F). IF multifásica: Vapor- Líquido - S₁ (no identificado)- S₂ (hematita), todas las inclusiones son primarias.

Figura 21. Espectro de la Hematita

Figura 22. Estructura de la platina, la cual se monta sobre el microscopio petrográfico. (Linkam).

Figura 23. Resistencia eléctrica situada en la parte interna de la platina.

Figura 24. Contenedor del nitrógeno líquido.

Figura 25. Consola de medida y regulación (23), microscopio petrográfico (24)

Figura 26. Relaciones esquemáticas P-T- V_m del sistema H_2O ilustrando el paso isocórico. Asumiendo que la captura de H_2O ocurrió en 1, la isocora marca la trayectoria en equilibrio de P-T, de la inclusión, ya sea durante el enfriamiento o calentamiento. A) Diagrama tridimensional P-T- V_m de las fases en equilibrio en un cuerpo puro. B) Proyección P-T. Tomado de Diamond (2003).

Figura 27. (Muestra 23D1). Proceso de enfriamiento de una Inclusión, se congela la IF formando Hidrohalita (Hid)+Hielo (H) y después se observa como el hielo se va derritiendo, entre los incisos E) Y F) ocurre la fusión del hielo.

Figura 28. (Muestra 23D1) Proceso de calentamiento de una inclusión fluida saturada, donde se aprecia como a medida que aumenta la temperatura la burbuja de vapor va desapareciendo.

Figura 29. (Muestra 23B-1) Proceso de calentamiento de una inclusión fluida sobresaturada, donde se aprecia que primero desaparece el cubo de sal, la cual ocurrió a una temperatura de $272^{\circ}C$ y posteriormente el vapor, homogenizando en fase líquida a $408^{\circ}C$.

Figura 30. Composición de la fase líquida de soluciones acuosas sobresaturadas de NaCl. Datos de Keevil.

Figura 31. Depresión del punto de congelación del agua pura en función del tanto por ciento en sales en solución.

Figura 32. Curvas isobáricas en la región gas- Líquido del sistema H_2O -NaCl. (S. Sourirajan and G. C. Kennedy, 1962).

Figura 33. Diagrama de isosalinidades vs Temperatura para el cálculo de presión y profundidad. (González Partida, 2017).

Figura 34. Diagrama de isobaras, % peso Eq. NaCl vs T_h , en la cual se observa que ocurre despresurización en el sistema.

Figura 35. Diagrama de isosalinidades vs Temperatura donde ocurre una disolución en el sistema (González Partida).

Figura 36. Diagrama esquemático que muestra las tendencias típicas en T_h -Salinidad debido a diversos procesos de evolución.

Figura 37. Diagrama de Temperatura de homogenización vs salinidad, que ilustra rangos típicos para inclusiones para diferentes tipos de depósitos.

LISTA DE TABLAS.

Tabla A. Comparación entre los depósitos de pórfido y IOCG.

Tabla B. Depresión del punto de congelación de soluciones NaCl-KCl- H_2O . Hall D. L., Sterner S. M. y Bodnar R.J. (1988).

Tabla C. Resultados del análisis de Inclusiones Fluidas en donde a partir de las mediciones de Temperatura de Homogenización (T_h) y Temperatura de fusión (T_{ff}) se calcularon las columnas de % de Salinidad(Tabla B y Fig.31), Presión(Fig.34) y Profundidad (Fig.35). Se observan los promedios de cada muestra en las cuales se analizaron en promedio 25 inclusiones por muestra.

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Carta Geológica del Distrito Minero Tatatila-Las Minas, sección geológica regional y local. Extracto de Carta Geológico-Minera Perote E14-B26 Veracruz y Puebla, Cartografía y edición por el Servicio Geológico Mexicano, Noviembre 20017.

Anexo 2. Mineralización de los skarn de acuerdo a su contenido metálico y mineralogía y los tipos de intrusivos que afectan a las calizas

1. GENERALIDADES.

1.1 Antecedentes.

La cabecera municipal de Las Minas, Veracruz es una comunidad rural a la que se accede por caminos de terracería, cuenta con una planta de generación de energía eléctrica de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) que tiene una capacidad de 12 mil Kw de generación, misma que está construida sobre el cauce de río Las Minas; la población total, incluyendo a las comunidades aledañas es de 2900 habitantes (figura 1).

En Las Minas se encuentra un importante y antiguo distrito minero que data de la época precolombina, ya que existen registros que mencionan que los indígenas de la región de Chiconquiaco extraían oro y otros metales de sus terrenos para pago de tributos al entonces Imperio Azteca; para ésta época, las localidades de mayor relevancia fueron: Tenepanoya, Tatatila y Zomelahuacán, conocido actualmente como Las Minas (Castro-Mora, 1994); el principal auge del Distrito se llevó a cabo durante la época de la colonia, con el desarrollo de las principales obras mineras, que aún existen en la región. A mediados del siglo XX (décadas de los años 50's y 60's) se realizaron trabajos exploratorios en la zona encaminados a la exploración y evaluación de recursos de mineral de hierro.

Desde el punto de vista geológico, la zona ha sido poco estudiada, se tiene el registro de reportes geológicos antiguos en la zona (Ordoñez, 1904), así como múltiples reportes técnicos inéditos realizados por personal del extinto Consejo de Recursos Minerales (hoy Servicio Geológico Mexicano), muchos de los

cuales se agruparon en una compilación que refiere a la geología y yacimientos minerales de la zona Tatatila-Las Minas y que se consignó en la Monografía Geológico-Minera del estado de Veracruz (Castro-Mora, 1994). En el año 2010 la empresa consultora Geoconsulting Ingenieros, S.C. realizó una exploración preliminar que incluyó muestreo de las principales minas y afloramientos mineralizados, así como el análisis de la información disponible constatando la importancia geológica del Distrito Minero (Castro-Mora, 2010).

La cartografía geológica regional (Carta Perote E14-B26) fue realizada por el Servicio Geológico Mexicano (Salinas-Rodríguez, 2007), un aporte significativo de dicha cartografía es lo referente a la asignación de edad (Mioceno) a las principales rocas intrusivas de la región (obtenida por el método K-Ar). En fechas recientes, y desde el año 2011, el área de estudio se encuentra bajo una intensa actividad exploratoria con fines de evaluación económica, misma que ha contemplado cartografía geológica de detalle, prospección geofísica, muestreo intensivo en superficie e interior de mina, así como barrenación a diamante por parte de la empresa canadiense Source Exploration Corp. A la fecha no se cuenta con estudios de investigación metalogénica dentro del Distrito Minero; sin embargo, gracias a la exploración minera, la zona ha comenzado a despertar el interés de investigación geológica y de su evolución en términos de la tectónica del centro-sur de México. Los primeros estudios formales enfocados a conocer la petrología de los intrusivos y de los skarns derivados se han realizado recientemente y han permitido conocer y establecer, a priori, el potencial geológico de la mineralización existente (Dorantes-Castro, 2016).

1.2 Localización y vías de acceso al área de estudio.

El área de Las Minas se encuentra en la porción central de Veracruz, dentro de las coordenadas geográficas 19°39' y 19°46' de latitud Norte, 97°06' y 97°13' de longitud Oeste (figura 1), cerca del límite con el estado de Puebla, 50 kilómetros al noroeste de la Ciudad de Xalapa, capital del estado, y 8 kilómetros al noroeste del Pueblo de Las Vigas de Ramírez. De manera más local el área de estudio se localiza en las cabeceras municipales de Las Minas y colinda al norte con el municipio de Altotonga; al oriente con los municipios de Tatatila, Las Vigas de Ramírez y Villa Aldama. Las principales vías de acceso al área Las Minas, desde la Ciudad de México son por la autopista número 140 que conecta a México-Puebla-Xalapa y puerto de Veracruz



Figura 1 Ubicación y accesos del distrito minero de Tatatila-Las Minas Ver.

1.3 Justificación y Propósito del Estudio.

En la actualidad el estudio de la Metalogenia va de la mano con la exploración y tipología de depósitos minerales, así como de los mecanismos de “*origen-transporte-deposito*”. Así, el concepto de skarn conlleva dos significados primordiales: a) Petrológico, sensu stricto, y b) Económico. La connotación petrológica de skarn (Einaudi, 1981) se refiere a aquellas rocas derivadas de un proceso de metamorfismo de contacto, producto del metasomatismo que produce la acción de rocas intrusivas sobre rocas carbonatadas, principalmente calizas o dolomías; tal interacción da lugar a la formación de una roca con texturas y componentes mineralógicas características, sobre todo de silicatos de calcio y magnesio. Por otra parte, skarn (“ss: *cuerno de vaca*”) es un término que conlleva viabilidad económica y proviene de la antigua minería sueca siendo utilizado ampliamente para referirse a aquellos yacimientos de una gran variedad de asociaciones metálicas localizadas en la proximidad al contacto entre rocas ígneas intrusivas y rocas de afinidad calcárea (Einaudi, 1982), entre estas están los skarns de Fe, Cu, y/o Cu-Fe –Au que dan nacimiento al concepto IOCG.

Por su parte, en fechas recientes, el concepto de mineralización tipo IOCG (Hitzman, 1992; Williams, P. J, 2005) se utiliza ampliamente para referirse a uno de los estilos de mineralización más controvertidos; el término IOCG (Iron Oxide Copper Gold) o bien (Iron-Ore, Copper-Gold, por sus siglas en inglés) se puede asignar a aquellos depósitos compuestos por óxido de hierro, con contenidos económicos de cobre y oro asociado, con abundante magnetita o hematita. Tales depósitos también contienen una variedad de otros elementos

potencialmente económicos, como plata, cobalto, molibdeno y bismuto. No obstante que la asociación de óxidos de hierro (magnetita o hematita) con sulfuros de cobre y contenidos de oro se encuentra en una gran variedad de estilos de mineralización, el origen de los depósitos tipo IOCG ha sido debatido por modelos de formación que van desde fluidos derivados de procesos metamórficos, hasta magmas que involucran la acción de fluidos hidrotermales, (Corriveau, 2010; Groves D., 2010; Marschik R, 1996; Williams, P. J, 2005; Pollard, P. J, 2006; Mumin A. H, 2010).

Gran parte de los depósitos IOCG del mundo se localizan en ambientes geológicos Precámbricos. Ejemplos célebres de depósitos IOCG alrededor del mundo involucran al yacimiento Olympic Dam en Australia, que fue el que dio origen a esta tipología o categorización de yacimiento y Candelaria y Monte Verde (Cretácico) en Chile (Hitzman,1992), (Marschik, 1996), por citar los más relevantes.

Para el caso de México, el depósito de Guaynopa, en el estado de Chihuahua, podría entrar en esta categoría, se asocia a intrusiones gabróicas (Gutiérrez, 2015) y Peña Colorada, según Gutiérrez (2015) presenta similitudes relevantes con este tipo de depósitos. En ese contexto, la región de Las Minas, por sus características geológicas, mineralización y rocas asociadas representa típicamente un skarn de Cu-Fe con contenidos potencialmente económicos de Au que se circunscribe con el tipo IOCG, y para entender los mecanismos de precipitación se realizó este estudio.

1.4 Objetivos

Objetivo General.

- Conocer las características de presión temperatura y composición de los fluidos mineralizantes en el área de Las Minas, Veracruz.

Objetivos Específicos.

- Caracterizar por medio del análisis microtermométrico la mena y alteración hidrotermal y establecer las condiciones de formación así como los procesos evolutivos del yacimiento.
- Determinar la génesis del depósito mineralizado El Dorado, la cual permitirá orientar la exploración minera hacia áreas superficiales o determinadas profundidades en las que se espera encontrar determinada asociación mineral o de metales.
- Manifestar por medio del presente trabajo la existencia de un skarn con una mineralización tipo IOCG.

2. GEOLOGÍA.

2.1 Marco Geológico Regional

La cobertura mesozoica de esta área está conformada por la cuenca de la Sierra Madre Oriental representada por calizas y dolomías de la Formación Orizaba de edad Albiano-Cenomaniano; así mismo la cobertura cenozoica comprende varios elementos de la Faja Volcánica Transmexicana, la unidad más antigua de esta es la Andesita Teziutlán del plioceno, constituida por andesita y toba andesítica, la cual cubre, discordantemente, a la Fm. Orizaba y sobre la cual se edifica el campo volcánico los Humeros (Salinas-Rodríguez, 2007)

Sierra Madre Oriental

La Sierra Madre Oriental (SMO) es una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación de rocas mesozoicas y de su complejo basal, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noreste, formando pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide. La SMO es una unidad fisiográfica distribuida al este del país, tiene una dirección noreste-sureste, iniciando en el sur de Texas atravesando los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí, Hidalgo, Puebla, Tlaxcala, Veracruz, hasta su punto de contacto con el eje neo volcánico, con más de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud (De Cserna, 1960), cuya edad va desde el Paleozoico con la explosión de vida marina que promovió la formación de las llamadas plataformas calcáreas, pasando por el Cretácico dónde las plataformas calcáreas sufrieron movimientos violentos a causa de la orogenia Laramide, hasta el Eoceno inferior con la culminación de dicha orogenia, para finalmente formar la impresionante cadena de

montañas que actualmente domina la orografía del noreste mexicano (Vega y Perrilliat. 1989).

El basamento de la SMO consiste de rocas que varían en litologías y edades, desde gneises de edad precámbrica (Carrillo, 1961; De Cserna et al., 1977, Ramírez, 1978) hasta esquistos de edad preoxfordiana que aparece en Teziutlán, Pue. (Viniegra, 1963) completan el cuadro basal que soporta a la columna mesozoica. (Anderson y Schmidt, 1983). El área que ocupa la franja plegada del frente de la SMO, está constituida por los primeros sedimentos marinos mesozoicos que aparecen entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior. A lo largo y ancho de la Sierra Madre Oriental, en la base de la columna sedimentaria preoxfordiana, se encuentran, en superficie y subsuelo, capas rojas (Formaciones Nazas, Cahuasas, Tenexcate y La Joya), con material volcánico en la mayoría de los casos, estas rocas cubren al complejo basal antes mencionado. Estos lechos rojos representan el relleno de fosas tectónicas y son el cambio de una sedimentación continental, hacia una sedimentación marina, que inició en el Jurásico Superior y continuó sin abandono durante el Cretácico y está constituida por limolitas, areniscas, conglomerado, calizas y dolomías.

Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La FVTM es el arco volcánico que se desarrolla sobre el margen sudoccidental de la placa norteamericana debido a la subducción de las placas Rivera y cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco, se distribuye a lo largo de la parte central del país en los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guanajuato, Querétaro, México, Hidalgo, Morelos, Tlaxcala, Puebla y Veracruz constituyendo uno de los arcos volcánicos más complejos y

variados de la región circum-Pacífica con rasgos peculiares como la gran variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco, la presencia de un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca, la oblicuidad de la parte central y oriental con la trinchera y la variación del ancho del arco.

El notable alineamiento oblicuo de la FVTM con respecto a la trinchera, y su orientación transversal con respecto a las principales provincias geológicas y tectónicas de México, propició que muchos investigadores sugirieran la existencia de una importante estructura tectónica por debajo del arco volcánico. La idea de una zona de deformación de escala cortical fue propuesta originalmente por von Humboldt (1808), y retomada por Mooser (1972) y Gastil y Jensky (1973), quienes sugirieron que la FVTM representaba una antigua zona de sutura o de cizalla que se reactivó durante el Terciario. La edad ha sido un tema discutido, sin embargo en la última década a cartografía geológica apoyada en un gran número de nuevas edades isotópicas, ha llegado a esclarecer la evolución espacio-temporal del vulcanismo en México central, la orientación y características químicas indican que existía desde el mioceno superior (Ferrari et al., 1994a, y 1999a) desde entonces ha migrado hacia la trinchera, sobre todo en la parte occidental y central de la FVTM (Ferrari et al., 1994a; Delgado et al., 1995).

La FVTM está conformada por secuencias de lavas basálticas-andesíticas en el mioceno medio tardío, hacia finales del mioceno y plioceno temprano se emplazaron domos dacíticos y riolíticos, así como grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas regionales, en el plioceno tardío cuaternario se tiene un arco volcánico de composición andesítico-basáltica.

2.2 Geología Local

El Distrito Minero Tatatila-Las Minas área de estudio (figura 2), se caracteriza por una columna litológica expuesta que comprende del Cretácico Inferior al Holoceno (figura 2.1).

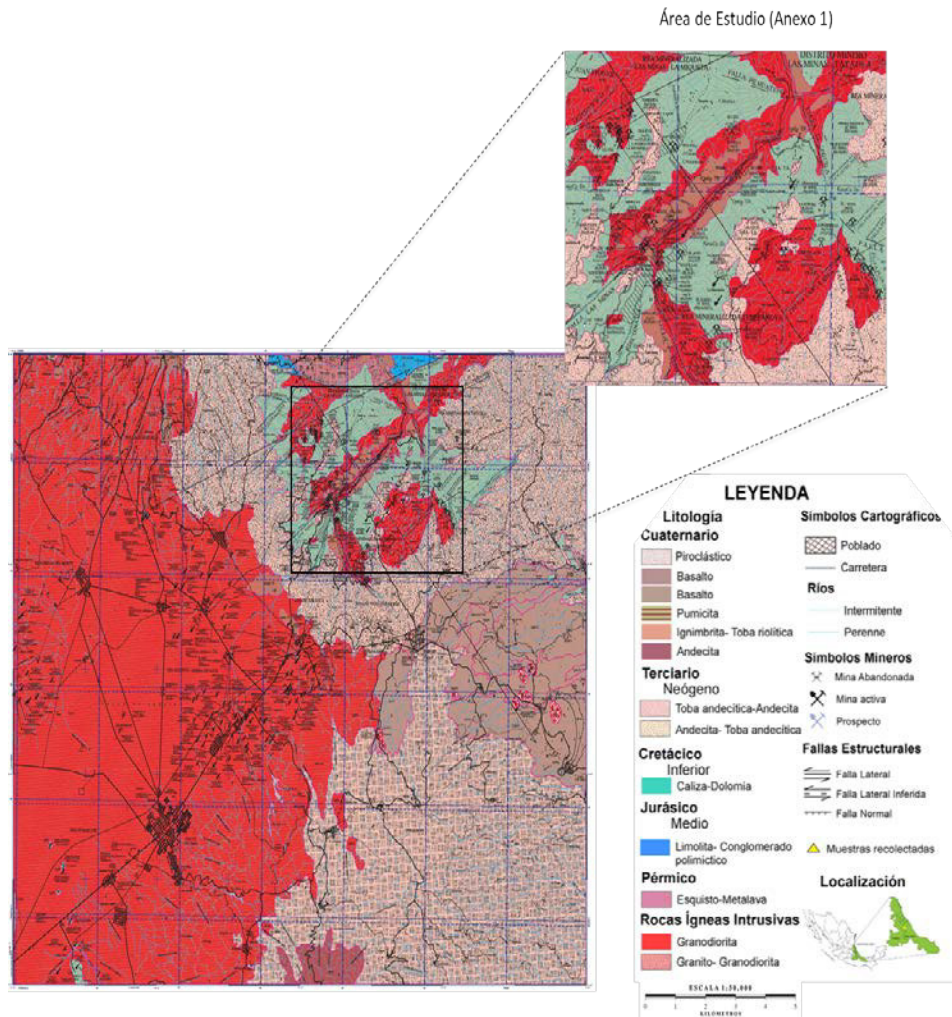


Figura 2.- Carta Geológico- Minera E14-B26 (Extracción de Área de Estudio)

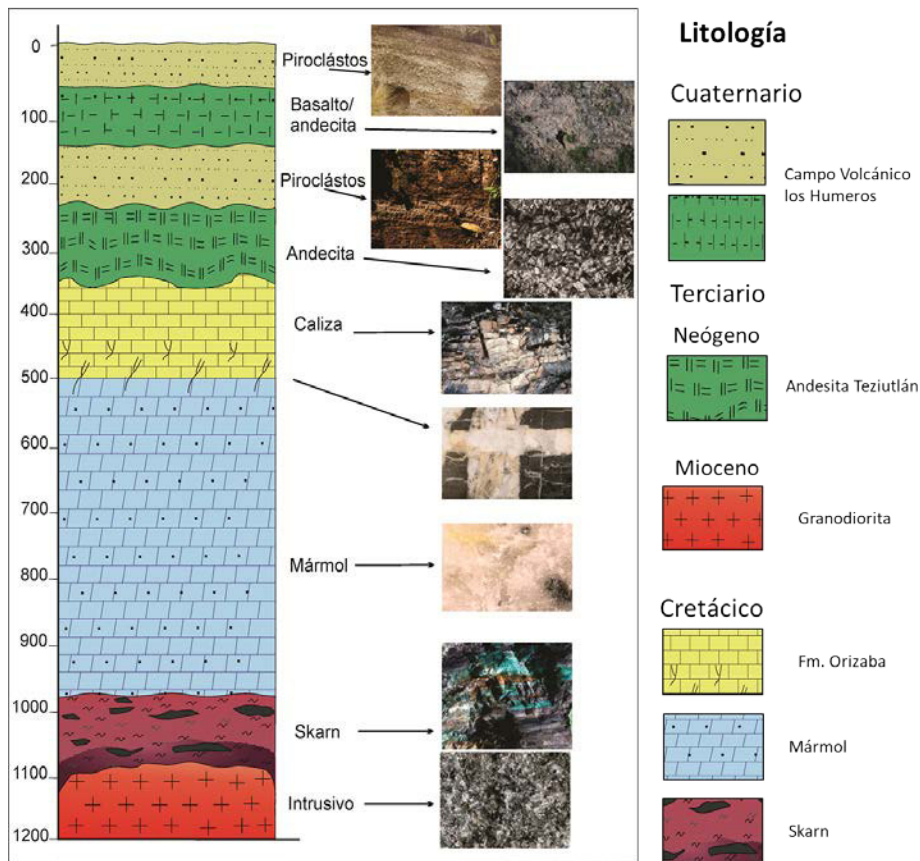


Figura 3. Columna Geológica del Distrito Minero Tatatila Las Minas.

Formación Orizaba (Cretácico Temprano- Cretácico Tardío)

Su localidad Tipo está en Cerro de Escamela al noroeste de la ciudad de Orizaba, Veracruz (Nicolás, 1990 en Aguilera-Martínez et al. 2000). Esta unidad se singulariza por su abundancia en fósiles, principalmente paquiodontos y miliólidos; los más gruesos corresponden a caliza de color oscuro, en cambio los horizontes más delgados comprenden calizas de color más claro que varían de gris crema a gris achocolatado claro, con miliólidos. Estudios más detallados dividen estas calizas en dos facies bien representadas: la primera está compuesta por boundstone de rudistas asociados con gasterópodos, esponjas y corales esta

facie se presenta en bancos de 2 a 4 m de espesor intercalados con capas gruesas de grainstone y packstone de intraclastos. La segunda facie es de tipo postarrecifal la cual consiste de mudstone y wackestone de intraclastos y bioclastos, con estructuras sedimentarias tales como carpetas de alga y costras de dolomita, con horizontes abundantes de miliólidos con un espesor de .1 a 2 m (Tarango, 1971 en López-Ramos, 1979). Presenta fracturas rellenas de calcita (Aguilera-Martínez et al., 2000; Martínez-Amador et al., 2000; Martínez-Amador e Islas-Tenorio, 2002) e impresiones de fósiles. Su espesor y distribución geográfica es la siguiente: En la falda occidental del Cerro Escámela esta unidad alcanza un espesor de 1000 a 1200 m (Martínez-Amador et al., 2000). Martínez-Amador et al. (2000) registro en el pozo lagarto-4 un espesor de 2000 m.

Estas calizas se encuentran formando en la Sierra de Zongolica los cerros Acontecatl, Tenango, y Cerro del Cementerio (Viniegra, 1965). Se encuentra ampliamente distribuida en el estado de Veracruz en los poblados San Sebastián, al occidente del poblado de Santa María Alotepec, en el Cerro La Malinche (Aguilera-Martínez et al., 2000), entre otros poblados y en la zona de estudio. Las relaciones estratigráficas de esta unidad indican que sobreyace en discordancia angular a la Formación Todos Santos (Aguilera-Martínez et al., 2000) y concordantemente a las formaciones Xonamanca (Martínez-Amador e Islas-Tenorio, 2002) y Tamaulipas inferior (Martínez-Amador et al., 2000); así mismo se encuentra subyaciendo en discordancia paralela a la Formación Atoyac (Aguilera-Martínez et al., 2000) y concordantemente a las formaciones Guzmantla, Jaltepec (Martínez-Amador e Islas-Tenorio, 2002), Maltrata y Guzmantla-Tecamalucan (Martínez-Amador et al., 2000).

Se observa en contacto lateral por falla con las pizarras Necoxtla, cerca de Santa Rosa (López-Ramos, 1979). La edad asignada es del Albiano-Cenomaniano mencionada por Viniegra (1965). Por otro lado su ambiente de depósito como menciona Aguilera-Martínez et al. (2000) es de plataforma carbonatada sin aporte de terrígenos con desarrollos arrecifales con zonas de alta y baja energía, y ha sido correlacionada con las formaciones Sierra Madre, Aurora, El Doctor (López-Ramos, 1979) y más recientemente con Miahuatepec, Morelos, Teposcolula, Tamaulipas superior, Tamabra (Martínez-Amador et al., 2000; Martínez-Amador e Islas-Tenorio, 2002). Esta formación representa casi totalmente todos los afloramientos locales de rocas sedimentarias en área de estudio.

Rocas Ígneas Intrusivas (Mioceno)

Se tiene un cuerpo de dimensiones batolíticas de composición granodiorítica de ± 14.5 Ma, obtenida por el método K-Ar que corresponde al mioceno, el cual afectó fuertemente a los paquetes de caliza de edad cretácica los cuales fueron deformados por la orogenia Laramide, y lo que provocó la formación del skarn propiamente, de la mineralización tipo IOCG (asociaciones de magnetita-calcopirita-bornita con contenidos de oro asociado) y de los bancos de mármol ampliamente extendidos en la región.

No lejos del área de estudio, en la región de Palma Sola, los cuerpos plutónicos se encuentran aparentemente intrusionando a secuencias siliciclásticas terciarias, formando aureolas de metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal en la roca encajonante (López-Infanzón, 1991). Por su parte, el contacto superior es claramente discordante con las secuencias volcánicas del Plioceno y Cuaternario.

Andesita Teziutlán (Neógeno)

En discordancia se observa un paquete de andesitas cubiertas por productos piroclásticos que presentan estratificación cruzada y de un espesor que no sobrepasa los 5 m, estos piroclastos están siendo cubiertos por otro paquete de basaltos-andesíticos que junto con productos piroclástico reciente conforman las mesetas de la región y que en la zona de Las Minas conforman escarpes. Esta actividad volcánica es la extrusión distal del magmatismo asociada a la evolución petrológica de la caldera de los Humeros Puebla, que se encuentra a ± 20 Km de distancia.

Se describe la andesita Teziutlán por ser la más representativa: Su localidad Tipo la define Yáñez-García (1980) y propone la unidad para las rocas aflorantes en el centro de la caldera de los Humeros y Casique et al. (1982), menciona que el nombre de la unidad se tomó de la ciudad de Teziutlán aunque en ninguno de los estudios se propone explícitamente la localidad tipo. Los estudios de Yáñez-García (1980) y Casique et al. (1982) consideran que esta unidad está constituida principalmente por andesitas y en menor grado por basaltos, de color gris oscuro a negro, de textura porfídica con matriz microlítica. Añade que la composición de las rocas de esta unidad varía de andesita a andesita-basáltica y en algunas ocasiones se observan rocas dacíticas. De manera particular, la andesita está formada principalmente por fenocristales de plagioclasa intermedia (andesina) e hiperstena, con algo de magnetita, acompañada a veces de augita y oxihornblenda, pudiendo existir también cantidades pequeñas de olivino y la matriz consiste en microlitos de plagioclasa, rodeados de material criptocristalino.

El espesor máximo de esta unidad supera los 1000 m, en los alrededores del Centro Volcánico Los Humeros y en los márgenes del río Xucayucan alcanza un mínimo de 300 m (Ángeles y Sánchez, 2002, Hernández-Madrigal et al., 2007).

Esta unidad se distribuye ampliamente en la porción central del estado de Veracruz (Sánchez-Ramírez et al, 2007). Yáñez-García (1980) y Casique et al. (1982) mencionan que esta unidad cubre una extensión considerable entre las sierras altas sobre la cual se localizan los volcanes Cofre de Perote, Pico de Orizaba, La Sierra Negra, La Sierra Tlaxco y el volcán de la Malinche y en el centro de La Caldera de los Humeros. La andesita Teziutlán sobreyace a las calizas mesozoicas, y a las rocas de las formaciones Cruz Blanca y Alseseca (Yáñez-García, 1980; y Casique et al., 1982), cubre en discordancia a las rocas cretácicas de la Fm. Orizaba de la cuenca de Zongolica y a la Fm. Cahuascal (Ramírez-Tello y Fitz-Bravo, 2007; Salinas-Rodríguez y Lemus-Bustos, 2007); así mismo, cubre al intrusivo granodiorítico del área Tatatila y las Minas (Sánchez-Ramírez et al. (2007). Según Sánchez-Ramírez et al. (2007) y con base en datos isotópicos y relaciones estratigráficas menciona que la edad corresponde a inicios del Plioceno.

Campo Volcánico Los Humeros (Ignimbrita Xáltipan, Cuaternario)

Esta unidad se compone por Ignimbrita casi completamente vítrea y en la parte vesicular esta hematizada, compuesta por fragmentos líticos de composición riolítica. Al microscopio se constituye de numerosas esquirlas devitrificadas, con feldespato alcalino y cristobalita perpendiculares a sus paredes y circundadas de vidrio félsico y minerales opacos, donde se puede reconocer

fragmentos vítreos alargados de forma lenticular “fiammes”, que en su mayoría son más oscuros que la matriz (Yáñez-García,1980). Por su parte, Sánchez-Rojas y Rosales-Franco (1996) mencionan que se encuentra constituida por intercalaciones de tobas ácidas e ignimbritas de composición principalmente dacítico-riolítica; conformando un grueso paquete subhorizontal de ignimbritas, lapilli vítreo de colores blancos y negros, así como tobas con textura mesocristalina piroclástica de color blanco amarillento, rosado y amarillo pardo al intemperismo que llega a presentar fenocristales de cuarzo, feldespato y vidrio. En los afloramientos masivos es posible apreciar estructuras de flujo. Hernández-Madrigal, 2005 menciona que dicha Ignimbrita está compuesta de fragmentos de pómez, obsidiana y líticos inmersos en una matriz granular (lapilli). La formación registra un espesor variable siendo de 200 m a lo largo de la mesa volcánica Zacatlán (Sánchez-Rojas y Rosales-Franco, 1996), 90m en las cercanías de Zacapoaxtla (Hernández-Madrigal, 2005; Hernández-Madrigal et al., 2007), y 70 m en el área de la carta Teziutlán (Salinas-Rodríguez y Castillo-Reynoso, 2009).

