

01179

4  
20j

**ESTUDIO METALOGENETICO DE LA MINA SOMBRERETE EN  
ZACATECAS, MEXICO**

**TESIS  
PRESENTADA A LA  
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO  
DE LA  
FACULTAD DE INGENIERIA  
DE LA  
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**

**POR**

**DAVID RENTERIA TORRES**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

**COMO PARTE DE LOS REQUERIMIENTOS  
PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRO EN INGENIERIA**

1992



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## TABLA DE CONTENIDO

<b>RESUMEN</b> .....	i
<b>TABLA DE CONTENIDO</b> .....	ii
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	v
<b>LISTA DE TABLAS</b> .....	viii
<b>LISTA DE LAMINAS</b> .....	ix
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	x

### INTRODUCCION

Localización .....	1
Objetivo .....	1
Método de estudio .....	1

### GEOLOGIA

Estratigrafía .....	4
Rocas Sedimentarias Cretácicas .....	4
Formación Ahuichila .....	6
Formación Artesano .....	7
Andesitas .....	7
Toba Lapilli Púrpura .....	8
Flujo Piroclástico A .....	8
Toba Híbrida A .....	8
Flujo Piroclástico B .....	9
Toba Híbrida B .....	9
Flujo Piroclástico C .....	9
Toba Híbrida C .....	9
Flujo Riolítico .....	10
Formación Sombreroete .....	10
Sombreroete Inferior .....	10
Sombreroete Medio .....	10

Sombrero Superior .....	11
Riolita Huracán .....	11
Formación El Cuervo .....	11
Formación La Boquilla .....	12
La Boquilla Inferior .....	12
La Boquilla Superior .....	12
Datos de edades radiométricas .....	18
Resultados K-Ar .....	18
Edad de algunas rocas ígneas adyacentes al área de estudio .....	18
Marco tectónico e historia volcánica.....	20
Marco Tectónico .....	20
Historia Volcánica .....	20
Estratigrafía volcánica del flanco Este de SMO entre Nazas y Zacatecas .....	22
Estructuras .....	24

## **GEOLOGIA Y MINERALIZACION DE LAS VETAS PABELLON Y SAN GUILLERMO**

Introducción .....	27
Geología de las vetas .....	27
Aspectos Geométricos .....	27
Roca encajonante .....	27
Cuerpos Mineralizados .....	27
Alteración .....	29
Mineralización .....	29
Edad de la actividad hidrotermal .....	40

## **ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS**

Introducción .....	42
Preparación y procedimientos para el estudio de inclusiones fluidas .....	42
Tipos de inclusiones fluidas .....	42
Selección de inclusiones fluidas para el estudio microtermométrico .....	43
Datos microtermométricos .....	43
Temperatura de homogeneización.....	43
Temperatura de fusión .....	43

Etapa I	44
EtapaII	51
EtapaIII	55
Petrografía de las inclusiones fluidas.....	59
Análisis de gases en inclusiones fluidas.....	64
Estimación de la presión durante la mineralización.....	64
Discusión	66

## ESTUDIO DE ISOTOPOS DE CARBON Y OXIGENO

Introducción	67
Resultados	67
Isótopos de Oxígeno	69
Isótopos de Carbono	69
Discusión	72

## MODELO GENETICO

Introducción	75
Mecanismos de brechamiento	76
Mecanismos de depositación	76
Posición en de la corteza	78
Modelo conceptual para la génesis de la mineralización.....	78
Referencias	82
Apéndice A Estratigrafía	87
Apéndice B Petrografía	93
Apéndice C Minerografía	105
Apéndice D Inclusiones fluidas	108

## LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	A. Localización de Sombrerete con respecto a otras ciudades. B. Los principales rasgos geológicos del norte de México con la ubicación de Sombrerete dentro de la provincia volcánica de Sierra Madre Occidental.....	2
2	Mapa geológico del área de estudio. mostrando la distribución de los grupos de unidades volcánicas.	5
3	Columna estratigráfica del área de Sombrerete.....	6
4	Columna estratigráfica de cinco localidades al este de Sierra Madre Occidental: Nazas, Durango, Sombrerete, Fresnillo y Zacatecas.....	25
5	Sección esquemática mostrando el fallamiento normal y las vetas presentes en Sombrerete.....	26
6	Sección esquemática representativa de las obras mineras, Falla de Wisser y vetas San Guillermo y Pabellón.....	28
7	Secciones longitudinales de las vetas Pabellón y San Guillermo mostrando las obras mineras y zonas minadas.....	28
8a	Diagrama esquemático generalizado, mostrando la lista de minerales identificados en la mena y su aproximada relación temporal.....	31
8b	Esquema de las zonas mineralizadas de Veta Pabellón	31
9	Ubicación de algunos yacimientos en la Sierra Madre Occidental y el Altiplano Mexicano. Abajo los episodios que han afectado la región entre los 60 y 10 Ma y su relación con la mineralización.....	40

Figura		Página
10	Veta Pabellón, Etapa I. Temperatura de homogeneización vs. Salinidad.....	48
11	Veta San Guillermo, Etapa I. Temperatura de homogeneización vs. Salinidad.....	48
12	Isotermas elaboradas con datos de inclusiones fluidas de la Etapa I.....	49
13	Curvas de igual salinidad elaboradas con datos de inclusiones fluidas de la Etapa I.....	50
14	Veta Pabellón, Etapa II. Temperatura de homogeneización vs. Salinidad.....	52
15	Veta San Guillermo, Etapa II. Temperatura de homogeneización vs. Salinidad.....	52
16	Isotermas elaboradas con datos de inclusiones fluidas de la Etapa II.....	53
17	Curvas de igual salinidad elaboradas con datos de inclusiones fluidas de la Etapa II.....	54
18	Veta Pabellón, Etapa III. Temperatura de homogeneización vs. Salinidad.....	56
19	Veta San Guillermo, Etapa III. Temperatura de homogeneización vs. Salinidad.....	56
20	Isotermas elaboradas con datos de inclusiones fluidas de la Etapa III.....	57
21	Curvas de igual salinidad elaboradas con datos de inclusiones fluidas de la Etapa III.....	58
22a	Curva de ebullición.....	61

Figura	Página
22b) Diagrama P-T mostrando el comportamiento de las inclusiones fluidas en relación con la curva de líquido-vapor y la isocora.....	61
23 Distribución de valores de $\delta^{18}\text{O}$ en cuarzo de la etapa I.....	70
24 Distribución de valores de $\delta^{18}\text{O}$ en cuarzo de la etapa II.....	70
25 Distribución de valores de $\delta^{18}\text{O}$ en calcitas de la etapa III.....	71
26 Distribución de valores de $\delta^{13}\text{C}$ en calcitas de la etapa III.....	71
27 Distribución de $\delta^{13}\text{C}$ en depósitos epitermales.....	74
28 Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ en depósitos epitermales.....	74
29 Estimación de la distancia entre el cuerpo mineralizado y la paleosuperficie para distintos yacimientos minerales.....	80
30 Modelo para la evolución en el espacio y tiempo del sistema hidrotermal de Sombrerete.....	81

## LISTA DE TABLAS

TABLA		PAGINA
1	Edades K-Ar del área de Sombrerete, Zacatecas..	19
2	Edades de rocas ígneas adyacentes al área de estudio.....	19
3	Datos de inclusiones fluidas.....	46 y 47
4	Análisis de gases en inclusiones fluidas de Sombrerete.....	65
5	Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cuarzo}}$ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$ para las vetas del Distrito Sombrerete.....	68

## LISTA DE LAMINAS

Lámina		Página
1	Panorámicas de Sombrerete.....	15
2	Estudios petrográficos.....	17
3	Etapas y texturas de la mineralización.....	34
4	Estudios minerográficos.....	36
5	Etapa I, brechada y cementada por la etapa III..	38
6	Fotomicrografías de inclusiones fluidas.....	63

## AGRADECIMIENTOS

El desarrollo y culminación del presente trabajo fue posible gracias a Tawn Albinson y a Eduardo González Partida, quienes fungieron como codirectores y de los cuales conté con su apoyo irrestricto. Con ambos he tenido el privilegio de colaborar en el ámbito profesional, permitiendome aprender las técnicas utilizadas en este trabajo. De sus comentarios resulté beneficiado al aclarar muchos de los aspectos geológicos aquí mencionados.

Para estos caballeros mi eterno agradecimiento.

## INTRODUCCION

### Localización

El Distrito minero de Sombrerete se localiza en la población del mismo nombre ubicada en la parte noroeste del estado de Zacatecas y próxima al límite con el estado de Durango (fig. 1).

La mina cubre un área de aproximadamente 65 kilómetros cuadrados e incluye las vetas Pabellón y San Guillermo una con longitud conocida de cuatro kilómetros (fig. 2).

### Objetivo

El presente estudio fue sugerido por Tawn Albinson, codirector de este trabajo, con el propósito de identificar y caracterizar los principales cambios físicos y químicos que ocurrieron en el fluido hidrotermal durante la formación de las vetas en el Distrito de Sombrerete, interpretando de esa manera la dinámica de la evolución hidrotermal y postulando así un modelo genético.

### Método de Estudio

El detalle con que fueron estudiadas las vetas Pabellón y San Guillermo dependió de la accesibilidad de los trabajos subterráneos, es por ello que el estudio más intenso se centró en aquellos sitios donde en su momento se realizaban trabajos de minado.

La caracterización de las unidades volcánicas mediante el estudio petrográfico, la ubicación en el tiempo de dos unidades volcánicas utilizando el método K-Ar, el examen minerográfico para definir la paragénesis de la mena, el estudio de isótopos de carbono y oxígeno para caracterizar el fluido involucrado en el proceso hidrotermal y la determinación de la temperatura de homogeneización y de fusión en inclusiones fluidas y su distribución en el tiempo y el espacio durante la formación de las vetas, son las técnicas empleadas para delinear un modelo conceptual de la génesis de la mineralización en las vetas del Distrito Sombrerete.

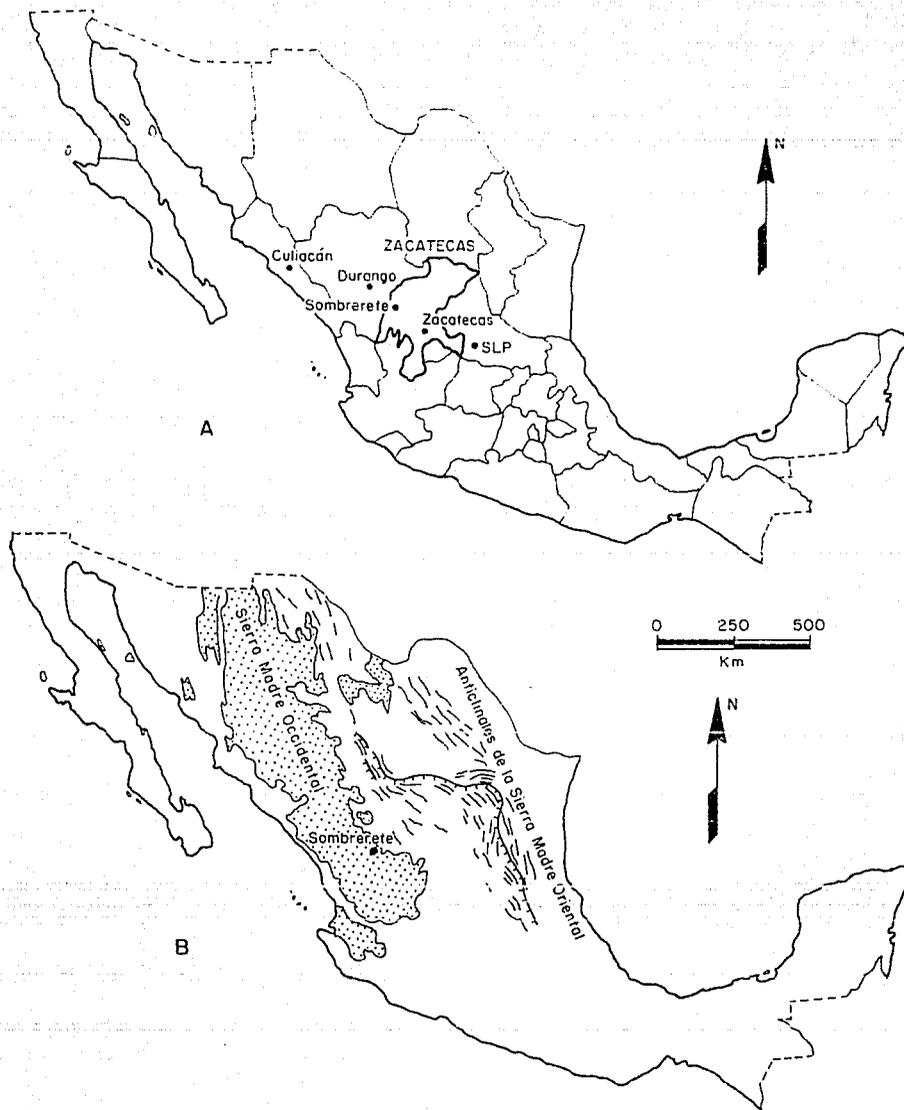


Fig. 1 A. Localización de Sombrete con respecto a otras ciudades.  
 B. Los principales rasgos geológicos del norte de México con la ubicación de Sombrete dentro de la provincia volcánica de Sierra Madre Occidental.

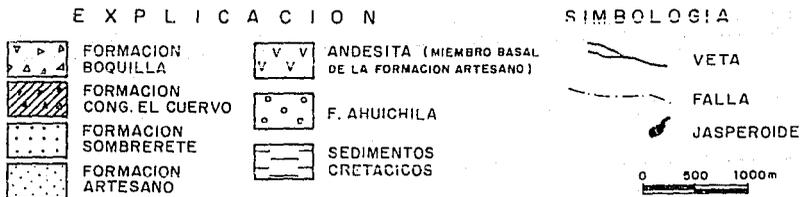
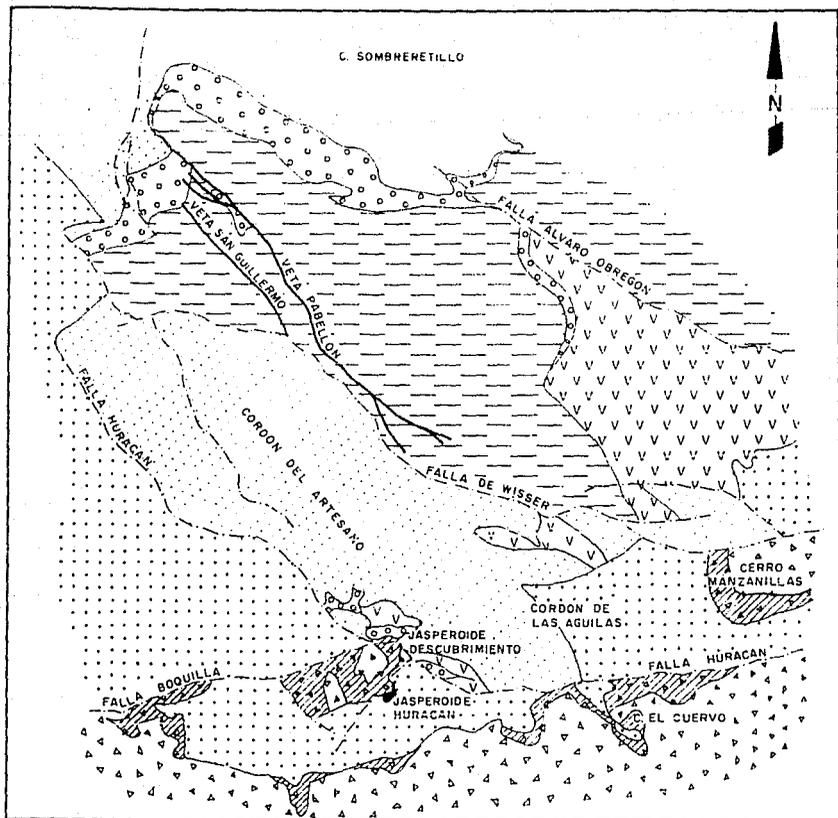


Fig. 2 Mapa geológico del área de estudio, mostrando la distribución de los grupos de unidades volcánicas.

*Rv*

# GEOLOGIA

## ESTRATIGRAFIA

Este trabajo presenta por primera vez una subdivisión de las rocas volcánicas que afloran en el área de Sombrerete; por esta razón los nombres aquí utilizados para denominar a los diferentes tipos de roca son de reciente aplicación y de carácter informal.

La estratigrafía se resume en la columna mostrada en la Figura 3; en ella cada litología exhibe su máximo espesor, además se indican las dos edades obtenidas por el método K-Ar para los conglomerados de la formación El Cuervo y el miembro superior de la formación Boquilla.

El espesor ha sido difícil de estimar debido a las variaciones del relieve pre-existente y a las fallas normales que localmente afectan a la secuencia volcánica. En la descripción que a continuación se presenta, se hace mención de aquellas localidades en las que fue posible medir espesores, además, en el Apéndice A se resumen las características de cada formación y en el Apéndice B se presentan los resultados de su estudio petrográfico.

En el plano geológico del área (Plano 1) se presenta la distribución de las diferentes unidades litológicas, como también se anexa un plano con cinco secciones geológicas (Plano 2).

## Rocas Sedimentarias Cretácicas

Para la zona de estudio, las rocas sedimentarias cretácicas constituyen la base de la columna estratigráfica, estas rocas se ven cubiertas en discordancia angular por la secuencia volcánica terciaria.

Durante el mapeo no se diferenció el paquete sedimentario por quedar fuera del alcance de este trabajo, sin embargo, a continuación se describe brevemente para proporcionar una idea general de sus características.

### Formación Cuesta del Cura

La Caliza Cuesta del Cura fue definida por Imlay (1936) en el flanco occidental de la Sierra de Parras, Coahuila, donde se presenta en estratos delgados de caliza con lentes y nódulos de pedernal. Padilla (1982) le asigna una edad Albiano-Cenomaniano con base en su contenido faunístico.

En el área de estudio aflora un paquete de calizas con ocasional presencia de lentes de pedernal en estratos de 10 a 40 cm de espesor y escasos horizontes de lutitas y areniscas interestratificados. Las características litológicas de este paquete son similares con las reportadas para las Calizas Cuesta del Cura; sin embargo su posición estructural pone en entredicho esta hipótesis, ya que se le encuentra sobreyaciendo a rocas más jóvenes pertenecientes a la

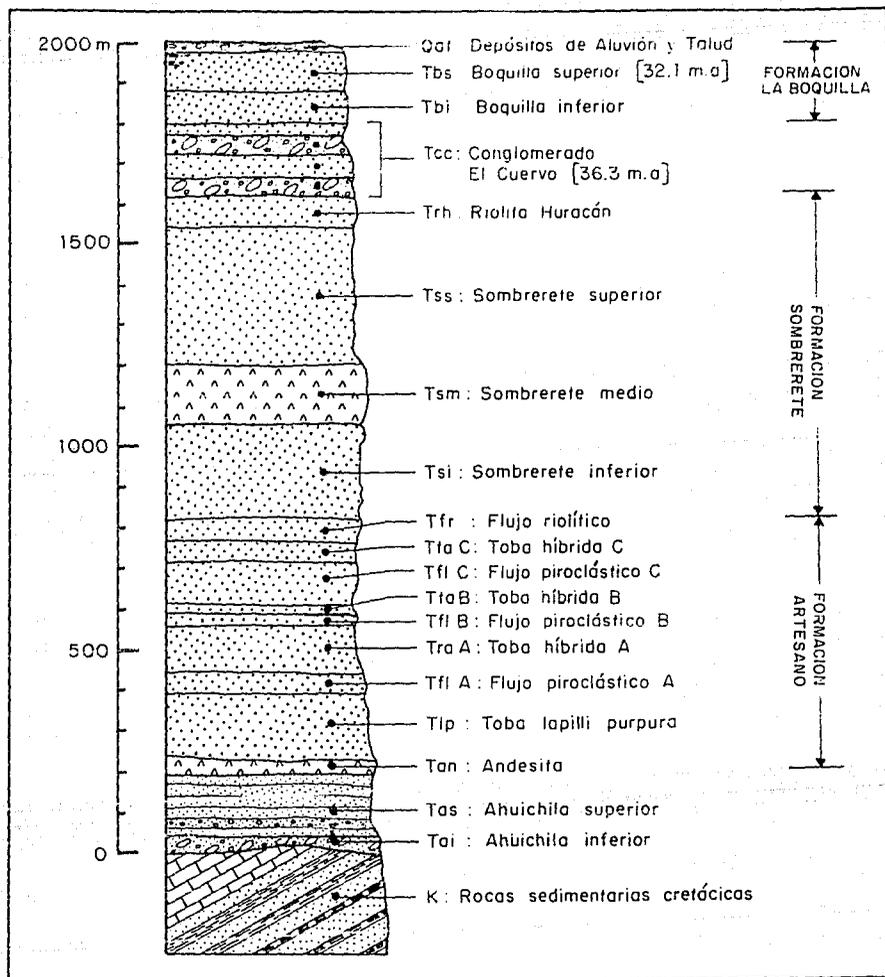


Fig. 3 Columna estratigráfica del área de Sombrete, Zac.

Formación Indidura-Caracol del Turoniano. Esta situación también ha sido observada por Schönherr *et al.* (1986) en el flanco oriental de la Sierra de Papantón, situada a 10 km al NW de Sombrerete: en esta área reporta que dentro de la Formación Indidura se encuentra un paquete que por su estilo de deformación, litología contrastante e incompatibilidad en edades con las rocas encajonantes, sugiere que dicha unidad es una masa aloctona perteneciente a la Formación Cuesta del Cura emplazada por deslizamiento gravitacional.

No habiendo mapeado el contacto entre las Formaciones Cuesta del Cura e Indidura-Caracol en la zona de Sombrerete, solo cabe mencionar que para el área de estudio puede ocurrir un evento similar al reportado en la Sierra de Papantón, o bien, que el paquete calcáreo corresponda a un cambio de facies en la Formación Indidura-Caracol.

### Formación Indidura-Caracol

Las Formaciones Indidura y Caracol, fueron definidas por Kelly (1936) e Inlay (1937) respectivamente, en la parte este de la Sierra Madre Oriental.

Las rocas que se asignan a estas formaciones, afloran al este y sureste de Sombrerete subyaciendo discordantemente al paquete volcánico. Su litología consiste de lutitas negras carbonosas de estratificación delgada con intercalaciones de lutitas y areniscas calcáreas, también ocurren areniscas formadas por terrígenos volcánicos.

El límite superior es una superficie de erosión cubierta por rocas volcánicas terciarias y en algunos lugares por la Formación Ahuichila.

El espesor de estas rocas no ha sido determinado, ya que se desconoce la base. Las obras de la mina alcanzan una profundidad de 685 metros y están excavadas en su totalidad dentro de las rocas de este paquete. El plegamiento que exhibe dificulta la determinación del espesor, tentativamente se le asigna un espesor mínimo de 600 metros.

### Formación Ahuichila

Esta formación fue formalmente definida por Rogers, *et al.* (1961), en el Frontón Ahuichila, a lo largo del flanco sur de la Sierra de Jimulco, donde consiste de una interestratificación de areniscas, tobas y conglomerados, estos últimos con fragmentos de caliza, areniscas y rocas volcánicas en una matriz arenosa.

La edad de esta formación es incierta, pero Rogers *et al.* (1961) la han correlacionado con el Conglomerado Rojo de Guanajuato, en el cual Fries, *et al.* (1955) y Edwards (1955) encontraron restos de vertebrados del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano.

Para el área de estudio la Formación Ahuichila se presenta en afloramientos lenticulares sobreyaciendo en discordancia angular a las rocas cretácicas.

Esta formación tiene dos miembros que presentan marcadas diferencias por lo que se ha subdividido en Ahuichila Inferior y Ahuichila Superior:

Ahuichila Inferior (Tai): Consiste en un conglomerado mal clasificado, integrado por fragmentos de calizas, escaso pedernal negro y algunos fragmentos de andesita propilitizada. El

tamaño de los fragmentos varía de 4 mm a 25 cm; la matriz es escasa, menor al 10%. La redondez de los fragmentos varía de subangulosa a redondeada, predominando ésta última. El espesor máximo es de 40 m.

Ahuichila Superior (Tas): Sobreyace concordantemente a los conglomerados calcareos. En el área del Cerro del Sombrerito afloran 150 m de una secuencia de rocas lodosas y conglomerados. Las rocas lodosas son sedimentos del tamaño de limos y coloración rojiza, poco consolidados. Los estratos de conglomerado están constituidos por fragmentos de lutitas y calizas, todos ellos con una redondez que varía de subangulosa a redondeada, el espesor de estas capas es de 10 a 30 cm. Los conglomerados disminuyen hacia la cima en donde se incrementan las rocas lodosas con intercalaciones de tobas de grano fino.

En la base del Cordón del Artesano afloran 40 m de rocas lodosas con horizontes de conglomerados constituidos por fragmentos de calizas y lutitas. En el área del Cerro del Sombrerito se tiene el máximo espesor con 150 m.

## Formación Artesano

El nombre informal de formación Artesano se le asigna a una secuencia de nueve paquetes volcánicos compuestos de andesitas, tobas híbridas y flujos piroclásticos. Esta secuencia tiene sus mejores afloramientos en el Cordón del Artesano, Cerro del Sombrerito y en las inmediaciones del poblado de Alvaro Obregón.

A continuación se describen los nueve miembros en que ha sido subdividida la formación y cuyos nombres también son de carácter informal (Soto y Albinson, 1987), la descripción se hace de la base hacia la cima.

### Andesitas (Tan)

Esta litología es lenticular, aflora ampliamente en las cercanías de Alvaro Obregón donde alcanza un espesor de 45 m, también aflora en la base del Cordón del Artesano con menor espesor. Hacia la parte norte del área no se depositó.

En su contacto inferior con las rocas lodosas de la Formación Ahuichila, se observa una zona de pirometamorfismo que abarca desde algunos centímetros a un par de metros de espesor, esta zona se manifiesta como una coloración grisacea en los sedimentos. El contacto superior es tajante y en ocasiones exhibe unos centímetros de conglomerado y brecha volcánica.

La andesita presenta una textura porfídica con matriz microlítica, con fenocristales de piroxeno (8%) como mineral principal, seguido de plagioclasa (2%), los fenocristales de piroxeno se suelen presentar agrupados originando así una textura glomeroporfídica, el tamaño de los cristales es de 1 mm en promedio; los fenocristales de plagioclasa, con un tamaño de 1 a 3 mm, se encuentran pseudomorfizados por clorita (lámina 1H).

En este paquete ocurren numerosas vetillas de cuarzo y calcita, estas vetillas llegan a ser tan numerosas que forman zonas de "stockwork".

### Toba Lapilli Púrpura (Tlp)

Este miembro tiene tres unidades diferenciadas: Unidad Inferior, Unidad Media y Unidad Superior.

**Unidad Inferior:** Consiste en tobas de ceniza y lapilli con fragmentos líticos de composición andesítica. El ancho de las capas varía de 10 a 40 cm y el espesor total del paquete es de 20 a 30 m.

**Unidad Media:** Esta unidad representa el mejor horizonte de correlación de todo el grupo, es un flujo piroclástico poco soldado de color púrpura, el paquete tiene un espesor variable que oscila entre 50 y 100 m, sin embargo la litología es muy uniforme y está ampliamente extendida.

Los fragmentos de lapilli consisten en clastos deformados de pómez, también se observan cristales de sanidino (7%) con un tamaño de 1 a 3 mm y cristales de cuarzo (1%) menores a 0.3 mm (lámina 1G).

**Unidad Superior:** Tobas de grano fino a grueso y color blanco en capas delgadas a gruesas. Presentan un espesor de 20 a 30 m.

### Flujo Piroclástico A (Tfl A)

Es un flujo piroclástico soldado de color púrpura a rosa, que se encuentra ampliamente distribuido en el Cordon del Artesano y el Cerro del Sombrerillo. El espesor de este paquete varía entre 20 y 55 m.

El flujo se integra por cristales de feldespato (10%), en su mayoría totalmente pseudomorfizados por sericita, también se observa biotita (2%) y tamaños de 0.3-1 mm. Los fragmentos de líticos y pómez (5%) con tamaños que varían entre 1 y 5 cm, se observan alargados por efecto de la deformación contemporánea al depósito (lámina 1C)

### Toba Híbrida A (Tfa A)

Esta litología consiste en capas de 0.3 a 1 m de espesor, delgadas y de color verde oscuro a gris. Los constituyentes son fragmentos de roca andesítica (80%), cristales de cuarzo (1%) y plagioclasas (10%), todos ellos exhiben tamaños que varían de 0.3 a 1 mm y van de subredondeados a subangulosos, la matriz es escasa (9%) y se encuentra cloritizada (lámina 1E y F).

El espesor del paquete oscila entre 50 y 110 m, sin embargo, conserva un espesor promedio de 100 m.

Ocasionalmente se observan dentro de este miembro, horizontes de brechas volcánicas constituidas por fragmentos andesíticos angulosos.

### Flujo Piroclástico B (Tfl B)

Flujo piroclástico con diferentes grados de soldamiento, estando bien soldado en la base y poco soldado hacia la cima. Lo integran fragmentos de pómez ligeramente deformados; los fenocristales son escasos, observándose relictos de feldespatos (1%) pseudomorfizados por sericita; el cuarzo (1%) exhibe un tamaño promedio de 0.2 mm. La roca es de color amarillo claro, el espesor de este paquete es de 20 a 30 m.

### Toba Híbrida B (Tta B)

Toba híbrida formada por fragmentos de roca (80%) cuyo tamaño varía entre 0.06 y 0.4 mm; las plagioclasas (10%) con dimensiones de 0.15 a 0.8 mm se observan parcialmente pseudomorfizadas por clorita; los granos de cuarzo son escasos (<1%) (lámina 1D).

La matriz es escasa y está totalmente cloritizada, confiriéndole a la roca un color verde oscuro.

La roca es deleznable, dispuesta en capas y en general similar a la Toba Híbrida A, sin embargo este es un horizonte de menor espesor (15-25 m) y de mayor persistencia lateral.

### Flujo Piroclástico C (Tfl C)

Flujo piroclástico soldado, con fragmentos deformados de pómez y cristales de sanidino (8%) de 1.5 mm parcialmente reemplazados por sericita, el cuarzo (<1%) con tamaño de 0.1 mm se incrementa hacia la cima alcanzando un 4%.

Es distintivo de esta litología el fracturamiento, posiblemente producto del enfriamiento, que ha originado fracturas discontinuas de 5 a 20 cm de longitud y perpendiculares al flujo.

El espesor de este paquete es de 65 a 105 m y aflora en el Cordón del Artesano y Cerro del Sombrerete.

### Toba Híbrida C (Tfa C)

Es una litología de carácter lenticular que ocurre en el Cordón de las Águilas y en las cercanías de Sombrerete. Son tobas deleznales, de grano fino y color gris oscuro. Se observan plagioclasas cloritizadas y fragmentos líticos muy alterados, la matriz se encuentra totalmente cloritizada.

La cima de este miembro corresponde a un flujo andesítico de textura microlítica, con fenocristales de plagioclasa (7%) de 0.3 a 1 mm, en su mayoría reemplazados por clorita y calcita; los piroxenos (3%) exhiben un tamaño promedio de 0.25 mm y un reemplazamiento por calcita.

En su totalidad, estas rocas presentan una reducida extensión lateral y un espesor máximo de 45 m.

### Flujo Riolítico (Tfr)

Es un flujo piroclástico poco soldado. Lo constituyen cristales de sanidino (7%) con un tamaño de 0.3 a 0.6 mm; el cuarzo (10%) presenta dimensiones entre 0.5 y 1 mm; la matriz presenta una incipiente fluidez por la deformación de los shards (lamina 1B).

El espesor aproximado de este paquete es de 50 m en el Cordón del Artesano siendo un poco mayor en el Cerro de Sombrerete.

### Formación Sombrerete

Las rocas de esta formación sobreyacen concordantemente a la formación Artesano en la porción comprendida entre el Cordón de las Aguilas y el Cerro las Manzanillas. Al suroeste del área de estudio existe otro importante afloramiento en el bloque del alto de la Falla Huracán. Dentro de esta formación se pudieron diferenciar cuatro miembros designados informalmente: Sombrerete Inferior, Sombrerete Medio, Sombrerete Superior y Riolita Huracán.

#### Sombrerete Inferior (Tsi)

Este miembro agrupa una secuencia compleja de paquetes volcánicos de composición y texturas diversas.

Al sureste del área de estudio, la base exhibe tobas no soldadas constituidas por cuarzo (10%) y sanidino (8%) ambos con tamaños que varían entre 0.6 y 1 mm. Arriba ocurren tobas de composición andesítica seguidas de una toba lítica de color verde claro donde los fragmentos de roca alcanzan porcentajes mayores al 50% y tamaños de 0.5 a 2 cm.

Hacia el contacto superior se encuentra una brecha volcánica integrada por fragmentos subangulosos mal clasificados.

Al sureste del Cordón del Artesano el espesor de este paquete es de 85 m mientras que al suroeste de Sombrerete es de 240 m, este incremento en el espesor puede ser producto de una repetición de la secuencia causada por fallas.

#### Sombrerete Medio (Tsm)

Este miembro comprende una serie de derrames andesíticos con textura porfídica y carácter lenticular.

La roca contiene fenocristales de plagioclasa (20%) de un tamaño que varía entre 1 y 2 mm, algunos reemplazados por sericita; los piroxenos (8%) suelen agruparse formando glómeros, en donde el tamaño de los cristales varía de 0.2 a 0.5 mm.

Dentro de este miembro ocurren horizontes piroclásticos que hacia la parte superior conforman una brecha volcánica andesítica.

El espesor es de 150 m, sin embargo, tiene una corta distribución lateral al adelgazarse y

desaparecer en algunos cientos de metros.

Los afloramientos de estas rocas se ubican en ambos flancos del Cordón del Artesano.

### Sombrero Superior (Tss)

Se encuentra sobreyaciendo en discordancia erosional a los miembros Sombrero Medio y Sombrero Inferior. La litología aquí descrita agrupa una serie de flujos piroclásticos en los que llegan a predominar los líticos del tamaño de lapilli o bien los cristales, también se observan intercalaciones de brechas volcánicas con fragmentos de 0.5 a 15 cm y ocasionalmente bloques mayores a 30 cm.

La litología predominante son los flujos piroclásticos poco soldados con líticos de andesita, sedimentos cretácicos y pómez, estos últimos se encuentran deformados. También se observan cristales de cuarzo (10%) con un tamaño de 0.7 a 2 mm; plagioclasas (3%) de 0.6 mm y sanidino (7%) que varía de 0.5 a 1 mm.

El espesor de este miembro fluctúa entre 300 y 340 m.

### Riolitas Huracán

Las rocas que integran a este miembro son flujos piroclásticos soldados que contienen cristales de cuarzo (3%), plagioclasa (1%) y sanidino (2%), todos ellos con dimensiones que varían entre 0.5 y 1.5 mm.

Diferentes grados de silicificación afectan a esta formación, llegando a ser casi total el reemplazamiento y sólo conservando la textura original y el alineamiento de los fragmentos deformados de pómez.

Esta litología sobreyace a Sombrero Superior en discordancia erosional como también en discordancia angular, esta discordancia se manifiesta por la presencia de conglomerados y areniscas poco consolidados. El espesor máximo que llega a tener es de 75m.

Las relaciones estructurales con las rocas encajonantes indican que las Riolitas Huracán estuvieron sujetas a una etapa de denudación que ocurrió luego de su depositación, dejando sólo algunos remanentes que sobreyacen a la Sombrero Superior. Por consiguiente, los conglomerados El Cuervo que le sobreyacen, llegan a descansar en discordancia angular sobre los tres miembros restantes de la formación Sombrero, presentándose ocasionalmente algunos lentes de las Riolitas Huracán entre ellas.

### Formación El Cuervo

Se encuentra integrada por conglomerados en la base y tobas en la cima, su espesor varía de 0 a 180 m.

Los conglomerados están formados por fragmentos riolíticos que varían de 0.5 a 40 cm y provienen de la formación Sombrero principalmente del miembro Riolita Huracán,

ocasionalmente se observan fragmentos de andesitas posiblemente derivadas de Sombrerete Medio. Entre los fragmentos ocurre una matriz lodo-arenosa en un porcentaje menor al 15%. Los fragmentos están mal clasificados y varían de subredondeados a angulosos.

Hacia la parte superior se presentan flujos piroclásticos poco soldados conteniendo cuarzo (5%), plagioclasa (2%), sanidino (5%) y biotita (<1%), también se observan fragmentos de pómez ligeramente deformados. El espesor de los flujos llega a ser de 20 m; sin embargo, su distribución es limitada no habiéndose depositado en algunos sitios; ocasionalmente le sobreyacen a estos flujos, lentes de conglomerado.

El afloramiento de estas rocas es casi continuo en el extremo sur del área de estudio, extendiéndose de oriente a poniente.

Esta litología es producto de la erosión de las rocas subyacentes con las cuales guarda una relación estratigráfica discordante.

### **Formación La Boquilla**

La formación Sombrerete, incluyendo los remanentes de Riolitas Huracán, están separados de la formación La Boquilla por un período de erosión significativo que originó los conglomerados de la formación El Cuervo. La discordancia se conserva al sur, sureste y suroeste del área estudiada; en la zona suroeste la relación discordante es angular mientras que en la zona sureste es paralela.

La formación La Boquilla se divide en dos miembros llamados informalmente Boquilla inferior y superior, ambos miembros se integran de rocas piroclásticas.

#### **La Boquilla Inferior (Tbi)**

La litología de este miembro consiste de una serie de flujos piroclásticos de color rosado, con un marcado lineamiento de flujo originado por la deformación de los fragmentos líticos de pómez, también se observan cristales de cuarzo (2%), plagioclasa (4%) y sanidino (1%), el tamaño de todos ellos varía de 0.3 a 1 mm.

Algunos horizontes piroclásticos, en donde predominan los fragmentos líticos, se presentan de manera esporádica en la base de la columna y se incrementan hacia la cima.

El espesor varía de 50 a 80 m, hacia el norte se adelgaza mientras que hacia el sur el espesor se incrementa.

Las relaciones estratigráficas de Boquilla Inferior son concordantes con las rocas que la encajonan, sus principales afloramientos se encuentran hacia el sur y suroeste de la zona de estudio.

#### **La Boquilla Superior (Tbs)**

El miembro Boquilla Superior corresponde a la cima de la columna estratigráfica descrita

para el área de Sombrerete.

Esta litología sobreyace de manera concordante a Boquilla Inferior, presentando en su base un paquete de tobas poco soldadas, la restante litología pertenece a un flujo piroclástico soldado con un alto contenido de cristales inmersos en una matriz vítrea fluidal, los minerales observados son: cuarzo (3%), plagioclasa (15%), sanidino (10%), hornblenda (3%) y biotita (1%), el tamaño de los cristales varía de 0.5 a 3 mm (lámina 1A).

El espesor promedio es de 100 m, presentando un mayor espesor hacia el sur.

Sus afloramientos se extienden desde el sur del Cordón del Artesano hasta la Sierra de Chapultepec, la cual dista 10 km al sur del área de estudio.

## LAMINA 1

- A) Vista panorámica de Distrito Sombrerete, viendo hacia el sur, mostrando los contactos entre las formaciones Sombrerete, La Boquilla y El Cuervo, además se indica la ubicación de la paleosuperficie.
- B) Detalle del extremo derecho de la fotografía anterior, mostrando el acuñaamiento de la formación El Cuervo entre las formaciones Sombrerete y La Boquilla.
- C) Contacto entre los miembros Boquilla superior (Tbs) y Boquilla inferior (Tbi) a la altura del poblado de Francisco Villa.
- D) Brecha de jasperoide dispuesta a manera de un dique encajonado por un flujo piroclástico.

No Hay Hoja

15

---

3

## LAMINA 2

- A) Flujo piroclástico soldado formado por shards deformados que guardan una orientación preferencial adaptándose a la forma de cristales euhedrales de cuarzo(ql) originando así una textura eutaxítica, Boquilla Superior (Tbs).
- B) Flujo piroclástico poco soldado con shards, ligeramente orientados y exhibiendo devitrificación que ha originado texturas axiolíticas por el intercrecimiento de cristobalita y feldespato-K, Flujo riolítico (Tfr).
- C) Flujo piroclástico soldado integrado por shards deformados y guardando una orientación preferencial dando una textura eutaxítica, los feldespatos se encuentran pseudomorfizados por sericita, Flujo piroclástico A (TfIA).
- D) Flujo piroclástico poco soldado constituido por shards no deformados y distribuidos arbitrariamente, los fragmentos de pómez también carecen de deformación. La devitrificación de la muestra origina texturas axiolíticas en los shards, Flujo piroclástico B (TfIB).
- E y F) Toba híbrida formada por fragmentos de andesita y cristales de plagioclasas (pl) variando de subredondeados a subangulosos, entre los fragmentos solo se observa clorita (cl), Toba híbrida (TiaA).
- G) Flujo piroclástico poco soldado integrado por fragmentos de pómez ligeramente deformados y devitrificados, los shards muestran una incipiente orientación y junto con la matriz se encuentran totalmente devitrificados, Toba Lapilli Púrpura (Tlp).
- H) Flujo andesítico, holocristalino, porfídico con matriz microlítica fluidal, los fenocristales son clinopiroxenos (cpx) y plagioclasas, estos últimos se ven pseudomorfizados por clorita (cl), Andesita (Tan).

No Hay Hoja

$\frac{17}{\sim}$

## Datos de edades radiométricas

### Resultados K-Ar

Para este estudio fueron efectuados<sup>1</sup> dos fechamientos por el método K-Ar, en ambos se utilizó sanidino como única especie mineral para llevar a cabo el análisis geocronométrico. Los resultados se resumen en la tabla 1 e incluyen el rango de error y las constantes empleadas.