Esta unidad se distribuye en los estados de Veracruz y Puebla, descansando sobre la Andesita Alseseca (Yáñez-García, 1980; Casique et al., 1982), sobre la formación Apaxtepec (Can-Chulim, 2011), y en discordancia sobre el complejo La Soledad en el río Apulco y sobre el río Clalchihuapan (Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez, 2002). Está cubierta por rocas volcánicas cuaternarias de composición ácida representada por la riolita Oyameles Alseseca (Yáñez-García, 1980; Casique et al., 1982). Presenta una edad aproximada del Pleistoceno, Calabriano.

3. TEORIA DE LOS YACIMIENTOS SKARN AL IOCG.

Los yacimientos tipo skarn han sido descritos en la literatura científica por lo menos desde el siglo XIX; el término fue utilizado por primera vez por los mineros suecos, para designar una roca constituida por silicatos (anfíboles, piroxenos, granates, entre otros que semejava una textura de “cuerno de vaca”), de ciertos depósitos de hierro que se formaban principalmente en calizas y dolomías (Evans, 1993). Un gran número de autores contemporáneos han adoptado la sugerencia propuesta por Einaudi, et. al., 1981, de utilizar los términos skarn y yacimientos en skarn como términos descriptivos basados en la mineralogía contenida en cada uno.

Los skarns son rocas metamórficas formadas por minerales cristalizados a partir de litologías carbonatadas que sufrieron metasomatismo provocado por la intrusión de una roca ígnea, a este proceso se le conoce como metamorfismo de contacto. Este evento geológico se lleva a cabo en su parte inicial como un proceso isoquímico con un metamorfismo termal progresivo donde solo existe un cambio textural de la roca, en esta fase se lleva a cabo una desvolatilización del sistema (movilidad de gases), permitiendo la formación de calcita, y según las impurezas del protolito permite la formación de wollastonita, diópsido y feldespato potásico; la cristalización de estos minerales depende de la composición y de la temperatura presente, permitiendo la formación de rocas meta sedimentarias en un bajo grado de metamorfismo y mármol en un alto grado (Mares, 2014).

En la siguiente fase de metamorfismo de contacto ocurre un incremento en el metamorfismo térmico, hasta llegar a fundirse la roca encajonante y mezclarse con el intrusivo originando un flujo

de composición diferente, que al enfriarse permitirá la cristalización de los minerales característicos del skarn como son wollastonita, granate y piroxenos como diópsido, hedenbergita, johanesita y fassaita; los granates y los piroxenos presentes permiten clasificar el tipo de skarn desarrollado, en estos minerales además quedan registrados los cambios de los fluidos hidrotermales durante esta fase. Mencionan que este proceso se lleva a cabo a temperaturas desde 400°C hasta 900°C así como de 0.5 a 4 kbar de presión Pirajno (2009), Fettes y Desmons (2007).

En la última fase de formación, se lleva a cabo una alteración hidrotermal retrograda que puede llegar a destruir el skarn y depositar minerales arcillosos como caolinita y montmorillonita además de clorita, calcita, cuarzo, hematita y pirita. En esta fase también se altera el intrusivo mediante el escape de fluidos por las fracturas presentes en este, así como del skarn; algunas de estas fracturas pueden quedar rellenas por minerales formados a partir de estos fluidos. Según Pirajno (2009) esta fase se lleva a cabo a temperaturas que van desde 200°C hasta 700°C y a presiones de 0.3 a 3 kbar, y el cloro-sodio equivalente en rangos de 10 a 45%wt. Einaudi (1982) clasificó a los skarn en dos tipos (exoskarn y endoskarn) con base en la roca que sufrió metasomatismo, (Mares, 2014).

Los términos exoskarn y endoskarn se aplican al reemplazo de carbonatos por el intrusivo, respectivamente, aunque algunos autores utilizan el término endoskarn para los skarn formados en cualquier roca aluminosa incluyendo lutitas y rocas volcánicas (ver figura 3). Otros autores emplean el término skarn silíceo para referirse a cualquier reemplazo metasomático. En terrenos profundos, donde los plutones están menos fracturados y la

circulación de fluidos es más restringida, el skarn solo desarrolla una zona estrecha muy próxima al intrusivo.

En los casos en los que el skarn esté bien desarrollado, la mena se encuentra, por lo general en el exoskarn; sin embargo, en ausencia de rocas carbonatadas, la mena puede encontrarse en el endoskarn. La clasificación del exoskarn puede hacerse con base a la mineralogía dominante, la cual en la mayoría de los casos refleja la composición de la roca carbonatada reemplazada. Los skarn magnésicos de alta temperatura se forman a partir de dolomía y sus minerales característicos son: diópsido, forsterita, serpentina, magnetita y tremolita-actinolita, contienen un componente importante de silicatos de magnesio, tales como forsterita o sus productos de alteración serpentina comúnmente asociada con diópsido, calcita y espinela (Meinert, 1993).

Los skarn cálcicos formados por el metasomatismo de alta a media temperatura, contienen abundantes silicatos de calcio o calcio-ferro, tales como andradita y hedenbergita con mineralogía que incluye granate (andradita-grosularita), clinopiroxenos (diópsida-hedenbergita), wollastonita, escapolita, epidota y magnetita.

La sucesión típica de facies en un calciskarn es la siguiente: el endoskarn al interior del cuerpo y en el exterior el exoskarn, esto se puede diferenciar por las zonas de mineralización que partiendo del centro del cuerpo se encuentra dada por una zona de asociación bi-mineral de andesina-escapolita, feldespatos potásico asociado con grosularita o epidota; la segunda zona mono mineral de granate o clinopiroxeno cálcico, después una zona bi-mineral de granate-clinopiroxeno; esta zona puede no estar seguida de una zona de wollastonita (figura 3); esta zonación

depende de las condiciones de presión y temperatura al igual que la actividad química de óxido de sodio (Na_2O), óxido de potasio (K_2O), óxido de flúor (F_2O), dicloro (Cl_2), óxido de azufre (SO_3), óxido de hierro (FeO), dióxido de oxígeno (O_2) y dióxido de carbono (CO_2), según Fettes y Desmons, (2007). Las formas que pueden presentar son de una veta, o vetillas que cortan rocas tanto carbonatadas como rocas silicatadas.

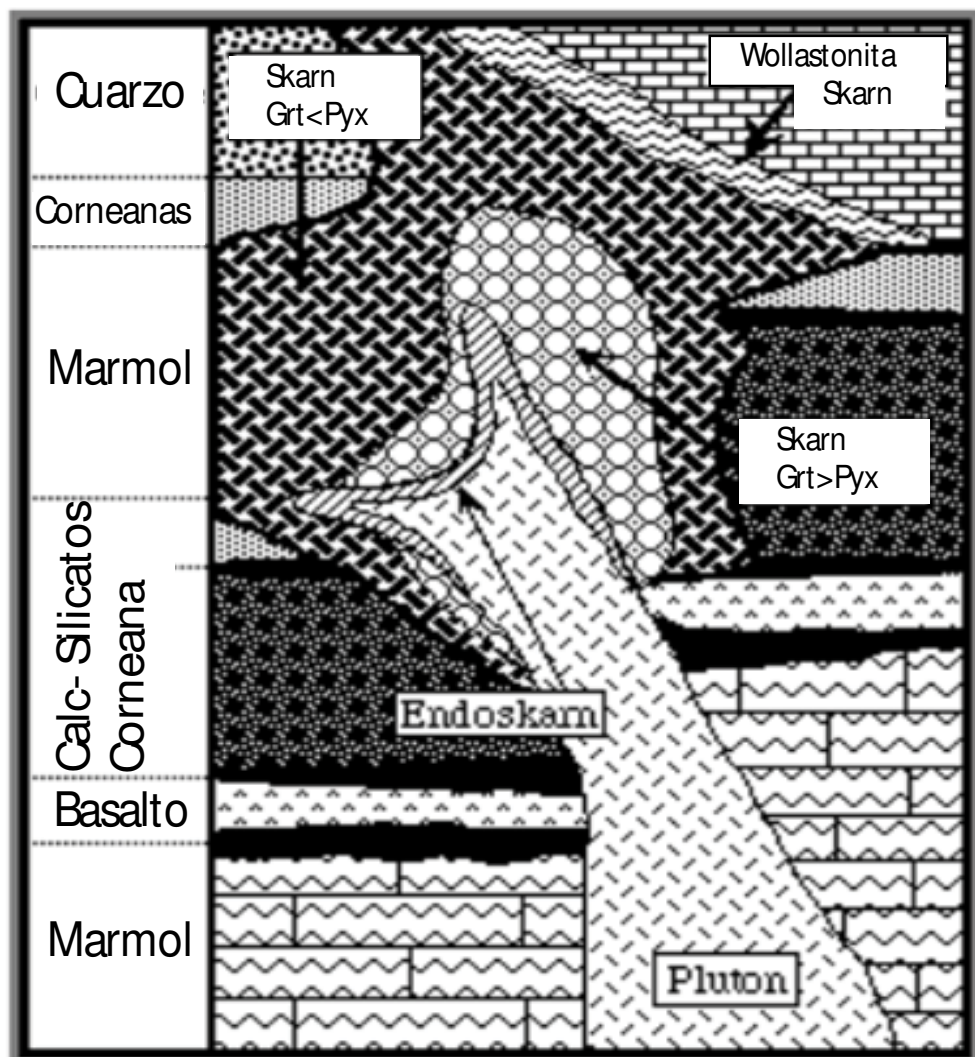


Figura 4. Zonación que sucede en la mayoría de los skarn la cual copia la geometría del contacto del Plutón y los flujos de fluidos. Gar= granate, Pyx= piroxeno. Modificado de Meinert, et. al., 1983.

Los Skarn son zonados y la zona de endoskarn y exoskarn proximal posee un alto contenido de Granate. Las zonas distales son más ricas en piroxeno y en la zona más frontal, relacionada con mármoles puede estar dominada por piroxenoides o vesuvianita. La mayoría de los skarn se encuentran asociados a zonas de subducción (figura 4), formando cuerpos intrusivos de composición diorítica a granítica, granitos tipo-I, o en una zona de apertura continental formando granitos tipo-S.

3.1 Clasificación de los Skarn.

Otra clasificación de los skarn y probablemente la más utilizada se realiza con base en el metal económicamente explotable (Anexo 2) con esto se pueden clasificar diferentes skarn, como son skarn de oro (Au), de tungsteno (W), de zinc (Pb-Zn), de molibdeno (Mo), de cobre (Cu) y hierro (Fe), entre otros, a continuación se hace una breve descripción de los más importantes:

Skarn de oro (Au).

Los skarn con grandes cantidades de oro son raros ya que este mineral se encuentra junto con metales base como son cobre, plomo y zinc, estos depósitos se encuentran asociados con cuerpos intrusivos de composición diorítica a granodiorítica acompañados de complejos de diques y sills; estas rocas presentan indicadores de fusión parcial de la corteza terrestre o fundición de material sedimentario de la corteza; en estos skarn la mineralogía predominante consta de piroxenos ricos en hierro, abundante granate del grupo grandita, feldespato potásico, escapolita, vesuvianita, apatita y anfíboles ricos en aluminio; estos

skarn son de textura fina, con arsenopirita y pirrotita como sulfuros dominantes además de minerales de bismuto y telurio, Meinert (1992).

Skarn de cobre (Cu).

Este es el tipo de skarn más distribuido, se encuentra relacionado a granitos tipo I, asociados a un arco magmático formado por una zona de subducción y otra oceánica, estos depósitos minerales están relacionados a plutones porfídicos calco-alcalinos, muchos de los cuales tienen rocas volcánicas cogenéticas; en el plutón se pueden encontrar vetas, fracturamiento o brechamiento y una alteración muy desarrollada; estos skarn se encuentran comúnmente zonados, con granate variedad grosularita masiva cercano al cuerpo intrusivo, mientras conforme se aleja del Plutón incrementan los piroxenos y más alejado de esta se encuentra en el skarn vesubianita y wollastonita cercanos al contacto con el mármol (Mares, 2014).

Skarn de tungsteno (W).

Estos depósitos son encontrados dentro del continente asociados a plutones calco-alcalinos en cinturones orogénicos, los intrusivos pueden ser batolitos equigranulares o pegmatíticos con zonas de exoskarn cercanos, formados por hornfels calco-silicatados y skarnoides derivados de la fusión y mezcla de secuencias carbonatadas y pelíticas; la mineralogía dominante es hedenbergita, y en menor cantidad granate principalmente; andradita, biotita, pirrotita, scheelita, esfalerita, arsenopirita y en ocasiones molibdenita, Einaudi (1982).

Skarn de zinc (Zn).

Los skarn de zinc se encuentran asociados a zonas de subducción o apertura continental, en estos yacimientos no solo se explota el zinc sino también plomo y plata a partir de sulfuros, se encuentran asociados a rocas como son dioritas hasta granitos o también a complejos volcánicos que pueden ser distantes al depósito, formando mantos o chimeneas; la mineralogía presente en estos skarn es variada y se puede encontrar granate, olivino, piroxenos, ilvaita, piroxenoides, anfíboles, clorita y serpentina, (Mares, 2014).

Skarn de hierro (Fe).

Estos tipos de skarn son minados por contener altos valores de magnetita, principal mena de hierro, y en menor proporción cobre, cobalto y níquel además puede presentarse oro (Grigoryev et. al., 1990). Los skarn cálcicos ricos en hierro se localizan en arcos de islas y son asociados con plutones ricos en hierro que intrusionan a calizas y a rocas volcánicas, en estos skarn la mineralogía predominante es granate y piroxenos con menor presencia de epidota, ilvaita y actinolita. La alteración del intrusivo es común y suele ser extensa con presencia de albita, ortoclasa y escapolita en vetas. Los skarn magnésicos ricos en hierro están asociados a una diversidad de plutones y de ambientes tectónicos.

Skarn de wollastonita.

Estos yacimientos ocurren en ambientes de margen continental, relacionados a magmas de subducción calcoalcalinos del tipo "I" de composición granodiorítica y cuarzomonzonítica, emplazados en secuencias de rocas calcáreas – lutíticas. Los minerales

calcosilicatados típicos son granates, piroxenos, scheelita y wollastonita. Estos minerales son los de mayor temperatura dentro de los minerales de skarn. La alteración tipo skarn ocurre en el contacto inmediato entre el intrusivo y la roca huésped calcárea, tanto a nivel de exoskarn como endoskarn. En general estos yacimientos están asociados a intrusivos relativamente profundos, bien cristalizados y textura fanerítica granular. Pueden gradar a skarn de Cu, o presentarse en contacto inmediato, con muy pequeño desarrollo en skarn de Cobre, (Mares, 2014).

Skarn de fluorita.

El depósito Las Cuevas es uno de los más grandes de alta ley de fluorita, consiste de un grupo de cuerpos masivos encajonados en zonas de contacto entre la Formación El Doctor y una brecha riolítica terciaria, la cual está como pared del depósito, consiste de clastos de riolita en una matriz arcillosa, se haya muy alterada con presencia de pequeñas vetillas de fluorita que rellenan espacios abiertos en la brecha, esto indica que esta unidad fue anterior a la mineralización. El cuerpo de fluorita en sí mismo está brechado con fluorita y caliza formando clastos en un cementante de fluorita y calcita.

Existen varios tipos de brechamiento en el depósito y exhiben una distribución sistemática. La ley del mineral varía de 50% al 98.5% de CaF_2 , estos valores dependen de los minerales de ganga que contengan, el cuarzo y la calcita son los principales contaminadores (Ruiz, et. al., 1980).

Skarn de zinc y plomo (Zn-Pb).

Corresponden a cuerpos mineralizados de reemplazo metasomático. Estos yacimientos ocurren en márgenes

continentales de subducción relacionados al menos como fuente de fluidos hidrotermales a intrusivos granodioríticos y cuarzo monzonitas calcoalcalinas del tipo “I”. A diferencia de los skarns de cobre, la mineralogía de skarn progradada está dominada por piroxenos (razón granate/ piroxeno bajo) de composición Ca-Fe y Mn (piroxenos hedenbergita – johannsenita; granates andradita – almandino-espesartina) y ocurren distales a los contactos intrusivos, generalmente a lo largo de contactos litológicos y/o estructurales. No se observa una aureola de metamorfismo centrada en el skarn, pero si una zonación de granates a piroxenos desde un alimentador hacia afuera. Los sulfuros están asociados con los piroxenos. La alteración retrograda está caracterizada por ilvaita (Mn), anfíboles (actinolita-tremolita) y clorita.

3.2 Ambiente Tectónico

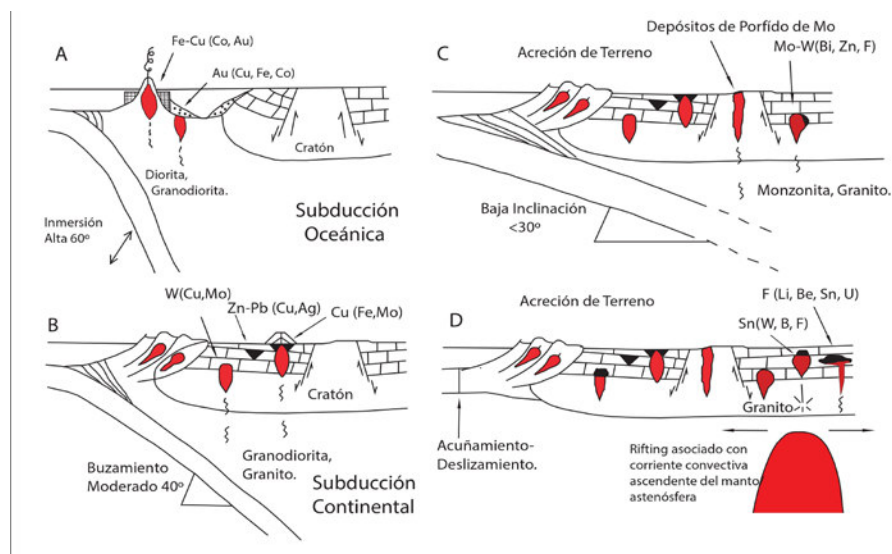


Figura 5.- Ambiente de formación de los Skarn, referido a un arco magmático donde los intrusivos de composición media - ácida entran en contacto con rocas sedimentarias del tipo calizas y dolomitas y de esta interacción suceden fenómenos de metamorfismo de contacto y que posteriormente con el enfriamiento del intrusivo se liberan fluidos que reaccionan con las calizas y sucede el fenómeno de metasomatismo. (Einaudi, et. al., 1981).

3.3 Otras características de los Skarns.

La formación de skarns involucra esencialmente tres etapas.

Metamorfismo Isoquímico: Esto implica la recristalización de la roca caja alrededor del protolito, produciendo el mármol a partir del a roca caliza, hornfels de pizarra, cuarcita de arenisca, etc.

Los skarns de reacción pueden ser a lo largo de contactos litológicos. Si los mármoles son impuros, entonces pueden formarse varios silicatos de calcio y magnesio, y tenemos un hornfels calco silicatado que puede contener minerales de interés económico, tal como talco y wollastonita.

El principal proceso involucrado en el metamorfismo isoquímico es el agua. Las rocas pueden volverse más frágiles y más susceptibles a la infiltración de líquidos en la etapa 2.

Etapas múltiples de metasomatismo: La infiltración por fluido hidrotérmico- magmático en contacto con las rocas conduce a la formación de mármol puro e impuro y otros tipos de roca en los skarns, y la modificación del hornfels calcosilicatado de la etapa 1. Este es un metamorfismo progradante y un proceso metasomático que intervienen a una temperatura de 800 a 400°C (Kwak 1986) durante el cual se desarrolla un fluido mineral, se produce la deposición inicial del mineral y el plutón comienza a enfriarse. Los nuevos minerales desarrollados generalmente son anhidros. La deposición de óxidos (magnetita, casiterita) y sulfuros comienza tarde en esta etapa, pero generalmente terminan de formarse en la 3 etapa.

Alteración Retrógrada: Enfriamiento del plutón y circulación de aguas de temperatura más baja, posiblemente meteóricas, oxigenadas, causando alteración retrógrada de los minerales

calcosilicatados metamórficos y metasomáticos. En esta etapa se forman nuevos minerales hidratados de temperatura más baja, a partir de los minerales anhidros formados previamente. Incluyen: epidota, actinolita, clorita y otras fases minerales hidratadas, típicamente con control estructural y sobreimpuestos a la secuencia de progrado (fallas, contactos estratigráficos o intrusivos). En algunos casos la mineralización se extiende también a esta etapa de retrogrado.

En un skarn distal, la etapa 1 e incluso la etapa 2 pueden no desarrollarse y las inclusiones fluidas pueden formarse de 350 a 210°C (Kwak 1986). Como señaló Meinert (1986), el grado en que una determinada etapa se desarrolla en un skarn particular dependerá de su entorno geológico.

Los skarn se desarrollan mejor en los bordes de masas intrusivas de composición intermedia, tales como granodioritas y monzonitas. Adyacentes al contacto, en rocas relativamente no reactivas como las cuarcitas, estas no tienen ningún cambio, mientras que otras como las calizas pueden ser alteradas por varios kilómetros. En aureolas metamórficas bien desarrolladas que se encuentran en las rocas carbonatadas, se pueden generar zonas estrechas o amplias de skarn, las nuevas rocas que se forman son generalmente de grano fino y se denominan hornfels. El proceso que se da es esencialmente isoquímico: el sistema es cerrado y no se presenta transporte significativo de material.

Cuando la roca de caja está compuesta por calcita, dolomita y minerales arcillosos, se pueden formar skarn de grano grueso, los skarn de calizas se caracterizan por la generación de minerales ricos en calcio tales como grosularia, wollastonita, tremolita, epidota y hedenbergita (píroxenos de Ca-Fe).

Los factores más importantes, que controlan la evolución hidrotermal de los sistemas de tipo skarn son:

- Presión (Profundidad de formación).
- Estado de oxidación del magma (Fugacidad de oxígeno).
- Grado de diferenciación del magma (Cristalización fraccionada).
- Tiempo de separación del fluido (Fase volátil del magma respecto a la cristalización del Plutón).

La mineralogía es la clave para reconocer y definir los skarn, es inclusive crítica para lograr el entendimiento de su origen y diferenciar los depósitos económicamente explotables de los que no presentan interés económico. La mineralogía de un skarn, es mapeable en el campo y sirve como el “enchansador” del halo de alteración alrededor del cuerpo de mena potencial, ya que la mayoría de los depósitos de skarn presentan zonación, el reconocimiento de las características de alteración distal puede ser críticamente importante en los estadios iniciales de la exploración.

Los detalles de la mineralogía y la zonación, pueden ser usados para la construcción de modelos específicos para exploración tanto como desarrollo de modelos útiles en programas de exploración regional. Muchos de los minerales de los skarn, son minerales formadores de las rocas típicas, algunos son menos abundantes y la mayoría tienen variaciones composicionales las cuales pueden brindar información significativa acerca del ambiente de formación (por ejemplo, piroxenos, escapolitas, etc.).

3.4 Los yacimientos skarn tipo IOCG.

Generalidades

La idea de mineralización tipo IOCG se utiliza ampliamente para referirse a uno de los tipos de mineralización más discutidos; el termino IOCG (Iron Oxide Coper Gold, por sus siglas en inglés) se utiliza para referirse a aquellos depósitos compuestos por óxido de hierro, con contenidos económicos de Cu y Au asociado, con abundante hematita o magnetita, dicha asociación de minerales se encuentra en una gran variedad de estilos de mineralización. Tales depósitos también contienen una variedad de otros elementos con posibilidad económica, como bismuto, cobalto, molibdeno y plata (Sillitoe, 2010).

Los depósitos de pórfido de $\text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$ (pórfido) y óxido de hierro-cobre-oro formados por sistemas magmático-hidrotermales (MH-IOCG) comparten muchas características, en particular el enriquecimiento en Fe, Cu y Au, así como una asociación con magmas calco-alcalinos a ligeramente alcalinos generados en condiciones tectónicas orogénicas (subducción a colisión) y pos orogénicas. Siendo en Australia en el yacimiento Olympic Dam donde se dio el origen a esta tipología o caracterización de yacimiento.

En ese contexto, la región de Las Minas, por sus características geológicas, mineralización y rocas asociadas representa típicamente un skarn de Cu-Fe con contenidos potencialmente económicos de Au que se circunscribe con bastante aproximación al tipo IOCG y podría constituir uno de los depósitos más recientes en términos de tiempo geológico para México.

Génesis

La génesis de estos depósitos se origina a partir de magmas poco evolucionados relacionados con rocas de composición gabrónica a diorítica principalmente, y que contienen altos contenidos de elementos volátiles tales como P, F, Cl, los cuales ayudan a disminuir el punto de fusión y la densidad al magma dándole una mayor viscosidad lo cual facilita el ascenso y emplazamientos en forma de cuerpos intrusivos.

La generación de magma de subducción y post-Subducción está asociada con una variedad de tipos de depósitos de mineral, de los cuales los más conocidos son pórfidos de $\text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$, Skarn y depósitos epitermales (Figura 5). El agua que forma depósitos de pórfido es de origen magmático: es decir, el agua que se ha disuelto del arco calco-alcalino y magmas relacionados durante el emplazamiento y la solidificación de la corteza superior (Sheppard, 1977; Hedenquist y Lowenstern, 1994, Sillitoe, 2010).

Algunos depósitos de Óxidos de Hierro, Cobre y Oro (IOCG) comparten muchas características con depósitos de pórfido, incluyendo el contenido de metal principal (Fe, Cu y Au), química de los minerales, estilos de alteración, asociación con **magmas alcalino-alcalino a alcalinos ligeros** y tectónica orogénica (Williams et al., 2005).

El origen de los depósitos de IOCG es ampliamente debatido, con modelos que van desde la formación de fluidos metamórficos (Barton y Johnson, 2000; Xavier et al., 2010; Barton, 2013), y los sistemas magma-conducidos que implican fluidos provenientes de la corteza (por ejemplo, Williams et al., 2005, 2010, Porter, 2010; Los sistemas hidrotérmicos en los que la contribución principal del fluido y del metal es de un batolito fuente subyacente (Pollard,

2000, 2006, Sillitoe, 2003, Corriveau et al., 2010b, Groves et al., 2010, Mumin et al. Al., 2010) a continuación se citan a muchos autores que consideran que los depósitos de IOCG son esencialmente sistemas magmáticos-hidrotermales o que documentan depósitos individuales, sistemas o cinturones enteros como de origen hidrotérmico esencialmente magmático (por ejemplo, Pollard, 2000; 2006, Sillitoe, 2003; Mumin et al., 2007, 2010; Corriveau et al., 2010b; Groves et al., 2010; Tornos et al., 2010). Los mecanismos alternativos para la formación de IOCG incluyen la formación de uno o una combinación de fluidos metamórficos y magmáticos (por ejemplo, Hitzman, 2000, Skirrow y Walshe, 2002, Williams et al., 2003, 2005, , Oliver et al., 2004, Hunt et al., 2007, Fisher y Kendrick, 2008, Porter, 2010, Rusk et al., 2010, Xavier et al.,2010).

Los minerales calcosilicatados diópsido (clinopiroxeno), andradita (granate cálcico) y wollastonita (piroxenoide) son los dominantes en skarn mineralizados e indican, junto con otras evidencias, que el rango de formación de skarn es en general de 650-450 °C (Einaudi et al., 1981). Aunque los skarn de Zn-Pb se forman a temperaturas más bajas, (Kwak, 1986).

En términos generales en el proceso de formación de skarn están involucradas altas temperaturas. La presión es variable y estos depósitos se forman de 1 a varios Km de profundidad como se vio en párrafos anteriores.

Contexto Geotectónico

La figura 6 muestra la distribución de los depósitos tipo IOCG y pórfidos de Cu, la mayoría de estos yacimientos se encuentran en las zonas de subducción de la placa del pacífico.

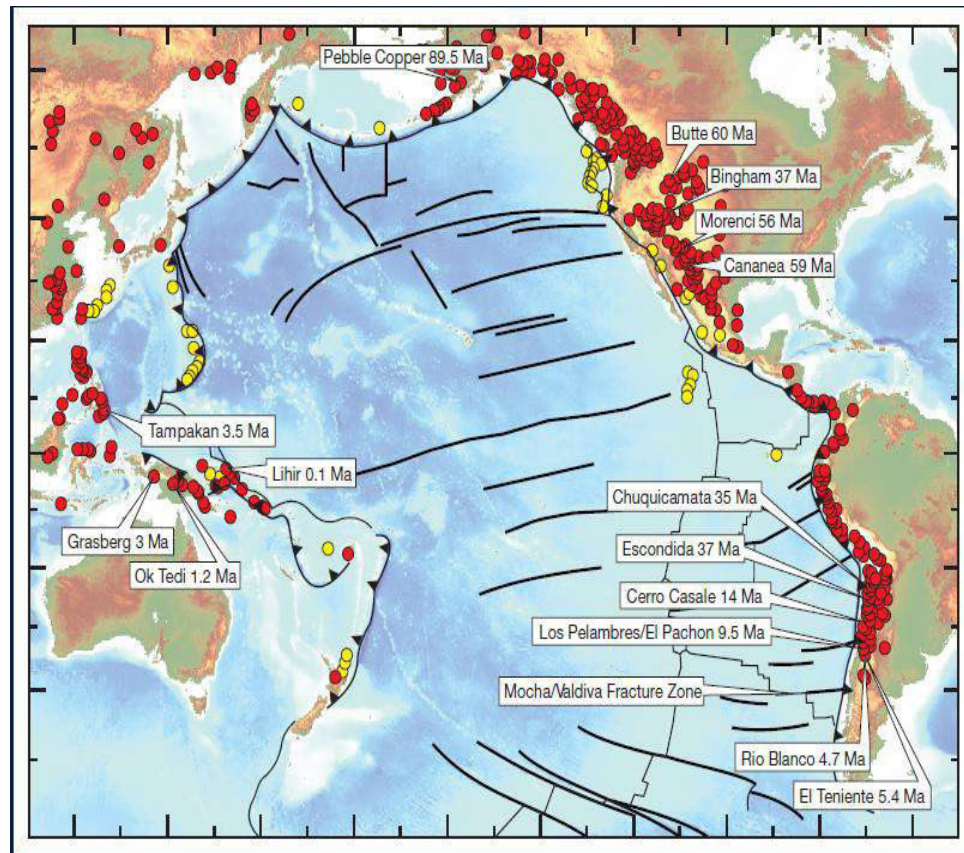


Figura 6.- Distribución global de los depósitos tipo pórfido de cobre y IOCG con sus edades. Tomada de la publicación especial N° 17 tectonics, metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and similar Accretionary Settings. En el volumen de Society of Economic Geologists del 2013

Los depósitos tipo IOCG típicamente están localizados a lo largo o en la intersección de las estructuras de la corteza mayor, que comúnmente es tensional o eventos de transtensión. Además se ha encontrado en niveles medios de la corteza, que algunos ejemplos se dan en zonas extensionales, anorogénicas,

orogénicos, intracratónica, rifts intra-arco, arcos magmáticos y cuencas de tras-arco. (Sillitoe, 2003).