Una de las rocas objeto de fechamiento fue colectada en la formación El Cuervo para la cual se obtuvo una edad de  $36.3 \pm 2$  m.a.. La determinación de la edad se efectuó en un flujo piroclástico interestratificado con areniscas y conglomerados. En la tabla se reporta a esta litología como contemporánea al proceso mineralizante. Esto se fundamenta en el hecho de que es en ella donde se ubicó la paleosuperficie al momento de encontrarse activo el sistema hidrotermal que originó la mineralización en el área (Albinson, 1988). Es por ello que la edad aquí reportada es la mejor aproximación que a la fecha se tiene de la edad del proceso mineralizante.

El segundo fechamiento corresponde a un flujo piroclástico soldado con un alto contenido de cristales, a esta litología se le ha denominado localmente como Boquilla Superior y para la cual se determinó una edad de  $32.1 \pm 2$  m.a.. Esta edad pertenece al último evento volcánico presente en el área.

### Edad de algunas rocas ígneas adyacentes al área de estudio

En la inmediaciones de Sombrerete las determinación de edades en rocas ígneas son escasas, los únicos datos disponibles provienen de una zona de yacimientos de estaño denominada El Naranjo ubicada en la Sierra de Chapultepec, a 25 km al SE del área de estudio. Los datos ahí obtenidos se limitan a una serie de flujos piroclásticos (Toba soldada y Toba de cristales), algunos de ellos equivalentes a Boquilla Superior. La edad de estas rocas se presenta en la tabla 2, donde se observa que las edades fluctúan entre 32.3 y 24.6 m.a. (Huspeni *et al.*, 1984; Tuta *et al.*, 1988). Esta variación se debe al tipo de material analizado (roca total o sanidino) como también a la técnica empleada (K-Ar o  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ).

Como se observa, la edad más antigua reportada en el área de El Naranjo ( $32.3 \pm 0.5$  m.a.) es similar a la determinada para el miembro Boquilla Superior en Sombrerete ( $32.1 \pm 2$  m.a.), por lo que esta litología constituye un horizonte de correlación dentro del paquete volcánico.

Resulta interesante el hecho de que mientras en Sombrerete estas rocas carecen de mineralización, en el área de El Naranjo presentan vetas de estaño cuya edad sería menor a los  $32.3 \pm 0.5$  m.a.. La edad de la mineralización en El Naranjo se encuentra dentro del período que va de 26 a 31 m.a. señalado por Tuta *et al.* (1988) como el intervalo en el que ocurrió la mineralización de Sn, Hg, F y Sb en el norte de México y que además ésta es prácticamente contemporánea con las fases tardías de la mineralización de Ag-Pb-Zn.

---

<sup>1</sup>Los análisis fueron efectuados por David Terrell en el Laboratorio de Geocronometría del Instituto Mexicano del Petróleo.

Tabla 1. Edades K-Ar del area de Sombrerete, Zacatecas.

Localización	Mineral	% K	$^{40}\text{Ar}^*$ (mol/g x $10^{-10}$ )	% $^{40}\text{Ar}^*$	Edad <sup>†</sup> (m.a. - $\sigma$ )
Boquilla superior 23° 34' 51" N 103° 35' 26" W	Sanidino	7.41	4.16	91	32.1 <sup>†</sup> - 2
51 EL CUERVO 23° 36' 39" N 103° 34' 13" W	Sanidino	6.78	4.31	91	35.3 <sup>†</sup> - 2

$^{40}\text{Ar}^*$  argon radiogenico; las constantes utilizadas para el calculo de la edad son :  
 $\lambda_{\beta} = 4.35 \times 10^{-10} \text{ a\~{n}o}^{-1}$ ;  $\lambda_{\epsilon} = 0.531 \times 10^{-10} \text{ a\~{n}o}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{ atomo/atomo}$ .

El analisis fue efectuado por el Dr. David Terrell en el laboratorio de geocronometria del Instituto Mexicano del Petroleo.

Tabla 2. Edad de rocas igneas adyacentes al area de estudio

Localidad (roca)	Edad (m.a.)	Técnica	Mineral	% K	% $^{40}\text{Ar}^*$	Referencias
El Naranjo 23°28' N 103°28' W (Toba soldada)	30.2-0.36 <sup>†</sup> 32.3-0.5 <sup>†</sup>	K-Ar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	San-Q-P Biotita	3.484	71.7 <sup>†</sup>	Huspeni et al. 1994 Tuta et al. 1993
El Naranjo 23°23' N 103°23' W (Toba de cristales)	30.1-0.4 <sup>†</sup> 24.6-0.3 <sup>†</sup>	K-Ar K-Ar	Roca total San+Q	4.94	70.9 <sup>†</sup> 10.7	Huspeni et al. 1994
El Naranjo 23°25' N 103°23' W (Toba de cristales)	29.7-0.3 <sup>†</sup> 25.6-0.3 <sup>†</sup>	K-Ar K-Ar	Roca Total San+Q	4.574	90.4 <sup>†</sup> 3.741	Huspeni et al. 1994 68.2

\* Ar: argon radiogenico

## Marco tectónico e historia volcánica

### Marco tectónico

La Sierra Madre Occidental está compuesta por dos distintas secuencias ígneas, ambas de carácter calco-alkalino. Estas han sido llamadas informalmente Complejo Volcánico Inferior y Supergrupo Volcánico Superior (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979).

La secuencia más antigua es el Complejo Volcánico Inferior con edades que oscilan entre 100 y 45 m.a. (Henry, 1975), la litología predominante son derrames y unidades piroclásticas de composición andesítica con intercalaciones de flujos piroclásticos de carácter ácido, también exhibe cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas sobre los que se han efectuado la mayoría de las dataciones. En la parte axial de Sierra Madre Occidental, Henry (1972) reporta una edad de 57 m.a. para un stock granodiorítico que intrusión a rocas del Complejo Volcánico Inferior las que posiblemente tengan una edad no menor a los 70 m.a. (Fredrikson, 1974); sin embargo hacia la parte interna del arco volcánico (flanco Este de la Sierra Madre Occidental) hay dataciones que indican que el vulcanismo continuó hasta el Terciario (Eoceno), como se reporta en las áreas de: Nazas, 45 a 40 m.a. (Aguirre-Díaz, 1988); Durango, 52.9 m.a. (Swanson y McDowell, 1984); Fresnillo,  $38.3 \pm 0.8$  m.a. (Lang et al., 1988); Zacatecas, 45 a 36 m.a. (Ponce y Clark, 1988).

El Supergrupo Volcánico Superior cubre una área de aproximadamente 290,000 km<sup>2</sup> con flujos piroclásticos de composición riolítica a riodacítica, este vulcanismo se encuentra confinado a un intervalo de 34 a 27 m.a..

El origen del magmatismo en la Sierra Madre Occidental ha sido atribuido a un arco magmático relacionado con una margen continental convergente en donde la Placa Farallón se hundió bajo la corteza continental. Este evento manifiesta una irregularidad en la continuidad de estos procesos ya que en el intervalo de 45 a 34 m.a. ocurre una interrupción en el magmatismo, este hecho ha sido interpretado como una migración hacia el este del arco magmático debido al aumento de la velocidad de convergencia y a una disminución en el ángulo de subducción (Coney y Reynolds, 1977; Damon et al. 1981). Esta pausa concluye de manera brusca al dar inicio la regresión del arco magmático, lo que provoca una actividad volcánica eminentemente ignimbrítica que origina al Supergrupo Volcánico Superior, no obstante este evento comienza a declinar hacia los 29 m.a. considerándose como la conclusión del fenómeno de convergencia e inicio del choque de los primeros segmentos de la cresta del Océano Pacífico del Este contra la margen occidental de México. Este hecho trae como consecuencia el comienzo del movimiento lateral derecho entre Norteamérica y la Placa del Pacífico (Atwater, 1970).

### Historia Volcánica

Para el área de Sombrerete las rocas más antiguas corresponden a una secuencia alternante de areniscas y lutitas con algunos horizontes de caliza. Estas rocas fueron deformadas durante la Orogenia Laramide, generando estructuras que al ser erosionadas originan un conglomerado llamado Formación Ahuichila. Posterior a la depositación de esta formación, el área fue cubierta por productos volcánicos terciarios.

El periodo de vulcanismo terciario puede ser dividido en tres episodios, el primero incluye desde las andesitas que sobreyacen a la Formación Ahuichila hasta los flujos piroclásticos de la formación Sombrerete. El segundo episodio corresponde a una pausa en el vulcanismo seguida de un proceso erosivo que origina los conglomerados de la formación El Cuervo. Durante el tercer episodio se formó la cubierta ignimbrítica con la cual concluye el vulcanismo en el área.

#### Primer Episodio

Este episodio inicia con el emplazamiento de flujos andesíticos seguidos de la depositación de flujos piroclásticos; simultáneamente a este evento volcánico ocurrieron condiciones de sedimentación que originaron horizontes de tobas híbridas intercaladas en los productos piroclásticos. Hacia la terminación del evento se tienen flujos andesíticos de forma lenticular y de restringida distribución, a estas lavas se les ha llamado Sombrerete Superior. Este episodio culmina con una serie de flujos piroclásticos a los que localmente se ha denominado como Riolita Huracán, de esta litología solo se observan algunos remanentes ya que con ella finalizó el evento volcánico e inició un proceso erosivo. Las litologías antes mencionadas forman parte de las formaciones Artesano y Sombrerete, correlacionables con el Complejo Volcánico Inferior, ya que su edad es superior a los 36 m.a. y subyacen en discordancia angular a las típicas rocas (ignimbritas) del Supergrupo Volcánico Superior.

#### Segundo Episodio

Durante este episodio cesa el vulcanismo e inicia un proceso de erosión y sedimentación clástica continental que origina los conglomerados El Cuervo, estos exhiben intercalaciones de horizontes tobáceos, lo que indica que el vulcanismo continuó de manera débil e intermitente.

En de los horizontes tobáceos se efectuó el análisis geocronométrico, mediante el cual se obtuvo una edad de  $36.3 \pm 2$  m.a.. Dicha edad proporciona una aproximación del intervalo durante el cual ocurrió el fenómeno erosivo en el área. Esta datación se encuentra dentro del rango de 45 a 34 m.a., período que se caracteriza por la ocurrencia de un hiatus en el vulcanismo del flanco Este de Sierra Madre Occidental (Fredrikson, 1974), este hiatus es difícil de identificar en la parte axial de la sierra, ya que aquí la actividad magmática fue continua (Damon et al. 1981).

Estos datos permiten ubicar la columna estratigráfica del Distrito de Sombrerete dentro del contexto geológico de la Sierra Madre Occidental.

#### Tercer Episodio

El hiatus en el vulcanismo concluye al ser eruptada una secuencia ignimbrítica integrada por piroclastos de composición riolítica que para el área de Sombrerete ha sido llamada Boquilla Inferior y Superior. La datación K-Ar llevada a cabo en la toba de cristales denominado Boquilla Superior, reporta una edad de  $32.1 \pm 2$  m.a.. Es con base en esta edad que ambas litologías son consideradas como parte integrante del Supergrupo Volcánico Superior.

## Estratigrafía volcánica del flanco Este de Sierra Madre Occidental entre Nazas y Zacatecas.

La figura 4 resume las columnas estratigráficas de cinco localidades ubicadas en el flanco este de la Sierra Madre Occidental: Nazas, Durango, Sombrerete, Fresnillo y Zacatecas. Para estas cinco áreas la estratigrafía volcánica del Eoceno o pre-Oligoceno se compone de flujos piroclásticos y lavas andesíticas, estas rocas generalmente han sido consideradas parte integrante del Complejo Volcánico Inferior (McDowell y Keizer, 1977). Sin embargo estas áreas muestran una mayor diversidad litológica que la comunmente reportada en donde se le restringe a rocas de composición intermedia. Lo anterior confirma lo ya antes señalado por Aguirre-Díaz (1988) al hacer ésto una comparación estratigráfica entre Chihuahua Centro, Nazas y Tayoltita-Durango mostrando así una mayor variedad litológica para el Complejo Volcánico Inferior. Por otra parte también menciona que la presencia de flujos piroclásticos indican la existencia de calderas antes del emplazamiento de la cubierta ignimbrítica oligocénica designada como Supergrupo Volcánico Superior.

Para ubicar a Sombrerete dentro de un contexto geológico regional se realizó una comparación estratigráfica con cuatro localidades, que por su ubicación en el flanco este de Sierra Madre Occidental, permitieran establecer aquellos fenómenos geológicos cuyo carácter regional haya originado la secuencia litológica en esta parte de la sierra. Hacia el norte fueron seleccionados Nazas y Durango, y para el sur Fresnillo y Zacatecas (fig. 4).

### Nazas

En el trabajo de Aguirre-Díaz (1988) se describe con gran detalle la estratigrafía de Nazas, donde se menciona que la base de la columna corresponde a rocas sedimentarias cretácicas seguidas del Conglomerado Ahuichila, a estas formaciones les sobreyace la secuencia volcánica eocénica integrada por flujos piroclásticos y andesitas cuyas edades van de 45 a 40 m.a.. Para Sombrerete esta secuencia se correlaciona con las formaciones Artesano y Sombrerete.

El vulcanismo en el área exhibe un hiatus durante el cual ocurren fenómenos de erosión y sedimentación que originan a los sedimentos rojos que separan al complejo volcánico inferior de la cubierta ignimbrítica oligocénica perteneciente al Supergrupo Volcánico Superior. La culminación del magmatismo en Nazas ocurre con el emplazamiento de flujos máficos de una edad que varía de 24 a 22 m.a.. A excepción de estos flujos, el hiatus y el vulcanismo oligocénico también están presentes en Sombrerete a través de la formación El Cuervo y por los miembros de la formación La Boquilla.

### Durango

Entre los primeros complejos caldéricos descritos en México se encuentra la Caldera de Chupaderos en cuya periferia se localiza la ciudad de Durango (McDowell y Keiser, 1977; Swanson *et al.*, 1978; Swanson y McDowell, 1984).

La base de la columna corresponde a un flujo andesítico de  $52.9 \pm 1.3$  m.a. perteneciente al Complejo Volcánico Inferior, sobre éste se edifica una secuencia de flujos piroclásticos con

edades que fluctúan entre 32.6 y 29.3 m.a. lo que la ubica dentro del Supergrupo Volcánico Superior. Como último evento volcánico se tienen flujos máficos de 12.3 m.a. que cubren a la secuencia volcánica oligocénica.

Como se observará la ocurrencia de un hiatus y el declive del vulcanismo a partir de los 29 m.a. son sucesos de carácter regional para la Sierra Madre Occidental.

### Fresnillo

La geología del distrito ha sido estudiada por varios autores (de Cserna, 1976; Ruvalcaba-Tuiz y Thompson, 1988; Simmons, 1986; Albinson, 1988) quienes han definido las mayores unidades litológicas representadas por rocas sedimentarias marinas y volcánicas submarinas del Cretácico a las que sobreyace un conglomerado denominado localmente como Formación Fresnillo correlacionable con la Formación Ahuichila. A estas unidades les sobreyace de manera discordante la secuencia volcánica terciaria que de acuerdo con el estudio geocronométrico por el método K-Ar efectuado por Lang *et al.* (1988), este episodio volcánico inicia hacia los  $38.3 \pm 0.8$  m.a. seguido del emplazamiento de cuerpos intrusivos de 32 a 33 m.a.; la actividad hidrotermal que origina la mineralización y los cuerpos estratiformes de jaspe con alteración en la base ocurre entre los 29 y 31 m.a., finalmente un vulcanismo félsico se presenta de 27 a 28 m.a.

### Zacatecas

Para el Distrito Zacatecas las rocas más antiguas son los metasedimentos de la Formación La Pimienta, a los que se asigna una edad Triásica con base en los fragmentos de crinoides reportados por Burckhardt (1905). Estas rocas se ven afectadas por un cuerpo intrusivo (lacolito) al que se ha llamado Microdiorita Zacatecas y al cual Ranson (1975), usando el método Rb-Sr, le asigna una edad de  $73.8 \pm 2.1$  a  $75.1 \pm 1.4$  m.a.. A estas formaciones les sobreyace un conglomerado con intercalaciones de limos y arenas denominado Conglomerado Zacatecas. Cubriendo a las anteriores litologías se tiene un paquete volcánico terciario el cual ha sido dividido en ocho unidades (Ranson, 1975; Brown, 1976; Ponce y Clark, 1988) que de la más antigua a la más reciente se les ha denominado como: Latita Quintero, Guadalupe, Toba Rancho Nuevo, Alamitos, Calerilla, La Virgen, Tapias y La Capilla. Para las formaciones Alamitos y La Virgen se tienen dos fechamientos K-Ar que les asignan una edad de  $46.8 \pm 1.0$  y  $36.8 \pm 0.8$  m.a. respectivamente (P.E. Damon, comunicación personal en Ponce y Clark, 1988).

Entre las formaciones Calerilla y La Virgen se reporta la presencia de cuerpos estratiformes de sílice con alteración de la roca subyacente; sin embargo Ponce y Clark (1988) señalan no haber encontrado una relación entre estos cuerpos de sílice y la mineralización en el distrito.

## Comparación estratigráfica de Sombrerete con las regiones de Nazas, Durango, Fresnillo y Zacatecas.

La estratigrafía de Sombrerete combina las características de las cuatro regiones aledañas al encontrarse en posición intermedia (fig. 4). Sombrerete al igual que Nazas y Fresnillo, presenta hacia la base de la columna rocas sedimentarias cretácicas; sin embargo, difiere de éstas al no mostrar cuerpos intrusivos.

A excepción de Durango, donde aflora solo parte de la columna, las restantes localidades muestran conglomerados separando a las formaciones sedimentarias, volcánicas submarinas o metamórficas de la secuencia volcánica terciaria.

En las cinco áreas el vulcanismo pre-Oligoceno es una alternancia de rocas andesíticas y tobas de composición riolítica; para Nazas, Sombrerete y Fresnillo, entre la terminación de este evento e inicio del vulcanismo oligocénico, se tiene la depositación de conglomerados. La actividad volcánica durante el Oligoceno se caracteriza en las cinco áreas por la presencia de tobas soldadas y de cristales. En las áreas de Nazas, Durango y Fresnillo la actividad ígnea culmina con derrames de basalto.

## Estructuras

Las evidencias de una fuerte deformación se limitan a las rocas sedimentarias cretácicas que tanto en superficie como en las obras mineras subterráneas denotan una gran cantidad de pliegues de pequeña escala y fallas de poco desplazamiento. Esta deformación se asocia a una fuerte compresión originada durante la Orogenia Laramide.

Durante el Terciario prevalecieron esfuerzos tensionales que originaron el fallamiento en bloques y el basculamiento de éstos hacia el suroeste. Las estructuras más importantes originadas por esta actividad son las fallas Lascán, Alvaro Obregón y de Wisser, todas ellas con una orientación NW 50°-60° SE con 60° SW, la magnitud de estas estructuras se pone de manifiesto con la Falla de Wisser al poner en contacto a las rocas sedimentarias cretácicas con el paquete volcánico del Terciario. El movimiento a lo largo del plano se estima de aproximadamente 1000 metros (fig. 5).

Al no encontrarse mineralización en las fallas, se considera que son posteriores al proceso mineralizante, sin embargo en el interior de la mina se dió un cruceo a partir del nivel 505 que cortó la Falla Wisser observándose un relleno de calcita sin valores económicos. Un hecho similar ocurre en el relleno de las vetas en donde la calcita estéril es el último mineral en presentarse. De establecer una correlación se podría inferir que la Falla de Wisser es posterior a la mineralización económica y anterior a la depositación de calcita.