Los pórfidos generalmente pueden situarse por debajo de los estratovolcanes, los sectores de la parte superior del pórfido son transicionales hacia arriba de la mineralización epitermal y lateralmente a los depósitos de skarn, donde están presentes las rocas carbonatadas.

Los skarn se desarrollan mejor en los bordes de masas intrusivas de composición intermedia, tales como granodioritas y monzonitas. Adyacentes al contacto, en rocas relativamente no reactivas como las cuarcitas, estas no tienen ningún cambio, mientras que otras como las calizas pueden ser alteradas por varios kilómetros.

En aureolas metamórficas bien desarrolladas que se encuentran en las rocas carbonatadas, se pueden generar zonas estrechas o amplias de skarn, las nuevas rocas que se forman son generalmente de granos finos y se denominan hornfels. El proceso que se da es esencialmente isoquímico: el sistema es cerrado y no se presenta transporte significativo de material.

En secciones bien expuestas de la corteza inferior se puede observar, tal es el caso del arco de Talkeetna en Alaska (De Bari y Coleman, 1989). Incluso bajo condiciones oxidantes, los magmas enriquecidos en azufre (S) generalmente están saturados en fase de sulfuros fundidos o en especie mineral, estos sulfuros toman una cantidad significativa de calcopirita, elementos siderófilos y grupos de los platinoideos, ya que éstos se encuentran contenidos en este tipo de magma, así y si la fase de los sulfuros se acumula en las zonas profundas de la corteza, el magma se fracciona y comienza agotarse de manera significativa en estos elementos,

pero hay que considerar que estas cantidades y proporciones relativas dependen del contenido de sulfuros y el estado de oxidación del magma original (Richards, 2005). De acuerdo a la figura 7 se pueden tener varios escenarios:

A) Bajo condiciones reductoras ricos en azufre (S), como por ejemplo, cuando la corteza inferior contiene litologías como granito meta-sedimentarios: los magmas primarios podrían retener abundantes residuos de la fase de sulfuros donde la mayor parte de los minerales son calcopirita y los elementos siderófilos. Los magmas derivados del proceso de la subducción son relativamente pobres en metales y es muy improbable que puedan formar depósitos minerales, excepto por la probabilidad de que la litosfera tenga un enriquecimiento de elementos como molibdeno (Mo), estaño (Sn) y tungsteno (W).

B) Bajo condiciones oxidantes, en esta fase encontramos la mayoría de los sistemas de arcos con edad del Fanerozoico, la saturación de sulfuros es posible solamente en volúmenes relativamente pequeños. Así, si tenemos una alta partición de los coeficientes y además una baja abundancia de elementos siderófilos, esto nos indica que estos elementos son despojados del magma a través de “gotas de sulfuros de fusión inmiscibles” o por una fase mineral como solución de intermedio sólido y potencialmente a la izquierda en la región de la fuente o en acumulativo. En contraste la abundancia y baja compatibilidad de elementos calofilos no son significativas en cuanto a su empobrecimiento en la fusión. Los magmas fraccionados que de aquí se derivan son los fértiles en la formación de los depósitos tipo pórfidos (figura 7B), pero no pueden ser particularmente enriquecidos en oro (Au).

C) Bajo condiciones oxidantes empobrecidos en azufre (S), la ocurrencia de saturación de los sulfuros puede ser mínima o puede no contener sulfuros, como el caso de la calcopirita y elementos siderófilos los cuales no tienen fraccionamiento del sulfuro y los magmas derivados a este proceso tienen el potencial para formar depósitos de cobre-oro (Cu-Au), pero pobres en azufre (S), como se muestra en la figura 7C. Por ejemplo, estas condiciones para los sistemas de arco en el Fanerozoico son raras en el sentido del empobrecimiento de azufre (S).

D) Condiciones oxidantes pobres en sulfuros, estos pueden ocurrir durante la segunda etapa de fusión parcial del arco que es rico en anfíbolita y que contienen pequeñas cantidades de sulfuros con enriquecimiento de cobre (Cu) oro (Au) residuales como se muestra en la figura 7D; estos sulfuros fácilmente se disuelven dentro de la fusión parcial, (Richards y Kerrich, 2007) propusieron estas situaciones explicando la formación de depósitos tipo pórfidos y depósitos epitermales de baja sulfuración de oro (especialmente en sistemas alcalinos) durante los eventos tectónicos tardío, donde se implica el adelgazamiento de la corteza o el manto litosférico, y extensión de la corteza por fenómenos post-colisionales o rifting del tras arco. El empobrecimiento en sulfuros, la oxidación y la segunda etapa de la fusión parcial en la zona de tras arco o en una extensión distal son ambientes favorables para la formación de los depósitos tipo IOCG, donde se proporciona la fuente de magmas ricos en cobre-oro (Cu-Au) que pudieron ser emplazados dentro de la corteza con altos gradientes geotermales. La fusión parcial de bajo grado puede contribuir a elevar elementos incompatibles como tierras raras, uranio (U), sodio (Na), y potasio (K) y altos contenidos de dióxido de carbono (CO₂), (Gutiérrez, 2015).

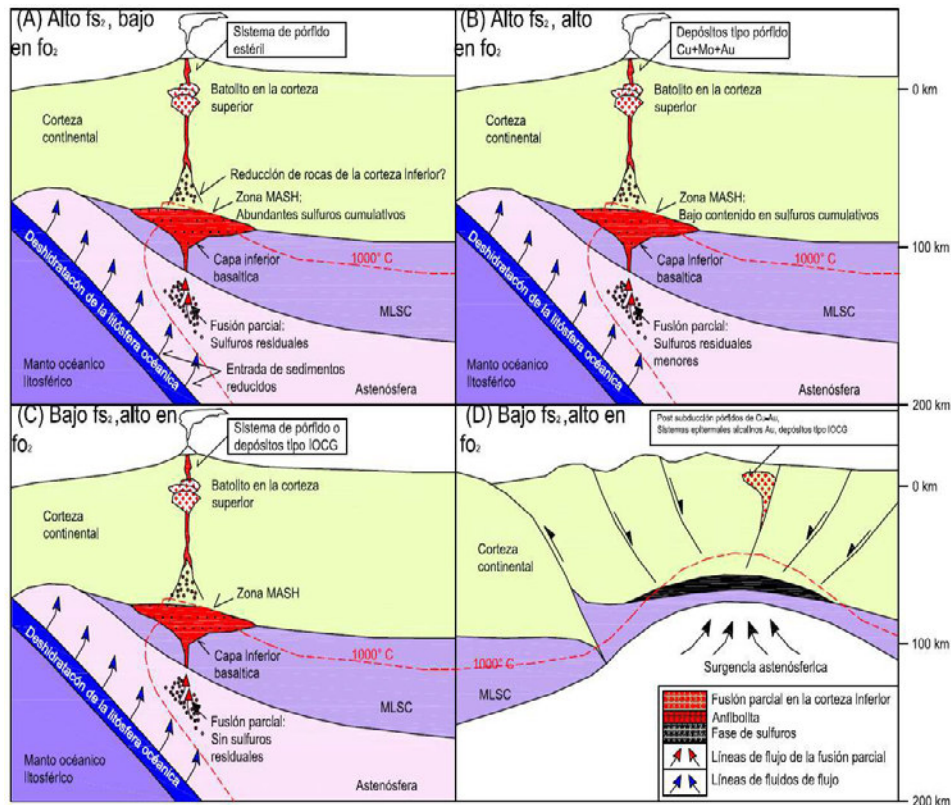


Figura 7. Cuatro posibles escenarios para las condiciones de fusión de la astenósfera y de la litosfera en arcos o configuraciones de post subducción. **(A)** En condiciones de arco con alto en fS_2 y bajo en fO_2 , causadas por grandes entradas de sedimentos en la zona de subducción de la corteza o corteza superior en la zona MASH (zona de mezcla), conduce a sistemas de pórfido estériles y una formación profunda de depósito de sulfuro ortomagmáticos en la corteza. **(B)** condiciones de arcos con alto en fS_2 y alto en fO_2 , se ha encontrado en muchas zonas de subducción de edades del Fanerozoico, potencialmente por depósitos de pórfidos de Cu + Mo + Au. **(C)** condiciones de arco en bajo fS_2 y alto en fO_2 , se infieren que ocurren en zonas de subducción con edades del Precámbrico, prepresentados por pórfidos pobres en S o depósitos de IOCG. **(D)** condiciones de bajo en fS_2 y altos en fO_2 , es inferido que ocurre durante una subducción previa donde la litosfera es modificada, está representado por pórfidos alcalinos, sistemas epitermales de Au, o por depósitos de IOCG. SCLM= manto litosféricos continental. Tomada de la publicación especial N° 17 tectonics, metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and Similar Acretionary Settings. En el volumen de Society of Economic Geologists del 2013.

Morfología

Los depósitos han sido reconocidos dentro de un régimen epitermal, pero estos depósitos no se encuentran bien definidos, los yacimientos IOCG se pueden presentar en una amplia gama de morfologías, y de tipos de alteración que dependen de su estratigrafía, ya que pueden tomar formas concordantes o discordantes a esta. Lo que es más común en la génesis de los IOCG es su afinidad a un sistema hidrotermal magmático. Su morfología es muy diversa y va desde vetas, chimeneas hidrotermales, brechas, cuerpos de reemplazamiento característicos de un skarn, stockworks, cuerpos pegmatoides y o tipo Diatrema (Fig. 8)

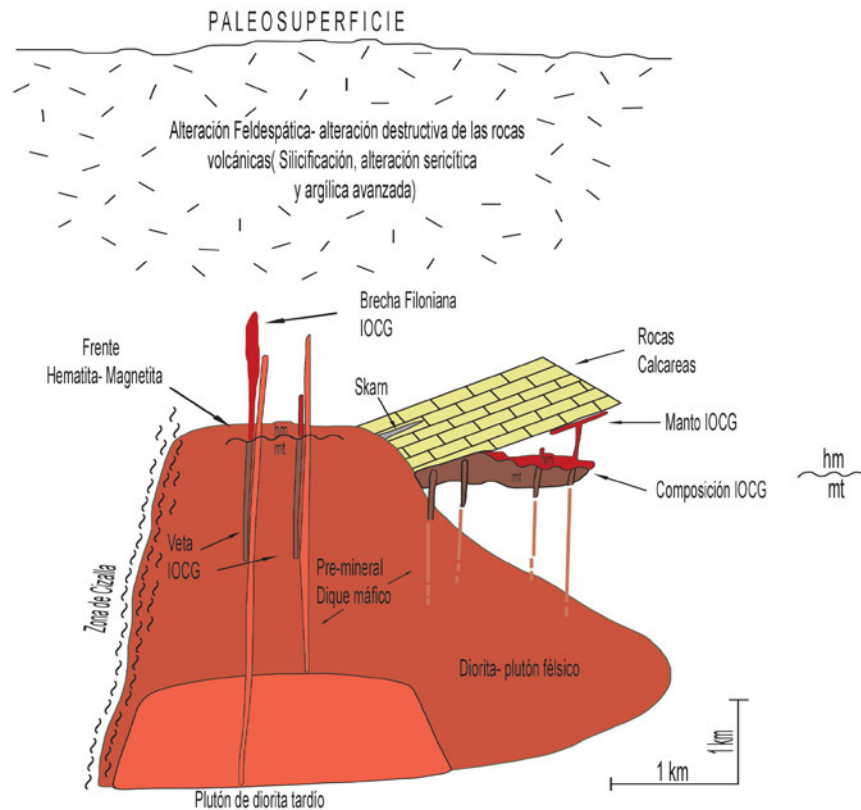


Figura 8.- Morfología de los IOCG según Sillitoe 2005.

Alteración

El concepto de un sistema IOCG es aquel en el cual existe un amplio rango de alteración hidrotermal y tipos de yacimientos aparentemente distintos que pueden ser generados por estos grandes sistemas hidrotermales impulsados por magmas y pueden existir casos con fluidos no magmáticos que son provenientes de las rocas de la corteza, incluyendo fluidos metamórficos que pueden generar, movilizar e incorporarse a los depósitos IOCG por su asociación a un batolito o plutón; esto incluye la mezcla con fluidos derivados de las aguas meteóricas. La fundición del metal de la corteza es también evidente en estos sistemas debido a la alteración extensa de alta temperatura. Los depósitos tipo IOCG son caracterizados por una zona progresiva de alteración desde el núcleo de alta temperatura hasta zonas de baja temperatura como se muestra a continuación:

600-400°C. Moderadamente oxidado rico en minerales alcalinos, (albita + escapolita + anfibolita + piroxeno) rico en sodio, carbón y hierro (magnetita + anfibolita + actinolita + apatito) o un enriquecimiento en potasio y hierro.

400-250°C. Presenta más oxidación y un enriquecimiento en potasio, hierro, calcio y dióxido de carbono, (hematita + sericita + clorita + carbonato + cuarzo).

250-100°C. Con un soporte de minerales como: óxido de sílice, hierro y cobalto en vetas, (cuarzo + hematita + carbonatos).

Habitualmente se reconocen las siguientes zonas o aureolas de alteración con la relación de adentro hacia afuera.

Alteración potásica: Siempre está presente. Caracterizada por la presencia de feldespatos potásico secundario, biotita y clorita reemplazando al feldespato potásico primario, a la plagioclasas y a los máficos.

Alteración fílica (sericítica): No siempre presente. Se caracteriza por desarrollo de cuarzo en vetas, sericita, piritita, con minerales escasos de clorita, illita y rutilo que reemplazan a la biotita y al feldespato potásico.

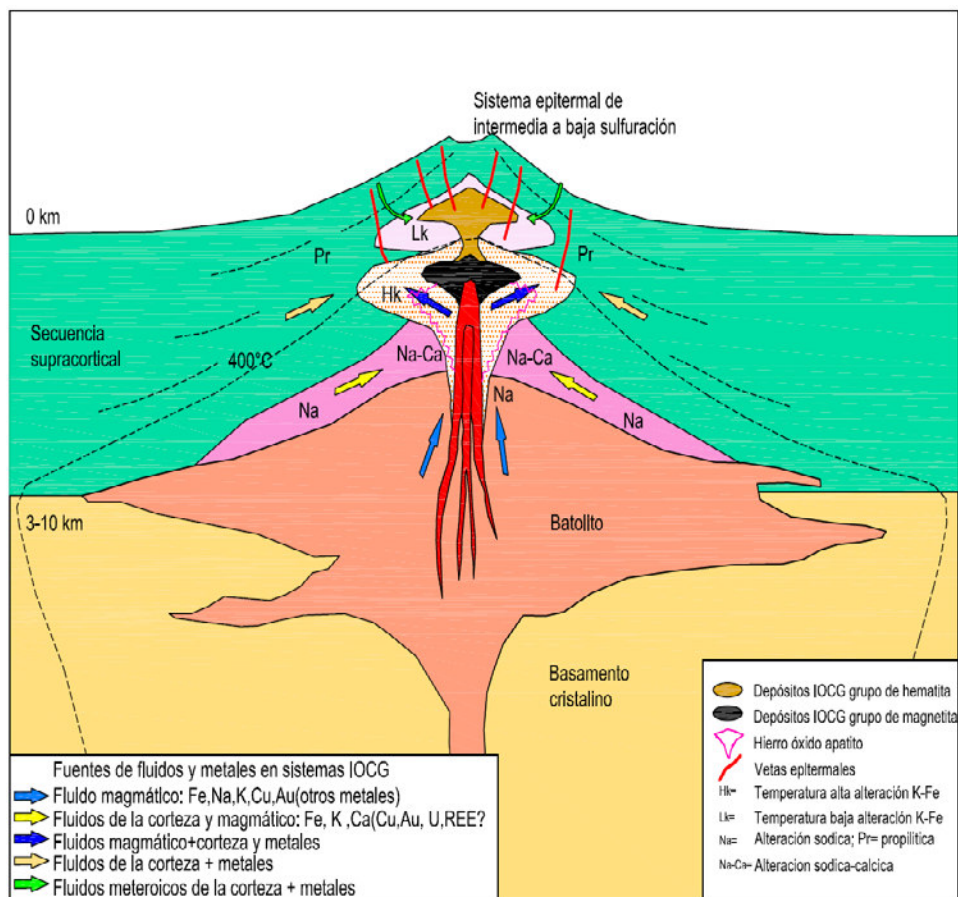


Figura 9.- Anatomía de los sistemas IOCG, donde se muestra la profundidad variable de emplazamiento de la fuente del batolito en la corteza media y superior. Asociación espacial de la alteración y la mineralización tanto proximal y distal y posibles fluidos y fuentes de metales. Fuentes: Hitzman et al. (1992), Naslund et al. (2002), Richards (2005,2011), Mumin et al. (2007,2010), Groves et al. (2010), Corriveau et al. (2010a, b).

Alteración argílica: No siempre se encuentra. Se caracteriza por la formación de caolinita y montmorillonita, con pirita diseminada. Las plagioclasas se encuentran fuertemente alterada, mientras que al feldespato potásico no le afecta, la biotita está cloritizada.

Alteración propilítica: Siempre está presente. Donde desarrolla clorita, calcita y epidota, afecta a los máficos, y en menor grado, a las plagioclasas.

Mineralización

Las mineralizaciones del tipo IOCG se encuentran en varios distritos bien delimitados del mundo (figura 6). La mayor parte de ellos se localizan en cinturones antiguos con intensa deformación, magmatismo y metamorfismo de alto grado y polifásicos lo que muchas veces hace difícil establecer las relaciones precisas entre mineralización y eventos geológicos; sin embargo, tanto en los Andes (Perú, Chile) como en el SO de España hay mineralizaciones que reúnen muchas de las características de los sistemas IOCG y que están poco deformadas y metamorfoseadas. Actualmente existen dos hipótesis generales para la génesis de estas mineralizaciones. (Barton y Johnson, 2000; Groves et. al., 2010).

La hipótesis magmática, defendida por Frietsch (1978), Mark, et. al., 2000, Pollard (2000), Sillitoe (2003), entre otros; sostiene que los fluidos mineralizadores son producto de la exsolución magmática y que dan lugar a una zonación similar a la de los pórfidos cupríferos. La segunda hipótesis plantea que los fluidos son derivados de cuencas ricas en evaporitas y que las rocas

ígneas solo actúan como fuentes de calor, (Barton y Johnson, 2000; Groves et. al., 2010).

La mineralización cobre-oro típicamente ocurre como calcopirita con abundante magnetita en la zona de alta temperatura, y en la zona de baja temperatura se presenta como calcopirita + bornita + calcosina secundaria con hematita. Las temperaturas bajas se dan en la parte distal de la veta epitermal con alteración y remplazamientos con sulfuros + arsenoides de Cu, Co, Bi, U, Ag y Au y algunas veces tierras raras.

En muchos distritos de IOCGs, el sílice precipita como cuarzo penetrante en forma de vetas, stockworks y brecha que pueden estar a kilómetros de distancia de su fuente (la intrusión); La precipitación del sílice se da con las siguientes características: durante la última etapa de baja temperatura denominada de alteración retrograda, es común encontrar zonas estériles y las vetas de cuarzo o brechas se encuentran superpuestas en la etapa temprana de la alteración de alta temperatura.

Por otro lado, si las condiciones de pH neutro persisten en las temperaturas inferiores en los sistemas IOCG, se tendrá abundancia de minerales de carbonatos en la zona más distal, pero si persiste acides la paragénesis mineral será: sericita + clorita + carbonato + cuarzo + hematita: Esto refleja la poca abundancia de SO₂ en los fluidos de los yacimientos tipo IOCG. Así, la mineralización está acompañada por un zoneamiento sistemático (de adentro hacia fuera) de la alteración de alta temperatura, revelando un ambiente reductor, con pH neutro, evolucionando a baja temperatura, a un ambiente de oxidación.

La paragénesis mineral de este tipo de depósitos es calcopirita ± pirita ± hematita ± magnetita ± bornita ± pirrotita ± granates.

También molibdenita, bismutinita, esfalerita, galena, arsenopirita, enargita cobaltita, tennantita y tetraedrita.

Propiedades y asociaciones para la clasificación de los depósitos tipo IOCG.

1º.- La asociación de metales mayores son únicamente estos tres minerales Fe, Cu y Au.

2º Presentan una posible asociación con metales menores como: U, Co, Bi, Ag, P. El contenido de sulfuros es menores ya que se encuentra en un sistema epitermal de bajo a intermedia sulfuración.

3º.- Los depósitos de minerales económicos son exclusivamente magnetita, hematita, calcopirita, bornita, calcosina diagenética, uraninita, cofinita, sulfoarseniuros y apatito.

4.- La composición de los fluidos primarios de la mineralización son H₂O- CO₂-NaCl-KCl-Ca-Cl₂ (10-50 wt% NaCl equivalente).

5º.- El pH del yacimiento es generalmente neutro a moderadamente ácido y tiene que estar en un estado de oxidación.

6º.- El magma está asociado a procesos de subducción, transtensión, anorogénicos, orogénicos, intracratónica, rifts intra-arco, arcos magmáticos y cuencas de tras-arco.

7º.- La fuente de los fluidos mineralizantes magmáticos, comúnmente es una interacción con los fluidos de la corteza (meteóricos a salmuera), y la alteración geoquímica que se produce en este tipo de yacimientos son: Na-K-Fe-P-Ca-SiO₂-CO₂-F.

8º.- La alteración de alta temperatura corresponde al rango de > 400 °C y fluidos ricos en Na, con minerales tales como albita,

escapolita, anfíbolita, piroxeno, cuando son ricos en *Na-Ca-Fe*: se tiene actinolita, apatito, feldespato alcalino. La alteración de la mineralogía a baja temperatura < 350 °C, ricos en *K-Fe* se tiene feldespato potásico, magnetita, biotita, anfíbolita, cuando son ricos en *K-Fe-Ca-CO2* se presenta hematita, sericita, clorita, epidota, carbonatos, cuarzo. La extensión de la alteración de altas temperaturas se da en un rango de 1 a 7 kilómetros de profundidad.

9º.- Su ambiente epitermal es de intermedia a baja sulfuración, profundidad de formación se dan de 0-5 km de profundidad, y metamorfismo regional es de bajo a alto grado.

10º.- La asociación de magmas es estrictamente calco-alcalino a medianamente alcalino, y en cuanto a sus edades existen desde el Precámbrico al Terciario.

Yacimientos con similitud a los IOCG

La clasificación de los IOCG es relativamente simple ya que es composicional: Fe+ Cu+ Au, muchas veces no hay zonificación metálica dentro de estos depósitos, ya que estos tienden acumular su mineralización en fallas epigenéticas distales a la intrusión de origen, mientras que los pórfidos se alojan dentro de los cuerpos intrusivos.

A continuación se presentan algunos yacimientos con que tienen similitud con los yacimientos tipo IOCG.

Yacimientos tipo skarn de hierro.

Los mayores depósitos de skarn son los skarns de Fe (Meinert et al., 2000). Estos depósitos se extraen por su contenido de magnetita y en cantidades menores Cu, Co, Ni y Au ya que pueden estar presentes, el Fe es típicamente la única materia prima recuperada. Son propios en ambientes geológicos de edades Precámbricas a Terciario tardío, están relacionados con actividad magmática-hidrotermal asociados con un plutonismo diorítico a granodirítico en cinturones orogénicos, una de las características principales de este tipo de yacimiento es la presencia de una ganga de grano grueso rico en hierro, así como la existencia de una mezcla de silicatos de Ca-Mg-Fe-Al. Su ambiente tectónico se asocia a arcos de islas en donde predominan las dioritas-andesitas.

Yacimientos de magnetita-apatita-ilmenita.

Son menas de Fe-Ti que están asociados con rocas de composición anortosítica. El origen de este tipo de yacimientos es magmático, con un mecanismo de formación por inmiscibilidad de líquidos.

Yacimientos de magnetita-apatita sin Ti (Tipo Kiruna).

Hay una relación espacial directa entre depósitos de tipo IOCG y mineralizaciones masivas de magnetita. Esto se observa en distritos como Skelletfe, el SO de España, la zona de Manto verde entre otros. Aunque la génesis de los depósitos es controvertida las evidencias geológicas y geoquímicas indican que tiene origen de coladas de lava de magnetita, con edades desde el Proterozoico temprano hasta el Terciario tardío.

COMPARACION ENTRE LOS DEPOSITOS DE PORFIDO Y SKARN IOCG		
Características	Pórfidos de Cu ± Mo ± Au (Depósitos de Pórfido post-Subducción)	IOCG asociado a magmático
Asociación de metales mayores	Cu, Mo, Au, Ag	Fe, Cu, Au
Asociación de metales menores	Sn, W	U, REE, Co, Bi, Ag, P
Contenido de S	Alto: Sulfuros y Sulfatos	Bajo: Sulfuros de relativamente bajos a moderados
Minerales de Mena	Calcopirita, Bornita, Molibdenita, Magnetita, abundante Pirita en la zona filica	Magnetita, Hematita, Calcopirita, Bornita, Calcosina/ Digenita, Uraninita, Cofinita, Sulfarsenides y Apatita
Composición del Fluido Mineral Principal	H ₂ O-NaCl-KCl (2-10% de peso Eq. De NaCl antes de la mezcla y 70% después de la mezcla.)	H ₂ O-CO ₂ -NaCl-KCl-CaCl ₂ (10-50% en peso Eq de NaCl
Estado de oxidación; PH	Oxidado; Neutro a ácido	Oxidado; Neutro a ligeramente ácido, rara vez ácido
Fuente de fluidos	Cuña del manto metasomatizada por subducción.	Litósfera modificada por subducción
Fuente de metales principales	Fluido de mineral magmático; Circulación de aguas subterráneas	Fluido de mineral magmático; Interacción con fluidos de la corteza (meteorica a las salmueras)
Alteración geoquímica	K-(Na)-Fe-S-SiO ₂	Na-K-Fe-P-Ca-SiO ₂ -CO ₂ -F
Mineralogía de alta temperatura (>~400°-350°C)	Potásico: Biotita, K-feldespatos, anhidrita, magnetita, anfíbol	Rico en Na: Albita, escapolita, anfíbol, piroxeno. Rico Na-Ca-Fe: Magnetita, actinofita, apatita, álcali
Mineralogía de alteración de temperaturas más bajas (<~400°-350°C)	Filica: sericita, cuarzo y pirita; argílico y argílico avanzado: arcillas, alunita, diásporo, cuarzo vuggy residual; propilitico: clorita, epidota y carbonato.	ricos K-Fe: K-feldespatos, magnetita, biotita, anfíbol Rico en K-Fe-Ca-CO ₂ : Hematita, sericita, clorita, epidota, carbonato, cuarzo
Extensión de Alteración de Alta Temperatura (>~400°-350°C)	1-5 km	1 a ≥ 7 km
Entorno epitermal	Alto y media sulfuración	Intermedio y baja sulfuración
Profundidad de formación	1-5 km	Superficie a ≥ 5 km
Metamorfismo regional	de grado mínimo a bajo	de bajo a alto grado
Asociación Magma	calco-alcálico a ligeramente alcalino	calco-alcálico a ligeramente alcalino
Configuración tectónica	subducción a post-subducción	Distal, transarco o post-subducción
Ajuste cinemático	de transpresión- transensión	Extensión a transensión
Rango de edad	Eón fanerozoico	era precámbrica

Tabla B. Comparación entre los depósitos de pórfido y IOCG

Estos yacimientos parecen haber sido formados de líquidos ricos en hierro y fósforo, que han sido inyectados a profundidad o expulsados sobre la superficie terrestre. En cuanto su mecanismo podría generarse por magmas ignimbríticos, depósitos de ceniza de caída libre, lavas y diquestratos, depósitos sedimentarios exhalativos, lateríticos, detríticos y por reemplazamiento hidrotermal y formación en vetas. Cada uno de estos tipos de

depósitos presenta diferentes características de relaciones de campo, tanto como texturales y de la composición de elementos traza.

Los yacimientos tipo pórfido de Cu o Depósitos de Cu-Fe y Mo.

Los depósitos de pórfido de Cu \pm Mo \pm Au y los IOCG comparten muchas características (Tabla B) en particular el enriquecimiento en Fe, Cu y Au, así como una asociación con magmas calco-alcalinos a ligeramente alcalinos generados en condiciones tectónicas orogénicas (subducción a colisión) y postorogénicas.

Ejemplos de IOCG en México y el mundo.

Yacimiento de Guaynopa. (México) El depósito de Guaynopa, Chihuahua fue formado por la asociación de una intrusión de composición gabrónica que afectó a la secuencia carbonatada Cretácica inferior, creando un ambiente favorable para la formación de skarn y mantos enriquecidos en cobre (Cu), oro (Au). Con base a sus características petrográficas y geoquímicas, las rocas muestran rasgos claros de magmas dacíticos ricos en cobre (Cu) y oro (Au).

Mineralización y alteración: los datos de la edad de la mineralización para el depósito de Guaynopa dan una edad correspondiente al Cenomaniano. La evolución de la sucesión paragenética de los minerales es compatible con un aumento de la oxidación de reservorio mineral pasando de magnetita a hematita. El paso de magnetita a hematita se da igualmente y como consecuencia de un aumento en la fugacidad de oxígeno en el

reservorio y el fraccionamiento isotópico negativo como consecuencia. Las temperaturas de homogenización y la salinidad de las inclusiones fluidas y los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros de Guaynopa son muy similares a los que podemos encontrar en otros tipos de depósitos IOCG.

La salinidad en este depósito es generalmente interpretada como fluidos magmáticos con algunos grados de interacción con aguas superficiales. La ebullición provoca oxidación y esta a su vez fraccionamiento negativo del azufre, con un consecuente enfriamiento y pérdida de presión, (Gutiérrez, 2015).

Olympic Dam (Australia) El descubrimiento de Olympic Dam en 1975 y su posterior explotación en 1983 llevó al reconocimiento de los depósitos de óxidos de Fe con Cu-Au como una clase aparte y produjo el interés de exploración y en la redefinición tipológica de estos yacimientos. Este depósito está localizado en el margen oeste del cratón de Gawler, el basamento cristalino de este distrito es del Mesoproterozoico. La edad del metamorfismo y la deformación del Paleoproterozoico en el distrito de Olympic Dam corresponde a la orogenia Kimban, los efectos de esta fueron dispersos al este del cratón de Gawler alrededor de 1700 a 1730 Ma.

Alteración y mineralización: la llave para la alteración hidrotermal y la mineralización en Olympic Dam es el conjunto de minerales como magnetita-feldespato alcalino-silicato + sulfuros de Fe-Cu y hematita-sericita-clorita-carbonato + sulfuros de Fe- Cu + U y REE (Denominada alteración hematítica). La alteración magnetita-biotita se observa como un conjunto en la partes del distrito. Las asociaciones de alteraciones ocurren tanto en las

vetas y remplazamiento de la roca encajónate en los rangos de félsicos a máficos.

Yacimiento tipo skarn IOCG en el Distrito Tatatila- Las Minas.

El distrito minero de Tatatila- Las minas presenta dos tipos de depósitos minerales hidrotermales y metasomáticos, este último es de forma irregular. Específicamente la zona estudiada está representada por una secuencia de calizas cretácicas que fueron afectadas por una serie de stocks graníticos del Terciario lo que dio a la formación de un skarn tipo IOCG.

Mineralización

La mena consiste de una fuerte disseminación de pirita en el skarn a la que se encuentra asociada la mineralización de oro libre y cobre en forma de calcopirita y bornita. Otros minerales presentes son pirrotita, malaquita, azurita, hematita, magnetita y limonita en una ganga de cuarzo. La componente mineral no metálica presenta granate (endoskarn) tipo grosularita, wollastonita, clinopiroxenos y calcita y sobre todo amplias zonas de mármol. La mineralización está restringida a la aureola de metasomatismo generada en el intrusivo granítico en contacto con la Formación Orizaba, constituyendo el único control de la mineralización observado. En el distrito se presentan 4 tipos de mineralización producto del emplazamiento del plutón granítico.

- 1.- Mena de Au-Cu disseminados asociados a fuerte piritización, presente en el endoskarn.
- 2.- Menas tipo veta por relleno de fisuras emplazadas en el intrusivo granítico y en el hornfels, con mineralización de Au y Ag.
- 3.- Menas de fierro en cuerpos irregulares alojados en el contacto de la Fm. Orizaba con el intrusivo granítico.

4.- Horizontes de mármol blanco, gris y negro de excelente calidad, desarrollados en la Fm. Orizaba.

Forma y Dimensiones

Estos cuerpos se detectaron en el área de la Asignación Las Minas, muestreada en la zona de Nopaltepec y 5 señores y reconocida en la porción centro sur de la Asignación en diversos puntos del intrusivo granítico (Aguilera-Vergara, 1995). Hacia el N25°W y 3.5km de Las Minas se presentan estructuras vetiformes, tabulares con rumbo N-S y echados de 70° a verticales, con espesor de .50m a 2.20 m y longitudes de 100 m a 300 m con desniveles de más de 100 m, si bien los cuerpos tabulares son de espesor reducido, las leyes de oro registradas en la zona de enriquecimiento son muy altas, además de haberse registrado ocasionalmente impregnación de oro y cobre en las tablas. En el área de San Pedro se detectaron cuerpos de fierro de forma lenticular de bordes bien definidos alojados como relleno de cavidades y fisuras en la Fm. Orizaba y en las andesitas, próximos al contacto con el intrusivo granítico.

Alteración

Las alteraciones que se presentan en estos yacimientos son: silicificación, oxidación, caolinización, propilitización y cloritización. La silicificación y la presencia de silicatos está directamente relacionada a la mineralización diseminada en el endoskarn, así como la intensa piritización a la cual se encuentra asociada la mineralización de oro y cobre. La roca huésped de las vetas presenta silicificación, leve cloritización y oxidación. El intrusivo granítico presenta una fuerte oxidación manifestada por la presencia de hematita y cuarzo relleno un intenso fracturamiento.

4. TEORIA DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS Y EL SISTEMA H₂O-NaCl.

4.1 Generalidades

Las inclusiones fluidas representan las únicas muestras directas de los fluidos hidrotermales responsables del transporte y depósito de los metales, entregan información sobre la temperatura, presión, salinidad, densidad y composición de los fluidos hidrotermales a partir del cual ellas fueron atrapadas. Estos datos son útiles para entender la génesis de los yacimientos minerales. Esto no solo es de interés científico sino que también es de utilidad para la exploración minera.

Las inclusiones fluidas son una herramienta de exploración, pero como todas las otras herramientas de exploración deben ser usadas en conjunto con estudios geológicos y petrológicos. La química de las inclusiones fluidas indica que los solutos mayores de los fluidos hidrotermales son cationes de metales tales como Au, Ag, Cu, Mg, Fe, Ba, Mn, aniones de Cl, S, C, N, P, Si, Pb, Z, U, especies gaseosas CO₂, CH₄, N₂, SO₂, H₂S e hidrocarburos.

Estas representan muestras de fluidos hidrotermales y varían en tamaño desde una molécula de agua hasta varios milímetros, con un promedio de .01mm (Roedder 1979). Se observan fácilmente bajo el microscopio en luz polarizada plana y en potencia media a alta.

Los datos de temperatura, presión, densidad y composición son de suma importancia si tomamos en cuenta que las rocas de la corteza terrestre son el resultado de una larga historia que puede incluir varios episodios de deformación, metamorfismo y

diagénesis que a su vez, estos fenómenos están asociados con los distintos fluidos que en ese entorno circulan.

La investigación de las inclusiones fluidas ha ido en aumento junto con una aceleración importante en su desarrollo, principalmente en los últimos 30 años.

4.2 Historia del estudio de las Inclusiones Fluidas.

Se le otorga al académico árabe Abú Reikhan al-Biruni (S. XI) haber hecho la primera descripción de las inclusiones fluidas, de igual manera los primeros naturalistas mostraron cierta atención e interés por las grandes inclusiones, tales como, Dewey (1818) y Dwight (1820), y aunque hay varios trabajos antiguos referentes a la naturaleza de los fluidos atrapados (Dolomieu, 1792), los primeros trabajos verdaderamente analíticos para determinar la composición de inclusiones específicas fueron los realizados por Breislak (1818), Davy (1822), Brewster (1823) y Nichol (1828).

Sin embargo, a mediados del siglo XIX se lleva a cabo la primera gran aportación hecha por Sorby en 1858 haciendo magnificas descripciones y observaciones sobre inclusiones fluidas, y además realizó trabajos experimentales de laboratorio (Touret, 1984). A partir de los resultados obtenidos, dicho autor estableció la hipótesis de que las burbujas presentes en el fluido de la mayoría de las inclusiones eran el resultado de la contracción del líquido en el mineral que lo hospedaba. (Roedder, 1984).

La burbuja va evolucionando desde la temperatura de atrapamiento hasta la temperatura ambiental. En consecuencia, Sorby propuso que se podría calcular la temperatura de atrapamiento calentando la inclusión y viendo cuándo desaparece

la burbuja. Estas hipótesis han sido la base de muchos trabajos posteriores y se aplican todavía en el estudio de las inclusiones vítreas y de ciertos ambientes de formación, por ejemplo, en el del tratamiento de fluidos en ebullición.

La mayoría de estos estudios y muchos de los que más tarde se publican, son puramente descriptivos, aunque algunos contienen datos analíticos, cualitativos y cuantitativos. Es tan elevada la cantidad de artículos publicados sobre el tema hasta la primera mitad del siglo XX que Smith (1953) reunió una bibliografía con referencias a más de 400 trabajos. Igualmente, Ermakov (1950) y Lemmlein (1956) han recogido un gran número de trabajos publicados en ruso sobre las inclusiones fluidas.

A partir de la segunda mitad del siglo XX se produjo un notable aumento del número de investigadores dedicados al estudio de las inclusiones. Desarrollo que como bien indica Touret, se debe a tres causas fundamentales:

- 1.- Petrólogos, mineralogistas y metalogenistas comprobaron que muchos fenómenos geológicos no podrían explicarse por las teorías de difusión a gran escala, por lo que debieron aplicar sistemas en los que intervenían forzosamente fluidos de diferente composición y naturaleza.
- 2.- El progreso tecnológico ha dado lugar a un perfeccionamiento continuo de aparatos específicos para el análisis de inclusiones, por ejemplo, las platinas calentadoras y refrigeradoras, y últimamente los espectrómetros de masa y las microsondas electrónicas y de Raman, que facilitan extraordinariamente su estudio.
- 3.- Debido al factor humano, ya que numerosos investigadores han dado lugar a un extraordinario auge de estos estudios, sobresaliendo entre aquéllos: Roedder, en los EE.UU.; Ermatov,

Lemlein y Dolgov, en la URSS; Deicha y Poty, en Francia, y Smith, en Canadá.

Finalmente, es de destacar el espectacular desarrollo que, en los últimos años, están alcanzando las investigaciones sobre inclusiones fluidas en todas partes del mundo; se multiplican los congresos, los trabajos y datos experimentales, y se prueban nuevas técnicas analíticas. En este sentido es digna de destacar la labor de recopilación de artículos sobre inclusiones en minerales y rocas llevadas a cabo por Roedder (USA) y Kozlowski (Polonia), desde 1968 hasta la actualidad. Así, los resúmenes de todos los artículos que han salido en un año son recogidos en un volumen especial publicado por la Universidad de Michigan (USA). Estos volúmenes se conocen con el nombre de COFFI (Commission on Ore-Forming Fluids in Inclusions). También, Roedder ha publicado un libro titulado «Inclusiones fluidas» (1984) en el que se describen todos los conocimientos existentes hasta el momento sobre este tema, por lo que resulta ser un libro básico para todo aquel que se dedique a estos estudios. Igualmente, se debe señalar el libro publicado por Shepherd y cols. (1985) sobre este mismo tema.

4.3 Marco Teórico de las Inclusiones Fluidas.

Que son las Inclusiones Fluidas y como se forman.

En el proceso de formación de las rocas, sin importar el ambiente geológico, ya sea magmático, metamórfico o sedimentario los fluidos son de suma importancia ya que, sin la presencia de estos, difícilmente se podrían llevar a cabo todas las reacciones químicas que implican la formación y transformación de los minerales formadores de rocas.

Los fluidos presentes en la formación de las rocas se encuentran en constante movimiento, lo cual implica que también se encuentren sujetos a cambios constantes tanto en su composición química como en sus condiciones termodinámicas. Prácticamente todos los cristales de las rocas contiene inclusiones fluidas y de acuerdo con los principios físico-químicos básicos, la materia sólida (rocas) se forma a partir de fluidos, ya sean éstos líquidos o gaseoso.

La definición clásica de un cristal establece que éstos son: “sólidos naturales con estructura y composición química definidos”. Con esto se pretende establecer algo idealizado:

- a) Los cristales, al irse formando y desarrollando, lo hacen mediante el acomodo sucesivo de átomos o moléculas a distancias regulares, en ángulos semejantes entre sí.
- b) En su composición no intervinieron átomos de elementos diferentes de los que su mineralogía establece.

Pero nada más alejado de la realidad, pues estas condiciones no se cumplen nunca en la naturaleza; la definición no es más que un recurso que permite entender los principios generales de la Química.

Cuando la temperatura de un fluido, desciende hasta llegar a un punto crítico, propio de dicho fluido, dentro de su masa empiezan a formarse centros de nucleación los cuales se irán disponiendo otros semejantes para la posterior formación de un cristal, pero a medida que continúa el desarrollo del cristal, puede llegar un momento en el que se interrumpa el sistema y haga falta el componente principal y el crecimiento del cristal se detenga en algunas zonas, sobre los que quedan adheridos, los fluidos que luego quedaran atrapados, cuando con nuevas aportaciones de la

materia prima continúe el crecimiento del cristal, es decir cavidades con líquido selladas dentro de los minerales. El fluido atrapado puede ser líquido, vapor o fluido supercrítico, y la composición del fluido atrapado puede incluir agua esencialmente pura, salmueras de salinidad variada, vapor o líquidos que contienen gas, y silicatos, sulfuros o carbonatos fundidos, entre otros.

Estos mecanismos (Figura 10) se han demostrado experimentalmente con cristales de calcita cultivada (Janssen-Van Rosmalen and Bennema. 1977; McLimans. 1987).

Cuando estos fluidos quedan atrapados dentro de minerales diagenéticos, proporcionan el único medio directo de examinar los fluidos presentes en ambientes diagenético antiguos.

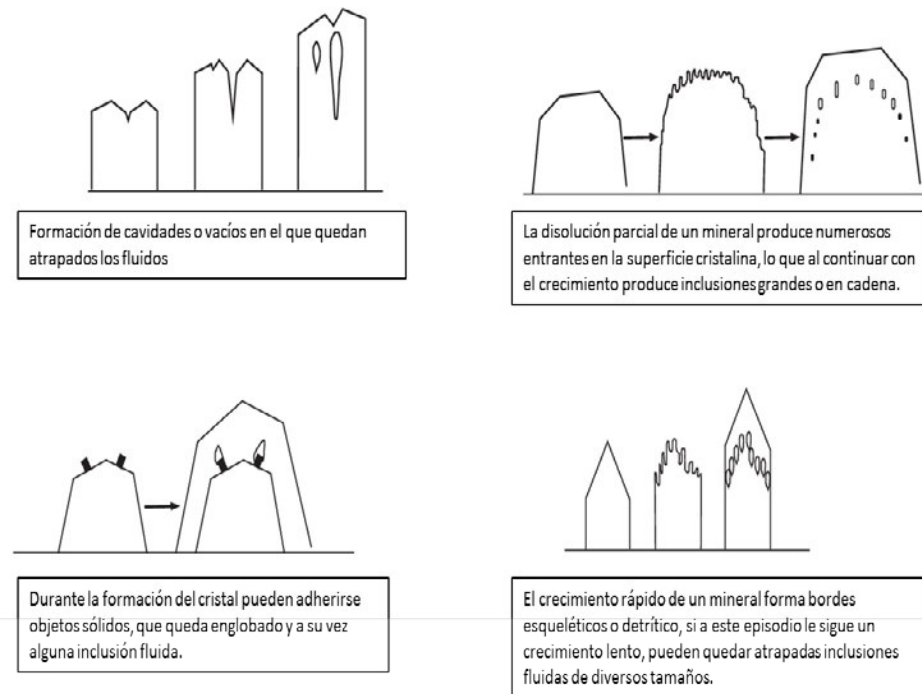


Figura 10. Mecanismos de atrapamiento para inclusiones fluidas descrito por Roedder (1984).

Las inclusiones fluidas pueden ser pensadas como cápsulas de tiempo almacenando información sobre temperaturas, presiones, densidad y composiciones de fluidos antiguos, mediante los estudios micro termométricos apropiados (Bodnar 2003a).

Términos Normalmente Empleados.

Fluidos Hidrotermales: Fluidos (líquido o gas) calientes, generalmente a temperaturas superiores a 100°C. Los fluidos pueden ser de origen ígneo, meteórico, de mar, etc.

Fase: Una sustancia homogénea ya sea en estado sólido, líquido o gaseoso.

Temperatura de Atrapamiento: Es la temperatura bajo la cual la inclusión fluida fue atrapada dentro del cristal que la contiene.

Presión Litostática: Es la presión ejercida por una columna de roca.

Presión Hidrostática: Es la presión ejercida por una columna de agua.

Temperatura de Homogenización: Temperatura en la cual las diferentes fases dentro de una inclusión fluida se transforman a una sola fase homogénea. Esta temperatura se *obtiene en el laboratorio a presiones ambientales.*

Temperatura Eutéctica: La temperatura a la cual el primer líquido se forma al calentar una inclusión fluida congelada.

Salinidad: Cantidad de sales en una solución y se expresa en porcentaje de NaCl equivalente (% NaCl equivalente).

Punto de fusión final del hielo: Es a la temperatura donde el último cristal de hielo en una inclusión fluida se convierte a líquido. Esta temperatura es obtenida en el laboratorio después de haber congelado la inclusión fluida.

Isocora: Evolución del fluido en el plano presión temperatura a la misma densidad.

Isobara: curva de igual presión.

Isotherma: curva de igual temperatura.

Origen de las Inclusiones Fluidas

La determinación del origen de las inclusiones fluidas es indispensable para poder realizar una interpretación correcta de los datos que se derivan de ellas. Es importante establecer si fueron atrapadas cuando el cristal que las contiene se formó o en procesos posteriores a su formación, ya que estos últimos pueden haber ocurrido millones de años después de la precipitación del mineral. La mayoría de las inclusiones fluidas que se estudian son intracristalinas, en el interior de los cristales, pero también existen inclusiones intercristalinas, entre cristales. Las últimas ocurren en glaciares entre cristales de hielo, en evaporitas y en rocas metamórficas.

De acuerdo a su origen las inclusiones fluidas se clasifican como inclusiones fluidas primarias, pseudosecundarias y secundarias.

Las inclusiones fluidas atrapadas durante la formación de un cristal se denominan inclusiones fluidas primarias. Si el cristal se fractura durante su crecimiento y atrapa inclusiones fluidas durante su crecimiento estas se conocen con el nombre de inclusiones fluidas pseudosecundarias. Después que el cristal se ha formado fluidos pueden volver a circular alrededor del cristal y este puede fracturarse atrapar fluidos y la fractura sellarse nuevamente. Las inclusiones atrapadas de esta forma son inclusiones fluidas secundarias. Es muy importante diferenciar

entre inclusiones primarias y secundarias. Las inclusiones fluidas primarias entregan información sobre los fluidos hidrotermales responsables de la formación del cristal y las secundarias sobre fluidos que circularon después que el mineral se formó. Los últimos podrían haber circulado millones de años después de la formación del cristal, es por esto que es importante distinguirlas.

Morfología

La morfología viene parcialmente controlada por la estructura del mineral huésped. Suele ser muy variada con formas digitales, ameboideas, alargadas, geométricas, redondeadas. La forma está relacionada con la composición, siendo normalmente más variada en las acuosas que en las carbónicas.

Fundamento del Estudio

Para estudiar las inclusiones fluidas es imprescindible tener en cuenta dos hipótesis fundamentales que condicionan su utilización y que es necesario admitir para que los resultados sean correctos. Estas dos condiciones son:

- ❖ Que el fluido atrapado represente la solución a partir de la cual creció el mineral o al estado geológico que se considere.
- ❖ Que una vez atrapado el fluido se piensa que la cavidad permanece herméticamente y químicamente inerte. En este caso, las características fisicoquímicas del fluido, tales como la composición y la densidad, no se modifican, por lo que las inclusiones fluidas se comportan como cavidades

de paredes rígidas que actúan como pequeñísimos sistemas termodinámicos aislados del exterior. En la práctica la mayor garantía de esta estanqueidad consiste en comprobar, que la inclusión recobra su estado inicial al volver a temperatura ambiente

No obstante, se deben de tener en cuenta una serie de fenómenos que pueden presentarse en muchas inclusiones y que son opuestos a la completa validez de estas hipótesis.

Los cambios en un conjunto de una fase son los más útiles al proveer datos sobre P, T y composición de los fluidos. Las fases nuevas, que se forman dentro de la inclusión reciben el nombre de **fases hijas**. Los más relevantes son:

Cristalización en las paredes: Aunque comúnmente no se ven y con frecuencia son ignorados, la cristalización sobre la pared de las inclusiones conduce a la formación de un mineral hijo que se encuentra presente de manera universal (Roedder, 1984); es un mineral del mismo tipo que el huésped. Como sabemos, la mayoría de las sustancias tienen un incremento de solubilidad al aumentar la temperatura. Luego, uno podría esperar que durante el enfriamiento natural de una inclusión fluida deba ocurrir la cristalización del mineral huésped, pero a diferencia de esto la cristalización ocurre en la pared, como una película o como minerales diminutos, más que como minerales individuales, separados.

Minerales hijo: Con frecuencia, las inclusiones fluidas atrapadas originalmente homogéneas, se saturan con respecto a otras fases diferentes de las del mineral huésped, formando cristales llamados

minerales hijo. El tipo más comúnmente encontrado es de NaCl, aunque se pueden encontrar también otros minerales, tales como carbonatos y sulfuros. La mayoría de las inclusiones que tienen minerales hijo contienen sólo un cristal individual de cada fase hijo. El volumen de cada mineral hijo, en especial los que no son de NaCl, es muy pequeño. Como los minerales hijo son parte de la composición de los fluidos originalmente homogéneos, su identificación y la determinación de sus medidas son importantes (Figura 11).

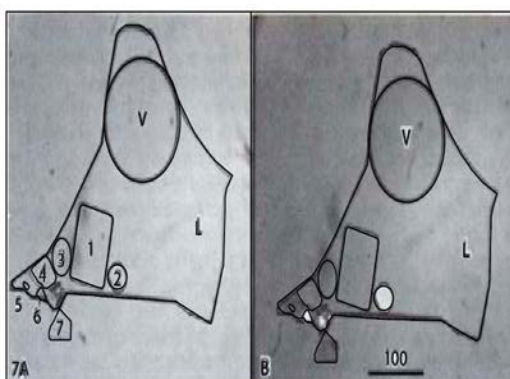


Figura 11. Cristales hijo de: 1) halita, 2) cloruro sin nombre, 3) elpasolita, 4) silvita, y, 5), 6) y 7/, son fases desconocidas, en una inclusión en topacio. A la izquierda, con luz transmitida; a la derecha la luz está parcialmente polarizada. Tomada de Roedder (1984).

Al calentarse, los cristales hijo verdaderos se re disolverán en el fluido, y la temperatura a la cual ocurra la fusión final del sólido proveerá información importante, aunque limitada, sobre la composición del fluido original.

Encogimiento e inmiscibilidad: La característica propia más prominente de la mayoría de las inclusiones fluidas es la ocurrencia de una burbuja de vapor o gas que en muchos casos se mueve dentro del líquido. Si la burbuja es suficientemente pequeña el movimiento puede ser constante. Erróneamente se le ha denominado movimiento browniano; en realidad se debe a la

influencia de la gravedad o al gradiente térmico (Roedder, 1981).

A la temperatura de formación original, el fluido homogéneo atrapado ocupaba el volumen total del hueco en que se alojó, pero al enfriarse, se contrajo; la diferencia de volúmenes, el original y el actual, corresponde a la cantidad de gas que se forma como resultado consecuente de la disminución de presión.

El caso que acabamos de explicar corresponde a inclusiones con agua pura; si en el sistema hubiera otros gases presentes (CO₂, CH₄, etc.), éstos quedarían dentro de la fase de vapor. Así, la densidad de la burbuja formada por esta mezcla puede exceder la del líquido y terminar por hundirse en éste. Y si la fase fluida rica en CO₂ es suficientemente densa, al enfriarse puede separarse, de nueva cuenta, en dos fluidos, uno de CO₂ líquido y el otro de CO₂ gaseoso. Esto ocurre, generalmente, a temperaturas por debajo del punto crítico para CO₂ puro, a 31 °C; la mayoría de las impurezas gaseosas (N₂, o CH₄) hacen que la temperatura de homogenización se deprima.

En ciertas inclusiones fluidas, altamente salinas, una pequeña cantidad de una fase nueva y densa, rica en soluto, se separa del líquido al calentarse. Esta inmiscibilidad durante el calentamiento, a volumen constante, es de esperarse, sobre todo en el sistema K₂HPO₄H₂O. Cuando varios fluidos diferentes ocurren en la misma inclusión (como por ejemplo: fluido silicatado, solución acuosa, CO₂ líquido, petróleo y gas), se acomodan en posiciones de superficies de mínima energía. La secuencia normal pues, resulta en una ayuda valiosa para identificar las fases; dicha secuencia “normal” es la siguiente: cristal huésped-fundido (vidrio)-H₂O (liq)-CO₂ (liq)-fase orgánica (liq)-burbuja de gas.

En la figura 12 dos fluidos inmiscibles (A y B), por ejemplo H₂O-NaCl y CO₂ respectivamente, están en fracturas

contemporáneas y de diferente orientación, las dos homogeneizan a la misma temperatura. Experimentalmente se vio que inclusiones tomadas en la zona de contacto de los dos fluidos homogeneizaban a T' más alta que la temperatura de homogeneización (Touret, 1977). Estas inclusiones deben desecharse, puesto que el contenido no representa los verdaderos porcentajes del fluido inicial.

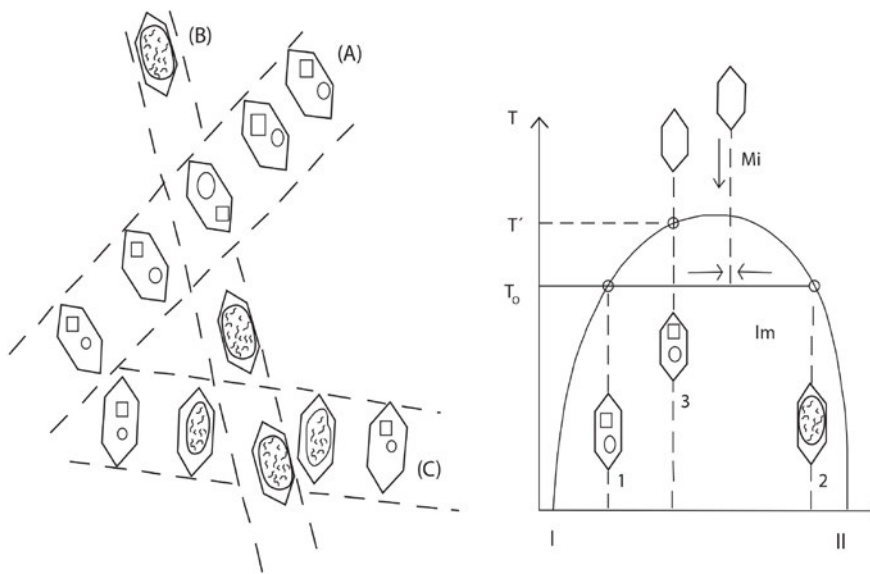


Figura 12 Inmiscibilidad (Touret, 1977).

Cambios de forma: En muestras de varios ambientes geológicos de temperatura alta, es frecuente encontrar en la misma inclusión, un par de cristales individuales: uno de NaCl y el otro de KCl (Figura 11). Puesto que dichos minerales forman una solución sólida total a altas temperaturas (su *solvus* máximo ocurre a los 480 °C), cualquier mineral que se forme a temperaturas superiores a la del *solvus*, será un cristal mixto.

La mayoría de las inclusiones quizás ahora no tienen la misma forma que tenían en el instante en que fueron atrapadas; si el mineral huésped es soluble en el fluido, los procesos de recristalización comienzan por reducir el área superficial, con la que originalmente se forman. Uno de tales procesos es el denominado “**estrangulamiento**”, por el cual algunas inclusiones alargadas gradualmente desarrollan dilataciones separadas por estrechamientos o “cuellos”, que al continuar reduciendo su grosor lograrán la separación de los abultamientos. El resultado final es la formación de una serie de inclusiones.

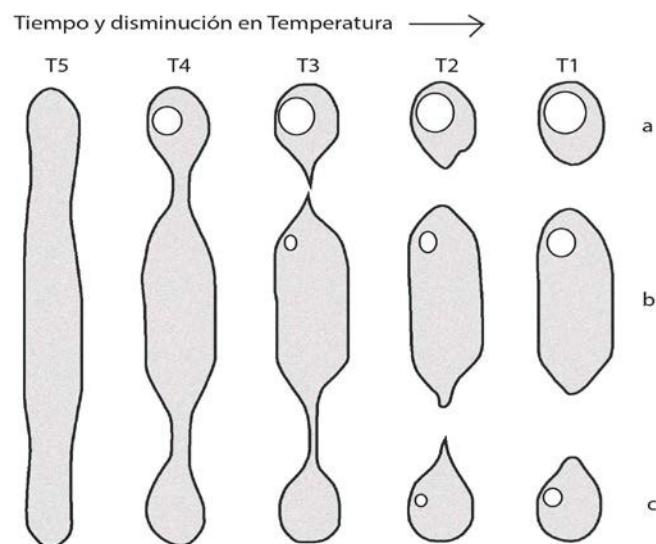


Figura 13. Estrangulamiento de una inclusión tubular alargada. Los esfuerzos hacen que la inclusión se divida y las fases se reparten irregularmente. Los pasos en sentido contrario, es decir la unificación de varias inclusiones en una sola, es la coalescencia. Tomada de Roedder (1984)

El fenómeno contrario también puede ocurrir; es decir, inclusiones pequeñas, muy próximas entre sí, conteniendo fluidos capaces de disolver al cristal huésped pueden lograr la unión de varias inclusiones pequeñas para formar una mayor, alargada. A

este fenómeno se le conoce como **coalescencia** (figura 13).

Si hubiera ocurrido algún cambio de fase antes de que ocurriera un estrangulamiento o una coalescencia, la nueva inclusión resultante podría tener notables diferencias de composición y densidad comparada con la original. Esta posibilidad es significativa en la determinación geológica de presión y temperatura mediante estudios de microtermometría.

Estrangulamiento y/o coalescencia no identificados puede ser causa principal de la dispersión de los datos en algunos estudios geotermométricos “cuidadosamente realizados” (Roedder, 1981). Se hace énfasis en permanecer alerta en reconocer la ocurrencia de cualquiera de estos fenómenos; para identificar estrangulamiento se recomienda buscar las “colas” que podrían quedar entre inclusiones vecinas, siempre que la recristalización no haya progresado mucho.

Una característica que puede verse grandemente afectada es la proporción gas-líquido en las inclusiones. En numerosos casos, inclusiones que parecen ser de conjuntos diferentes tienen idénticas temperaturas de homogenización que deben hacer meditar al “inclusionista” sobre los procesos que realmente dieron lugar a lo que se observa.

El cambio de forma de una inclusión puede ser menor si:

- a) el enfriamiento sufrido fue rápido.
- b) si la forma adoptada era cercana a la de estabilidad.
- c) si la solubilidad del cristal era muy baja.

La forma, así como su tamaño, pueden dar, al menos, una burda indicación de la edad relativa de la inclusión y, por lo tanto, indirectamente, de su origen. La composición del fluido puede llegar a afectar la forma final de la inclusión. La mayoría de las descripciones de inclusiones de diferentes composiciones, en una

muestra dada, indican alguna correlación entre la forma y la composición. No es raro encontrar cristales que contengan dos generaciones de diferentes inclusiones secundarias, con dos fluidos de diferente composición, ocupando espacios de dos diferentes formas (Roedder, 1981).

4.4 Clasificación.

A través del tiempo, se han propuesto varios esquemas de clasificación de las inclusiones fluidas; la mayoría de ellos han resultado tan complejos, al intentar abarcar todos los tipos de inclusiones, que han terminado por ser imprácticos.

Existe muchas maneras de clasificar las inclusiones fluidas (Roedder, 1984; Goldstein, 2003), pero uno de los esquemas de clasificación más útiles relaciona el momento de formación de la inclusión con respecto al del mineral huésped llamado Sistema Homogéneo (quizás más del 99 % de todas las inclusiones fluidas se formaron a partir de fluidos homogéneos). Ubicar las inclusiones fluidas observadas dentro de esta categorización representa el paso más importante y fundamental para interpretar los datos, en términos de procesos geológicos (Roedder, 1981). Otra categorización fundamental, adicional a la anterior, se basa en la naturaleza del fluido en el momento de ser atrapado siendo un sistema heterogéneo.

Formación de inclusiones fluidas a partir de sistemas homogéneos

Consiste de tres categorías: primarias, pseudosecundarias y secundarias (Figura 14).

- Primarias: formada durante el crecimiento del mineral huésped; Se encuentran aislados o en pequeños grupos y pueden definir zonas de crecimiento.
- Pseudosecundarias: Si la fractura ocurre durante el crecimiento del cristal, las inclusiones pueden quedar atrapadas durante el crecimiento cristalino continuo.
- Secundario: Si un cristal se fractura después que se ha formado, algunos líquidos pueden entrar en la fractura y quedar atrapados como inclusiones fluidas secundarias después de que la fractura se regenere.