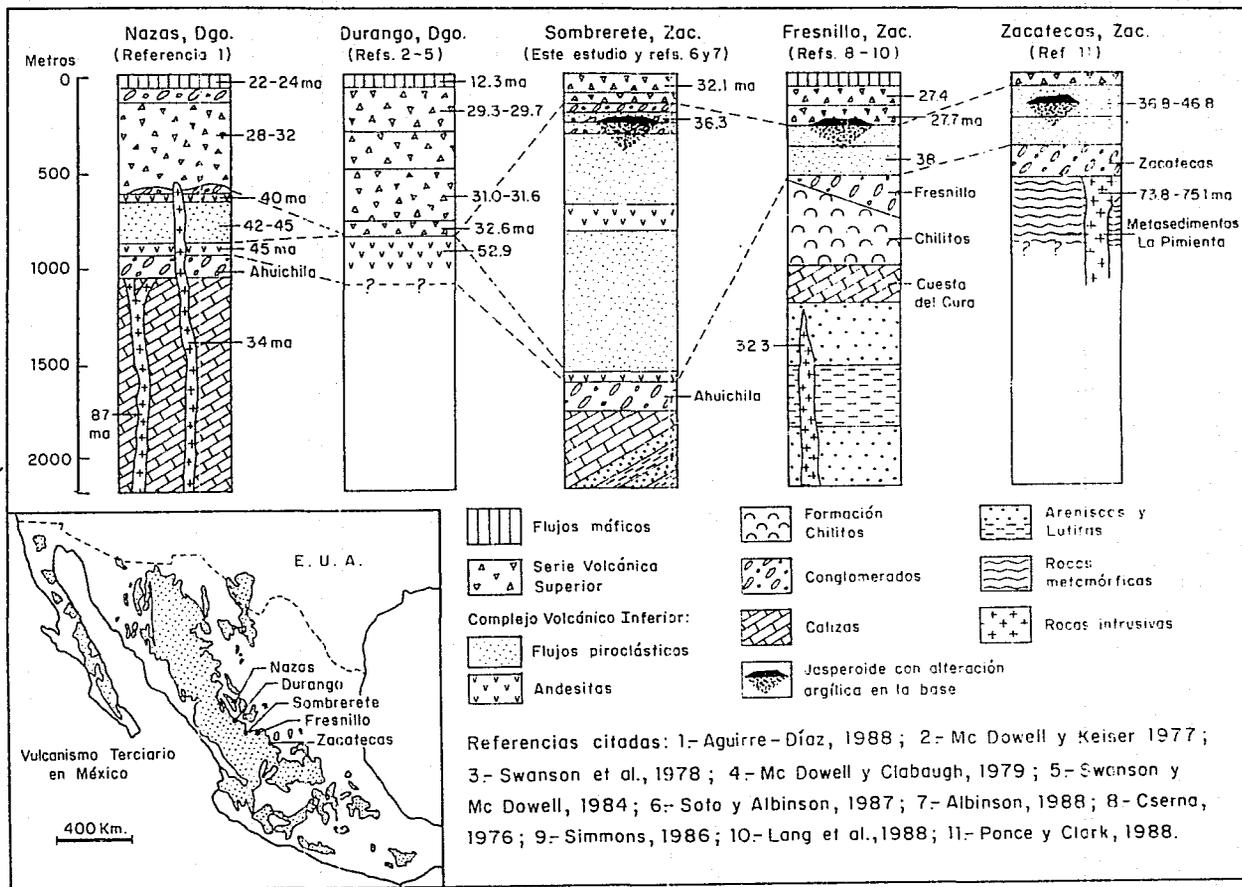


Fig. 4 Columnas estratigráficas de cinco localidades al este de Sierra Madre Occidental: Nazas, Durango, Sombrerete, Fresnillo y Zacatecas.



# GEOLOGIA Y MINERALIZACION DE LAS VETAS PABELLON Y SAN GUILLERMO

## Introducción

Dentro del Distrito de Sombrerete las principales estructuras mineralizadas son las vetas Pabellón y San Guillermo, ésta última es un desplazamiento que se origina al alto de Veta Pabellón a una profundidad de 685 metros en promedio (fig. 6). Ambas vetas presentan una orientación noroeste-sureste con echados al suroeste.

Los trabajos de minado subterráneo se realizan en un intervalo de 445 metros entre los niveles de 240 y 685 metros, el desarrollo horizontal se efectúa a través de seis niveles con una extensión promedio de 2.5 kilómetros cada uno.

## Geología de las vetas

### Aspectos Geométricos

La Veta Pabellón tiene un rumbo a proximado al NW 35° SE con variaciones locales de  $\pm 10^\circ$ , su echado es de  $53^\circ \pm 8^\circ$  al SW. Para la veta San Guillermo el rumbo es NW 44° SE con cambios de  $\pm 7^\circ$  y una magnitud del echado de  $68^\circ \pm 6^\circ$  al SW.

El espesor de la Veta Pabellón varía de 1 a 10 metros, siendo el espesor promedio de 2.5 metros. Para la Veta San Guillermo el espesor promedio es de 75 centímetros.

### Roca Encajonante

La secuencia alternante de areniscas y lutitas del Cretácico es la encajonante de las vetas en el Distrito Sombrerete, las obras mineras ahí realizadas alcanzan una profundidad de 685 metros estando excavadas en su totalidad en dicha secuencia.

### Cuerpos Mineralizados

Los principales cuerpos mineralizados de las vetas Pabellón y San Guillermo tienen su cima a menos de 100 metros de la superficie e inclusive algunos de ellos llegan a aflorar (fig. 7). Estos cuerpos se extienden a una profundidad conocida de 685 metros a través de la cual presentan un descenso de los valores de Ag y Pb con la profundidad; del nivel 340 al 685 los valores de Ag disminuyen de 500 a 150 gr/ton y los de Pb de 3 a 1.5%.

Albinson (1988) sugiere para este sistema hidrotermal, que la cima de la mineralización o

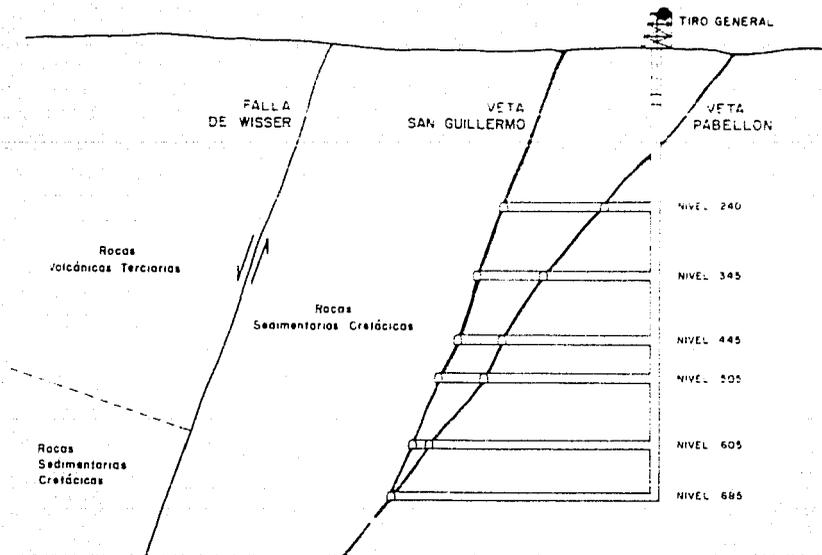


Fig. 6 Sección esquemática representativa de las obras mineras, Falla de Wisser y vetas San Guillermo y Pabellón.

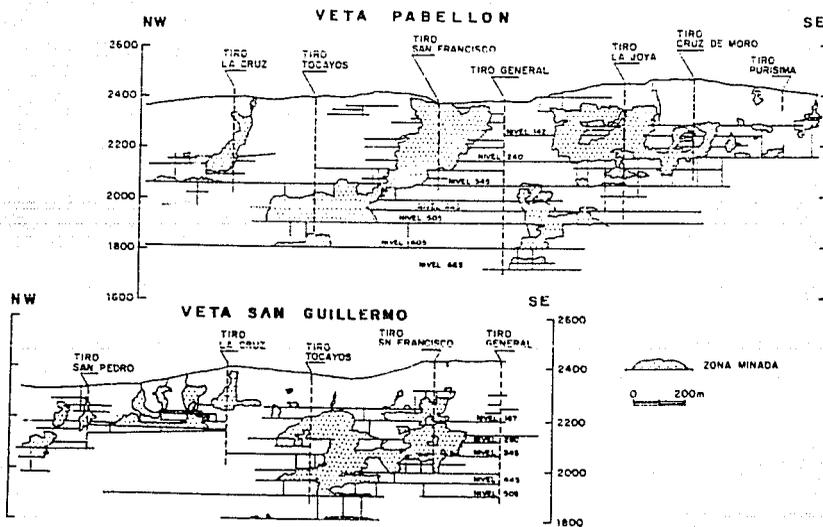


Fig. 7 Secciones longitudinales sobre las vetas Pabellón y San Guillermo mostrando las obras mineras y zonas minadas.

también denominada zona favorable, corresponde aproximadamente a la actual superficie, sin embargo, ésta podría encontrarse más arriba si se considera que la mineralización afloró, como lo ponen de manifiesto los antiguos trabajos mineros de los tiros La Cruz, San Francisco y Purísima (fig. 7). Por otra parte la base de la mineralización económica se considera próxima al nivel 685 dada la tendencia decreciente en los valores de Ag y Pb.

## Alteración

La alteración hidrotermal se encuentra confinada a fragmentos de roca dentro de brechas y a la roca encajonante donde rara vez avanza más de un par de metros. El principal tipo de alteración es la silicificación, siendo su intensidad variable y estando relacionada con el tamaño de los fragmentos, ya que se observa que aquellos que son menores a 10 centímetros son más susceptibles de ser reemplazados.

La alteración argílica se encuentra escasamente distribuida e incluye además de las arcillas minerales del grupo de la clorita. En un estudio de difracción de rayos-X se identificó caolín bajo el jasperoide Huracán siendo éste el único análisis efectuado para identificar el tipo de arcilla. La silicificación se presenta en los fragmentos de roca que integran a las brechas exhibiendo éstos diversos grados de reemplazamiento, también se identificó adularia mediante un difractograma de rayos-X y análisis petrográfico.

En algunas zonas del nivel 685 de Veta San Guillermo, se encontró sericita como el mineral de alteración predominante en los fragmentos que integran a la brecha.

## Mineralización

La mineralización consiste en cantidades variables de ganga, sulfuros y sulfosales depositados en espacios abiertos que se forman por múltiples eventos de apertura de fisuras, es por ello que los minerales originalmente depositados en bandas simétricas se presentan a manera de fragmentos de brechas.

En cualquier localidad el examen de las vetas revela tres etapas diferenciadas de brechamiento y mineralización, la primera de ellas es la única en presentar concentraciones de sulfuros, las otras dos se componen de cuarzo y calcita (fig. 8).

El análisis minerográfico de 54 muestras (Apéndice C) provenientes de seis niveles a lo largo de las vetas Pabellón y San Guillermo demuestran una compleja mineralogía y variaciones texturales que ocurren entre las etapas, estas variaciones reflejan la evolución que tuvieron los fluidos mineralizantes a través del tiempo.

Las tres etapas involucradas en la formación de las vetas fueron definidas con base en la disposición de los minerales que rellenan la veta y a su posición paragenética.

## Brechas

Siendo el resultado de los eventos de apertura de las vetas, las brechas actúan como receptoras de la mineralización. El tamaño de los fragmentos que las integran oscila en un rango de 0.01 a 1 metro, su forma es irregular y sus bordes varían de angulosos a subredondeados y dado que no se observan cambios litológicos en los constituyentes no es posible estimar el transporte que los fragmentos puedan haber sufrido. Dentro de las brechas es común observar fragmentos de las primeras etapas de mineralización o una mezcla de fragmentos cementados de anteriores episodios de brechamiento.

## Mineralogía

La identificación y relación textural de los minerales se realizó mediante el análisis de muestras de mano y el estudio microscópico de secciones pulidas (minerografía), mediante este análisis se diferenciaron tres etapas en la formación de las vetas (fig. 8a).

En la etapa I se presentan sulfuros y sulfosales que ocurren como formas cristalinas cuyo tamaño oscila entre 0.5 y 1 milímetro, raramente llegan a exhibir formas mayores a 30 milímetros, las especies identificadas son: pirita, arsenopirita, galena, calcopirita y esfalerita, además de trazas de pirrotita, cubanita y estibinita. De los minerales de ganga que acompañan a esta etapa el cuarzo es el principal constituyente, encontrándose la clorita, calcita, fluorita y fluorita en menores proporciones.

Para la etapa II la mineralogía se limita a cuarzo como principal constituyente, estando éste acompañado por calcita y ocasional presencia de pirita diseminada.

La etapa III se integra básicamente por calcita y la ocasional presencia de cristales de cuarzo.

La paragénesis mineral presentada en la figura 8a, exhibe la distribución temporal de las diferentes especies minerales dentro de las tres etapas que conforman las vetas en el Distrito Sombrerete. Para la etapa I, si bien la presencia de los minerales que la integran es relativamente homogénea dentro de las vetas, la cantidad de éstos disminuye con la profundidad, solo observándose un incremento de pirita en esa dirección. Un hecho similar ocurre en el sentido lateral, ya que hacia el extremo noroeste de la Veta Pabellón, el clavo de La Cruz muestra un incremento en la ocurrencia de especies argentíferas en relación con los clavos que se encuentran al suroeste y que muestran un incremento en el contenido de plomo y zinc e inclusive presentan valores argentíferos en la zona de La Joya-Cruz de Moro (fig. 8b). Al final de la etapa I se depositó estibinita cuya ocurrencia se limita al nivel 345 del clavo de La Cruz.

## Etapas I

La etapa I es en cuanto a minerales económicos la más importante ya que sólo en ella ocurrió la precipitación de sulfuros y sulfosales.

Esta etapa corresponde al relleno inicial de las vetas, presentándose como fragmentos de roca sedimentaria y sulfuros cementados por etapas posteriores, por lo que es común encontrar

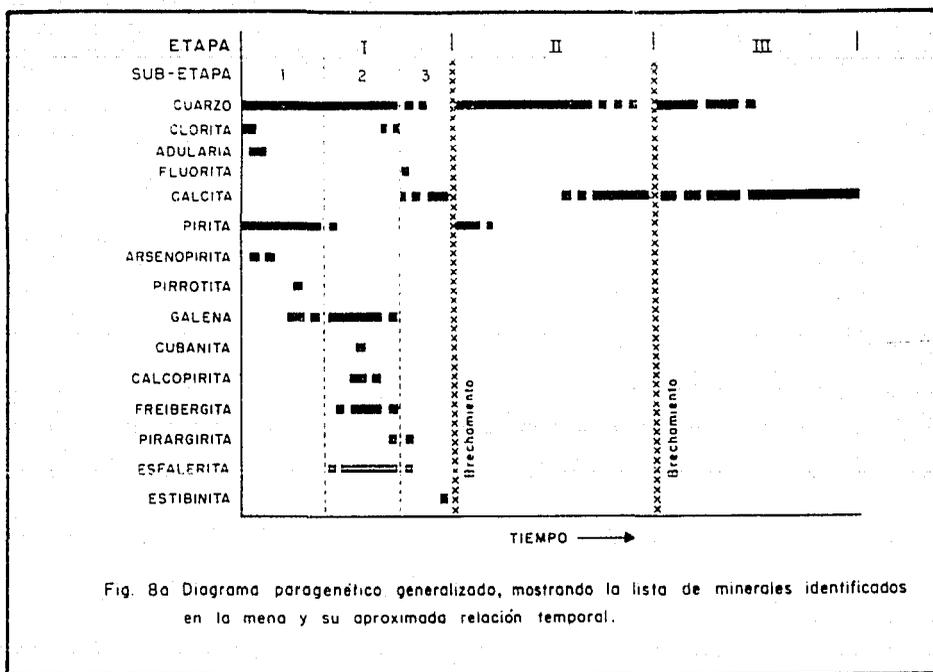


Fig. 8a Diagrama paragenético generalizado, mostrando la lista de minerales identificados en la mena y su aproximada relación temporal.

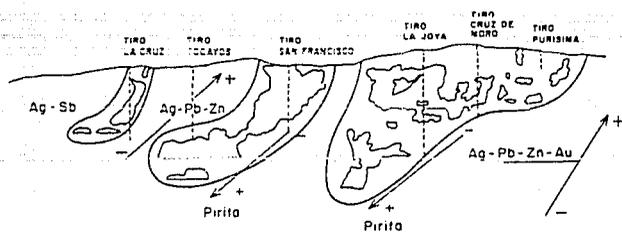


Fig. 8b Esquema de las zonas mineralizadas en Veta Pabellón mostrando las variaciones en el contenido de Ag-Pb-Zn-Au y su incremento de pirita hacia la base.

16

fragmentos de las rocas encajonantes (lutitas, areniscas y calizas) con diferentes grados de silicificación.

La mineralización ocurre como fragmentos de sulfuros sin evidencias de erustificación, comúnmente asociados con cuarzo y raramente con calcita (lámina 3B).

Esta etapa ha sido dividida en tres subetapas: la primera comprende una asociación de cuarzo + adularia + pirita + arsenopirita ± pirrotita ± galena; la segunda etapa consiste de cuarzo ± pirita + galena ± cubanita + calcopirita + freibergita ± pirargirita + esfalerita; como tercera y última subetapa se tiene cuarzo + calcita + fluorita ± pirargirita ± esfalerita ± estibinita (fig. 8a).

A continuación se detallan las relaciones texturales de los minerales que conforman a esta etapa:

### Minerales de Ganga

El cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) es el mineral de ganga volumetricamente más importante, se encuentra asociado con sulfuros y raramente intercrecido con calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) debido a la escases de este último mineral.

Minerales del grupo de la clorita se presentan diseminados y rellenando vetillas.

De la restante mineralogía, se observa fluorita ( $\text{CaF}_2$ ) a manera de cristales prismáticos en pequeñas drusas dentro de algunas vetillas y adularia ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) que ocurre como cristales de sección rómbica intercrecidos con cuarzo y calcita.

Los minerales arcillosos se presentan diseminados y como producto de la alteración de los fragmentos de roca.

### Sulfuros

Pirita ( $\text{FeS}_2$ ): Es el sulfuro con mayor distribución espacial y el primero en depositarse, se presenta como formas cúbicas aisladas o a manera de una masa irregular con ocasional presencia de inclusiones de galena, raramente se observa reemplazado por esfalerita (lámina 3D).

Arsenopirita ( $\text{FeAsS}$ ): Se presenta en formas euhedrales prismáticas de un tamaño menor a un milímetro que ocasionalmente se agrupan formando bandas. La arsenopirita fue el segundo mineral hipogénico en depositarse teniendo una distribución errática dentro de las vetas (lámina 3C).

Pirrotita ( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ): Ocurre como inclusiones menores a 0.5 milímetros dentro de pirita, esfalerita y galena. Es uno de los primeros sulfuros en formarse siendo escaso y de distribución errática.

Galena ( $\text{PbS}$ ): Se presenta como inclusiones en la pirita y a manera de agregados granulares con una amplia distribución espacial. La galena se ve reemplazada por esfalerita y freibergita (lámina 3E y F), ocasionalmente llega a formar intercrecimientos mirnekíticos con la pirargirita de la que también exhibe inclusiones junto con la freibergita.

Cubanita ( $\text{CuFe}_2\text{S}_4$ ): La cubanita ocurre como agregados granulares de forma irregular e intercrecidos con calcopirita. Su presencia es errática dentro de la veta.

Calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ): Es el mineral de cobre dominante dentro de las vetas, se presenta de manera masiva envolviendo cristales de pirita, dispuesto en la periferia de la galena y como inclusiones en la esfalerita. Se encuentra ampliamente distribuido dentro de la mina.

Freibergita ( $(\text{Ag,Cu,Fe})_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{11}$ ): Se presenta como agregados irregulares en ocasiones formando crecimientos mirmekíticos con la galena, en ocasiones se ve reemplazado por pirargirita y esfalerita (lámina 3E). Es el mineral argentífero más ampliamente distribuido en las vetas del Distrito Sombretete.

Pirargirita ( $\text{Ag}_3\text{SbS}_5$ ): Ocurre como agregados cristalinos irregulares en ocasiones formando crecimientos mirmekíticos con galena y freibergita (lámina 3G), también se presenta como inclusiones en galena y reemplazando a la freibergita (lámina 3II). Se encuentra ampliamente distribuido aunque en cantidades variables.

Esfalerita ( $\text{ZnS}$ ): Presenta una extensa distribución dentro de la mina como agregados granulares con inclusiones orientadas de calcopirita y cubanita, reemplaza a la pirita y freibergita y llega a ser reemplazado por pirargirita.

Estibinita ( $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ): Se encuentra como agregados radiales, su presencia se restringe a algunas zonas del nivel 505 en Veta Pabellón como también al nivel 345 en el clavo de La Cruz. Este mineral marca la culminación de la depositación de sulfuros.

## Etapa II

Esta etapa corresponde a una serie de vetillas de cuarzo gris que inducen una silicificación que penetra de 1 a 10 centímetros en las brechas, cementando así a los fragmentos de la etapa I y/o de la roca encajonante que la integran (lámina 4). En algunas áreas es tan abundante esta etapa que no se diferencian las estructuras (vetillas) por los cuales se introdujo. Esta etapa exhibe, además del cuarzo, menos de 3% de pirita diseminada y calcita que se presenta de manera esporádica y ocurriendo al final de la etapa (lámina 4A).

### LAMINA 3

- A) Parte media de una vetilla con cuarzo (qt) prismático en los extremos y calcita (cal) en la parte central como último mineral en depositarse.  
Muestra SOM-85-12.
- B) Parte de un cristal de cuarzo (qt) prismático rodeado por calcita (cal).  
Muestra SOM-84-11.
- C) Cristal rómbico de arsenopirita (ars) con bordes corroídos.  
Muestra SOM-84-18.
- D) Pirita (py) con inclusiones de esfalerita (sp) y bordes de avance por su reemplazamiento por parte de la esfalerita.  
Muestra SOM-85-8.
- E) Freibergita (fb) con inclusiones de galena (ga) a la que reemplaza; la calcopirita (cp) y pirargirita (pg) se encuentran dispuestas en la periferia de la freibergita; la esfalerita (sp), último mineral en depositarse, reemplaza a los demás minerales de mena quedando éstos diseminados en su interior.  
Muestra SOM-85-25.
- F) Cristales de pirita (py) rodeados por galena (ga) y calcopirita (cp); la freibergita (fg) reemplaza a la calcopirita por lo que se observan remanentes de calcopirita de bordes irregulares en el interior de la freibergita; la esfalerita (sp) es el último mineral en formarse por lo que reemplaza a la freibergita y galena.  
Muestra SOM-85-25.
- G) Crecimiento mirmekítico de pirargirita (pg) con galena (ga), la pirargirita se encuentra reemplazando a la freibergita (fb).  
Muestra SOM-90-9.
- H) La muestra exhibe cristales de pirita (py) de sección cuadrada, formas irregulares de galena (ga) por los bordes de avance que marcan su perímetro y pirargirita (pg) intercrecida con galena. La anterior mineralogía se encuentra diseminada en la freibergita (fb) que rodea y en algunos casos reemplaza a minerales preexistentes.  
Muestra SOM-84-10.