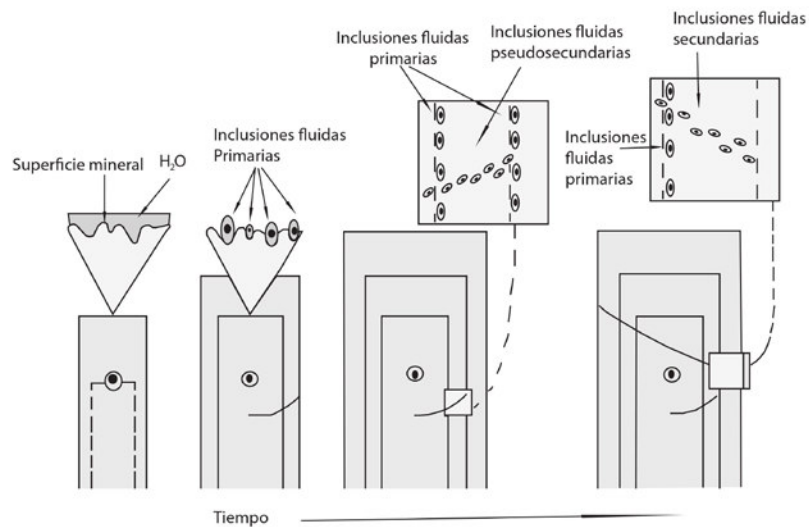


Figura 14. Representación gráfica mostrando la formación consecutiva de inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias, durante el crecimiento de un cristal. Tomado de Bodnar (2003a).

En 1978, Wilkinson propuso (Roedder, 1981), la inclusión de una categoría más, inclusiones fluidas de exsolución, cuyo origen es el resultado de fenómenos isoquímicos interno (se dan dentro del

crystal). El nombre fue utilizado anteriormente por varios autores, para designar ciertas inclusiones pequeñas que ocurren en cuarzo metamórfico, quizás formadas durante una etapa de liberación de presión, con la migración de agua que previamente era parte de la estructura del cuarzo.

Formación de inclusiones fluidas a partir de sistemas heterogéneos

Clasificación de IF a temperatura ambiente.

- I. Inclusiones monofásicas: completamente llenas de líquido (L).
- II. Inclusiones bifásicas: llenas de una fase líquida y una pequeña burbuja de vapor (L+V).
- III. Inclusiones bifásicas: fase de vapor dominante, ocupa más del 50% del volumen (V+L).
- IV. Inclusiones de vapor monofásicas: Completamente llena con un vapor de baja densidad. (Generalmente mezclas de H₂O, CH₄ and CO₂).
- V. Inclusiones multifásicas que contienen sólidos (S + L +/- V): contienen fases cristalinas sólidas conocidas como minerales hijos. Estos son comúnmente halita (NaCl) y silvita (KCl), pero pueden ocurrir muchos otros minerales incluyendo sulfuros.
- VI. Inclusiones líquidas inmiscibles: Contienen dos líquidos, generalmente uno rico en H₂O y el otro rico en CO₂ (L₁+L₂=/-V).

Algo que vale la pena recordar acerca de las inclusiones de gas primario, en los sistemas hidrotermales, es que tienden a ser

grandes; en cambio, en los fundidos de silicatos generalmente son extremadamente pequeñas.

Y finalmente, si en el sistema se encuentran inclusiones sólo de gas, o sólo de líquido, o bien, de las dos fases pero en proporciones variables, la presencia de ellas puede indicar que el fluido estaba hirviendo en el momento del atrapamiento es decir, los fluidos ebulleron.

Tipo I. Líquido Monofásico	
Tipo II. Líquido > 50% (L) + Vapor < 50% (V) Dos fases.	
Tipo II. Vapor > 50% (V) + Líquido < 50% (L) Dos fases.	
Tipo IV. Solo Vapor Monofásico (V).	
Tipo V. Líquido ± Vapor + Sólido (S) ± 50%. Multifásico.	
Tipo VI. Líquido Inmiscible L1 + L2 ± Vapor	

Figura 15. Clasificación de inclusiones fluidas a temperatura ambiente, Shepherd et al. (1985).

La temperatura de homogenización (T_h) de tales inclusiones será también la temperatura de atrapamiento, considerando que no hay necesidad de hacer correcciones por la presión (Roedder, 1981). En teoría, uno puede usar el valor mínimo determinado para gran número de inclusiones, como la temperatura real en el momento de la captura.

4.5 ¿Para qué sirve el estudio de las inclusiones fluidas?

Durante varias décadas los geólogos han aplicado métodos de campo, petrográficos y geoquímicos para estudiar la génesis de las rocas. Los estudios más exitosos han integrado el trabajo de campo y petrográfico con diversos métodos geoquímicos. Para la mayoría de las aplicaciones, el valor de cualquiera de las técnicas ha sido a menudo limitado. Todos los métodos anteriores son métodos indirectos de interpretación de la historia, en lugar de muestras de los propios sistemas. Tales enfoques indirectos suelen arrojar datos que fácilmente pueden ser mal interpretados. Las inclusiones fluidas pueden proporcionar la siguiente información valiosa con simple observación petrográfica, análisis microtermométricos o sofisticados análisis geoquímicos de contenidos de inclusión.

Temperatura de precipitación del mineral

Las inclusiones fluidas pueden usarse para determinar la temperatura de la formación del mineral, un conjunto de datos de temperatura puede proporcionar comúnmente una temperatura mínima de formación de minerales, a veces las inclusiones nos pueden proporcionar la temperatura exacta de formación del mineral.

Composición y origen de los fluidos de la precipitación mineral

En las inclusiones fluidas apropiadas, se pueden determinar una variedad de aspectos de la composición fluida acuosa. La aplicación más común es la determinación de la salinidad del fluido de la precipitación mineral que se calcula con la temperatura

de fusión utilizando la tabla “*Salinities (wt. %) Corresponding to Measured Freezing Point Depressions (R. J Bodnar, 1988)*”, para fluidos saturados y la gráfica “Composición de la fase líquida de soluciones acuosas saturadas de Cloruro de Sodio (Keevil 1942), para fluidos sub-saturados.

Otras mediciones pueden proporcionar la identidad y concentración de los iones principales en solución. Presencia de orgánicos, relaciones de iones mayores y menores, concentración de componentes disueltos particulares tales como sulfato, identidad y concentración de gas disuelto, e incluso la composición isotópica del fluido. Existen muchas otras aplicaciones potenciales que aún no han sido explotadas.

Presión de la precipitación mineral

La presión mínima o verdadera de la precipitación mineral se puede determinar usando inclusiones fluidas, ya que una vez calculada la temperatura de homogenización contra el porcentaje NaCl obtenido de la temperatura de fusión se puede determinar usando unas tablas ya establecidas por S. Sourirajan and G. C. Kennedy (1962). O las de Jhon L. Haas, Jr. (1971) para fluidos saturados. Explicado más adelante en la teoría del Sistema H₂O-NaCl.

Densidad del fluido

La media de la densidad total de un material dentro de la inclusión también puede ser calculada. De hecho, las inclusiones fluidas proveen el único dato directo que tenemos sobre la densidad de tales fluidos del pasado que puede ser calculada en la gráfica de Th vs Salinidad con líneas de isodensidades (Datos

generados por la ecuación de estado de Zhang y Frantz (1987). Utilizando el programa informático FLINCOR (Brown, 1989.)

4.6 Aplicaciones

Las inclusiones fluidas están presentes en todos los minerales y no solo de nuestro planeta sino hasta de rocas extraterrestre, siendo de mucha importancia, especialmente porque nos muestran evidencia directa de la naturaleza y composición de los fluidos hidrotermales presentes en las diferentes etapas de formación de un yacimiento. Teniendo las siguientes aplicaciones geológicas:

- ❖ *Yacimiento Mineral:* las IF proporcionan información sobre a temperatura, presión, densidad y composición de los fluidos que originaron la mineralización. El estudio de las inclusiones fluidas puede tener aplicación directa a la exploración mineral. Por ejemplo, la distribución espacial de Th en un distrito minero puede dar una indicación de los gradientes de temperatura y así predecir la dirección en la que se pueden encontrar nuevos depósitos.
- ❖ *Mejorar la comprensión de los sistemas diagenéticos:* los procesos físicos, químicos y geológicos de los sistemas diagenéticos antiguos y modernos han demostrado ser difíciles de entender. Una de las razones principales de esto ha sido la naturaleza de los estudios diagenéticos indirectos. Las inclusiones fluidas son muestras de los fluidos responsables de la diagénesis. Siendo un registro directo de los sistemas diagenéticos.
- ❖ *Mejorar la comprensión de la evolución del fluido subsuperficial:* Las IF proporcionan un registro único de los

fluidos porosos que estaban presentes en las rocas durante su historia de enterramiento y levantamiento. Cuando los datos de las inclusiones fluidas se han combinado con otra información geológica y paragenética, la evolución de las salmueras subsuperficiales es explicada.

- ❖ *El estudio de las rocas lunares y muestras de meteoritos:* el análisis de IF en este tipo de rocas nos da la pauta para entender mejor las condiciones de formación y su composición.
- ❖ *Estudio de piedras preciosas para diferenciar ejemplares naturales, de sintéticos.*
- ❖ *Mejorar la interpretación de la historia de la migración del petróleo:* Las IF proporcionan uno de los mejores registros de la historia de la migración del petróleo a través de las rocas, la sola presencia de inclusiones fluidas en un microscopio puede contener una gran importancia. La información de la temperatura de las inclusiones de petróleo se ha utilizado para colocar el momento de la migración del petróleo en un marco geológico. Además, las composiciones de inclusiones de petróleo se han analizado y se han tomado huellas dactilares, es decir se toma el fluido dentro de la inclusión y se han utilizado para trazar el historial de migración de los aceites en una cuenca.
- ❖ *Terrenos ígneos y metamórficos:* Para clarificar la patogénesis y la tectónica, así como los cambios de presión y de temperatura que pudieran haber sufrido.
- ❖ *Atmosfera y climatología:* Hacer estudio sobre su evolución.
- ❖ *Reconstrucción de la historia térmica:* Debido a que las inclusiones fluidas quedan atrapadas dentro de un marco paragenético, esta técnica proporciona información

detallada sobre la historia térmica experimentada por las rocas.

- ❖ *Reconstrucción de la historia Tectónica o Estratigráfica:* La técnica de inclusiones fluidas ha funcionado bien para saber las temperaturas y presiones presentes durante la deformación. Además estos datos se han utilizado para reconstruir la historia de enterramiento y desnivel de una cuenca.

4.7 Metodología para la preparación de las muestras.

Muestra en general

Todo análisis de inclusiones fluidas se apoya en un estudio geológico preliminar, por el cual, antes de muestrear un yacimiento se analiza la secuencia de los fenómenos ígneos, metamórficos, tectónicos e hidrotermales que le caracterizan.

A priori, de todos los minerales que forman la paragénesis, los más favorables para el estudio microtermométrico son los transparentes y traslúcidos como calcita, dolomita, halita, fluorita, yeso, granates y anhidrita por mencionar algunos.

Una vez escogidas las muestras adecuadas y dependiendo del tamaño de grano y la opacidad de las muestras se realizan preparaciones doblemente pulidas, con espesores entre 100 y 500 μm , según el método propuesto por Barabas y Leroy (1983).

Las técnicas de preparación de muestras deberán considerar, ante todo, que las inclusiones fluidas son materiales frágiles y que obligatoriamente deben ser tratadas con cuidado sin importar la dureza de la roca o mineral en que se encuentren.

Preparación sección delgada doblemente pulida.

Su preparación generalmente requiere de ocho pasos. (Goldstein, 2003):

1) Impregnación de la muestra de roca.- Esto se lleva a cabo utilizando resina epóxica pero sólo es necesaria para tratar rocas porosas o deleznales, para que adquieran estabilidad y resistencia durante el corte, esmerilado y pulido, para prevenir desprendimiento de granos o para evitar que las zonas porosas atrapen partículas de materiales abrasivos.

2) Corte de la muestra.- Es una tarea doble que se hace con una sierra diamantada; primero, una cara y luego la opuesta, procurando que quede una rebanada de unos 0.5 mm.

3) Esmerilado.- También es una tarea doble, se hace sobre cada una de las caras cortadas.

4) Pulido de la primera cara.- La primera cara cortada, ya esmerilada, se pule.

5) Montaje de la cara pulida.- Ésta se monta y pega sobre un vidrio.

6) Corte del excedente de roca. Se coloca el vidrio en el sujetador de vacío de la cortadora para cortar la cara opuesta, dándole el grosor aproximado que mencionamos en 2).

7) Desbastado. La nueva cara también se somete a esmerilado.

8) Pulido final. Pulida la nueva cara tendremos, finalmente, la sección doblemente pulida.

Al cortar debe usarse líquido enfriador en cantidad generosa y procurar que el avance de la sierra no sea muy rápido. Estos cuidados y aún otros, son recomendados cuando se trabaja con inclusiones que contienen hidrocarburos.

En general, la temperatura, durante la preparación de las láminas pulidas no excede los 100°C para impedir la deformación mecánica y la decrepitación de las inclusiones de densidad elevada. También se ha observado que durante el pulido, se producen una serie de tensiones en el mineral que dan lugar a una pérdida del estancamiento de algunas inclusiones. Una vez terminada la preparación de la lámina se procede a desmontarla del portaobjetos para hacerle la limpieza que requiera.

Otras técnicas de preparación especiales.

Se hace referencia sólo a dos tipos de muestras:

a) Láminas de fragmentos de minerales.- Se separan fragmentos de un cristal grande, con crucero bien desarrollado, procurando obtenerlos con caras paralelas, de grosor apropiado. Puede usarse una navaja con buen filo, aplicándolo sobre el plano de crucero para lograr la separación; las superficies obtenidas presentan un “pulido” natural, esencialmente libre de huecos e irregularidades, muy adecuadas para observar inclusiones fluidas, si las hubiera. Dan buen resultado minerales tales como: calcita, dolomita, halita, fluorita, yeso y anhidrita.

b) Láminas rápidas.- Se utilizan como ahorradoras de tiempo. La muestra se corta por ambos lados, se esmerila y se monta en un portaobjetos, pero no se pule; en lugar de ello, se aplica a la cara libre un aceite con índice de refracción apropiado (ej.: de 1.51 para minerales comunes, de 1.6 para algunos carbonatos, y se usa el keroseno para la fluorita). El aceite ocasiona un pseudopulido que permite hacer observaciones petrográficas de la muestra y decidir si vale o no la pena completar la preparación.

4.8 Selección y manejo de inclusiones fluidas para posterior estudio

Manejo de las muestras ya preparadas

El manejo que se debe dar a las muestras una vez que las secciones delgadas doblemente pulidas han sido preparadas debe de ser el más adecuado para evitarles cualquier daño, por ejemplo, evitar: tratamiento con ácidos, ponerlas en contacto directo con otras muestras, o bien, si son muestras para estudios microtermométricos no se les debe realizar otro tipo de análisis que implique el uso de haces de electrones por ejemplo en un SEM, en una platina de CL, (Goldstein R. H.,2001) o aplicación de fluorescencia UV, (Pironon J. and Pradier B.,1992) Cualquier otro calentamiento o congelación de la muestra que no haya sido parte de la historia térmica subsuperficial natural de la muestra pondrá en grave peligro la capacidad del inclusionista para interpretar correctamente los datos microtermométricos.

Análisis Petrográfico

Todo estudio de las inclusiones fluidas comienza por la observación de las preparaciones con un microscopio petrográfico, a fin de conocer la distribución y características físicas de las inclusiones atrapadas. Se hace una minuciosa observación y descripción de la forma de presentarse las inclusiones para poder interpretar adecuadamente los datos obtenidos sobre la composición y densidad.

Antes de dividir cada preparación en fragmentos de aproximadamente 1 cm² de superficie, se hace un esquema general para conocer en todo momento la posición de una

inclusión. La zona de interés de cada trozo se marca con tinta insoluble y a la vez se hace un esquema general para conocer en todo momento la posición de las inclusiones que se piensan estudiar. De esta forma se puede rápidamente identificar una inclusión o un grupo de ellas en una muestra. Las observaciones que se realizan en cada inclusión a temperatura ambiente son las siguientes:

- 1) Situación. Para conocer cómo aparecen distribuidas las inclusiones, si son individuales o pertenecen a agrupaciones o fracturas recristalizadas, si están en los límites de grano, etc.
- 2) Forma. La mayoría de las inclusiones tienen formas irregulares, aunque también las hay esféricas, alargadas, elipsoidales y en cristal negativo.
- 3) Tamaño. La dimensión de las inclusiones se expresa en micras, dato interesante, pues algunos autores han observado que ciertas inclusiones que tienen determinada densidad y forma, ofrecen sistemáticamente el mismo tamaño.
- 4) Relación volumétrica. Para lo cual se determina el tanto por ciento de volumen, o área, de cada una de las fases, aplicando el ábaco propuesto para inclusiones esféricas y planas, o los que existen para inclusiones alargadas (Roedder, 1972).

Todos los minerales son capaces de atrapar inclusiones fluidas, pero no todos son útiles para el estudio de inclusiones fluidas. Los ideales para el estudio de inclusiones fluidas son minerales transparentes y relativamente duros. El cuarzo es el mineral ideal para estudiarlas. A continuación se muestran los minerales más comunes para el estudio de IF:

- 1) Cuarzo 2) Fluorita 3) Anhidrita
- 4) Apatito 5) Esfalerita 6) Calcita
- 7) Dolomita 8) Baritina 9) Topacio 10) Turmalinas color claro

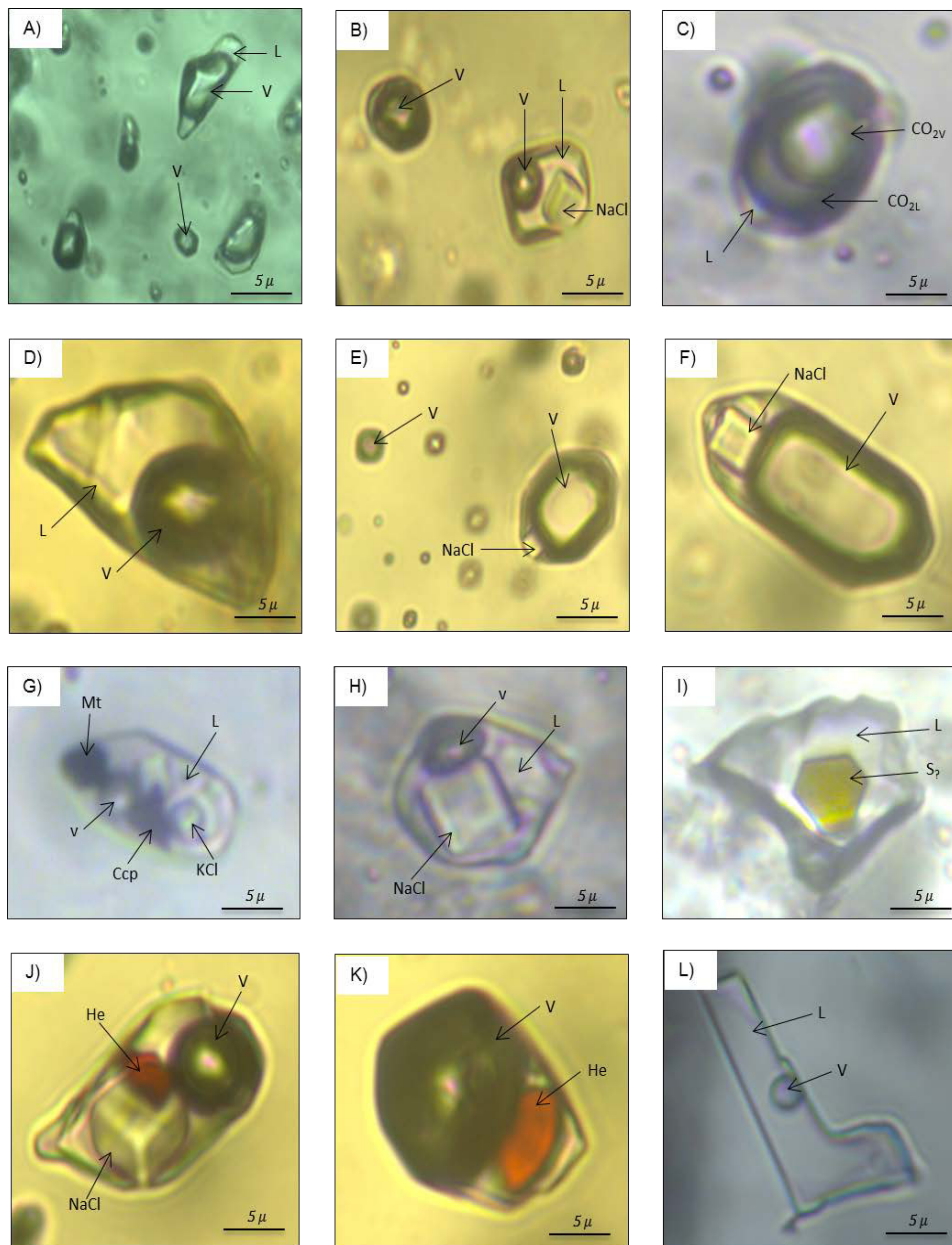


Figura 16. A), D), y L) son Inclusiones fluidas con morfología variada en estado bifásico (L=Líquido, V= vapor) lo que indica que hubo ebullición. B), E), F) Y H) IF sobresaturadas con cubos de NaCl a vapor dominante. C) IF trifásica con presencia de CO₂ vapor, CO₂ líquido y H₂O líquida lo cual indica inmiscibilidad por la presencia de diferentes fluidos que quedaron atrapados en la inclusión. G) IF multifásico con fase vapor y líquido con presencia de minerales tales como magnetita, calcopirita y sales de potasio (KCl). I) IF con líquido dominante y presencia de un mineral que no se pudo identificar. J) y K) Inclusiones fluidas trifásicas a vapor dominante con presencia de hematita y NaCl

5. TECNICAS DE ESTUDIO

Hoy en día no existe método con el cual se pueda caracterizar las inclusiones fluidas totalmente y con suficiente precisión. Es por ello que se requiere utilizar un conjunto de métodos cuya fiabilidad de empleo condicionan en parte la evolución de esta disciplina. En general, estas técnicas se dividen en dos categorías:

- a) Destructivos (extracción del contenido).
- b) No destructivos.

Dependiendo del método utilizado, los resultados son cuantitativos, semi-cuantitativos o cualitativos. En seguida se presentan las técnicas analíticas que se utilizan para determinar la composición de los fluidos y de los minerales atrapados y precipitados en el interior de las inclusiones.

5.1 Métodos destructivos.

Análisis de iones: Después de una cuidadosa limpieza de la muestra ésta es triturada suficientemente para abrir el mayor número de inclusiones. Los complejos volátiles se evaporan, y el residuo se lixivia con agua destilada y después, con ácido hidroc্লórico diluido.

El extracto es analizado por técnicas químicas estándar, tales como absorción atómica, fotómetro de llama o procesos colorimétricos. De esta forma, se determina la relación de iones, entre ellos el Na, K, Ca, Mg, Cl, B y SO₄ presentes en los fluidos (Roedder, 1963; Poty et al., 1974).

Análisis de gases: Los gases contenidos en las inclusiones pueden liberarse por trituración o calentamiento progresivo. Los

diferentes compuestos gaseosos se determinan por cromatografía de gases (Mironova, 1972; Cols., 1974; Barlier, 1974; Cuney y cols., 1976) o en un espectrómetro de masas (Touray y Lantelme, 1966; Chemla y Cols., 1968).

Análisis por Radioactivación: La actividad neutrónica permite también analizar, de forma relativamente sencilla, el Na, K, Rb, Cs, C1, Cu, As, Mn y Zn, y por consiguiente las relaciones K/Na, K/Rb, C1/Br, Na/Br y Na/C1 empleadas comúnmente para la interpretación de las inclusiones, esta técnica presenta la ventaja de permitir la dosificación de cantidades extremadamente pequeñas de elementos inertes, tales como los metales pesados o el Br (Touray, 1976; Sabouroud, 1972; Grappin y cols., 1979; Luckscheitter y Parekii, 1979).

Espectrometría de emisión atómica: Thompson y cols. (1980) han utilizado la espectrometría de emisión atómica con plasma inducido para analizar los metales pesados extraídos de inclusiones en topacio y apatito por decrepitación.

Crush- leach: Por medio de una platina trituradora, se van detectando los gases bajo presión de las distintas inclusiones, siendo este el método más rudimentario (Deicha, 1950; Roedder, 1970).

La primera fue ideada por Deicha (1950). Dos placas metálicas paralelas perforadas en su parte central y unido por un eje vertical en un lado y un tornillo vertical en el otro. Posee dos láminas de vidrio fijadas en el centro de cada placa metálica. La muestra embebida en el reactivo se coloca encima del vidrio inferior.

Entre las dos placas de vidrio grueso, se rompe un grano de mineral calibrado, embebido en glicerina anhidra si son de CO₂ se

evalúan semi-cuantitativamente las burbujas que aparecen no solubles en la glicerina.

Cuando las inclusiones trituradas se colapsan indica que casi enteramente la burbuja es de vapor de agua, mientras que si contiene CO_2 , H_2S , aumenta el diámetro de la burbuja.

Para la cuantificación de la intensidad del gas liberado se ha utilizado la tabla propuesta por Leroy (1978) (Fig. 13). Sistemáticamente se efectúan entre 5 y 10 ensayos de trituración utilizando granos calibrados con diámetros comprendidos entre 0,63 y 0,8 mm. Hay que limpiar bien las láminas de vidrio para que no queden granos del abrasivo y sólo deben observarse inclusiones situadas en el interior y no en los bordes.

El condicionante más importante para la utilización de estos métodos destructivos es que los minerales contienen comúnmente varias generaciones de inclusiones con diferentes composiciones. Por consiguiente, el contenido que se extrae es una mezcla de todos los fluidos, por lo que, la interpretación de los resultados es difícil de hacer. Además durante la extracción, pueden producirse contaminación y pérdida de fluidos, bien sea porque las inclusiones sólidas liberadas pueden mezclarse con los reactivos empleados, y porque puede haber absorción de los componentes en las superficies de rotura.

Para la observación y análisis de inclusiones determinadas se han utilizado recientemente técnicas de microrayos focalizados, tales como la microsonda electrónica con detector de energía dispersiva (Dolomanova y cols., 1974; Metger y cols., 1977), la microsonda láser (Tsui y Holland, 1979; Bennet y Grant, 1980), la microsonda iónica (Nambu y cols., 1980).

5.2 Métodos no destructivos.

Existen métodos no destructivos que permiten el análisis puntual de las inclusiones fluidas.

La microtermometría.

Es el método que se basa en la observación de los cambios de fase bajo el microscopio en una gama de temperaturas comprendidas entre -180 y 600°C . La naturaleza del contenido de la inclusión y las condiciones termobarométricas son función de la temperatura a la que se producen los cambios de fase. Es la primera etapa, indispensable, en todo estudio de inclusiones fluidas, ya que permite separar las diferentes generaciones de fluidos antes de llevar a cabo cualquier estudio destructivo.

Explicada más a detalle en un capítulo especial.

Análisis Cuantitativo por Microsonda Raman.

El efecto Raman fue nombrado después de que uno de sus descubridores, el científico indio Sir Chandrasejara Venkata Raman, observara el efecto por medio de la luz del sol (en 1928, junto con KS Krishnan). Raman ganó el Premio Nobel de Física en 1930 por este descubrimiento realizado, utilizando la luz del sol, un filtro fotográfico de banda estrecha para crear luz monocromática y un filtro "cruzado" para bloquear esta luz monocromática.

El efecto Raman es un fenómeno producido por un cambio de la longitud de onda que acompaña a la difusión de la luz por un medio material (Delhaye y cols., 1975). Así cuando se ilumina ese

medio por una luz monocromática, que es la radiación excitante, una parte de los fotones que constituyen esa radiación se refleja o es absorbida, y una débil fracción se difunde en todas las direcciones del espacio.

Este método permite analizar puntualmente y de forma no destructiva edificios poliatómicos con volúmenes de algunas μm^3 . Los diferentes constituyentes son reconocidos por la posición e intensidad de sus rayas Raman, siendo la última función de la concentración de la especie considerada. El análisis del contenido de una inclusión puede ser comparado cualitativa y cuantitativamente con la inclusión vecina (Guilhaumou y cols., 1978). Un esquema del funcionamiento de la microsonda Raman está representado en la figura 4. La muestra con las inclusiones a estudiar se coloca sobre la platina del microscopio, que, en este caso es igual a las utilizadas en los estudios microtermométricos. Después, se focaliza el haz láser en un punto de, aproximadamente, una micra de diámetro, y se le hace incidir en la parte de la inclusión que se quiere analizar. El objetivo recoge la luz difusa que se analiza por el filtro óptico.

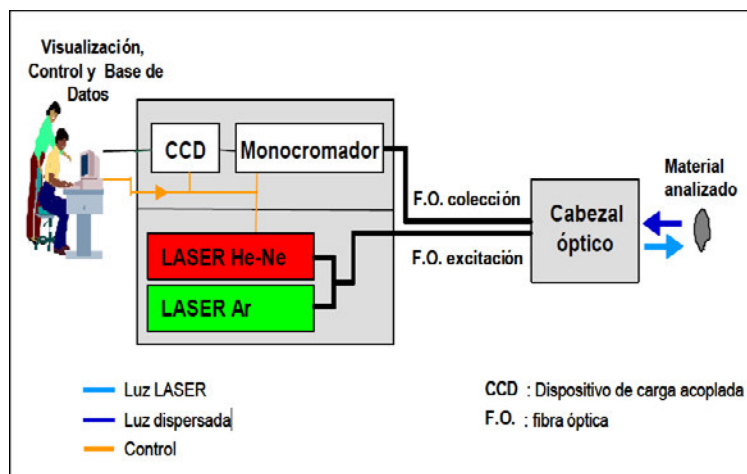


Figura 17 Esquema de un laboratorio Raman (Raman, 2015).

En los últimos 10 años este método ha encontrado un amplio rango de aplicaciones en dicha ciencia, particularmente en investigaciones mineralógicas, geoquímicas y petrológicas siendo una técnica analítica complementaria de la microtermometría, y es utilizada para identificar la composición de las fases fluidas y sólidos intraminerales (Dhamelincourt y cols., 1979). Sin embargo, presenta limitaciones: no detecta sales iónicas y es de difícil aplicación en inclusiones con hidrocarburos o sólidos que absorben la radiación, y que presentan fenómenos de fluorescencia y destrucción puntual. Se puede afirmar que es un método de análisis, todavía en fase de desarrollo, útil para resolver algunos problemas que no se pueden dilucidar por otras técnicas de estudio, pero con un futuro esperanzador.

Este método de análisis de moléculas, cuyos principios se conocían desde hace tiempo, se ha desarrollado realmente con la aparición de los rayos láser, cuyos espectros (figura 18) permiten

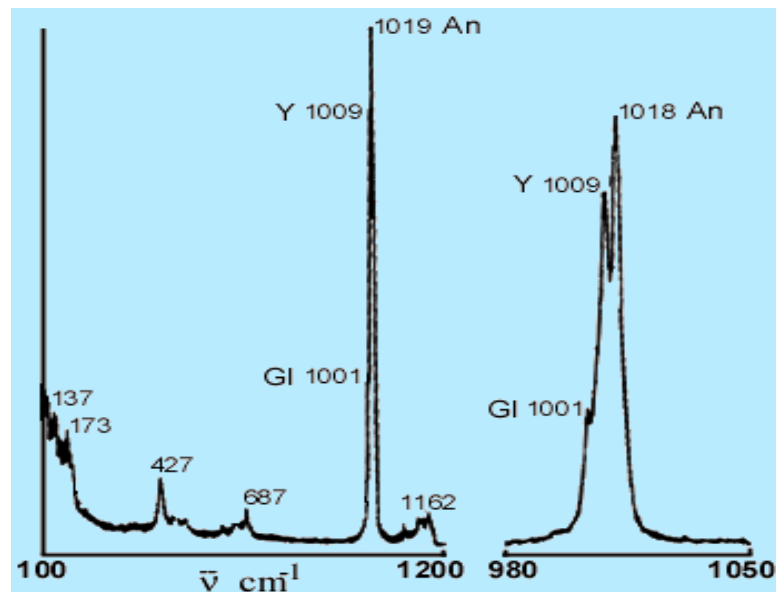


Figura 18. Espectros Raman de las fases sólidas en inclusiones en halita: GI - glauberita, Y - yeso, An - anhidrita. (Dubessy et al., 1983)

identificar especies químicas. Los diferentes constituyentes son identificados por la posición de sus rayas Raman, cuya intensidad proporcional a la concentración. Por consiguiente, la concentración volumétrica de una especie se determina midiendo la altura o la superficie del pico correspondiente.

Otros métodos no destructivos aplicados al estudio de IF.

La microsonda Mole: sirve para determinar la composición de fluidos y sólidos intraminerales; entre otros, los de Rosasco y cols. (1974, 1975, 1979), Dhamelincourt y cols. (1977 y 1979), Guilhaumou y cols. (1978, 1981, 1982 y 1984), Dubessy y cols. (1982, 1983 y 1984) y Ramboz y cols. (1980 y 1985).

Microscopio Petrológico: Aquí se lleva a cabo el estudio primario de las inclusiones, su abundancia y cronología.

Microscopía de Catodoluminiscencia/ SEM: Relaciones de textura con el mineral huésped, cuarzo secundario.

Microscopía Ultravioleta (UV): Detección y estudio de hidrocarburos.

Microscopía Infrarroja: Visualización de inclusiones fluidas en minerales opacos y semi- opacos (Casiterita, cromita, esfalerita, pirita, etc.).

Microscopio Electrónico de Barrido (SEM): Morfología de inclusiones.

Microscopio Electrónico de Transmisión (TEM): Microfracturas alrededor de inclusiones.

Espectroscopía de Fluorescencia: Detección de hidrocarburos.

6. METODOLOGIA Y RESULTADOS DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS POR MEDIO DEL ESTUDIO MICROTERMOMETRICO.

La determinación de las temperaturas de los cambios de fase dentro de las inclusiones durante el calentamiento y enfriamiento de las muestras se denomina microtermometría. Esta técnica se basa en la medición de las temperaturas a las que se producen los cambios de fases en las inclusiones cuando éstas se someten a un progresivo aumento de la temperatura entre -180 y $+650^{\circ}\text{C}$, entre ellos: la fusión de un líquido solidificado previamente, la fusión de fases sólidas (sales, hidratos, etc.) y la homogeneización de sistemas gas-líquido en una sola fase gaseosa o líquida.

Las temperaturas de fusión dan valores indicativos sobre el mismo fluido atrapado, mientras que las temperaturas de homogeneización permiten estimar su densidad, una vez que el mismo se conoce.

Las temperaturas de homogeneización se consideran temperaturas de formación de las inclusiones siempre que la presión durante su captura no haya excedido la presión de vapor de equilibrio de la solución. En el caso contrario será necesario introducir correcciones de temperatura debidas a la presión.

6.1 Petrografía previa.

Como se ha dicho anteriormente, las inclusiones fluidas ya deberían haber sido estudiadas petrográficamente para que se haya definido el conjunto de inclusiones fluidas, origen de la inclusión, aproximado las relaciones L: V: S y determinado las relaciones petrográficas de las inclusiones con la paragénesis

mineral. Las placas microfotografías de las figuras 19 y 20 muestran la morfología de las IF analizadas en este estudio.

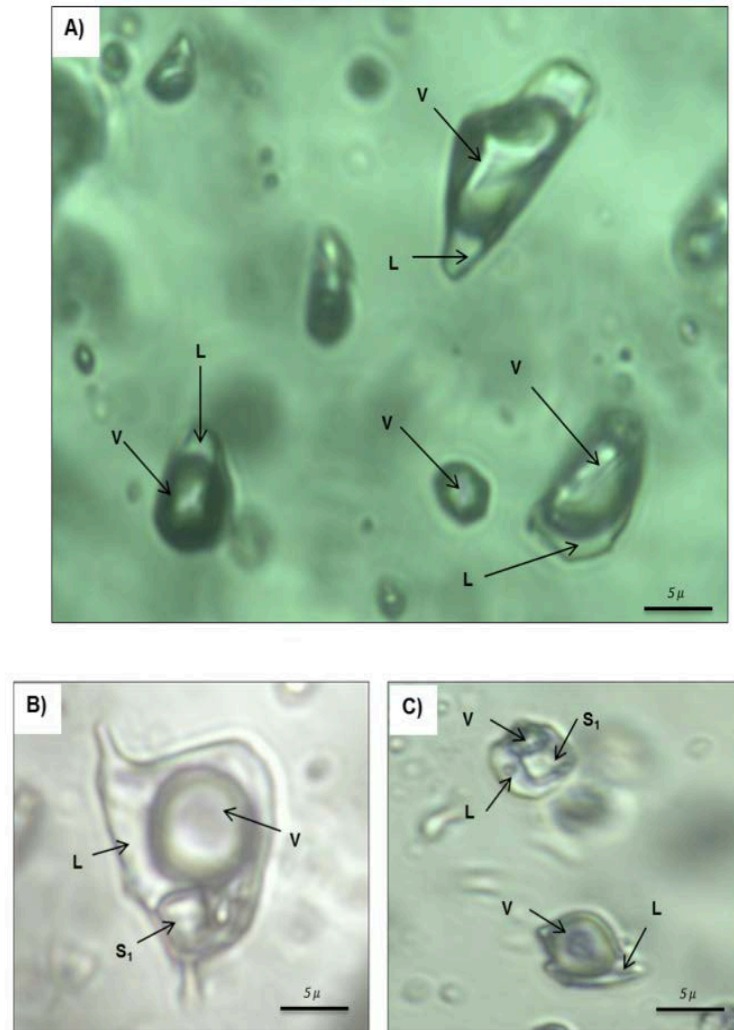


Figura 19. (Muestra 23B) A). Inclusiones fluidas primarias debido a que se encuentran aislados, bifásicas vapor-líquido a vapor dominante, estas inclusiones indican ebullición es decir que el fluido estaba hirviendo en el momento de atrapamiento y la burbuja de gas se debe al resultado de una contracción diferencial del líquido durante el enfriamiento; B) y C) IF primarias multifásicas: Vapor (dominante) – Líquido - Sólidos no identificados.

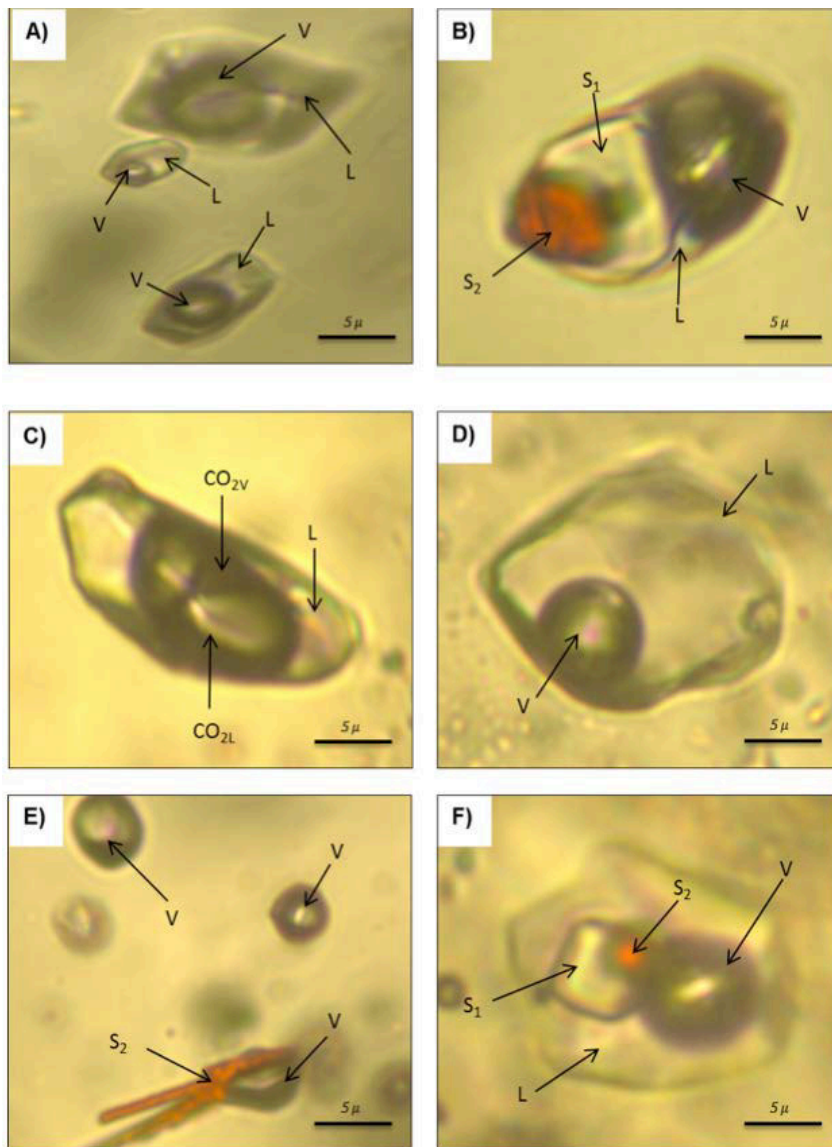
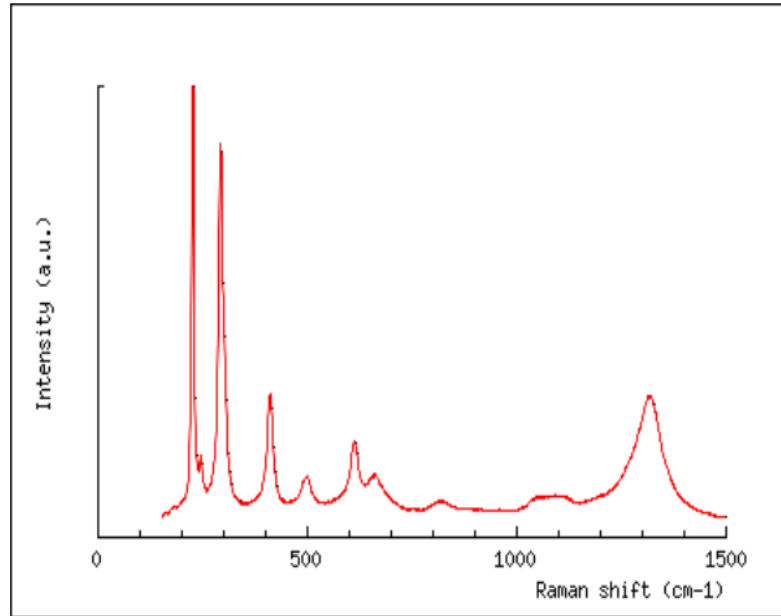


Figura 20.(Muestra 23D4). A) y D) inclusiones bifásicas: Vapor (V)-Líquido (L) en algunas con líquido dominante (D) y otras a vapor (A), estas inclusiones indican ebullición; B) IF multifásica: Vapor-Líquido-S₁ (no identificado)- S₂ (hematita); C) IF trifásica con presencia de CO₂ vapor, CO₂ líquido y H₂O líquida lo cual indica inmiscibilidad por la presencia de diferentes fluidos que quedaron atrapados en la inclusión; E). Inclusiones fluidas monofásicas de vapor con sólido de hematita (S₂). F). IF multifásica: Vapor- Líquido - S₁ (no identificado)- S₂ (hematita)(Fig.21), todas las inclusiones son primarias

Para identificar el sólido 2 (Figura 20 inciso B, S₂) se hizo un análisis por microsonda de Raman en el laboratorio de ciencias de la tierra UNAM campus Juriquilla, Querétaro.



Raman spectrum of hematite
collected with 632.8 nm exciting line
by Laboratoire de Sciences de la Terre ENS-Lyon.

Figura 21. Espectro de la Hematita.

6.2 Equipo de medición.

El equipo microtermométrico consta de una platina calentadora-refrigeradora (figura 22) y una consola de medida y regulación (figura 25(23)). La platina se instala sobre la del microscopio petrográfico (Figura 25(24)). Sin mover la muestra y con la misma instalación, se puede conseguir un campo de temperatura entre -196 y $+650$ °C donde:

- ❖ Las variaciones de temperaturas son controladas automática o manualmente con ayuda de un dispositivo de

medida y regulación electrónico. En el interior de la platina existe un sensor de platino conectado al regulador que mide instantánea y continuamente la temperatura de la muestra. Este aparece en un tablero digital de cuatro dígitos, con un poder de reproducción del orden de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$.

- ❖ La platina dispone de dos componentes ópticos importantes: el filtro de rayos infrarrojos y las dos lentes condensadoras. El primero evita el calentamiento que la fuente luminosa puede producir sobre la muestra, mientras que las segundas mejoran la visión al aumentar el contraste entre las inclusiones y el mineral que las alberga. La figura 3 muestra una sección esquematizada de la platina.

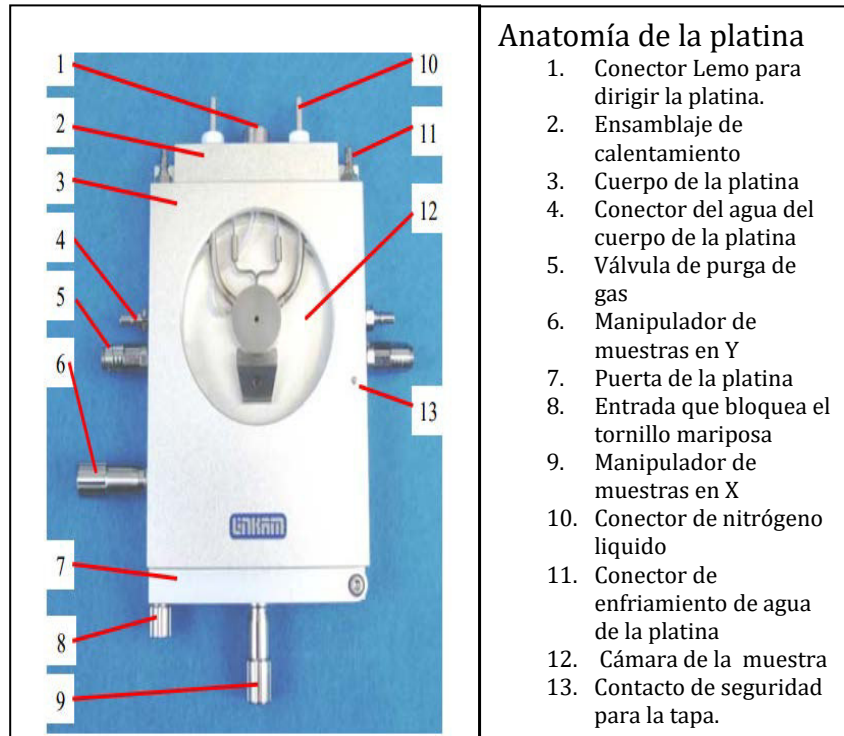


Figura 22. Estructura de la platina, la cual se monta sobre el microscopio petrográfico. (Linkam).

- ❖ El calentamiento (+25 a +650°C) se realiza por medio de una resistencia eléctrica (18 v/8,5 A) incorporada a la platina, controlándose la temperatura con un reóstato (Variac) situado en la consola (Fig. 23). La muestra está aislada de la atmósfera por una cubierta metálica y una lente de sílice pulida, los cuales cierran una cámara con gradientes verticales y horizontales mínimos. Para que el objetivo no se caliente con el calor desprendido de la cámara, se le inserta un serpentín de refrigeración por el que pasa una corriente de agua. Es necesario un calentamiento lento para que no se produzca equilibrios metaestables en el interior de las inclusiones.

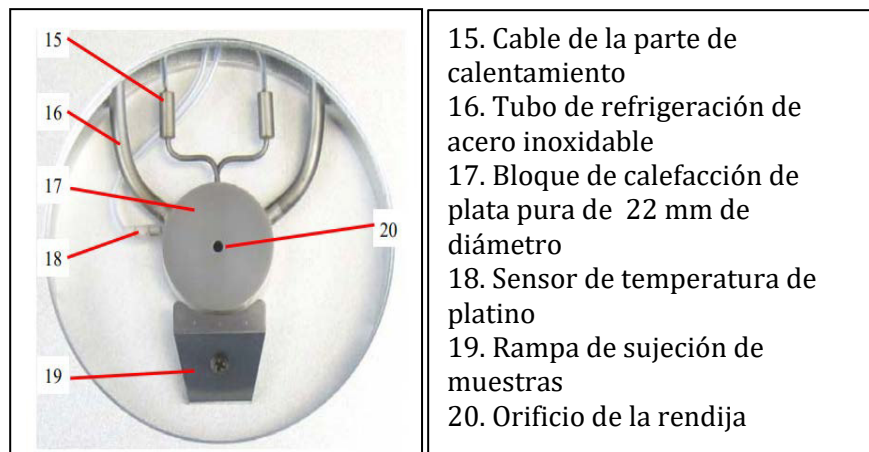
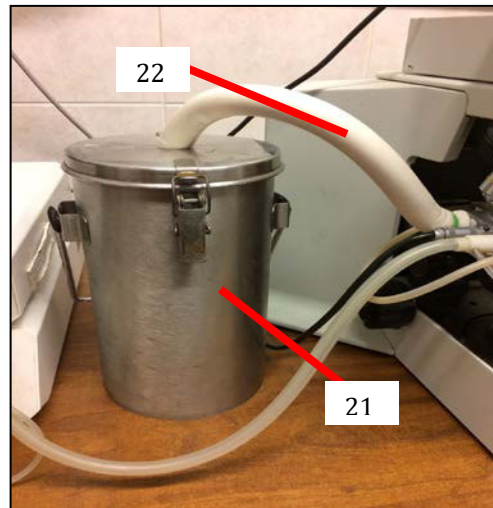


Figura 23. Resistencia eléctrica situada en la parte interna de la platina.

- ❖ El enfriamiento inicial, de + 25 a – 192°C, se provoca por una circulación de nitrógeno-gas proveniente de un recipiente lleno de nitrógeno líquido (- 192 °C), en el cual se introduce una resistencia eléctrica controlada por un autotransformador de regulación continua (Figura 24) Por este método se consigue alcanzar temperaturas próximas a

– 150°C, con un gran consumo de nitrógeno líquido. La muestra y el objetivo están aislados de la atmósfera por la cubierta metálica y un tubo de plástico que enlaza el objetivo con la platina. Para lograr un cierre hermético se coloca un aislante de plástico alrededor del objetivo, y para evitar la condensación de agua sobre la preparación se ponen varios granos de gel de sílice a su alrededor.



21. Contenedor de nitrógeno líquido
22. Conductor de nitrógeno

Figura 24. Contenedor del nitrógeno líquido.

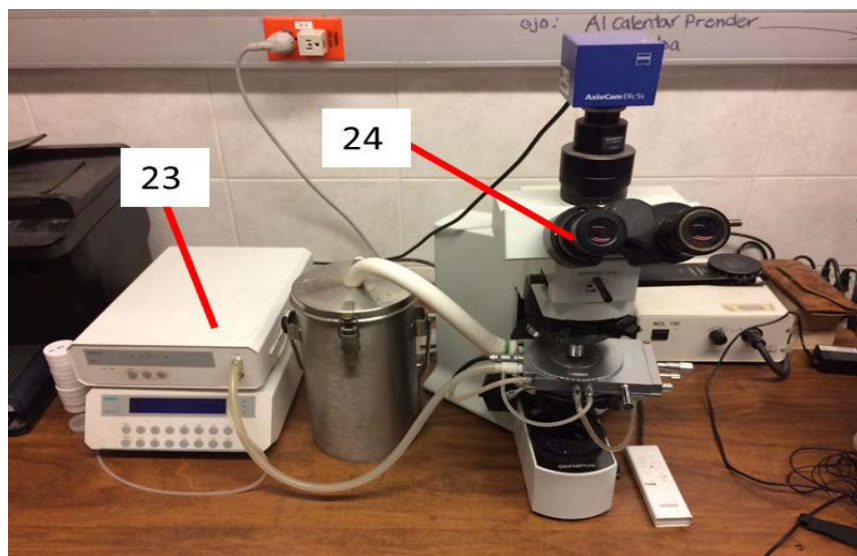


Figura 25. Consola de medida y regulación (23), microscopio petrográfico (24)

6.3 Mediciones Microtermométricas

En el presente trabajo se midieron entre 20 y 30 inclusiones por muestra.

La interpretación de los datos obtenidos por el estudio de estas inclusiones con la platina calentadora- refrigeradora, se basa generalmente en el buen conocimiento del diagrama PVT (Figura 26) para el sistema NaCl- H₂O, la información es pobre para los demás sistemas.

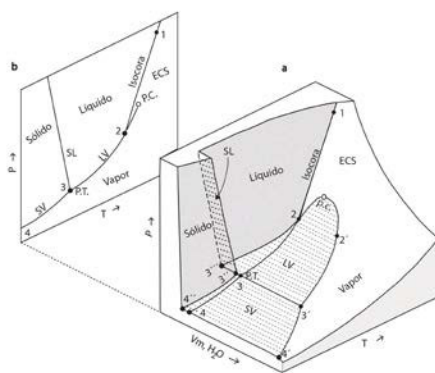


Figura 26 Relaciones esquemáticas P-T-V_m del sistema H₂O ilustrando el paso isocórico. Asumiendo que la captura de H₂O ocurrió en 1, la isocora marca la trayectoria en equilibrio de P-T, de la inclusión, ya sea durante el enfriamiento o calentamiento. A) Diagrama tridimensional P-T-V_m de las fases en equilibrio en un cuerpo puro. B) Proyección P-T. Tomado de Diamond (2003)., Donde ECS = estado crítico del sistema, PC = punto crítico, L = líquido. S= sólido V=vapor, T =temperatura, P=presión, PT = punto triple

La ecuación de estado, característica de un fluido H₂O-NaCl puede representarse sobre un diagrama tridimensional PVT (Fig. 26A). Las inclusiones se definen como sistemas con paredes rígidas e indeformables, por lo que cualquier transformación se realiza a volumen constante. Si se considera una sección del sistema PVT paralela al plano P-T (Fig. 26B) el equilibrio entre el

vapor y el líquido viene representado por la *curva de vaporización*, la cual termina en el punto crítico PC. El equilibrio entre las fases líquidas y la sólida está indicado por la *curva de fusión*. Estas dos curvas se cortan en el punto PT(# 3 en la fig., 26A), el llamado *punto triple*, cuyas coordenadas son fijas y únicas para cada cuerpo puro. En este punto hay coexistencia de las tres fases: sólido, líquido y vapor.

Proceso de Enfriamiento

La figura 26 muestra que una isocora es, simplemente, una línea que recorre la topografía P-T-V_m, con V_m constante por lo que la densidad es igualmente constante. No habrá cambios físicos en la inclusión mientras ésta se enfría a través del campo de líquido; pero, tan pronto como la isocora toque la curva de punto de burbuja (punto 2), podría aparecer una (no siempre aparece, por razones de metaestabilidad). La temperatura a la cual aparece la burbuja se denomina *temperatura de nucleación de vapor* (y es lo que se obtendría con la temperatura de homogeneización en el laboratorio al hacer de manera inversa a la naturaleza). Al continuar el enfriamiento desde el punto 2, el volumen molar de la inclusión permanece fijo sin embargo éste debe cambiar tanto para el líquido como para el vapor, ya que el líquido se contrae a volúmenes molares menores, mientras el vapor se expande a volúmenes molares mayores (Diamond, 2003a). Prolongar el enfriamiento llevará la inclusión al punto triple (punto 3), donde se podrán formar cristales de hielo a expensas del líquido (punto 3). La temperatura a la cual sucede esto se denomina *temperatura de nucleación de hielo*; todo el líquido cristaliza instantáneamente. Formado así, hielo que viene a ser un mineral hijo. En el caso de sales disueltas en el sistema

se formaría, hielo+ hidroalita (hidratos de sales).

En los procesos de enfriamiento, las inclusiones se congelan y se procede a su recalentamiento hasta temperatura ambiente mediante el simple contacto del aire atmosférico con la platina, el punto en el cual el ultimo hidrato pasa de solido a liquido se toma como *temperatura de fusión*. Durante el proceso, se producen ciertos cambios característicos que permiten identificar cualitativamente el componente principal de las fases gaseosas y líquidas. Los más comunes se indican a continuación.

a) Una fase fluida a temperatura ambiente.

- Si en el enfriamiento aparece una burbuja de gas y crece rápidamente, el fluido es probablemente rico en CO₂. Esto se confirma si el líquido solidifica bruscamente entre – 90 y – 110°C, formándose muchos cristales de CO₂, los cuales recristalizan más tarde en un solo cristal. En el calentamiento posterior, alrededor de – 56,6°C, funde el sólido repentinamente. Si el sólido funde a una temperatura inferior, se debe sospechar que la fase fluida contiene componentes adicionales, tales como N₂, CH₄, H₂S y SO₂.
- Si durante el enfriamiento nuclea una burbuja pequeña, que desaparece o contrae cuando se congela la inclusión a temperatura próxima a – 30°C, se debe pensar que el fluido es rico en H₂O y que, a temperatura ambiente, se encuentra en condiciones metaestables.
- Si no se observa ningún cambio desde + 25°C a – 192°C, no se puede saber si el fluido atrapado en la inclusión es un gas de muy baja densidad, si se encuentra en condiciones metaestables, o si es un sólido, bien sea vidrio o cristal.

b) Dos fases, una de vapor y otra líquida a temperatura ambiente.

- Si durante el enfriamiento, la burbuja de vapor se contrae entre -30 y -60°C , se trata de una inclusión rica en H_2O . Si la congelación se produce por debajo de -60°C , la inclusión fluida contiene muchas sales disueltas. Todas las inclusiones ricas en H_2O , exceptuando las de salinidad casi nula, congelan bruscamente en finos agregados, produciéndose la opacidad de la cavidad. Durante el calentamiento, la fusión comienza con una compartimentación del contenido que, en ciertos casos es difícil de apreciar. Al aumentar la temperatura, el aspecto turbio desaparece, y los cristales de hielo se van fundiendo progresivamente con el aumento relativo de la fase líquida.
- Si la congelación se produce entre -80 y -110°C con la expansión de la burbuja, los sólidos formados funden a -56°C , y las dos fases homogeneizan a una temperatura $\leq 31^{\circ}\text{C}$, entonces el fluido es rico en CO_2 .
- Si durante el enfriamiento de una inclusión bifásica aparece una burbuja de vapor en el fluido central, entonces el fluido exterior es rico en H_2O y el fluido central, es rico en CO_2 . La solidificación de la fase externa se presenta alrededor de -30°C y la interna entre -70 y -100°C .

c) Tres fases fluidas a temperatura ambiente.

- En este caso la inclusión puede contener un fluido rico en CO_2 , con dos fases, una líquida y otra gaseosa, y un fluido rico en H_2O .

Cualquiera de los tipos de inclusiones anteriores citadas puede contener fases sólidas a temperatura ambiente, ya sea como minerales precipitados de la solución madre, ya como minerales atrapados del fluido mineralizador.

Como las inclusiones fluidas son sistemas con tamaño de micras y con masas alrededor de 10^{-11} gramos, es común que se presenten procesos de metaestabilidad. Así, por ejemplo, el agua congela a temperatura próxima a $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ y el CO_2 , con un punto triple a $-56,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, no solidifica hasta temperaturas cercanas a $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$.

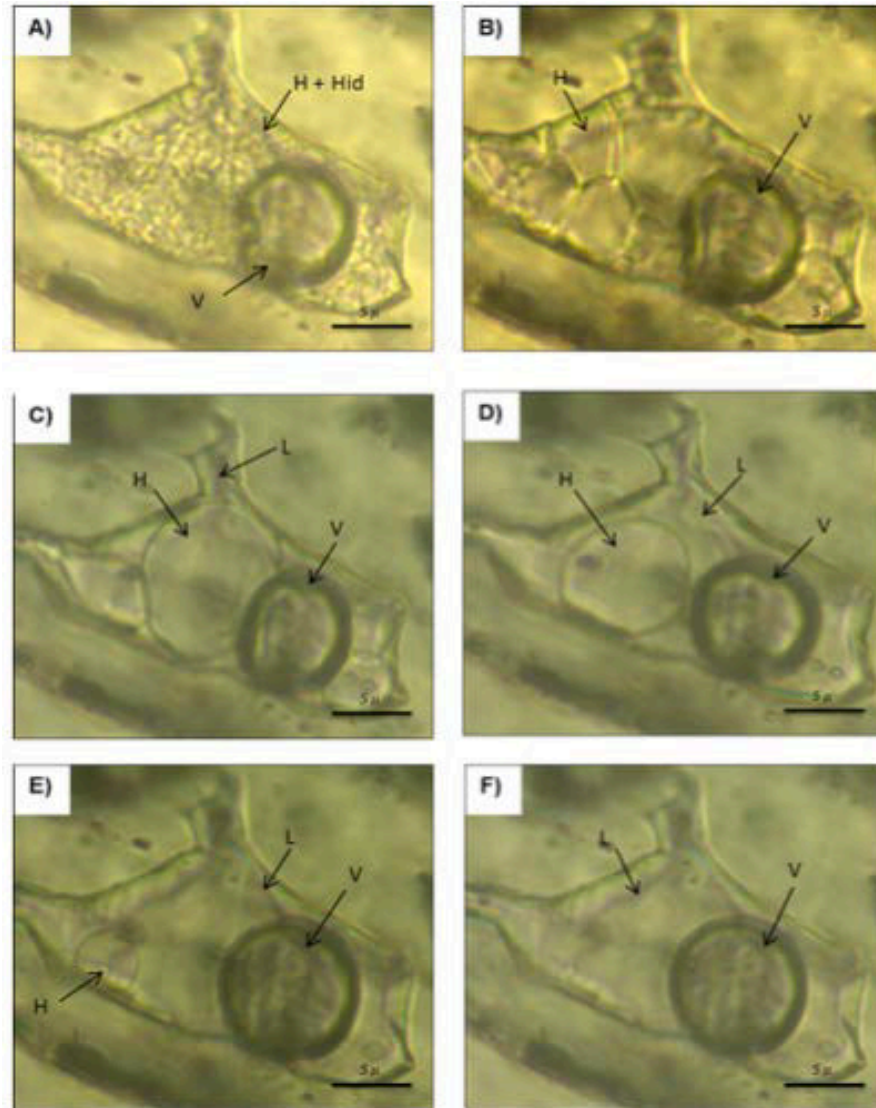


Figura 27 (Muestra 23D1). Proceso de enfriamiento de una Inclusión, se congela la IF formando Hidrohalita (Hid)+Hielo (H) y después se observa como el hielo se va derritiendo, entre los incisos E) Y F) ocurre la fusión del hielo.