No Hay Hoja

35

~

## LAMINA 4

Fotografías y dibujos de las texturas presentes en las vetas del Distrito Sombrerete. El número entre paréntesis se refiere a la etapa mineralizada.

- A) Fragmentos de sulfuros de la etapa I cementados por cuarzo de la etapa II y finalmente afectados por fracturas rellenas con calcita de la etapa III.
- B) Sulfuros de la etapa I (negro) y fragmentos de roca rodeados de arcillas parcialmente silicificadas por el emplazamiento de cuarzo de la etapa II.
- C) Fragmentos de roca y sulfuros (negro) rodeados de arcillas y cuarzo (etapa I) afectados por una vetilla de cuarzo de la etapa II.

No Hay Hoja

37

3

### Etapa III

La formación de las vetas culmina con esta tercer etapa, que al igual que la anterior se integra exclusivamente por cuarzo y calcita. No obstante la abundancia de estos minerales cambia de manera drástica, ya que para esta etapa el mineral predominante es una calcita blanca, masiva, de grano grueso y que ocupa el 90% del volumen total en las vetillas, el restante 10% lo ocupa el cuarzo.

La etapa se manifiesta a manera de pequeñas vetillas que afectan a etapas preexistentes (lámina 4A) o bien como el cementante de brechas con fragmentos de las primeras etapas y de la roca encajonante (lámina 5), estos fragmentos presentan una ligera alteración argílica, sin embargo debe tomarse en cuenta que los fragmentos provienen del brechamiento de etapas anteriores y que la alteración que muestran puede haberse originado en dichas etapas. Por otra parte se ha observado que esta etapa varía lateralmente, siendo más abundante en los extremos de los clavos y disminuyendo hacia la parte central de éstos.

Lámina 5. Brechas conteniendo fragmentos de sulfuros de la etapa I, cementados por calcita de la etapa III. Veta Pabellón, nivel 505.

## Resumen de los eventos involucrados en la formación de las vetas

La evolución da comienzo con la apertura de las fracturas Pabellón y San Guillermo originando brechas y cavidades que serán las receptoras de la mineralización de sulfuros (etapa I). Una vez depositada la etapa I ocurre un cambio significativo en la naturaleza físico-química del fluido hidrotermal, ya que de haberse depositado sulfuros en la primera etapa, durante las etapas subsecuentes los únicos minerales depositados son cuarzo y calcita. Posteriormente un segundo evento de apertura provoca el brechamiento de la mineralización de sulfuros depositados en la etapa I, los espacios generados se ven rellenados por cuarzo y calcita de la etapa II. A partir de esta etapa se presenta una continuidad en las especies minerales depositadas, no obstante las proporciones de éstas varían con el tiempo, como se observa en la etapa III que es el resultado de una nueva apertura de fisuras (lámina 5), lo que permite la deposición de calcita y en menor proporción la de cuarzo. El incremento en el contenido de calcita en relación con el cuarzo marca la culminación del proceso evolutivo del fluido hidrotermal.

Las variaciones mineralógicas entre las tres etapas denota los cambios ocurridos en la composición de los fluidos durante la evolución del sistema hidrotermal. En cuanto al comportamiento estructural, los sucesivos eventos de brechamiento que marcan la culminación de una etapa e inicio de otra, sugieren que los cambios ocurrieron de manera intermitente.

Un aspecto importante es la magnitud del brechamiento, ya que este varía de una estructura a otra, tal como se observa en Veta Pabellón, siendo esta la única estructura que exhibe claramente las tres etapas de mineralización, a diferencia de Veta San Guillermo que presenta a las brechas de la etapa I ocasionalmente afectadas por la etapa III, en esta veta la etapa II se encuentra de manera accidental por lo que en ocasiones llega a confundirse con la etapa III.

Las variaciones en la magnitud del brechamiento que afecta a la mineralización, se debe a cambios en el comportamiento estructural de las vetas. Al suscitarse un movimiento en la estructura éste se manifiesta en mayor grado a lo largo de la estructura principal (Veta Pabellón), no así en aquellas estructuras secundarias como es el caso de Veta San Guillermo que es un desprendimiento al alto de Veta Pabellón. Las diferencias existentes entre Veta Pabellón y San Guillermo se manifiestan como variaciones en los espesores, 2.50 y 0.75 m respectivamente, y en diferente grado de brechamiento como sucede en Veta San Guillermo donde las etapas II y III se encuentran pobremente representadas debido al poco movimiento que se ha suscitado en esta veta.

## Edad de la actividad hidrotermal

La mayoría de los sistemas hidrotermales que provocaron la mineralización en Sierra Madre Occidental y el Altiplano Mexicano se encuentran genéticamente vinculados con los procesos volcánicos y tectónicos que ocurrieron entre las fases finales del Complejo Volcánico Inferior (100 a 45 m.a.) y las fases iniciales del Supergrupo Volcánico Superior (34 a 27 m.a.). Entre esos dos eventos se tiene un decline de la actividad volcánica que de manera regional ha sido considerada como un hiatus en el vulcanismo de la Sierra Madre Occidental (fig. 9).

Para el área de Sombrerete el hiatus se manifiesta como un evento predominantemente erosivo, caracterizado por la presencia de conglomerados con intercalaciones de flujos piroclásticos, indicando esto último que el vulcanismo continuó de manera débil e intermitente.

La edad de uno de los flujos piroclásticos, obtenida por el método K-Ar es de  $36.3 \pm 2$  m.a., este dato y el hecho de que es en los conglomerados donde se encuentran los jasperoides que indican un ambiente cercano a la superficie de descarga del sistema hidrotermal, se puede considerar a la citada edad como la mejor aproximación del momento en que actuó el sistema. Si bien esta edad no precisa el momento en que acontece el hidrotermalismo en el área, sí restringe la ocurrencia de éste dentro del contexto geológico local a una edad no mayor de 36 m.a..

Esta edad y la de otros yacimientos como: Topia,  $43.8 \pm 1.4$  m.a. (Loucks *et al.*, 1988); Tayoltita,  $40.0 \pm 0.4$  m.a. (Henry, 1975); Naica, 26.2 a 25.9 m.a. (Megaw *et al.*, 1988); San Francisco del Oro,  $30.6 \pm 0.3$  m.a. (Grant y Ruiz, 1988); Velardeña,  $32.1 \pm 1.4$  a  $30.2 \pm 1.4$  m.a. (Gilmer *et al.*, 1988); San Martín,  $46.2 \pm 1$  m.a. (Damon *et al.*, 1983); Fresnillo,  $29.1 \pm 0.8$  m.a. (Lang *et al.*, 1988); Zacatecas,  $36.8 \pm 0.8$  m.a. (Ponce y Clark, 1988); Real de Angeles,  $45.2 \pm 1.1$  m.a. (Harder, 1987); Guanajuato,  $30.7 \pm 0.3$  m.a. (Gross, 1975); Charcas, 46.6 m.a. (Megaw *et al.*, 1988); Santa María de la Paz,  $35.7 \pm 1.0$  m.a. (Tuta *et al.*, 1988); Providencia, 40 a 38.8 m.a. (Megaw *et al.*, 1988), se encuentra restringida a un periodo que abarca de 46 a 25 m.a. y que comprende al hiatus magmático como también el cambio de régimen tectónico, ya que pasa de un régimen compresional (Orogenia Laramide) a un régimen extensional (evento tectónico del terciario medio)(fig. 9).

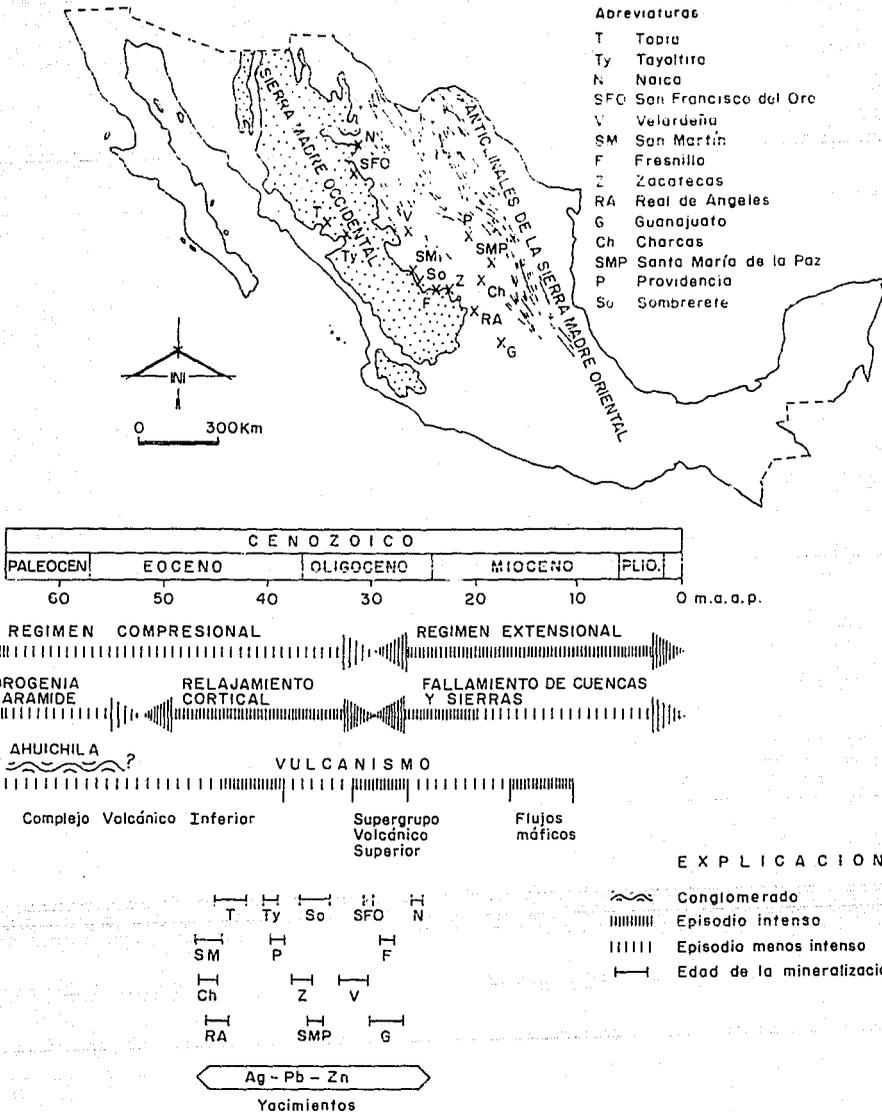


Fig. 9 Ubicación de algunos yacimientos en la Sierra Madre Occidental y el Altiplano Mexicano. Abajo los episodios tectónicos y volcánicos que han afectado la región entre los 60 y 10 Ma y su relación con la mineralización.

## ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

### Introducción

Como parte de un estudio metalogénico es importante incluir un análisis de las características fisicoquímicas de los fluidos involucrados en el proceso mineralizante. El estudio de las inclusiones fluidas ha sido la principal fuente de información ya que a través de su análisis se obtienen datos referentes a la salinidad del fluido y temperatura de formación del mineral que las contiene. Este análisis también provee información acerca de los cambios que ocurrieron a través del tiempo en las soluciones hidrotermales mineralizantes.

### Preparación y procedimientos para el estudio de inclusiones fluidas

Se colectaron 80 muestras para hacer en ellas una serie de cortes sobre las diferentes etapas involucradas en la formación de las vetas. De estos cortes se elaboraron superficies pulidas con un espesor que oscila entre 0.2 y 0.5 mm; en dichas superficies fueron analizadas un total de 3400 inclusiones en minerales de cuarzo, calcita y esfalerita representativos de las tres etapas previamente descritas y cuyos resultados se presentan en el Apéndice D.

El análisis microtermométrico se efectuó con un equipo manufacturado por Fluid Inc. adaptado a un sistema de calentamiento y enfriamiento por flujo de aire diseñado por el U.S.G.S..

La calibración del equipo se efectúa utilizando un estándar de inclusiones fluidas sintéticas a  $-56.6^{\circ}$  y  $0.0^{\circ}\text{C}$  y un estándar orgánico a  $302^{\circ}\text{C}$ . El fabricante indica un margen de error de  $\pm 2.0^{\circ}\text{C}$  durante el calentamiento y  $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$  durante el enfriamiento.

### Tipos de inclusiones fluidas

Tres tipos de inclusiones han sido observadas.

#### Tipo I: Inclusiones de dos fases (líquido-vapor).

Es el tipo de inclusión más comúnmente observada, en ella la fase líquida es la dominante y representa un 75 a 85 % del volumen total de la inclusión, además de que todas ellas homogeneizan a la fase líquida.

#### Tipo II: Inclusiones ricas en vapor

En estas inclusiones el vapor es la fase dominante dentro de la inclusión, representa más de un 75 % del volumen total. La coexistencia de inclusiones tipo I y II y aquellas que presentan variaciones en la relación líquido-vapor se considera evidencia de que el fluido fue atrapado bajo condiciones de ebullición (Roedder, 1979).

### Tipo III: Inclusiones ricas en líquido

En estas inclusiones el líquido es la única fase visible. Se presenta generalmente en grupos de inclusiones, algunas de ellas del tipo I exhibiendo proporciones variables de la relación líquido-vapor. Su presencia es indicativa del proceso de encuellamiento (Roedder, 1962).

### Selección de inclusiones para el estudio microtermométrico

El primer paso en un estudio microtermométrico consiste en la clasificación paragenética de la inclusión. Shepherd *et al.* (1985) recomienda que las inclusiones atrapadas durante el crecimiento de un cristal se les denomine inclusiones-P o primarias para distinguirlas de aquellas que se incorporan al cristal después de que éste ha sido formado, a estas inclusiones las llaman inclusiones-S o secundarias. Algunos autores (e.g. Roedder, 1976) distinguen una tercer clase genética, intermedia entre las inclusiones P y S a la que designa pseudosecundaria o inclusión-PS. La inclusión pseudosecundaria se considera que se desarrolla de una manera similar a las inclusiones S, la única diferencia es que el fracturamiento y sellamiento tiene lugar antes de que concluya el crecimiento del cristal. Es obvio que las inclusiones P o PS deben reflejar las características del fluido presente durante el crecimiento, a diferencia de un fluido tardío posiblemente no relacionado con el crecimiento del cristal.

Todos los anteriores factores fueron considerados al momento de seleccionar las inclusiones para su análisis microtermométrico y así estudiar únicamente aquellas que fueran claramente de origen primario y cuya ubicación dentro de alguna de las tres etapas no diera lugar a dudas. Todo ello con el objeto de determinar la evolución en tiempo y espacio de la temperatura y salinidad del fluido hidrotermal.

### Datos microtermométricos

#### Temperatura de homogeneización

La determinación de este parámetro se lleva a cabo mediante el incremento de temperatura hasta que la burbuja desaparece. Cuando esto ocurre se considera que se ha alcanzado la temperatura de homogeneización.

#### Temperatura de fusión

El proceso da inicio con el enfriamiento de la inclusión a una temperatura de  $-40^{\circ}\text{C}$  en promedio, lo que ocasiona la formación de hielo con la consecuente deformación de la burbuja. La temperatura de fusión se registrará en el momento en que se funde el hielo, esto se hace por observación directa o por los cambios en la forma de la burbuja de vapor hasta adquirir su forma esférica. A partir del punto de fusión se calcula la salinidad de las inclusiones con una razonable

aproximación del contenido equivalente en NaCl. Muchas salmueras contienen una combinación de sales; sin embargo se ha demostrado (Haas, 1971) que el porcentaje en peso equivalente de NaCl puede ser usado como una aproximación de la composición real de la salmuera. La salinidad equivalente es calculada usando la ecuación de Potter *et al.* (1978):

$$\% \text{ peso eq. de NaCl} = -1.76958(\Theta) + 4.2384 \times 10^{-2}(\Theta)^2 - 5.2778 \times 10^{-4}(\Theta)^3$$

donde:  $\Theta$  = Punto de fusión (°C)

Los datos de temperatura de homogeneización y fusión se presentan en el Apéndice D. Un tratamiento estadístico de los datos obtenidos por microtermometría y la salinidad en peso equivalente de NaCl se presentan de manera resumida en la tabla 3.

## Etapa I

### -Veta Pabellón

En la tabla 3 se muestra de manera resumida las mediciones de temperatura de homogeneización (n=1689) y de fusión (n=773) efectuadas en inclusiones fluidas pertenecientes a la etapa I. Con base en ellas se elaboró la figura 10 que exhibe gráficamente el comportamiento de la temperatura y salinidad.

El análisis se efectuó en minerales de cuarzo y esfalerita, observándose que la temperatura y salinidad de ambos minerales sigue el mismo patrón de distribución, estando sus valores comprendidos en un rango que va de 155° a 310°C para la temperatura de homogeneización y de 0.5 a 14% para la salinidad expresada en porcentaje en peso equivalente de NaCl.

En la figura 12 se presenta la localización de cada muestra analizada y su temperatura de homogeneización promedio, con base en estos datos se elaboraron isotermas para mostrar la reconstrucción térmica de la veta. En esta figura se observa como las isotermas que indican las mayores temperaturas guardan una convincente relación con las áreas mineralizadas además de observarse que el descenso de temperatura ocurre hacia los flancos y parte superior del fluido ascendente, correspondiendo con la terminación de los cuerpos mineralizados.

La figura 13 muestra la distribución de la salinidad dentro de la veta, siendo notoria la semejanza con el comportamiento de la temperatura de homogeneización, observándose una correspondencia entre las zonas de alta temperatura y salinidad como también en el hecho de que ambas disminuyen de manera paulatina en la misma dirección.

Se han encontrado evidencias de ebullición en cinco muestras provenientes de diferentes niveles dentro de la veta (tabla 3). Lo escasas y dispersas que se encuentran las muestras, indica que la ebullición se dió de manera aislada ya que de haber existido un nivel de ebullición éste se manifestaría como un descenso de la temperatura e incremento de la salinidad, hecho que no se observa en las figuras 12 y 13. La distribución de los datos de cuarzo en forma general y de esfalerita en forma más estrecha, se apegan a un comportamiento de mezcla de fluidos de alta temperatura y salinidad con fluidos de baja temperatura y salinidad (Fig. 10).

### -Veta San Guillermo

En esta veta el estudio de la etapa I se efectuó en inclusiones fluidas observadas en esfalerita, cuarzo y calcita. En estos minerales la temperatura de homogeneización ( $n=335$ ) oscila en un rango de 160° a 250°C y los datos de salinidad ( $n=144$ ) entre 1.5 y 10% en peso eq. de NaCl (fig. 11).

La temperatura de homogeneización media (190°C) es relativamente constante dentro de la zona mineralizada, disminuyendo fuera de ella (fig. 12). La salinidad exhibe un decremento paulatino conforme se asciende dentro de la veta, pasando de valores de 5 a 3% en peso eq. de NaCl (fig. 13).

En relación con la Veta Pabellón, esta etapa se manifiesta en la Veta San Guillermo con menores temperaturas y salinidades, siendo la disminución promedio del orden de 50°C y 5% en peso eq. de NaCl respectivamente.

El hecho de que estas vetas se unan a la altura del nivel 685 hace suponer una misma fuente de origen para el fluido hidrotermal que ocasionó la mineralización en ambas estructuras. Esto explicaría la similitud en la mineralogía e igual elevación de los cuerpos mineralizados.

Tabla 3. Datos de temperatura y salinidad de las Veras Pabellón y San Guillermo, Distrito Sombrerete.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
LOCALIZACIÓN (NIVEL)	MUESTRA No.	ETAPA	MINERAL	TIPO DE INCLUSIÓN	TA	RANGO TA	TA PROMEDIO	TA RANGO	TA PROMEDIO	TA PROMEDIO	COMENTARIOS	
					°C	°C	°C	°C	°C	°C		
1 (SUF)	SON-84-45	III	Calcoita	P(36)	195-257		235	19.6	-1.2	-2.4(20)	3.95	0.33
2 (SUF)	SON-85-36	II	Quarzo	P(20)	175-202		191	7.4	-0.2	-0.7(11)	8.37	0.18
3 (SUF)	SON-84-44	II	Quarzo	P(32)	170-235		197	14.2	-1.1	-0.7(23)	7.29	0.46
4 (SUF)	SON-85-31	II	Quarzo	P(20)	163-234		204	28.4	-1.2	-0.5(8)	8.32	0.42
5 (SUF)	SON-84-02	II	Quarzo	P(21)	208-271		239	8.5	-0.5	-0.7(12)	1.12	0.38
6 (SUF)	SON-84-32	II	Quarzo	P(19)	208-251		213	7.3	-1.2	-1.3(16)	3.85	0.60
7 (SUF)	SON-84-33	II	Quarzo	P(21)	197-223		210	12.8	-1.2	-1.3(16)	4.28	0.54
8 (SUF)	SON-84-22	II	Quarzo	P(07)	200-235		215	13.6	-1.2	-1.3(87)	2.40	0.17
			Quarzo	P(30)	199-254		225	12.8	-1.2	-1.4(7)	8.36	0.43
9 (SUF)	SON-84-23	II	Quarzo	P(14)	199-231		213	7.7	-0.7	-0.5(13)	6.72	1.12
10 (240)	SON-85-19	II	Quarzo	P(19)	180-206		191	8.7	-0.4	-0.2(3)	2.35	0.52
			Quarzo	P(48)	160-193		171	18.4	-0.2	-0.4(23)	1.30	0.37
			Quarzo	P(46)	171-197		184	14.4	-0.4	-0.4(14)	8.24	1.89
11 (240)	SON-85-27	II	Quarzo	P(15)	210-221		215	14.8	-1.2	-1.4(14)	7.85	1.45
12 (240)	SON-85-20	II	Quarzo	P(32)	218-226		221	22.3	-1.6	-0.9(20)	6.20	1.12
13 (240)	SON-85-21	II	Quarzo	P(07)	181-192		195	4.4	-1.1	-1.8(3)	2.77	0.12
14 (240)	SON-85-22	II	Quarzo	P(15)	170-189		180	5.1	-0.1	-0.2(3)	0.23	0.04
			Quarzo	P(36)	181-207		197	6.8	-0.2	-0.2(45)	2.66	0.52
			Quarzo	P(12)	204-224		215	7.1	-0.1	-0.2(78)	4.10	0.20
15 (240)	SON-85-23	II	Quarzo	P(12)	182-215		196	18.2	-0.3	-0.1(7)	1.98	0.15
			Quarzo	P(05)	185-213		205	11.7	-0.5	-0.7(3)	1.85	0.80
16 (240)	SON-84-08	II	Quarzo	P(16)	184-244		219	17.4	-1.1	-1.1(6)	1.31	0.31
			Quarzo	P(04)	194-268		231	17.3	-1.1	-2.3(27)	3.21	0.52
			Quarzo	P(33)	251-272		263	5.6	-0.4	-0.5(14)	7.15	0.35
17 (345)	SON-85-05	II	Esferulita	P(28)	168-174		166	4.5	-1.1	-1.2(3)	1.90	0.08
18 (345)	SON-84-17	II	Esferulita	P(06)	211-238		220	9.1	-1.1	-1.5(5)	2.30	0.20
19 (345)	SON-85-25	II	Quarzo	P(02)	190-200		195	5.1	-0.1	-0.1(5)	3.35	0.10
20 (345)	SON-85-01	II	Calcoita	P(09)	180-195		189	5.3	-2.1	-2.4(7)	1.39	0.07
21 (345)	SON-84-10	II	Quarzo	P(11)	172-229		192	15.1	-0.7	-0.5(4)	8.06	0.26
			Quarzo	P(06)	213-260		235	14.2	-0.5	-0.3(12)	10.74	1.37
22 (345)	SON-80-09	II	Esferulita	P(14)	243-287		265	1.5	-1.4	-2.7(6)	3.79	0.31
23 (345)	SON-81-03	II	Esferulita	P(06)	184-189		185	1.5	-1.4	-2.7(6)	5.37	0.62
			Esferulita	P(30)	176-350		265	20.1	-2.3	-0.3(30)	3.37	0.40
			Quarzo	P(04)	181-196		188	1.32	-1.4	-2.3(8)	4.61	0.24
24 (345)	SON-85-87	II	Quarzo	P(12)	159-206		191	13.6	-0.2	-0.4(12)	4.24	0.45
			Quarzo	P(41)	169-240		197	8.6	-0.5	-0.7(7)	5.09	0.9
25 (345)	SON-85-86	II	Quarzo	P(14)	180-231		208	3.6	-0.2	-0.4(4)	4.68	0.19
26 (345)	SON-85-80	II	Quarzo	P(03)	206-244		228	3.6	-2.1	-3.1(6)	3.80	0.23
27 (445)	SON-85-19	II	Calcoita	P(08)	192-256		192	5.3	-0.3	-0.4(6)	3.86	0.54
			Quarzo	P(37)	166-199		178	5.6	-0.4	-2.3(19)	3.32	0.12
28 (445)	SON-85-14	II	Quarzo	P(33)	158-221		184	19.7	-1.3	-2.3(15)	3.17	0.34
			Quarzo	P(34)	162-193		175	7.9	-1.3	-2.7(9)	3.77	0.27
29 (445)	SON-85-12	II	Calcoita	P(12)	181-230		194	13.3	-2	-2.4(6)	3.72	0.16
			Quarzo	P(20)	169-186		171	7.6	-1.1	-2.7(8)	2.34	0.17
30 (445)	SON-85-13	II	Quarzo	P(14)	177-182		180	1.6	-1.1	-1.9(5)	3.31	0.66
31 (445)	SON-84-12	II	Quarzo	P(21)	181-198		191	4.7	-1.1	-2(6)	4.17	0.41
32 (445)	SON-84-41	II	Quarzo	P(25)	169-220		188	12.2	-1.0	-3.0(12)	6.29	0.39
33 (445)	SON-84-13	II	Quarzo	P(61)	202-293		248	24.8	-1.9	-3.2(12)	4.17	0.41
			Quarzo	P(20)	221-255		235	8.0	-1.3	-4.5(12)	6.29	0.39
34 (445)	SON-84-15	II	Quarzo	P(199)	180-330		246	29.7	-2.1	-3.9(39)	7.15	0.24
			Quarzo	P(117)	173-330		251	21.7	-2.1	-5.0(22)	6.84	0.17
			Quarzo	P(23)	197-237		215	18.9	-1.1	-1.7(20)	4.53	0.37
			Quarzo	P(172)	131-266		224	16.6	-1.1	-4.3(35)	4.17	0.81
35 (445)	SON-84-16	II	Quarzo	P(45)	195-250		221	14.7	-2.1	-3.0(23)	4.83	0.37
36 (445)	SON-84-35	II	Quarzo	P(13)	192-226		212	18.9	-1.1	-1.1(11)	4.33	0.37
37 (505)	SON-84-21	II	Quarzo	P(17)	180-191		184	3.7	-1.1	-1.1(11)	4.33	0.37
			Quarzo	P(19)	185-298		215	38.5	-1.3	-5.2(15)	4.33	1.5
38 (505)	SON-84-29	II	Quarzo	P(07)	197-214		205	6.5	-1.3	-5.2(15)	3.45	0.05
39 (505)	SON-85-37	II	Quarzo	P(21)	175-208		195	7.7	-1.3	-5.2(15)	7.65	0.45
			Quarzo	P(17)	176-216		192	11.3	-2	-2.1(2)	4.94	0.41
40 (505)	SON-84-17	II	Calcoita	P(10)	180-256		211	19.7	-3	-3.4(26)	7.44	0.59
			Quarzo	P(29)	185-275		230	24.1	-2.7	-4.1(23)	4.94	0.41
41 (505)	SON-84-18	II	Quarzo	P(23)	180-270		219	24.6	-3.1	-6.1(17)	4.79	0.27
42 (505)	SON-84-19	II	Quarzo	P(27)	172-233		199	13.9	-2.5	-3.3(8)	5.23	0.42
			Quarzo	P(28)	174-255		213	21.9	-2.1	-3.8(23)	4.32	0.08
43 (505)	SON-84-04	II	Quarzo	P(13)	192-226		207	9.2	-1.1	-3.6(9)	4.63	0.74
			Quarzo	P(10)	191-207		206	9.7	-1.1	-2.4(3)	2.64	0.59
			Quarzo	P(08)	190-205		207	13.6	-1.1	-1.3(2)	5.87	1.57
44 (505)	SON-84-05	II	Calcoita	P(09)	192-235		221	13.4	-1.1	-3.6(5)	1.22	0.8
45 (505)	SON-84-03	II	Quarzo	P(14)	181-222		209	11.2	-1.1	-0.7(11)	4.17	0.63
			Quarzo	P(13)	180-210		197	13.3	-1.1	-2.1(8)	3.39	0.23
46 (505)	SON-84-34	II	Quarzo	P(18)	200-240		211	16.7	-1.1	-4.0(11)	4.17	0.63
			Quarzo	P(12)	180-212		194	13.9	-1.1	-2.1(8)	6.23	0.23

94

LOCALIZACION (NIVEL)	MUESTRA No.	ETAPA	MINERAL	TIPO DE INCLUSION	TH. RANGO	TH. PROMEDIO	PUNTO DE FUSION RANGO	SALINIDAD PROMEDIO	COMENTARIOS	
47 (605)	SOM-34-20		Cuarzo	3(29)	179-227	198	15.3	-1.4 a -1.4 (3)	3.16	0.57
48 (605)	SOM-34-22		Cuarzo	3(60)	171-255	207	17.3	-2.1 a -4.5 (23)	5.25	0.39
49 (605)	SOM-34-26		Cuarzo	3(13)	192-225	209	17.2	-1.5 a -2.2 (10)	3.12	0.52
			Cuarzo	3(31)	187	193	17.3	-2.3 a -1.3 (11)	3.35	0.55
			Cuarzo	3(24)	186-205	195	17.3	-2.3 a -1.3 (11)	3.35	0.55
50 (605)	SOM-34-43		Cuarzo	3(13)	192-245	206	13.3	-1.3 a -1.3 (11)	3.79	0.49
			Cuarzo	3(23)	181-225	193	17.3	-1.3 a -1.3 (11)	3.79	0.49
51 (605)	SOM-34-50		Cuarzo	3(23)	179-215	191	12.3	-1.3 a -1.4 (2)	4.08	0.55
			Cuarzo	3(23)	197-226	210	12.1	-1.3 a -1.4 (5)	7.14	0.59
52 (605)	SOM-34-37		Cuarzo	3(86)	205-220	217	3.3		3.69	0.55
			Cuarzo	3(20)	179-259	202	23.4	-2.4 a -3.3 (11)	5.25	0.47
53 (605)	SOM-85-36		Cuarzo	3(97)	211-222	217	1.4	-1.3 a -2.5 (7)	3.21	0.57
54 (605)	SOM-85-41		Cuarzo	3(15)	191-222	202	3.7	-1.3 a -1.2 (11)	1.55	0.52
55 (605)	SOM-85-38		Cuarzo	3(13)	181-192	193	1.7	-1.3 a -1.5 (11)	3.79	0.53
			Cuarzo	3(13)	189-192	195	1.7	-1.4 a -1.3 (4)	2.31	0.13
56 (605)	SOM-95-19		Cuarzo	3(86)	191-243	201	18.1	-2.1 a -3.5 (5)	5.07	0.21
57 (605)	SOM-95-18		Cuarzo	3(13)	174-229	207	14.3	-2.1 a -7. (3)	3.33	1.09
58 (605)	SOM-91-02		Cuarzo	3(22)	199-249	224	12.4	-2.1 a -5.3 (18)	6.39	0.35
			Cuarzo	3(27)	201-233	217	11.7	-2.1 a -3.6 (25)	9.14	0.31
59 (605)	SOM-91-01		Cuarzo	3(25)	199-239	219	11.6	-2.1 a -4.2 (25)	5.46	0.54
			Cuarzo	3(89)	217-246	232	10.7	-2.1 a -4.9 (18)	4.29	0.23
60 (605)	SOM-85-40		Cuarzo	3(13)	200-231	216	16.3	-2.1 a -1.1 (11)	6.65	0.14
			Cuarzo	3(15)	157-204	186	12.3	-1.1 a -2.3 (6)	2.66	0.33
61 (605)	SOM-95-01		Cuarzo	3(46)	157-240	196	15.5	-1.3 a -1.6 (32)	4.13	0.59
62 (605)	SOM-95-06		Cuarzo	3(108)	191-216	202	7.0	-1.3 a -2.8 (7)	2.69	0.23
63 (605)	SOM-85-02		Cuarzo	3(45)	170-215	196	11.7	-1.4 a -3.7 (14)	10.53	1.09
64 (605)	SOM-85-02		Cuarzo	3(48)	168-215	193	13.0	-1.4 a -3.2 (25)	3.67	1.52
			Calcita	3(15)	203-235	219	8.1	-4.3 a -6.5 (9)	3.37	0.51
65 (605)	SOM-88-03		Cuarzo	3(82)	195-195	195	8.5			
66 (605)	SOM-90-07		Cuarzo	3(33)	215-221	219	2.6	-3.7 a -3.3 (3)	1.33	0.35
			Cuarzo	3(77)	152-214	197	12.5	-3.7 a -1.3 (16)	2.16	0.33
			Calcita	3(13)	151-214	198	12.8	-1.1 a -1.5 (13)	2.20	0.09
67 (605)	SOM-89-01		Cuarzo	3(14)	150-214	206	9.2	-1.1 a -1.3 (14)	1.72	0.15
			Calcita	3(27)	200-213	212	1.7	-1.1 a -1.3 (7)	4.22	0.23
68 (605)	SOM-90-08		Cuarzo	3(89)	151-225	207	11.0	-1.2 a -1.3 (9)	4.59	0.55
69 (605)	SOM-95-32		Cuarzo	3(13)	174-200	195	7.8	-1.3 a -1.3 (11)	4.79	0.55
70 (605)	SOM-85-32		Cuarzo	3(44)	176-213	194	9.9	-1.3 a -1.3 (17)	1.73	0.35
			Esfalerita	3(33)	213-245	230	7.1	-1.4 a -1.4 (3)	10.78	0.12
			Calcita	3(72)	175-194	184	7.3	-1.3 a -1.1 (6)	2.51	0.43
71 (605)	SOM-95-17		Cuarzo	3(37)	174-199	187	7.5	-1.3 a -1.1 (6)	2.03	0.13
72 (605)	SOM-95-12		Cuarzo	3(40)	174-222	195	11.9	-1.3 a -1.4 (25)	3.15	0.25
73 (605)	SOM-85-15		Cuarzo	3(32)	191-214	196	13.3	-1.3 a -1.2 (11)	4.31	0.55
			Cuarzo	3(63)	171-219	194	13.7	-1.2 a -1.3 (19)	2.34	0.41
74 (605)	SOM-94-11		Cuarzo	3(11)	170-227	198	10.6	-1.3 a -1.3 (11)	2.59	1.23
75 (605)	SOM-95-16		Cuarzo	3(57)	170-227	198	10.6	-1.3 a -1.4 (23)	2.77	0.54
			Cuarzo	3(38)	172-224	193	11.3	-1.3 a -1.7 (7)	2.77	0.09
76 (605)	SOM-94-29		Cuarzo	3(23)	160-210	197	11.5	-1.3 a -1.5 (10)	3.21	0.55
77 (605)	SOM-94-27		Cuarzo	3(30)	172-202	196	3.6	-1.3 a -1.3 (15)	4.14	0.73
			Cuarzo	3(35)	216-229	223	4.5	-1.1 a -3.2 (4)	8.50	0.34
78 (605)	SOM-94-26		Cuarzo	3(13)	179-221	193	3.4			
79 (605)	SOM-94-30		Cuarzo	3(19)	190-225	196	10.9	-2.1 a -1.1 (2)	5.02	0.40
			Cuarzo	3(7)	183-189	190	7.1	-1.3 a -1.2 (7)	5.14	0.28
80 (605)	SOM-94-31		Cuarzo	3(17)	179-209	192	6.6	-1.2 a -1.2 (9)	2.56	0.29

EBULLICION

Nota: A PARTIR DE LA MUESTRA 69 EN ADELANTE. LOS DATOS CORRESPONDEN A LA VETA SAN GUILLERMO

1 El numero corresponde a la clave con la cual se le ubica en la veta.

2 Entre parentesis se indica el numero de inclusiones analizadas.

3 Desviacion estandar

11

# VETA PABELLON

ETAPA - I

Porcentaje en peso equivalente de NaCl

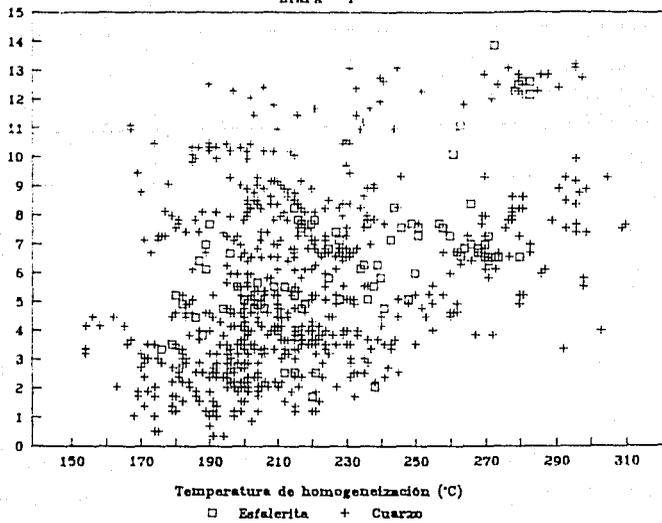


Fig. 10

# VETA SAN GUILLERMO

ETAPA - I

Porcentaje en peso equivalente de NaCl

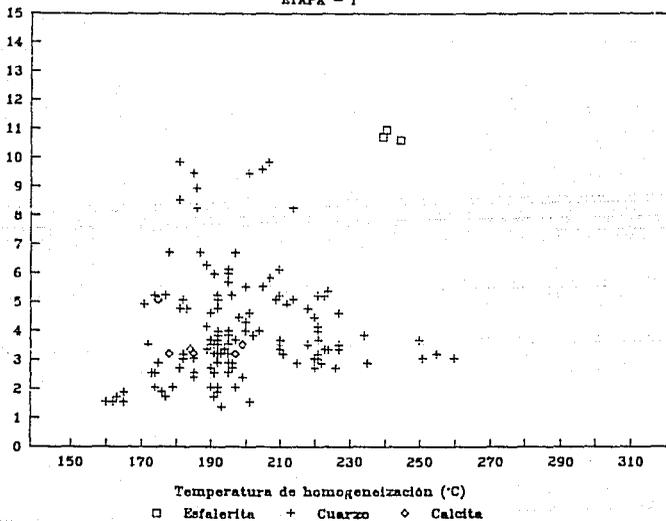


Fig. 11

2/1

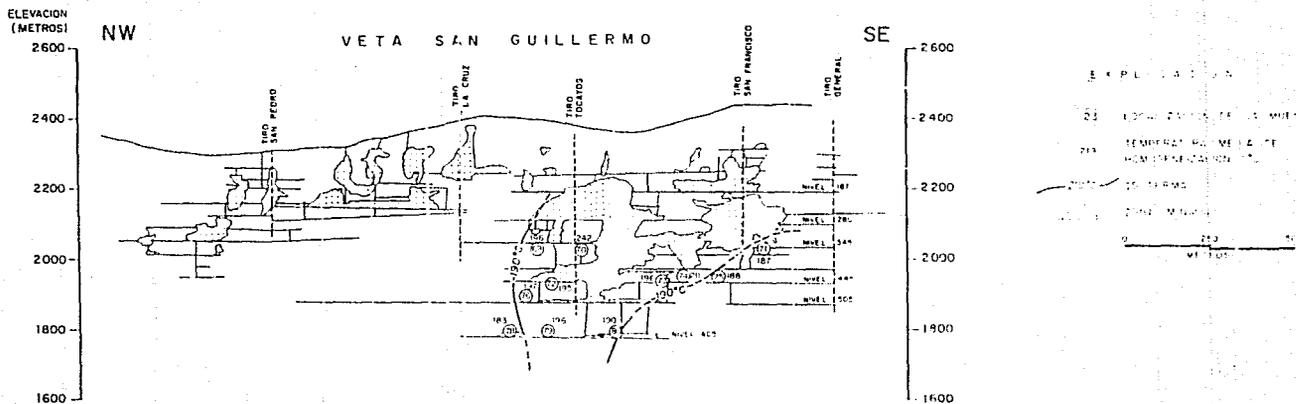
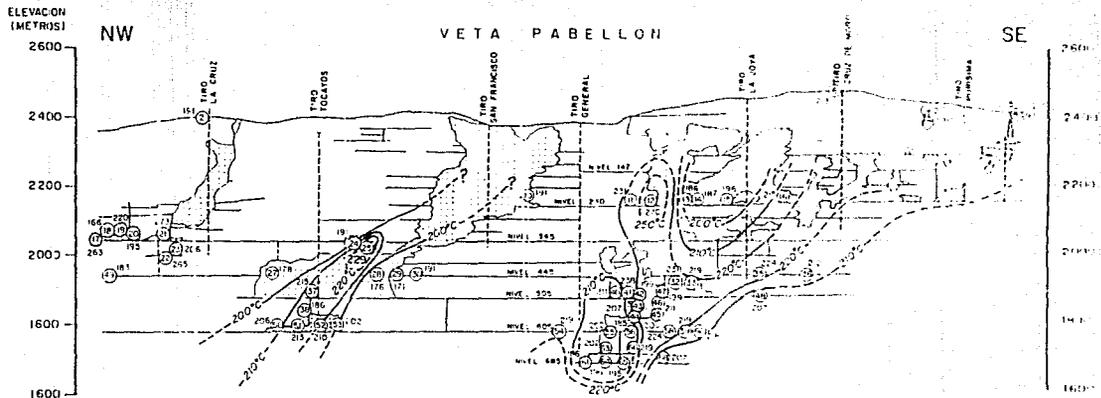
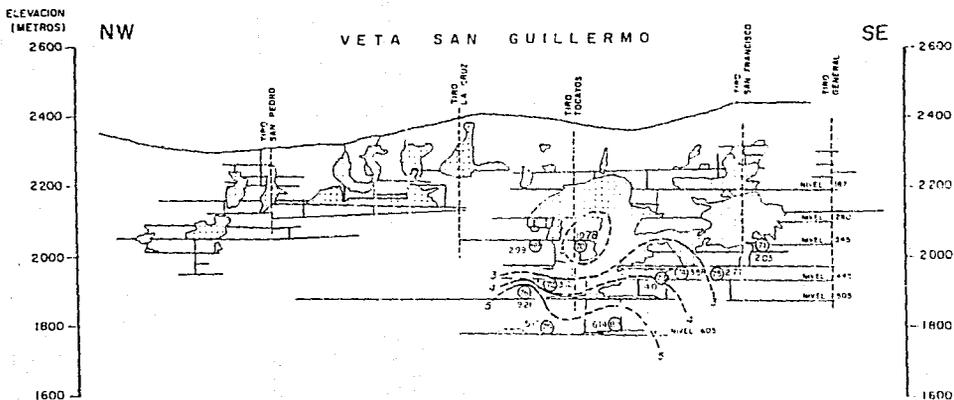
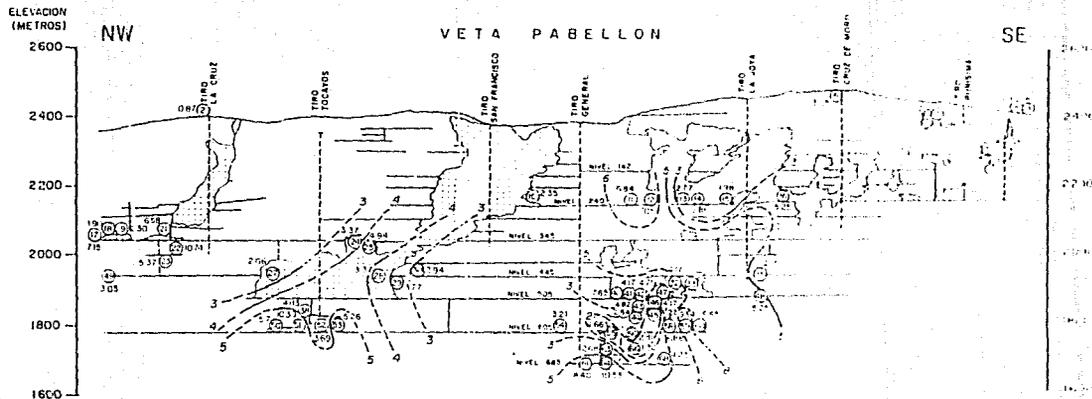


FIG. 12 ISOTERMAS ELABORADAS CON DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LA ETAPA I



## Etapa II

### -Veta Pabellon

La mayoría de los datos de temperatura de homogeneización ( $n=1019$ ) y de salinidad ( $n=502$ ) se obtuvieron de inclusiones fluidas contenidas en cuarzo y solo nueve de ellas provienen de inclusiones en calcita (tabla 3).