Las inclusiones acuosas presentan otros dos fenómenos de metaestabilidad que son bastante comunes, por ejemplo, al enfriar una inclusión monofásica puede formarse una burbuja de vapor, o al congelar inclusiones bifásicas con una burbuja de vapor pequeña, ésta puede desaparecer y no nuclearse en el calentamiento posterior. También se ha observado que el hielo puede ser metaestable hasta 6,5 °C (Roedder, 1962), y que en las inclusiones de tamaño pequeño, la temperatura del último cristal de hielo puede alcanzar los 20 °C (Hollister y cols., 1981).

Igualmente, que las inclusiones acuosas con compuestos orgánicos e inorgánicos, es decir, los carbónicos y con metano, pueden formar hidratos durante la congelación. La siguiente muestra (dist#2) se sometió a un enfriamiento hasta -80°C, paulatinamente se aumentó la temperatura, donde a los 21.7°C ocurre el eutéctico de la inclusión, se continuó elevando la temperatura hasta que a los -3.5°C se observó la fusión del hidrato.

Proceso de Calentamiento

Antes de ser atrapados, los fluidos evolucionan por diferentes procesos, entre ellos ebullición y mezcla, mientras que su presión y temperatura son controladas por las condiciones de P-T de las rocas encajonantes o el flujo de los fluidos del sistema. Es importante aceptar que la masa y el volumen de la inclusión no varían ni durante el enfriamiento geológico ni por el calentamiento en el laboratorio cosa que, tal y como se ha podido demostrar experimentalmente, a veces puede ocurrir.

Sorby, en 1818, propuso que las burbujas de gas de las inclusiones fluidas son el resultado de una contracción diferencial del líquido durante el enfriamiento, desde la temperatura de atrapamiento hasta la temperatura ambiente, por lo que la temperatura de formación podía ser estimada por calentamiento progresivo de la muestra hasta que la burbuja de gas desapareciera.

Esta hipótesis es la base de los procesos de calentamiento, ya que la evolución del fluido atrapado en las inclusiones durante el enfriamiento en condiciones naturales es el mismo, pero en sentido inverso, que la que tiene lugar durante el calentamiento experimental. En ese proceso la *temperatura de homogeneización* es aquella en que dos fases distintas de una inclusión se transforman en una fase única. Para ello es preciso conocer la naturaleza del fluido, disponer de datos necesarios (valores experimentales o ecuaciones de estado) para la construcción de las gráficas PVT correspondientes.

A temperatura ambiente, una inclusión bifásica (líquido-vapor) estará situada en el plano P-T (Fig. 26A) sobre la curva de vaporización. Si se calienta la muestra, lentamente se reduce el tamaño de la burbuja de vapor, al tiempo que, también lentamente, el líquido se expande y el vapor se contrae progresivamente. Eventualmente, el volumen molar en expansión alcanza el volumen total de la inclusión y el vapor desaparece cuando el líquido llena la inclusión, en este punto la inclusión abandona dicha curva. La temperatura de homogeneización es aquella a partir de la cual el contenido de la inclusión evoluciona a lo largo de una isocora, considerada como una línea recta. Las condiciones termobarométricas de atrapamiento real del fluido están representadas por un punto de esa isocora (1 en el

diagrama de la fig.26). Si la presión de formación no era superior a la presión de vapor de la solución mineralizadora, es decir, si los fluidos estaban en ebullición se considera que la homogeneización corresponde a la de temperatura de atrapamiento. En caso contrario, las verdaderas condiciones termobarométricas que existían durante la captura estaban representadas por un punto de la isocora que podría determinarse cuando se conozcan la presión o la temperatura reinantes durante el atrapamiento. Después de haber observado la desaparición de la burbuja sale sobrando continuar el calentamiento; no habrá más transiciones de fase ni ningún otro cambio. Finalmente, una inclusión fluida real

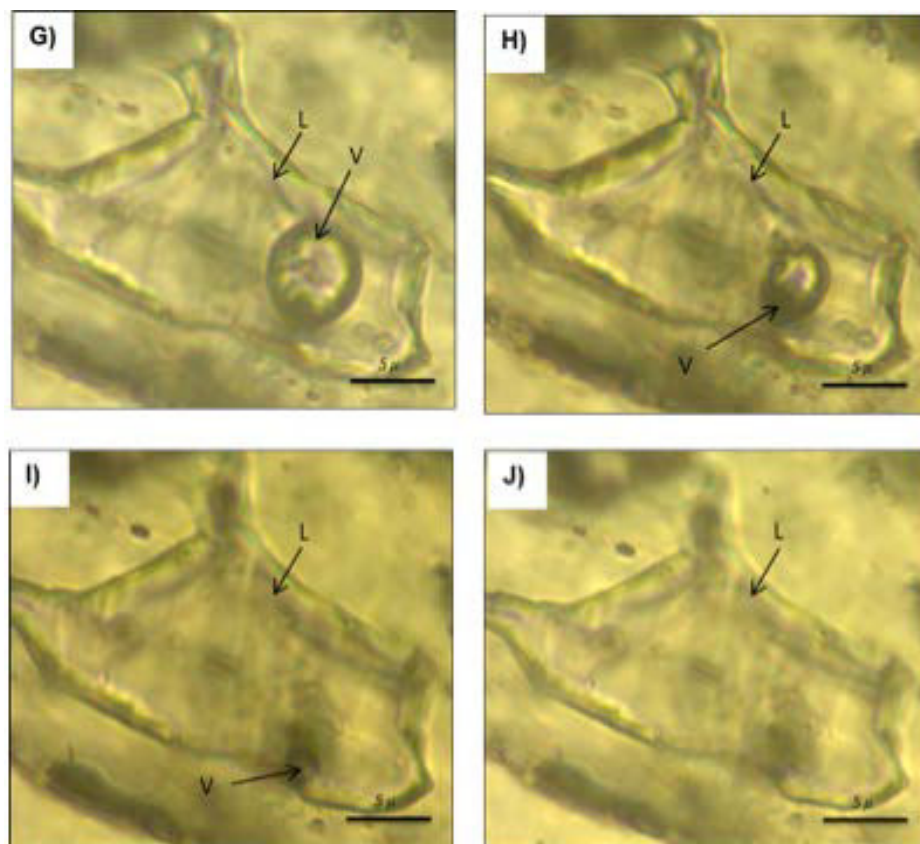


Figura 28. (Muestra 23D1) Proceso de calentamiento de una inclusión fluida saturada, donde se aprecia como a medida que aumenta la temperatura la burbuja de vapor va desapareciendo, tomando la Temperatura de Homogeneización la cual para este caso nos dio una Th:237.5°C.

explotará (decrepitará) a mayor temperatura, porque el esfuerzo interno excederá la resistencia del cristal huésped bajo la presión atmosférica confinante.

Durante el enfriamiento natural de las inclusiones con soluciones altamente concentradas en NaCl se produce la precipitación de un cubo de halita, pues se atraviesa la curva de saturación (Holland, 1967).

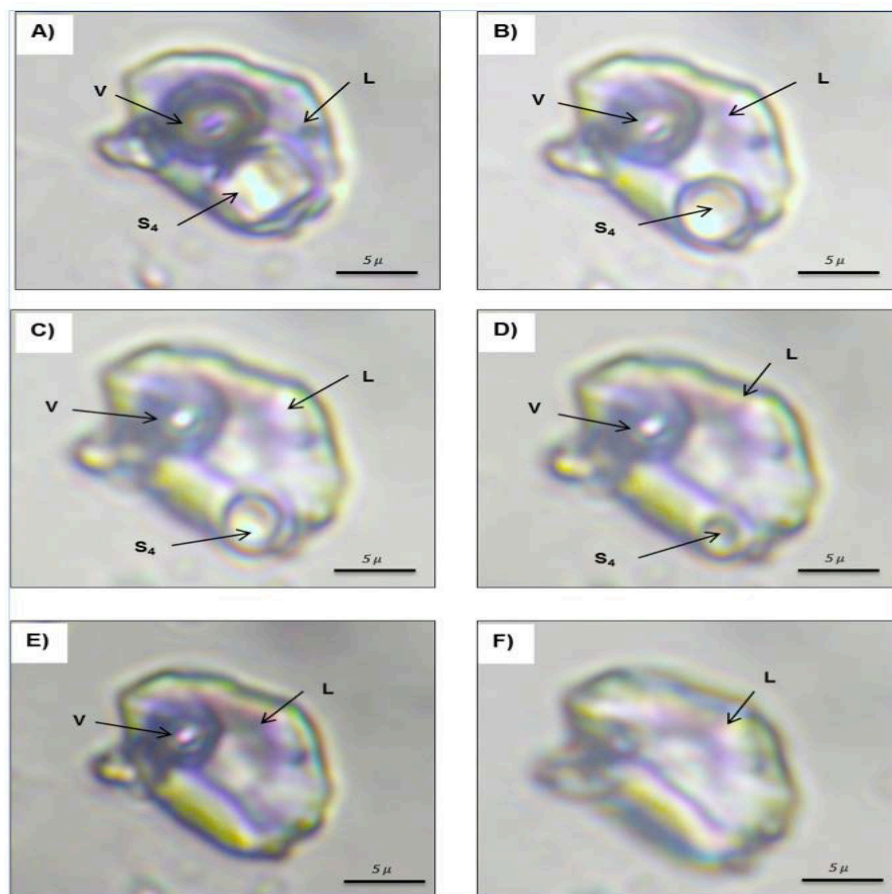


Figura 29. (Muestra 23B) Proceso de calentamiento de una inclusión fluida sobresaturada, donde se aprecia que primero desaparece el cubo de sal, la cual ocurrió a una temperatura de 272°C y posteriormente el vapor, homogenizando en fase líquida a 408°C.

A la inversa, si se calientan las inclusiones, la temperatura de disolución del cubo de sal, $T_{ff_{NaCl}}$, permite obtener directamente la concentración de NaCl (explicada más adelante), En otros casos se observa primero la fusión del cristal y posteriormente la homogenización, o incluso puede ocurrir que tanto la burbuja como el sólido desaparezcan al mismo tiempo. Este último caso se interpreta como signo de ebullición. Para el siguiente caso la muestra D-23E-4 fue sometida a calor, hasta el punto en el cual el vapor se homogenizó es decir desapareció, formado una sola fase líquida, la cual ocurrió a una T_h de 244 °C.

7. INTERPRETACION DE LA METODOLOGIA

7.1 Salinidad

La salinidad de las inclusiones agua- cloruro de sodio se determinan más a menudo midiendo la temperatura de fusión del hielo en la inclusión y luego remitiendo este valor a una ecuación o tabla que describe la relación entre salinidad y la depresión del punto de congelación. En general, los datos del sistema H₂O- NaCl se utilizan para determinar una salinidad equivalente a NaCl, debido a la falta de información sobre las sales (u otros electrolitos) que realmente contribuyen a la depresión del punto de congelación.

Calculo de salinidad para inclusiones sub-saturadas (Tabla 3)

La ecuación más utilizada para determinar la salinidad de las inclusiones H₂O- NaCl en las mediciones de congelación es la de POTTER et al. (1978), que se basa en una regresión de datos disponibles en la literatura en ese momento. Posteriormente Hall et al. (1988) redefinió experimentalmente las temperaturas de fusión en hielo de las soluciones H₂O-NaCl-KCl, basándose en los datos experimentales, Hall et al. (1988) Presento una ecuación que relaciona la temperatura de congelación y la salinidad en la que incluyo la relación NaCl / KCl como una variable de modo que su ecuación pudiera usarse para calcular la composición dentro del ternario H₂O-NaCl-KCl. La Tabla 1 se usa para obtener la salinidad correspondiente a una temperatura de congelación medida para cualquier temperatura entre 0,0 y la temperatura eutéctica de -21,9°C.

Ejemplo A

La muestra D-23E-5 fue sometida a los procesos de calentamiento y enfriamiento respectivamente en los cuales obtuvimos una $T_h = 220.77^\circ\text{C}$ (la cual utilizaremos posteriormente) y $T_{ff} = -6.0^\circ\text{C}$, para esto nos dirigimos a la tabla 1 la columna FPD y localizamos T_m en la vertical el valor 6 y en la horizontal el valor de los decimales, que en este caso es 0, lo cual nos indica un % en peso Equivalente de NaCl de 9.21%.

Tabla C Salinities (wt. %) Corresponding to Measured Freezing Point Depressions (Degrees Celsius)										
FPD	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0	0.00	0.18	0.35	0.53	0.71	0.88	1.05	1.23	1.4	1.57
1	1.74	1.91	2.07	2.24	2.41	2.57	2.74	2.9	3.06	3.23
2	3.39	3.55	3.71	3.87	4.03	4.18	4.34	4.49	4.65	4.8
3	4.96	5.11	5.26	5.41	5.56	5.71	5.86	6.01	6.16	6.3
4	6.45	6.59	6.74	6.88	7.02	7.17	7.31	7.45	7.59	7.73
5	7.86	8.00	8.14	8.28	8.41	8.55	8.68	8.81	8.95	9.08
6	9.21	9.34	9.47	9.6	9.73	9.86	9.98	10.11	10.24	10.36
7	10.49	10.61	10.73	10.86	10.98	11.1	11.22	11.34	11.46	11.58
8	11.70	11.81	11.93	12.05	12.16	12.28	12.39	12.51	12.62	12.73
9	12.85	12.96	13.07	13.18	13.29	13.4	13.51	13.62	13.72	13.83
10	13.94	14.04	14.15	14.25	14.36	14.46	14.57	14.67	14.77	14.87
11	14.97	15.07	15.17	15.27	15.37	15.47	15.57	15.67	15.76	15.86
12	15.96	16.05	16.15	16.24	16.34	16.43	16.53	16.62	16.71	16.8
13	16.89	16.99	17.08	17.17	17.26	17.34	17.43	17.52	17.61	17.7
14	17.79	17.87	17.96	18.04	18.13	18.22	18.3	18.38	18.47	18.55
15	18.63	18.72	18.8	18.88	18.96	19.05	19.13	19.21	19.29	19.37
16	19.45	19.53	19.6	19.68	19.76	19.84	19.92	19.99	20.07	20.15
17	20.22	20.3	20.37	20.45	20.52	20.6	20.67	20.75	20.82	20.89
18	20.97	21.04	21.11	21.19	21.26	21.33	21.4	21.47	21.54	21.61
19	21.68	21.75	21.82	21.89	21.96	22.03	22.1	22.17	22.24	22.31
20	22.38	22.44	22.51	22.58	22.65	22.71	22.78	22.85	22.91	22.98
21	23.05	23.11	23.18							

Tabla B. Depresión del punto de congelación de soluciones NaCl-KCl-H₂O. Hall D. L., Sterner S. M. y Bodnar R.J. (1988).

Calculo de salinidad para inclusiones sobresaturadas.

En la figura 31 se muestra la composición de las disoluciones sobresaturadas de NaCl líquido, datos de Keevil (1942).

Ejemplo B

La muestra D23B, la cual de igual manera se sometió al proceso de calentamiento y enfriamiento, donde se obtuvo $T_h = 405.41^\circ\text{C}$ y una $T_m = 410.06^\circ\text{C}$ (cubo de sal), a continuación nos vamos a la figura 4 al eje de la temperatura (x) y localizamos 410.06°C subimos el punto hasta chocar con la isocora y enseguida lo proyectamos hasta el eje de % en peso Eq. De NaCl (y) y por consiguiente obtenemos una salinidad de 45.4%.

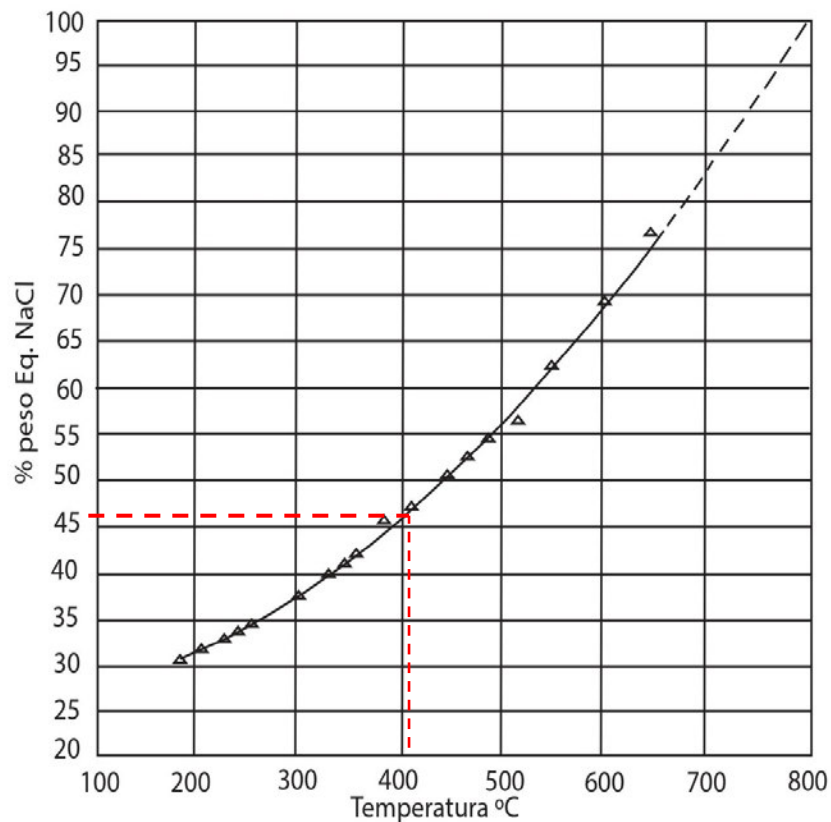


Figura 30. Composición de la fase líquida de soluciones acuosas sobresaturadas de NaCl. Datos de Keevil. Representación del ejemplo B.

7.2 Cálculos microtermométricos a partir de la determinación de la salinidad y temperatura de homogeneización.

Se sabe que en la naturaleza, específicamente en las rocas de la corteza terrestre, la presencia de IF que consisten de agua pura son raras, sin embargo, los principios en que se basa el análisis y la interpretación del origen de las inclusiones de H₂O pura utilizando sus propiedades petrográficas y microtermométricas son válidos para todas las inclusiones fluidas, sea que contengan agua o no. Diamon L. W. (2003). Aunque las componentes de los fluidos que conforman las IF son químicamente complejas, se ha dado por utilizar modelos termodinámicos simplificados que describen sus relaciones de fase y que a la vez representan los sistemas más comunes en la naturaleza. tales como son los sistemas acuosos H₂O-sal como (H₂O); (CO₂-H₂O); (H₂O-NaCl); (H₂O-NaCl-KCl); (H₂O-NaCl-CaCl₂), los sistemas no acuosos como: (CO₂-CH₄-N₂) y los sistemas mixtos H₂O-sal-CO₂.

Se ha corroborado en repetidas ocasiones que los fluidos más frecuentes en las inclusiones son el H₂O Y CO₂ siendo el NaCl la sal disuelta más importante (Roedder, 1984), generalmente se razona en función de este sistema al momento de calcular la salinidad sobretodo en fluidos sub-saturados.

Las inclusiones fluidas acuosas se caracterizan por ser esencialmente soluciones, muy diluidas cloruradas, en las que predomina el NaCl y en menor cantidad el KCl y CaCl₂ siendo más raro el MgCl₂. También pueden contener pequeñas cantidades de CO₃²⁻, HCO₃⁻, SO₄²⁻ y Br⁻.

La presencia en una solución de sales, como NaCl, KCl, Ca₂Cl provoca una decadencia en el punto de fusión (figura 27) del hielo directamente proporcional a la cantidad de sales en solución, de acuerdo a la ley de Raoult.

Estos diagramas de fases presentan características comunes: cada solución se caracteriza por tener un eutéctico mínimo, en el que varios sólidos, incluyendo el hielo y los compuestos hidratados, coexisten con el fundido, y por la presencia de uno o más hidratos con diferente punto de fusión. La composición total de una inclusión se puede determinar a partir de la temperatura del comienzo de la fusión. Esta temperatura, denominada eutéctica, es característica de cada sistema, y sirve para conocer los compuestos disueltos. La concentración de éstos viene dada por la temperatura de fusión final del sólido formado durante el enfriamiento del sistema: hielo, hidrato o cloruro.

En circunstancias propias se puede calcular también la proporción relativa de las diferentes sales en solución; para ello, se observa la fusión de las fases sólidas entre la temperatura eutéctica y la de fusión del último sólido, entre las cuales, en los sistemas naturales, pueden aparecer cristales de NaCl, KCl, carbonatos de Ca y Na, y sulfatos.

Ejemplo. C

En la muestra D23C2 obtuvimos un punto de fusión promedio de -16.23°C y un % peso Eq. NaCl de 19.6, si graficamos estos dos datos, obtenemos que la sal en solución corresponde a NaCl

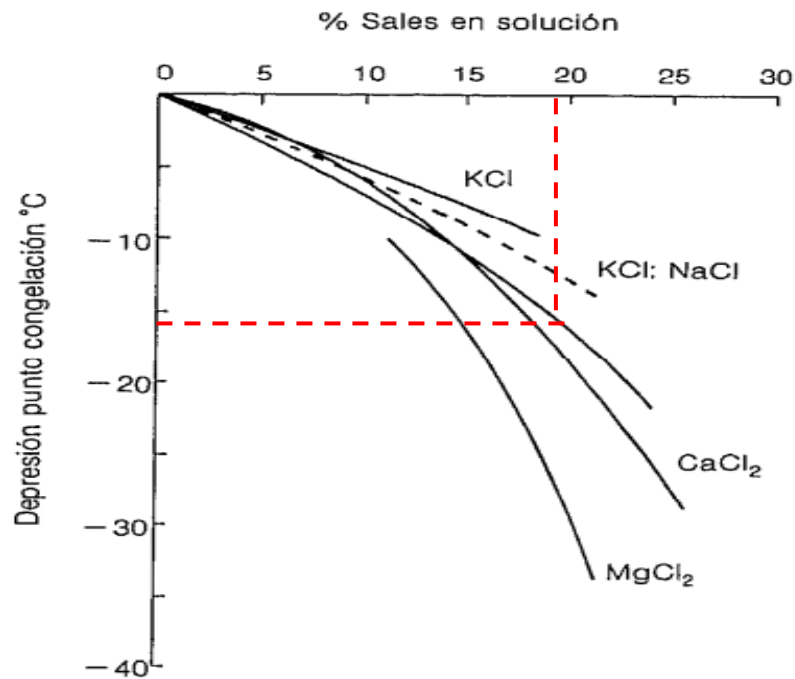


Figura 31 Depresión del punto de congelación del agua pura en función del tanto por ciento en sales en solución. Donde se muestra un ejemplo de una solución.

Presión de homogenización.

Se puede considerar como la presión mínima imperante durante el atrapamiento de una inclusión. Esta presión, junto con la temperatura de homogenización, da el punto inicial de la isocora en un diagrama P-T para un sistema determinado. S. Sourirajan and G. C. Kennedy (1962) determinaron las composiciones de gases y líquidos coexistentes hasta presiones críticas para

isotermas comprendidas entre 350 y 700 ° C redeterminaron así la presión de vapor de soluciones acuosas saturadas de cloruro de sodio en un intervalo de temperatura de 350° a 750°C.

Ejemplo D

Para calcular la presión tomamos como ejemplo la muestra D23B donde se obtuvo una $T_h = 405.41^\circ\text{C}$ y una salinidad de 45.4 % peso Eq. NaCl, a continuación se grafica la Temperatura contra la salinidad obteniendo una presión de 197.1 bares (la presión de las muestras se obtuvieron de la tabla de "Thermal Profiles for Selected Compositions of NaCl-H₂O Liquids With Corresponding Vapor Pressures and Densities" John L. Haas, Jr., 1970, pero se pone la gráfica para explicar de manera dinámica)

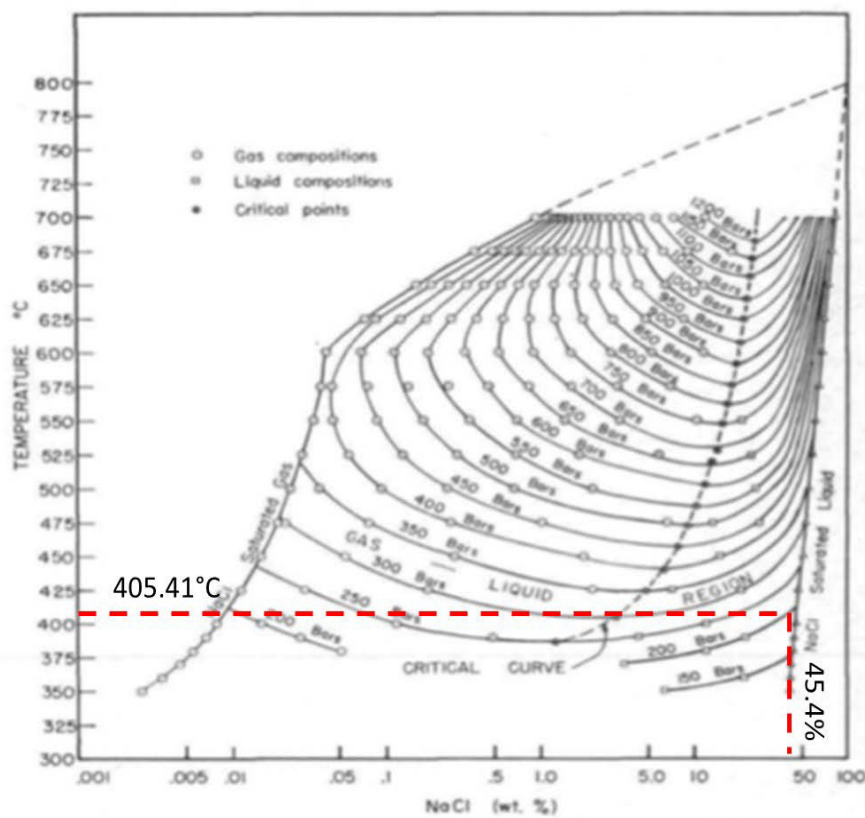


Figura 32. Curvas isobáricas en la región gas- Líquido del sistema H₂O-NaCl. (S. Sourirajan and G. C. Kennedy, 1962)

Calculo de Profundidad

Ejemplo E

Para obtener las profundidades de formación nos basamos en el diagrama de isosalinidades (González Partida, 2017) Temperatura vs presión. Ejemplo, tomamos la muestra D23B con una $T_h = 405.41^\circ\text{C}$ y una salinidad de 45.4 % peso Eq. NaCl, nos vamos al eje de la temperatura y ubicamos 405.41°C , luego se prolonga hacia las líneas de isosalinidades correspondiente a 45.4% y después se proyecta el eje de las “Y” obteniendo la profundidad, para este caso se obtuvo una profundidad de 1100m.

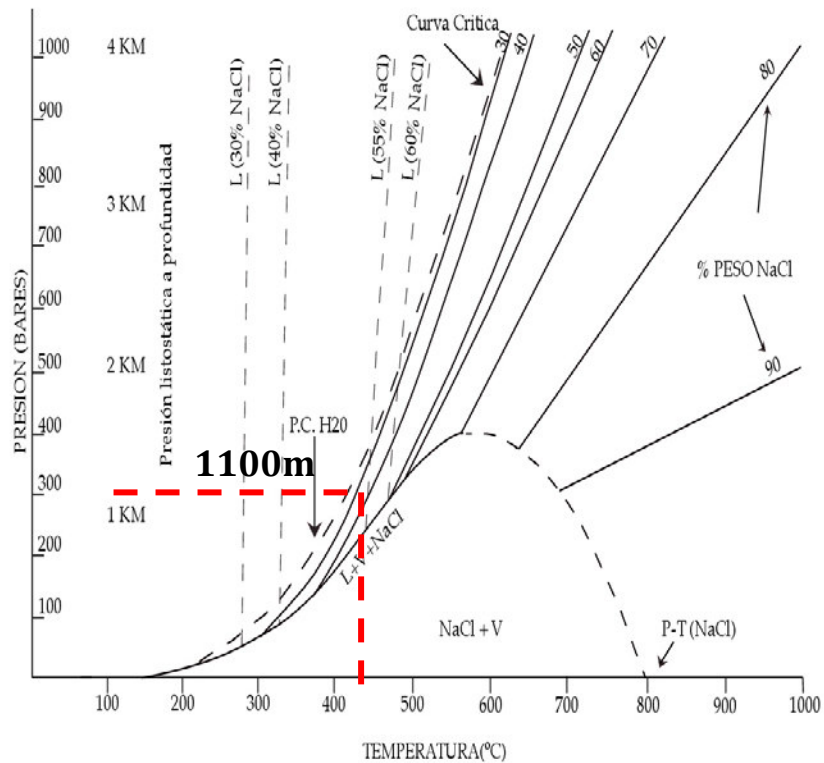


Figura 33. Diagrama de isosalinidades vs Temperatura para el cálculo de presión y profundidad. (González Partida, 2017).

8. RESULTADOS

SAMPLE	MINERAL	#	Th(°C)			Tff(°C)			Salinity (WT%NaCl eq)			Pressure (Bars)		Profundidad (m)	
			Max	Mean	Min	Max	Mean	Min	Max	Mean	Min	Mean	Mean	Mean	
D-23C2	CUARZO	27	412.00	384.56	280.00	-16.00	-16.23	-16.80	20.1	19.6	19.4	228.3	1230.00		
D-23C1	CUARZO	20	461.00	421.90	384.00	-26.00	-27.05	-28.00	24.0	23.5	23.0	294.3	1420.00		
D-23A	GRANATE	20	561.00	557.40	550.00	-14.50	-14.68	-15.00	18.6	18.4	18.2	754	3400.00		
D-23A	TREMOLITA	14	540.00	520.43	500.00	-15.20	-15.20	-15.20	18.8	18.8	18.8	644	3130.00		
D23F	CALCITA	24	186.00	170.13	145.00	-5.90	-7.04	-8.00	11.7	10.5	9.1	5.55	150.00		
D-23F	GRANATE	6	557.00	553.83	550.00	-14.00	-14.00	-14.00	17.8	17.8	17.8	759	3100.00		
D-23B1	CUARZO MENA	25	486.00	408.72	372.00	392.00	272.74	-16.00	44.1	33.4	18.6	233.3	970.00		
D-23B	CUARZO MENA	17	560.00	405.41	337.00	515.00	410.06	380.00	49.0	45.4	43.7	197.7	760.00		
D-23C2	CUARZO MENA	6	540.00	537.33	530.00	370.00	359.00	350.00	42.5	41.9	41.5	494.5	2500.00		
D-23C3	CUARZO	24	389.00	379.58	360.00	-16.00	-16.54	-17.00	20.2	19.9	19.4	197.1	1100.00		
D-23D4	CUARZO	48	600.00	438.46	345.00	483.00	85.60	-15.00	52.0	24.5	17.8	351.2	1553.00		
D-23D	CUARZO	22	650.00	536.00	300.00	570.00	490.00	305.00	64.0	55.8	37.5	408.9	2190.00		
D-23D1	TREMOLITA	9	322.00	320.00	318.00	-10.50	-10.50	-10.50	14.5	14.5	14.5	100	1400.00		
D-23D1	CUARZO	22	410.00	389.41	378.00	-11.00	-11.25	-11.50	15.5	15.2	15.0	228.2	1000.00		
D-23D3	CUARZO	18	580.00	392.06	330.00	600.00	103.18	-11.20	68.0	24.6	15.2	230	930.00		
D-23D2	CUARZO	12	537.00	405.17	375.00	518.00	72.92	-12.50	57.6	22.8	16.0	241.2	1290.00		
D-23E	CUARZO	24	480.00	410.92	360.00	370.00	18.48	-13.50	43.0	19.1	16.6	291.5	1075.00		
D-23E-4	CUARZO	3	248.00	244.33	240.00	-15.50	-15.83	-16.00	19.4	19.3	19.0	30.17	784.00		
D-23E-5	CUARZO	13	225.00	220.77	215.00	-6.00	-6.00	-6.00	9.2	9.2	9.2	21.7	470.00		
D-TMG3	CALCITA DIST.	6	156.00	155.00	154.00	-4.00	-4.00	-4.00	6.4	6.4	6.4	4.6	100.00		
DIST#1	CALCITA	27	135.00	132.63	130.00	-2.00	-2.56	-3.00	5.0	4.3	3.4	2.6	60.00		
DIST#2	CALCITA	22	175.00	160.77	140.00	-3.50	-4.02	-4.50	7.2	6.5	5.7	6.05	120.00		

Tabla C. Resultados del análisis de Inclusiones Fluidas en donde a partir de las mediciones de Temperatura de Homogenización(Th) y Temperatura de fusión(Tff) se calcularon las columnas de % de Salinidad(Tabla B y Fig.31), Presión(Fig.34) y Profundidad (Fig.35). Se observan los promedios de cada muestra en las cuales se analizaron en promedio 25 inclusiones por muestra.

9. INTERPRETACIÓN - DISCUSIÓN

La región de Tatatila- Las Minas la podemos considerar como una zona de grandes movimientos tectónicos por efecto de intrusión del batolito granítico, ya que se encuentra muy dislocada. La cruzan grandes fallas perpendiculares entre sí, con rumbos N20°- 40°W y N50°- 70°E, por las cuales hubo fuertes desplazamientos de bloques, en sentido vertical principalmente. Las zonas de Las Minas y Tatatila parecen grandes fosas tectónicas, con desniveles de más de 1000m y acantilados abruptos. Las corrientes de agua descienden de forma vertiginosa, formando frecuentes cascadas y cañones espectaculares, lo cual indica que es una zona que se encuentra en una etapa joven de erosión. En esta región, las calizas fueron asimiladas por el batolito, originando variedad en su composición, además fueron sometidas a un levantamiento e intenso fracturamiento. Todos estos movimientos tuvieron efecto durante la revolución laramídica, al final del cretácico. De igual manera en el área de la mina La Miqueta, se observan fisuras paralelas de rumbo N-S con echados verticales, en las cuales se emplazó la mineralización de oro y cobre. (Aguilera-Martínez. 1995).

En referencia a las inclusiones fluidas las temperaturas de homogenización más altas se dieron en la parte proximal, con un rango de 557 a 350°C con una salinidad de 57.8 a 20 % peso. Eq NaCl, es decir que tenemos un fluido sobresaturado en sales. Y en la parte distal del depósito se obtuvieron rangos de temperaturas de homogenización que van de 340°C a 132°C con una salinidad de 16 a 3.4 % peso. Eq NaCl. El fluido mineralizante del depósito IO CG de Tatatila-Las Minas es de temperatura intermedia a alta

y una salinidad de alta a media. La presencia de inclusiones fluidas bifásicas (Líquido- Vapor) nos indica que hubo ebullición, es decir que el fluido estaba hirviendo al momento de formarse las inclusiones

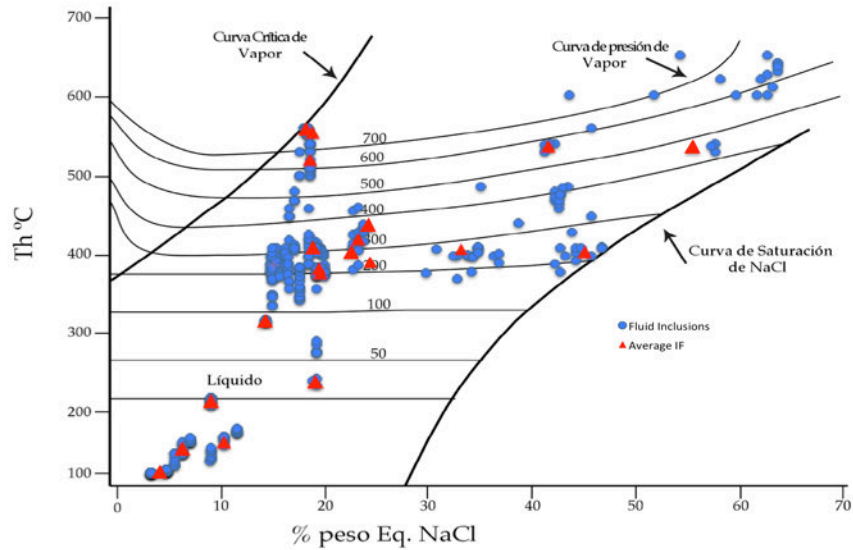


Figura 34. Diagrama de isobaras, % peso Eq. NaCl vs Th, en la cual se observa que ocurre despresurización en el sistema, es decir que el sistema perdió presión al momento de enfriarse(González Partida, 2017).

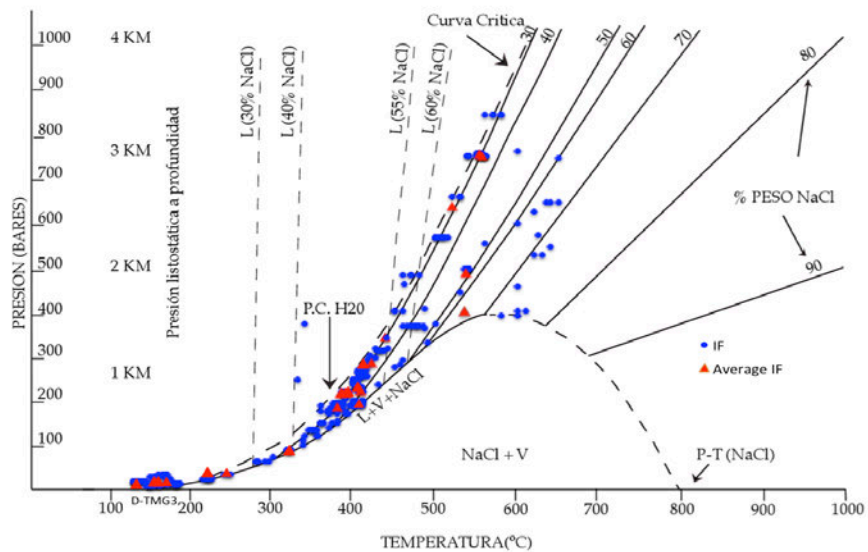


Figura 35. Diagrama de isosalinidades vs Temperatura donde ocurre una disolución en el sistema, es decir pérdida de sales. (González Partida,2017)

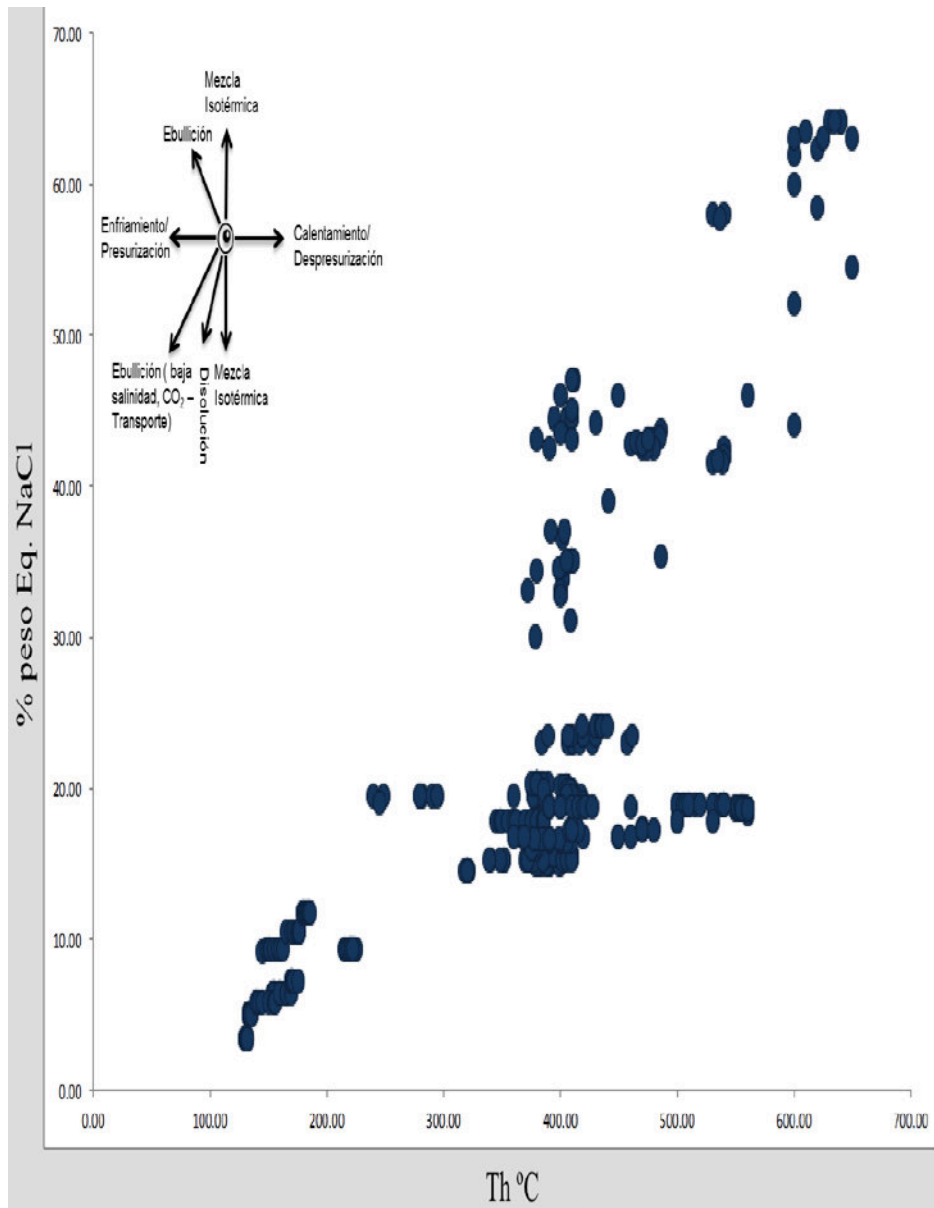


Figura 36. Diagrama esquemático que muestra las tendencias típicas en T_h -Salinidad debido a diversos procesos de evolución y que se observa una disolución del sistema.

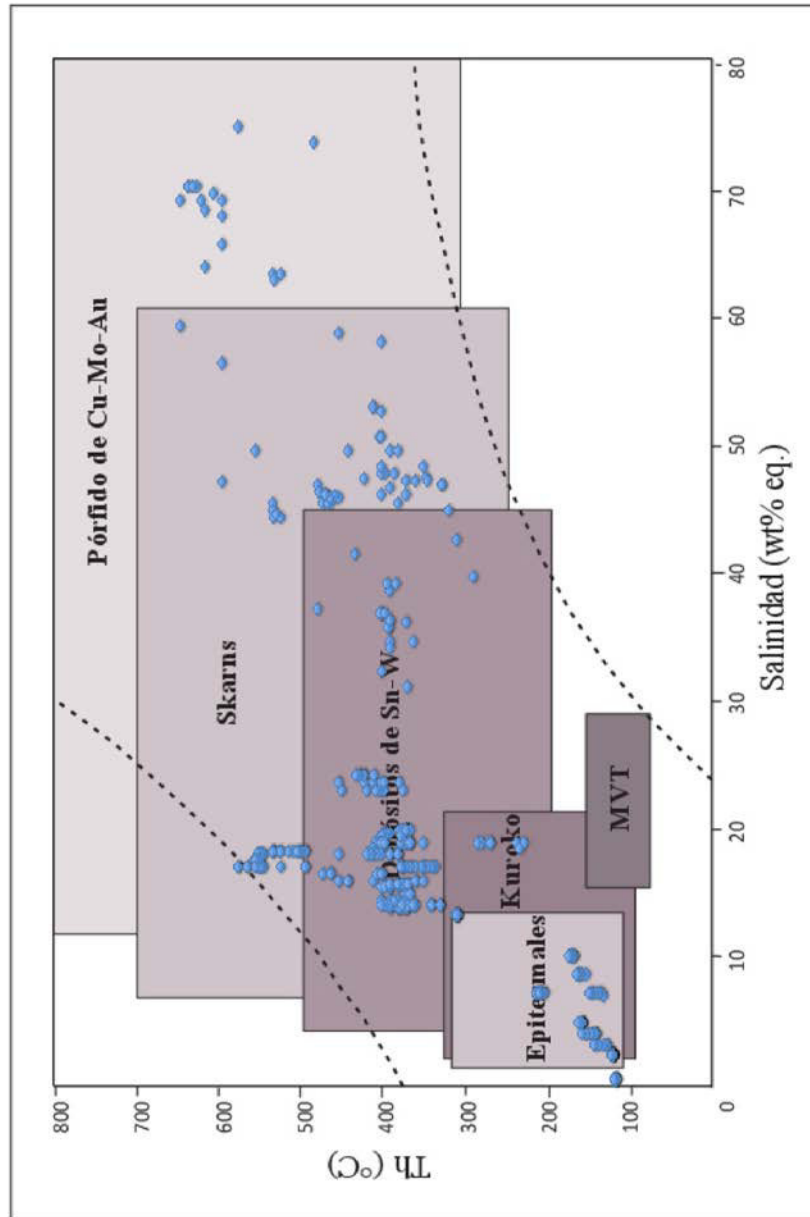


Figura 37 Diagrama de Temperatura de homogenización vs salinidad, que ilustra rangos típicos para inclusiones para diferentes tipos de depósitos, en donde observamos que las inclusiones fluidas se concentran en el deposito de skarn.

10. CONCLUSIONES.

De acuerdo a la distribución de datos del diagrama Th vs % peso Eq. NaCl con isobaras, se observa una despresurización en el sistema.

La oxidación y a su vez el fraccionamiento negativo del azufre son provocados por la ebullición y un consecuente enfriamiento y pérdida de presión.

La temperatura de homogenización y la salinidad de las inclusiones fluidas de la mina el Dorado en el distrito minero Tatatila-Las Minas son muy similares a los que podemos encontrar en otros depósitos tipo IOCG.

De acuerdo a la configuración de los datos de las IF en el diagrama Temperatura vs Presión ocurre una disolución del sistema con una salinidad promedio 21.4% peso Eq. NaCl.

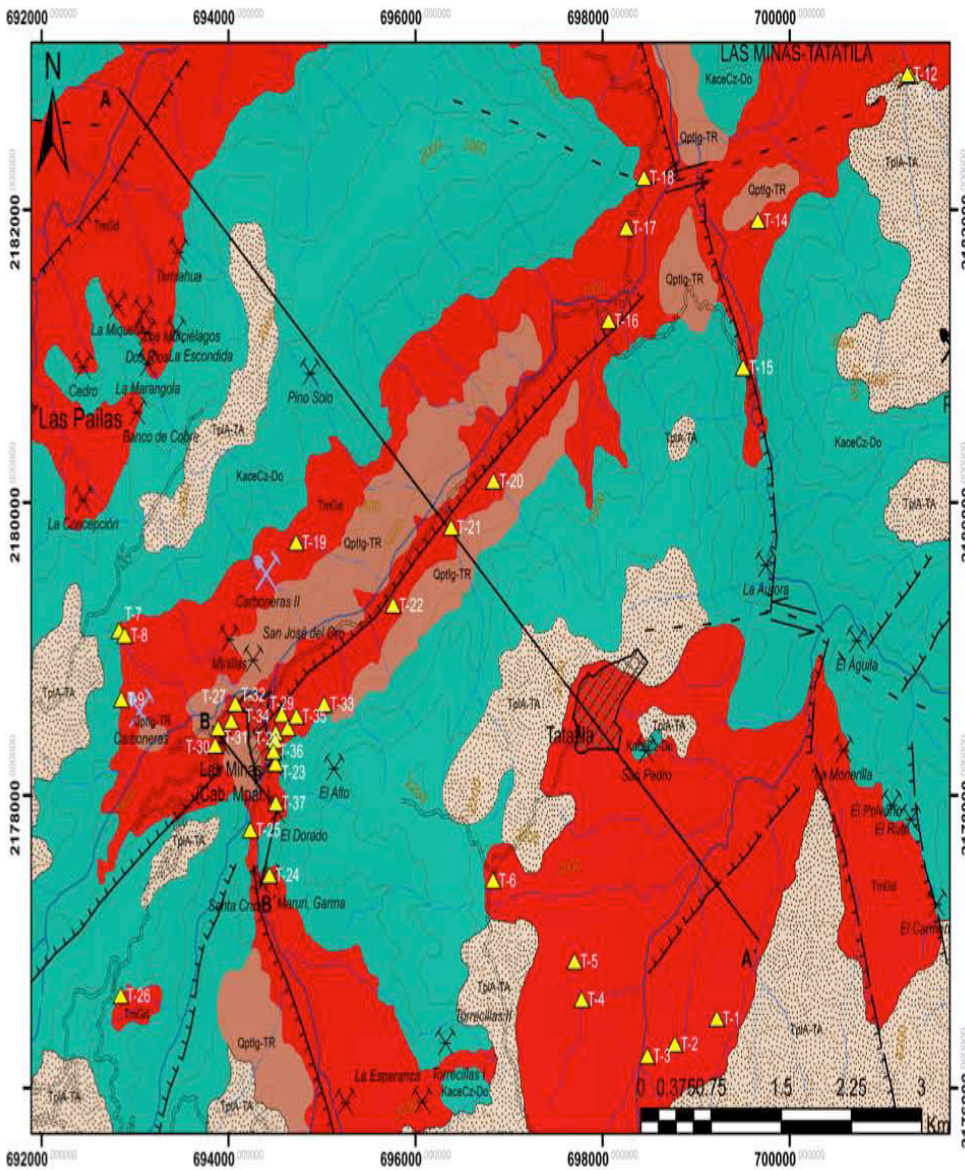
El yacimiento ubicado en Tatatila -Las Minas fue formado por la asociación de intrusiones de composición Granito-Granodiorita que afectaron a los paquetes de caliza del cretácico, desarrollando un contexto favorable para la formación de skarns.

De acuerdo a la distribución de los datos en el diagrama Salinidad vs °C que ilustra rangos típicos para inclusiones para diferentes tipos de depósitos, los puntos se inclinan hacia los depósitos de skarn y tipo pórfido debido a ciertas similitudes que comparten.

Todo esto en conjunto y con el uso de otros software nos permite saber hacia donde dirigir la exploración del yacimiento ya que podemos definir en que parte del depósito nos encontramos, que por políticas del proyecto no se pueden anexar en este trabajo.

11. ANEXO

Anexo 1



Litología

CUATERNARIO

Qpt
Ig-TR Ignimbrita-Toba Riolítica

TERCIARIO NEÓGENO

Tpl
A-TA Andesita-Toba Andesítica

CRETÁCICO INFERIOR

Kace
Cz-Do Caliza-Dolomía

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

TmGd Granodiorita

Símbolos Cartográficos

Poblado

Carretera

Ríos

Intermite

Perenne

Símbolos Mineros

Mina Abandonada

Mina activa

Prospecto

Fallas Estructurales

Falla Lateral

Falla Lateral Inferida

Falla Normal

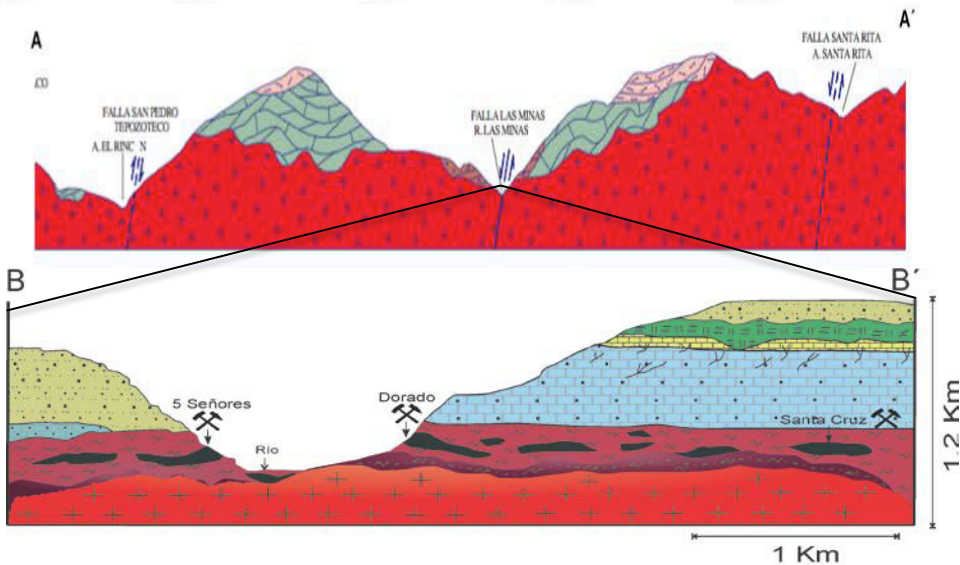
Muestras recolectadas

Localización



Sección Geológica Regional

Sección Geológica Local



Anexo 2

SKARN	PLUTÓN	MINERAL DOMINANTE	MINERAL SKARN	LOCALIZACIÓN DEL SKARN	PROFUNDIDAD DE FORMACIÓN	OTRAS CARACTERÍSTICAS
Skarn de Zinc	Intrusivos hipabisales o diques, a veces plutones que no pueden ser identificados alrededor del depósito.	Sph, Galena, Py, Po. Zonamiento del metal proximal >Fe,Cu,Zn,Pb,Ag<distal.	Exoskarn dominante: mineralogía rica en Mn y Fe; Cpx>Gnt(andradita). Proximal>Gnt-Fe,Cpx-Mn,Ch-Amp ricos en Mn<distal.	Distal, usualmente 500m o más lejos del plutón	Generalmente muy bajo (<1kbar)	El piroxeno johanesita(Mn), se encuentra casi exclusivamente en skarns productores de Zn.
Skarn de Hierro	Plutones máficos y/o hipabisales	Mgt(endoskarn) clinopiroxenos, sulfuros de Co-Ni(exoskarn).	Granates ricos en Fe, Cpx,Ep,Amp,scapolita(endoskarn)	generalmente próximo al plutón; convirtiendose en mármol.	Usualmente profundo	Hornfels y mármol son comunes
Skarn de Cobre	Calcoalcino, series de magnetita y granodioritas o cuarzomonzonitas hipabisales	Cp,Py,Mg,bornita(exoskarn). Lado del plutón:Cp y Mgt	Granates oxidados,Cpx reducidos, zonamiento: Woll-Cpx>Gnt.	Proximidad cercana en contacto con la zona mineral (exoskarn)	profundo(>1kbar)	Común en zonas orogénicas jóvenes
Skarn de Oro	Plutónico hipabisal, en parte granodiorita y diorita	Py,Po,Sulfuros de Fe y As,Au y Bi	Cpx>Gnt, generalmente reducido el skarn intermedio, dominando la zona proximal por granates ricos en Fe, y la zona distal por Cpx	Proximidad cercana en contacto con la zona mineral (exoskarn)	Baja, por la similitud del skarn próximo de Gnt entre el skarn de Au y los skarn de Cu y Fe	Dominante en zonas orogénicas del Mesozoico, a menudo asociado a pórfidos de Cu.
Skarn IOCG	El patrón del zonamiento y las variaciones composicionales de los minerales del skarn son similares entre depósitos del skarn de Fe, Cu, Au. Los skarns reducidos se desarrollan extensivamente alrededor de un depósito del skarn de Fe y muchos depósitos tales como el skarn de Cu o de Au encontramos en la parte distal del skarn de Fe.					

12. REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA.

“Castro-Mora, J., Hernández-Pérez, I., Vélez-López, J., Baca-Carreón, J.C.: *Monografía Geológico-Minera del estado de Veracruz: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 1994.*”

“Castro-Mora, J.: *Technical report of the field examinations in Las Minas, Veracruz: prepared for Source Exploration, Corp., Geoconsulting Ingenieros, S.C. 2010, 15p.*”

“Corriveau, L., and Mumin, H.: *Exploring for Iron Oxide Copper-Gold (Ag-Bi-Co-U) Deposits., 2010, Examples from Canadá and Global Analogues. Short Course Notes, vol. 20, Canadá: Geological Association of Canadá, 185 p.*”

“Dorantes–Castro, C.G.: *Características Petrológicas y Geoquímicas de los Intrusivos Relacionados a la Mineralización y Paragénesis del Skarn tipo IOCG en la Zona Minera de Las Minas, Estado de Veracruz, Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Licenciatura, 2016, 120 p.*”

“Einaudi M.T., Meinert L.D., and Newberry R.J.: *Skarn deposits, 1981, Econ. Geol., 75th anniversary volume, pp. 391-317.*”

“Einaudi, M. T.: *Description of Skarns associated with porphyry copper plutons, Advances in geology of the porphyry coppers deposits, Tucson, south western north America, university of Arizona Press, 1981-1982, pp. 184-139.*”

“Groves D. I. P., Bierlein F. P, Meinert L. D, and Hitzman M. W.: *Iron oxide copper–gold (IOCG) deposits through Earth history;*

implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits, 201, Economic Geology 105, pp. 654-641.”

“Gutiérrez, A.E.: Estudio Metalogénico del Yacimiento de Guaynopa Municipio de Madera Chihuahua: hacia una tipología del yacimiento del espécimen óxido de hierro, cobre y oro (IOCG), Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en ciencias de la tierra, Centro de Geociencias, 2015, 105 pp. ”

“Hitzman, M. W., Oreskes, N., & Einaudi, M. T.: Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits, 1992, Precambrian Research 58, pp. 287-241”

“Marschik R, Fontbote L.: Copper (-iron) mineralization and superposition of alteration events in the Punta del Cobre Belt, Northern Chile: in Camus E, Sillitoe R H, Peterson R (Eds), Andean Copper Deposits, 1996. New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny Soc. Econ. Geol. Spec Pub no. 5 pp. 190-171.”

“Mumin A. H., Somarin A. K., Jones B., Corriveau L., Ootes L., and Camier. J.: The IOCG- Porphyry-Epithermal Continuum of Deposits Types in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, 2010, Canada. Short Course Notes, vol. 20. ”

“Ordoñez, A.: Las barrancas de las Minas y de Tatatila (México), 1904, Soc. Geol. Mex, Boletín 1, pp. 133-119.”

“Pollard, P. J.: An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide– copper–gold (IOCG) provinces, 2006, Mineralium

Deposita 41, pp.187-179. ”

“Salinas-Rodríguez, J.M., Lenus-Buston, O.: Carta geológica Minera y Geoquímica perote, E14- B26, escala 1:50,000, estado de Veracruz Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, informe técnico, 2007, 156 pp. ”

“Tritlla, J., Camprubi, A., García, C., et. al.: Estructura y Edad del depósito equivalente de Peña Colorado (Colima) un posible equivalente fanerozoico de los depósitos de tipo IOCG, 2003, Revista mexicana de Ciencias Geológicas V, 20, núm. 3, pp. 201-182.”

“Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., et. al.: Iron Oxide Copper- Gold Deposits: Geology, Space Time Distribution, and Possible Modes of Origin. Society of Economic Geologists, 2005, Inc. Economic Geology 100th Anniversary Volume, pp. 399-371.”

“Franco Pirajno. (2009). Fluid Inclusions. In: Hydrothermal Processes and Mineral Systems, pp. 38, 39, 105. ”

“Orozco Villaseñor. (2014). Estudio de inclusiones fluidas del “clavo de Rayas”. En: Mineralogía y génesis del “clavo de Rayas” de la zona central de la Veta Madre de Guanajuato, pp. 93-95”

“Roberet H. Goldstein, T. James Reynolds. (1994). Chapter 1 Introduction To Fluid Inclusions And Their Applications, Chapter 2 Fluid Inclusions And Their Origin. In: Systematics Of Fluid Inclusions In Diagenetic Minerals. Sepm, Pp. 1-5.”

“Gutiérrez Armendáriz. (2015). II. GENERALIDADES DE LOS YACIMIENTOS TIPO IOCG. En: Estudio Metalogénico del

Yacimiento de Guaynopa Municipio de Madera Chihuahua: Hacia una tipología de yacimiento del tipo óxidos de hierro, cobre y oro (IOCG), pp. 8-19”

“Bodnar RJ (2003) Introduction to fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 32, pp. 1-8.”

“J.J. Wilkinson. (2000). Fig. 5. Summary homogenization temperature–salinity diagram illustrating typical ranges for inclusions from different deposit types. In: Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, p. 236. ”

“Quezada-Flores, A. G., 1961, Las rocas del basamento de la Cuenca Tampico-Misantla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 84 pp. ”

“Yáñez-García, C., 1980, Informe Geológico del proyecto Geotérmico los Humeros- Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz: México, D.F., Comisión Federal de Electricidad, Área de Geología y Minería, informe interno, 59 p.”

“Viniegra, F., 1965, Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca cenozoica de Veracruz: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17(7-12), 101 p.”

“Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17(5-6), 73-96 ”

“Aguilera- Martínez, 1995, GEOLOGIA. En: INFORME FINAL DEL PROYECTO TATATILA-LAS MINAS, MUNICIPIOS DE TATATILA Y LAS MINAS, ESTADO DE VERACRUZ: SGM, pp. 7-14.”

“Williams et al., 2005, Discussion: Origin of Iron-Oxide Copper-Gold Deposits Synopsis of evidence. In: Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin: Economic Geology 100th Anniversary Volume, pp. 394.”

“Fernando Tornos et al., 2010, la relación con depósitos de tipo Kiruna e intrusiones ricas en magnetita. In: la génesis de los depósitos de tipo IOCG: geología y geoquímica de mineralizaciones en los andes e iberia: Instituto Geológico y Minero de España, pp. 3.”

“Maurice Colpron et al., 2013, Table 1. Comparación entre depósitos tipo pórfido y IOCG: Publicación Especial Número 17 Tectónica, Metalogenia y Descubrimiento: La Cordillera de América del Norte y Parámetros Acrecionistas Similares: Sociedad de Geólogos Económicos, INC., Pág. 282. ”