Los valores de temperatura y salinidad presentan diferentes rangos de valores dependiendo del mineral analizado, para el cuarzo fluctúan de  $160^{\circ}$  a  $310^{\circ}\text{C}$  y 0.3 a 11% de salinidad en peso eq. de NaCl; en el caso de la calcita, último mineral que se deposita en esta etapa, los valores de temperatura y salinidad disminuyen, siendo éstos de  $210^{\circ}$  a  $270^{\circ}\text{C}$  y de 4 a 5% en peso eq. de NaCl respectivamente (fig. 14).

Con los valores de temperatura de homogeneización se ha elaborado la figura 16, en la que se muestra una distribución de las isotermas similar a la encontrado en la etapa I (fig. 12).

Si bien en esta etapa se presenta una disminución con respecto a la temperatura, es clara la concordancia entre las zonas de alta y baja temperatura de ambas etapas. Un fenómeno similar ocurre para la salinidad tal como se muestra en la figura 17, donde se observa una distribución de las curvas de igual salinidad semejante a la observada en la etapa I (fig. 13). Lo cual indica que los sitios de ascenso y direcciones en las cuales se dispersó el fluido han sido los mismos en ambas etapas.

Esta etapa presenta una disminución gradual de los valores de temperatura de homogeneización y salinidad tanto en el sentido vertical como en el horizontal, fenómeno también observado en la etapa I.

### -Veta San Guillermo

En esta Veta se realizaron 162 mediciones de temperatura de homogeneización y 52 de salinidad, todas ellas efectuadas en minerales de cuarzo (Tabla 3), los valores obtenidos varían dentro de un rango que va de  $170^{\circ}$  a  $210^{\circ}\text{C}$  y de 2 a 8% en peso eq. de NaCl (fig. 15). Es notorio el descenso en los valores de temperatura y salinidad en relación con la etapa precedente, evidenciando así una tendencia descendente conforme evoluciona el sistema hidrotermal.

En cuanto al comportamiento de las isotermas y curvas de igual salinidad, lo limitado del muestreo solo permite observar una variación lateral hacia el extremo sureste de la veta (fig. 16 y 17).

Como se ha mostrado, el descenso en los valores de temperatura y salinidad, es un fenómeno que va acompañado de un cambio drástico en la mineralogía que integra a las vetas, ya que la primer etapa se caracterizó por la presencia de sulfuros y en etapas posteriores las únicas especies reportadas son cuarzo y calcita.

# VETA PABELLON

ETAPA - II

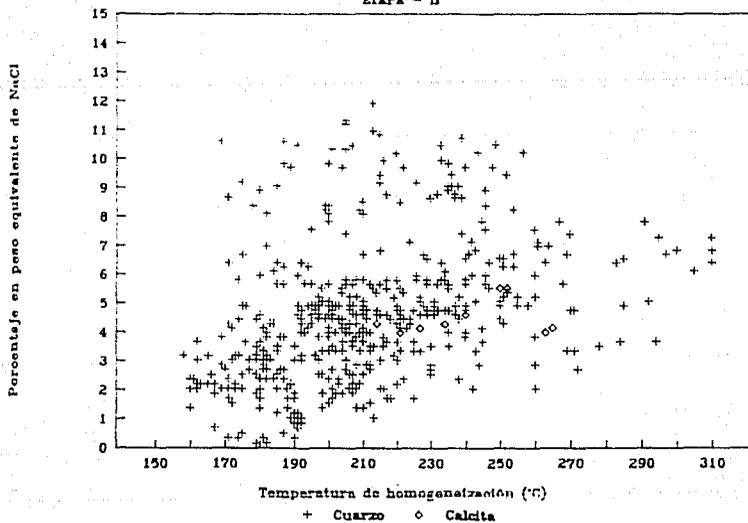


Fig. 14

# VETA SAN GUILLERMO

ETAPA - II

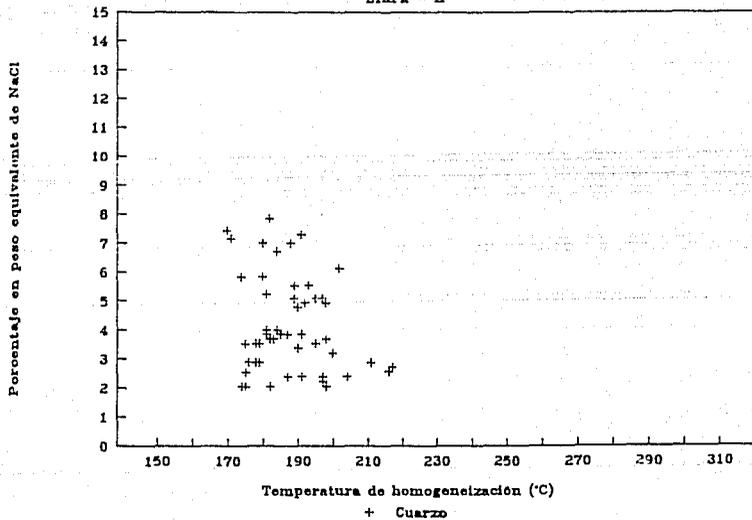


Fig. 15

8  
λ



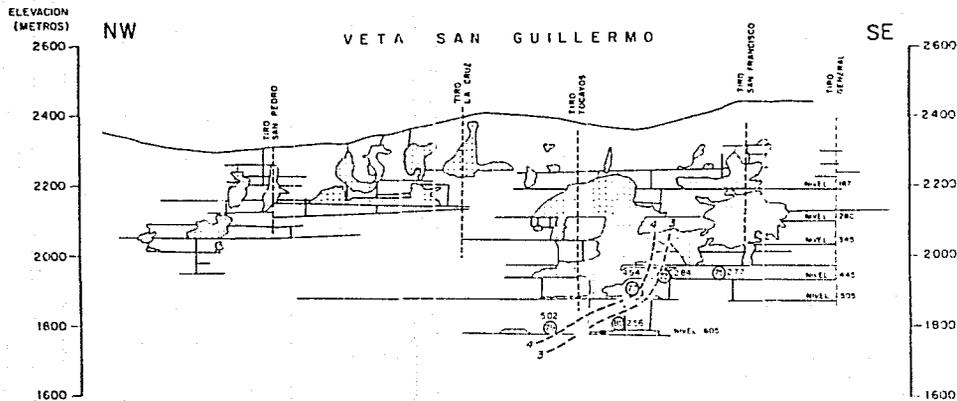
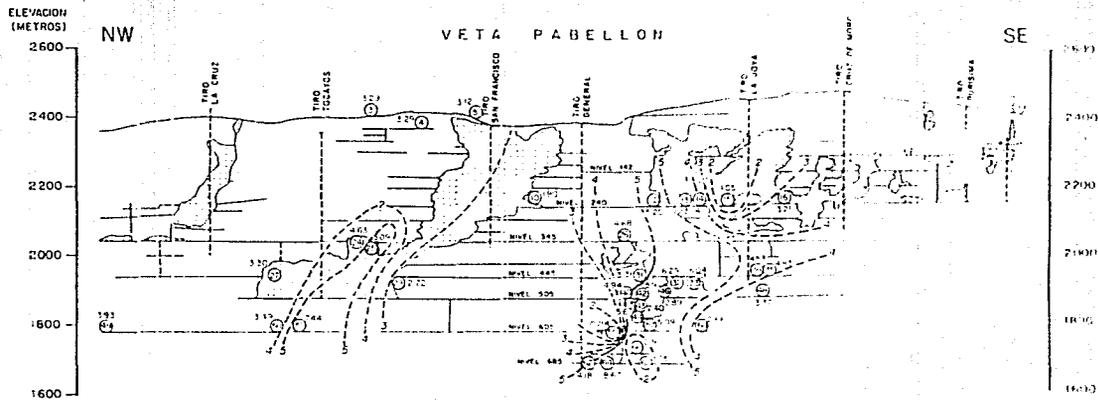


FIG. 17 CURVAS DE IGUAL SALINIDAD ELABORADAS CON DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LA ETAPA II

### **Etapa III**

#### **-Veta Pabellón**

Los datos de temperatura de homogeneización ( $n=157$ ) y salinidad ( $n=100$ ) obtenidos del análisis de inclusiones fluidas en minerales de cuarzo y calcita, presenta valores que van de  $180^{\circ}$  a  $250^{\circ}\text{C}$  y de 2 a 9% en peso eq. en NaCl (fig. 18). Siendo pocas las muestras analizadas en esta etapa, la distribución de temperaturas se limita a la parte central de la veta, entre Tiro General y Tiro Tocayos y los niveles 345 y 685.

Los datos de temperatura y salinidad presentes en esta área (figs. 20 y 21) son menores a los reportados en etapas anteriores, continuando así con la tendencia descendente que aunada al hecho de ser esta la última etapa mineralizada marca la terminación del sistema hidrotermal.

#### **-Veta San Guillermo**

En esta veta el análisis de las inclusiones fluidas en cuarzo y calcita reporta temperaturas de homogeneización ( $n=32$ ) del orden de  $160^{\circ}$  a  $220^{\circ}\text{C}$  y salinidades ( $n=22$ ) de 2.5 a 5% en peso eq. de NaCl (fig. 19). Sin embargo, siendo pocas las muestras y encontrándose éstas muy espaciadas, no es posible elaborar isotermas y curvas de igual salinidad.



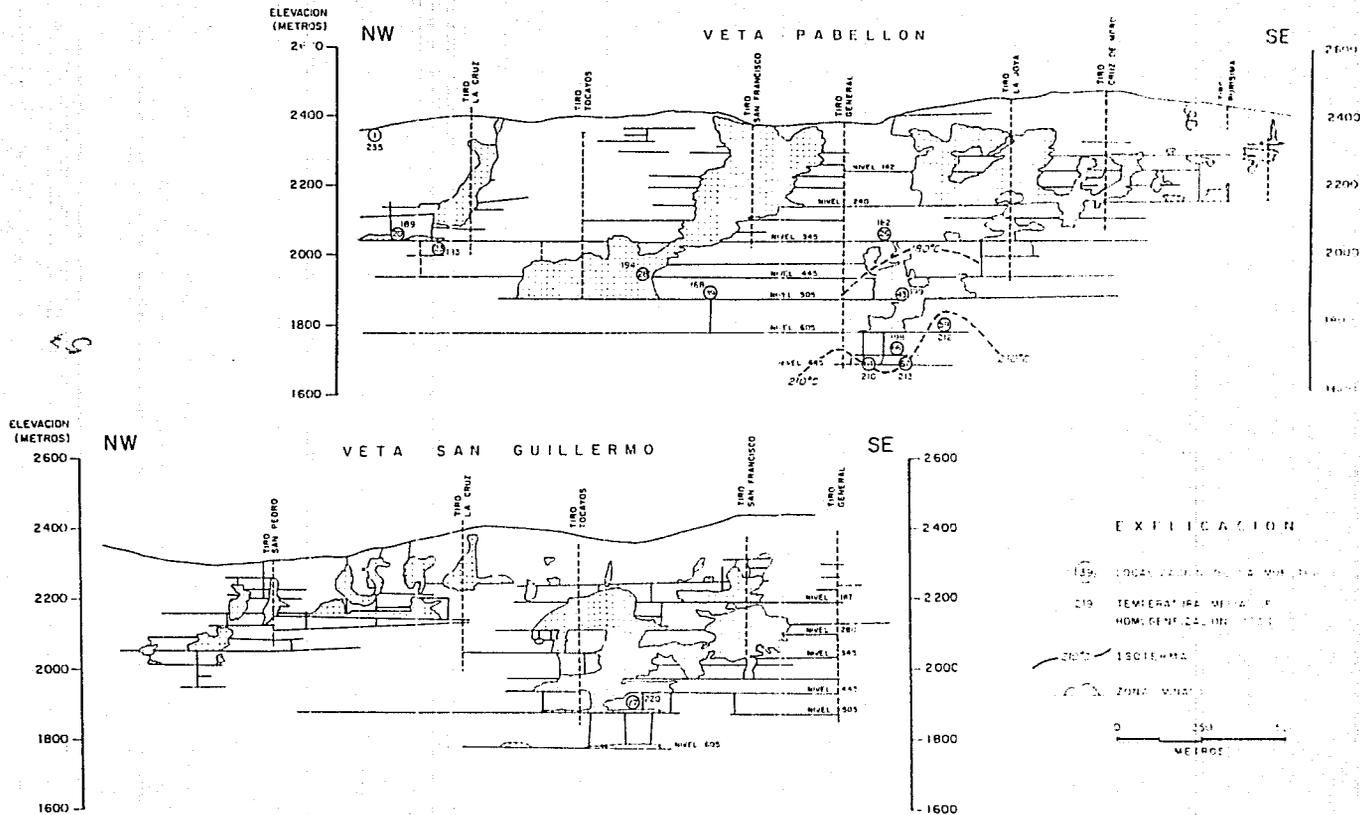


FIG. 20 ISOTERMAS ELABORADAS CON DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LA ETAPA III

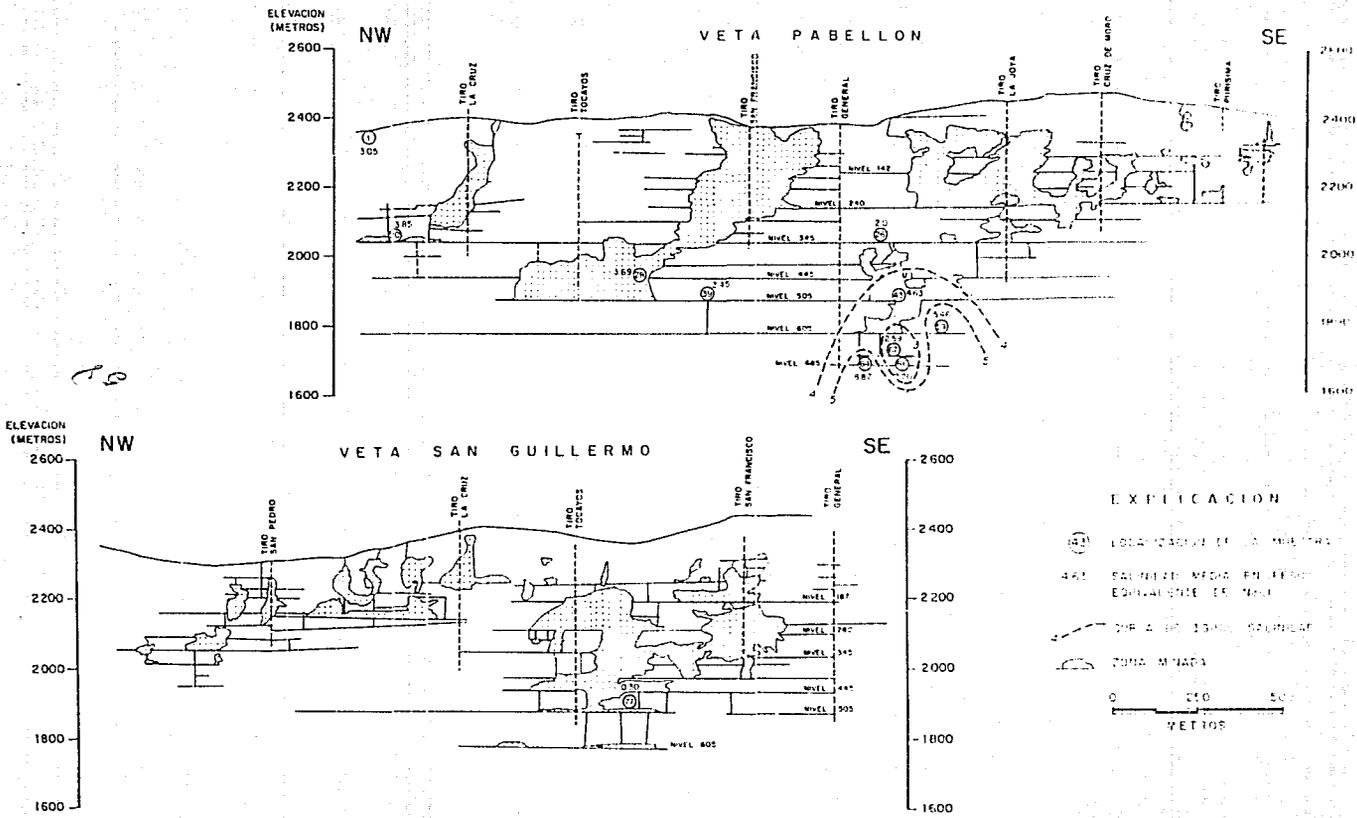


FIG. 21 CURVAS DE IGUAL SALINIDAD ELABORADAS CON DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LA ETAPA III

## Petrografía de las inclusiones fluidas

Las características de las inclusiones fluidas guardan implicaciones importantes con respecto a la influencia del proceso de ebullición en el sistema de Sombrerete.

Existen evidencias convincentes de separación de fases en varias localidades del sistema, estas corresponden a las muestras 12, 16, 21 y 33 reportadas en la Tabla 3, en esas muestras los pequeños grupos de inclusiones Tipo I presentan poca dispersión en los valores de temperatura de homogeneización, por lo que puede inferirse que algunos grupos de inclusiones fueron atrapadas en el campo líquido ya próximas a la curva de ebullición. En Sombrerete el fenómeno de ebullición ocurre de manera esporádica, por lo que se considera que su presencia es el resultado de cambios locales en el régimen de presiones originados por la entrada de fluido hidrotermal a una zona de alta permeabilidad, provocando una caída de presión a entalpía constante lo que origina un fenómeno de ebullición local.

Por otro lado el estudio de las 80 localidades en el sistema, muestra con regularidad un diseño que se considera particularmente interesante en lo que concierne a sistemas epitermales. Consiste en que es común encontrar en Sombrerete inclusiones fluidas texturalmente de baja temperatura del tipo 200 a 230°C descrito por Bodnar *et al.* (1985) con típicas texturas de encuellamiento (lámina 6). Este tipo de inclusiones exhibe temperaturas de homogeneización ligeramente erráticas, ya que las inclusiones presentan proporciones poco variables de la relación líquido-vapor. Al no encontrarse evidencias de inclusiones ricas en vapor, se considera que las inclusiones fueron atrapadas dentro del campo líquido y bajo condiciones de sobrepresurización.

Para ejemplificar lo anterior, en la figura 22a se muestra a las inclusiones A y B que fueron atrapadas a igual temperatura (200°C) y ambas con salinidad de 5 % en peso eq. de NaCl, sin embargo en el caso de la inclusión B, ésta fue atrapada a menor profundidad (153 m) y sobre la curva de ebullición, en este tipo de situaciones la presión de vapor puede ser usada para estimar la profundidad de atrapamiento, no obstante para Sombrerete la ebullición obedece a fenómenos locales que inducen una caída de presión en el sistema, por lo que bajo tales circunstancias no es posible efectuar una estimación de la profundidad.

Cuando las inclusiones A y B han sido atrapadas a partir de un fluido en ebullición (coexistencia líquido-vapor) la temperatura de homogeneización ( $T_{H}$ ) es equivalente a la temperatura de atrapamiento ( $T_A$ ). En el caso de aquellas inclusiones que han sido atrapadas en el campo líquido, ya sea alejadas o próximas a la curva de ebullición, desarrollan una fase vapor hasta que decrece su temperatura al punto  $T_H$ .

En la figura 22b las inclusiones A y B son calentadas siguiendo la curva líquido-vapor hasta llegar al punto de homogeneización de cada una de ellas ( $T_{H A} = 193^\circ\text{C}$  y  $T_{H B} = 200^\circ\text{C}$ ). En el caso de la inclusión A, ésta evoluciona siguiendo una línea de densidad constante "isocora" con un valor de  $\rho = 0.913 \text{ gr/cm}^3$  hasta llegar a la temperatura y presión a la cual fue atrapada ( $T_A = 200^\circ\text{C}$  y  $P_A = 100$  bares); la homogeneización de la inclusión se presenta cuando se iguala la presión de vapor con la del sistema ( $P_v = P_s = 15.1$  bares); la diferencia de  $T_A - T_H$  ( $7^\circ\text{C}$ ) generalmente es referida como la "corrección por presión", siendo función tanto de la presión como de la densidad.

Para la inclusión B, que fue atrapada cerca de la curva de ebullición, las temperaturas de

homogeneización y atrapamiento son aproximadamente iguales ( $T_{II} = T_A = 200^\circ\text{C}$ ), su densidad es de  $0.0905 \text{ gr/cm}^3$  y, dado que fue atrapada próxima a la curva de ebullición, la presión de vapor y del sistema se igualarán con un valor cercano al de la presión de atrapamiento (15.1 bares).

A continuación se presentan las características físicas de las inclusiones A Y B:

Inclusión A

$$T_A = 200^\circ\text{C} \quad T_{II} = 193^\circ\text{C}$$

$$P_A = 100 \text{ bares}$$

$$S = 5 \% \text{ en peso eq. de NaCl}$$

$$\rho = 0.913 \text{ gr/cm}^3$$

$$P_V = P_S = 12.5 \text{ bares}$$

Inclusión B

$$T_A = T_{II} = 200^\circ\text{C}$$

$$P_A = 15.1 \text{ bares}$$

$$S = 5 \% \text{ en peso eq. de NaCl}$$

$$\rho = 0.905 \text{ gr/cm}^3$$

$$P_V = P_S = 15.1 \text{ bares}$$

Donde:

- $T_A$  Temperatura de atrapamiento;
- $T_{II}$  Temperatura de homogeneización;
- $P_A$  Presión de atrapamiento;
- $S$  Salinidad;
- $\rho$  Densidad;
- $P_V$  Presión de vapor, y
- $P_S$  Presión del sistema

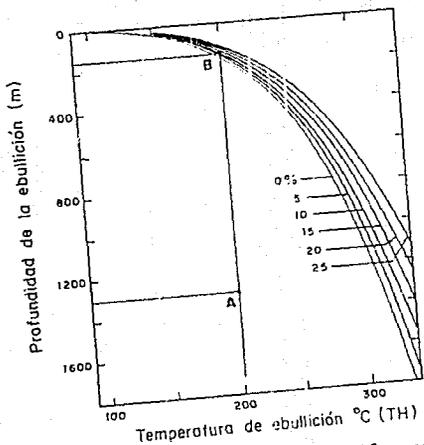


Figura 22a. Curva de ebullición para una solución con NaCl mostrando la relación entre la temperatura de ebullición y la profundidad para un sistema bajo condiciones hidrostáticas. Las inclusiones A y B fueron atrapadas a igual temperatura pero a diferente profundidad.

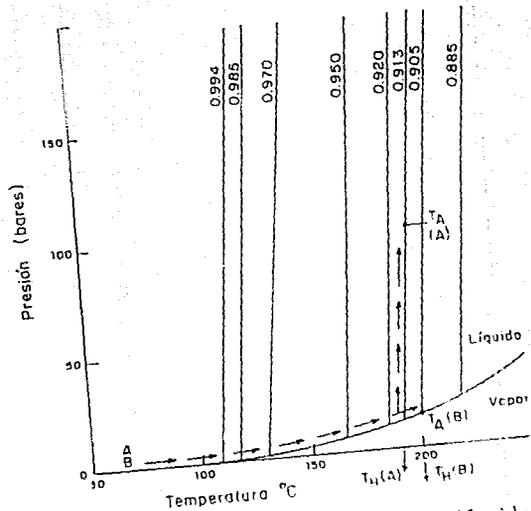


FIGURA 22b. Posición de la curva Líquido-vapor y pendiente de las isocoras en el campo Líquido para el sistema H<sub>2</sub>O-NaCl con 5 wt% NaCl. La isocora indica una densidad constante expresada en gr/cm<sup>3</sup>. Note que las inclusiones A y B presentan igual temperatura de atrapamiento (T<sub>A</sub>) pero diferente presión, resultando así diferentes temperaturas de homogeneización (T<sub>H</sub>).

## LAMINA 6

Muestra SOM-84-16, Nivel-445, Veta Pabellón.

En la fotomicrografía que se encuentra en la parte superior se presenta un cristal de cuarzo rodeado de sulfuros, el cuarzo exhibe zonas de crecimiento en su perímetro donde se enmarcan dos áreas (A y B) de las cuales se presentan ampliaciones.

Del área A se muestran tres ampliaciones (A1, A2 y A3).

- A1) Se observan tres inclusiones irregulares en diferentes tamaños y proporciones de líquido-vapor, sin embargo su temperatura de homogeneización es relativamente constante, variando de 243° a 248°C.
- A2) Inclusiones encuelladas en zonas de crecimiento, donde la mayoría homogeneiza entre 227° y 236°C.
- A3) Zona de crecimiento con inclusiones que homogeneizan entre 215° y 229°C, en una inclusión se reporta un valor errático de 242°C.

En el área B se reporta una zona de crecimiento en un cristal de cuarzo rodeado por sulfuros. Del área seleccionada se presentan tres ampliaciones (B1, B2 y B3) de una misma área a diferentes profundidades. En las ampliaciones se observan inclusiones encuelladas con diferentes tamaños como también diferentes proporciones de líquido-vapor y donde la temperatura de homogeneización oscila entre 224° y 257°C, sin embargo la mayoría de los datos se presentan entre los 230° y 239°C.

No Hay Hoja

63

Σ

## Análisis de gases en inclusiones fluidas

El análisis de gases fue efectuado por David I. Norman en el Instituto de Minería y Tecnología de Nuevo México mediante espectrometría de masas en el fluido liberado de las inclusiones fluidas por decrepitación termal.

El análisis de gases reportado en la Tabla 4, indica que las principales especies presentes son  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  y otras especies orgánicas. El contenido promedio de gases en el fluido de Sombrerete es de 0.5 mol % en un rango de 0.3 a 1.5 mol %. El  $\text{CO}_2$  se presenta en un rango 1.2 a 0.23 mol %. El  $\text{H}_2\text{S}$  y  $\text{CO}$  son los gases que sigue en abundancia, variando de 0.093 a 0.005 mol % y de 0.093 a 0.01 mol % respectivamente. El  $\text{CH}_4$  varía de 0.171 a 0.016 mol %. El  $\text{SO}_2$ ,  $\text{N}_2$  y  $\text{H}_2$  exhiben concentraciones menores a 0.04 mol %. contenido total de azufre es del orden de 0.06 mol %.

Durante el análisis de las inclusiones fluidas no se detectó de manera visual  $\text{CO}_2$  como fase independiente o bien que su concentración desplazara la temperatura de fusión hacia valores positivos, la escasa presencia de  $\text{CO}_2$  se ve confirmada con los valores reportados en el análisis de gases.

Parte de esta información ya ha sido presentada por Wan y Norman (1988).

## Estimación de la presión y la profundidad durante la mineralización

La profundidad a la cual ocurrió la mineralización ha sido estimada por Albinson (1988) mediante la reconstrucción estratigráfica del Distrito Sombrerete, indicando que cerca de 1300 metros de roca premineralización han sido removidos de la cima de los cuerpos mineralizados. Sin embargo esta profundidad es menor si se considera que la cima de la mineralización se ubica arriba del sitio señalado por Albinson (op. cit.), ya que los clavos de La Cruz, San Francisco y Purísima afloraron e inclusive fueron explotados por tajo abierto, pero al no conocer la cima de estos cuerpos se utilizará el valor de 1300 metros como la profundidad máxima a la cual ocurrió la mineralización.

A 1300 metros de profundidad y con una salinidad promedio de 5% en peso eq. en  $\text{NaCl}$ , Haas (1971) señala que bajo estas condiciones impera una presión hidrostática de 105 bares y que la ebullición en el sistema ocurriría a una temperatura de 320°C. La temperatura de homogeneización media es de 210°C por lo que se encuentra muy por debajo de la temperatura que teóricamente se requeriría para provocar la ebullición, es por ello que Albinson (op. cit.) considera que el sistema se encontraba sobrepresurizado.

Otro método para calcular la presión y profundidad a la cual se formaron las vetas del Distrito Sombrerete es reportada por Norman *et al.* (1991), quien mediante el análisis de gases en inclusiones fluidas obtiene la presión y la profundidad a la que fueron atrapadas las inclusiones, esto se realizó sumando las presiones parciales del agua y gases disueltos, principalmente  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ , y  $\text{CO}_2$ , asumiendo que las inclusiones son homogéneas y atrapadas en iguales condiciones de presión y temperatura. Este cálculo puede elevarse si hay inclusiones de vapor en la muestra; el cálculo de la presión es menor que la presión de atrapamiento si la mineralización ocurre en

Tabla 4 . Análisis de Gases en Inclusiones Fluidas de Sombrerete

MUESTRA No.	NIVEL	Mol % de gases									
		H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	CO	H <sub>2</sub> S	SO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>N</sub> H <sub>N</sub>	TOTAL
SOM-84-2	SUP	99.66	0.25	0.01	0.011	0.014	0.003	0.03	0.006	0.016	100
SOM-84-16	445	99.55	0.23	0.02	0.093	0.012		0.03	0.035	0.026	99.99
SOM-84-33	SUP	98.48	1.20	0.093	0.005		0.01	0.016	0.021	0.171	99.99
SOM-85-39B	605	99.36	0.46	0.030	0.069	0.044	0.01	0.005	0.001	0.021	100

Los gases fueron liberados por decrepitación termal y analizados por espectrometría de masas (D.I. Norman, Instituto de Minería y Tecnología de Nuevo México, Socorro, Nuevo México).

condiciones fuera de la curva de ebullición. Por lo tanto para inclusiones con evidencias de ebullición la menor presión calculada de un grupo de análisis será la más representativa de la presión de atrapamiento; para inclusiones carentes de evidencias de ebullición el mayor valor calculado para la presión será el más aproximado a la presión de atrapamiento.

Los resultados que se reportan en el estudio de Norman (op. cit.), señalan valores de  $63 \pm 20$  bares para la presión hidrostática y de  $750 \pm 240$  metros para el cálculo de la profundidad a la cual ocurrió la mineralización, siendo ambos valores menores a los determinados mediante la reconstrucción estratigráfica. Pero aún bajo este régimen de presiones el sistema se encontraría sobrepresurizado, ya que la presión hidrostática es lo suficientemente elevada para inhibir la ebullición del fluido hidrotermal.

Los datos de temperatura de homogeneización no fueron corregidos por el efecto de la presión; sin embargo aplicando una interpolación a los datos de Potter (1977) es posible proponer una corrección a los datos de temperatura de homogeneización de alrededor de  $10^{\circ}\text{C}$ .

## Discusión

Las temperaturas de homogeneización en inclusiones fluidas de las tres etapas involucradas en la formación de las vetas, indican que el fluido hidrotermal evolucionó en su comportamiento térmico. Esta evolución se manifiesta como una disminución en los valores de temperatura y salinidad entre la primera y tercera etapa presentándose tanto en la Veta Pabellón como en la Veta San Guillermo.

El decremento paulatino en la temperatura y salinidad observado en cada una de las etapas, sugiere que el fluido fue enfriado y diluido por aguas meteóricas que se mezclaron con el sistema hidrotermal.

En muestras que contienen cuarzo y esfalerita, se ha medido en ambas la temperatura y salinidad, encontrando que la esfalerita siempre exhibe valores mayores a los del cuarzo, esto sugiere que dentro de una misma etapa existió una solución con mayor temperatura y salinidad a partir de la cual precipitó la esfalerita.

De haber ocurrido un fenómeno de ebullición dentro de las vetas, éste se manifestaría como un nivel a partir del cual se tiene un decremento en la temperatura y un incremento en la salinidad; sin embargo en Sombrerete tanto temperatura como salinidad decrecen hacia superficie de manera paulatina.

Otra línea de evidencia que descarta la ocurrencia de ebullición sería la constancia en el contenido de gases presentes en las inclusiones, sin embargo contando con solo cuatro análisis no se puede considerar como concluyente.

La reconstrucción estratigráfica señala que un máximo de 1300 metros de sobreyacían a la presente superficie de Sombrerete, la ebullición, si es que ésta ocurrió, debió de haberse presentado arriba de la actual superficie.

El descenso de temperatura y salinidad hacia la parte alta de un sistema hidrotermal carente de ebullición, también descarta la ocurrencia de un proceso de enfriamiento por conducción ya que este se reflejaría como un descenso en la temperatura permaneciendo constante la salinidad.

# ESTUDIO DE ISÓTOS DE CARBONO Y OXÍGENO

## Introducción

Drásticos cambios en los conceptos de la génesis de yacimientos han tenido lugar durante las dos pasadas décadas debido a la aplicación de geoquímica de isótopos estables. El empleo de esta metodología se basa en el conocimiento de los mecanismos y las magnitudes del fraccionamiento isotópico que acompaña a varios procesos geológicos.

Es importante señalar que el entendimiento de los principios que gobiernan las variaciones de los isótopos en la naturaleza es todavía limitado. Por lo tanto la información de isotopía por sí sola no provee una única respuesta de algún problema geológico, especialmente cuando los datos se limitan al isótopo de sólo un elemento.

El objetivo de este capítulo, es el análisis del fraccionamiento en los isótopos estables de carbono y oxígeno en minerales de cuarzo y calcita, provenientes de las tres etapas involucradas en la formación de las vetas del Distrito Sombrerete.

La determinación isotópica del carbono se efectuó en calcitas de la tercera etapa. Para la determinación isotópica del oxígeno se emplearon cuarzos de la primera y segunda etapa y calcitas de la tercera etapa. La información se reporta como una desviación en partes por mil del Standard Mean Ocean Water (SMOW) (Craig, 1961) para el oxígeno, y del belemnite de la Formación PeeDee en Carolina del Norte (PDB) (Craig, 1957) para el carbono.

En total fueron estudiadas 24 muestras, de las cuales 5 son cuarzos de la primera etapa y 7 de la segunda etapa, las restantes 12 son calcitas de la tercera etapa.

El análisis de isótopos de carbono y oxígeno de calcita se realizó usando un procedimiento estándar en donde el carbonato de cada muestra fue convertido en dióxido de carbono por reacción con ácido fosfórico al 100 por ciento (McCrea, 1950), seguida de la extracción y purificación del gas, la composición isotópica del carbono y oxígeno del dióxido de carbono fue medida empleando un espectrómetro de masa Finigan Mat 250 de doble enfoque y sector de 90°, el equipo se encuentra en el Laboratorio de Isótopos del Instituto de Física de la U.N.A.M., las mediciones fueron efectuadas por Isabel Casar.

Los isótopos de oxígeno en cuarzo fueron realizados en el Laboratorio Nacional de Oak Ridge, E.U.A. por David R. Cole (comunicación personal).

## Resultados

En la tabla 5 se resumen los resultados obtenidos del estudio de isótopos estables efectuado en las vetas del Distrito Sombrerete.

El análisis de los resultados se hará examinando el comportamiento de cada isótopo para cada una de las etapas mineralizadas involucradas en el relleno de la veta.

**TABLA 5** . Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  Cuarzo,  $\delta^{13}\text{C}$  Calcita y  $\delta^{13}\text{C}$  Calcita para las vetas del Distrito de Sombretete.

Muestra <sup>1</sup>	Nivel	Veta	Etapas de cuarzo	$\delta^{18}\text{O}$ Cuarzo (‰)
( 7) SOM-84-33	SUP	Pabellón	I	17.6
(47) SOM-84-20	505	Pabellón	I	16.5
(50) SOM-84-43	605	Pabellón	I	15.0
(56) SOM-85-39A	605	Pabellón	I	16.0
(76) SOM-85-16	445	San Guillermo	I	16.4
( 5) SOM-84-02	SUP	Pabellón	II	16.4
( 7) SOM-84-33	SUP	Pabellón	II	14.0
(20) SOM-85-14	445	Pabellón	II	15.0
(47) SOM-84-20	505	Pabellón	II	16.9
(50) SOM-84-43	605	Pabellón	II	15.0
(57) SOM-85-39B	605	Pabellón	II	16.1
(76) SOM-85-16	445	San Guillermo	II	17.3

Muestra <sup>1</sup>	Nivel	Veta	Etapas de calcita	$\delta^{18}\text{O}$ Calcita (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ Calcita (‰)
(22) SOM-90-9	345	Pabellón	III	13.57	-4.34
(31) SOM-84-12	445	Pabellón	III	16.36	-5.41
(34) SOM-84-15	445	Pabellón	III	14.90	-4.15
(36) SOM-84-35	445	Pabellón	III	16.34	-5.35
(43) SOM-84-4	505	Pabellón	III	14.84	-3.47
(50) SOM-91-2	605	Pabellón	III		-4.85
(61) SOM-88-1	685	Pabellón	III	13.95	-3.91
(64) SOM-88-2	685	Pabellón	III	13.66	-4.07
(66) SOM-90-7	685	Pabellón	III	15.52	-4.96
(67) SOM-89-1	685	Pabellón	III	15.57	-4.50
(68) SOM-90-8	685	Pabellón	III	15.59	-4.76
(77) SOM-84-27	505	San Guillermo	III	16.4	-3.45

El análisis de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  fue realizado por David Cole en el Laboratorio Nacional de Oak Ridge; el análisis de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  fue realizado por Isabel Cazar en el Instituto de Física de la U.N.A.M.

<sup>1</sup> Entre parentesis se encuentra la clave con la cual se ubica en la veta.

## Isótopos de Oxígeno

### -Etapa I

Fueron analizadas cinco muestras cuyos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{cuartzo}}$  fluctúan de 15.0 a 17.6‰ (Tabla 5), siendo pocos los datos es difícil observar una variación espacial del valor isotópico, sin embargo se ha interpretado hacia el extremo sureste de la Veta Pabellón una tendencia ascendente en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , siendo de 15‰ en el nivel 605 y de 17.6‰ en superficie (fig. 23).

### -Etapa II

Un fenómeno similar al descrito en la etapa anterior ocurre en la parte central de Veta Pabellón. En esta etapa el incremento del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{cuartzo}}$  va de 15‰ en el nivel 605 y de 16.4‰ en superficie (fig. 24).

### -Etapa III

A diferencia de las anteriores etapas, el mineral aquí analizado es calcita y el número de muestras es mayor (doce) concentrándose éstas hacia la parte más profunda de la mina entre los niveles 685 y 445, esto ha permitido observar una tendencia ascendente en los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ , presentando valores de 13.45‰ en el nivel 685 y de 16.9‰ en el nivel 445, en este intervalo se ubican las curvas de igual valor isotópico de 14 15 y 16‰ y al igual que en las etapas I y II, denotan un incremento en la presencia de  $^{18}\text{O}$  hacia la superficie (fig. 25).

## Isótopos de Carbono

### -Etapa III

El análisis se realizó en doce muestras de calcita de la tercera etapa con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que varían de -3.45 a -5.41‰ (Tabla 5), con base en esa información se construyeron las curvas de igual valor isotópico de -4 y -5‰, mediante las cuales se observa una tendencia descendente hacia superficie del valor de  $\delta^{13}\text{C}$  al presentar un mayor valor negativo conforme las muestras se aproximan a la superficie (fig. 26). La distribución espacial de las curvas de igual valor isotópico del  $\delta^{13}\text{C}$  es similar al observado en el  $\delta^{18}\text{O}$  para esta misma etapa (fig. 25).

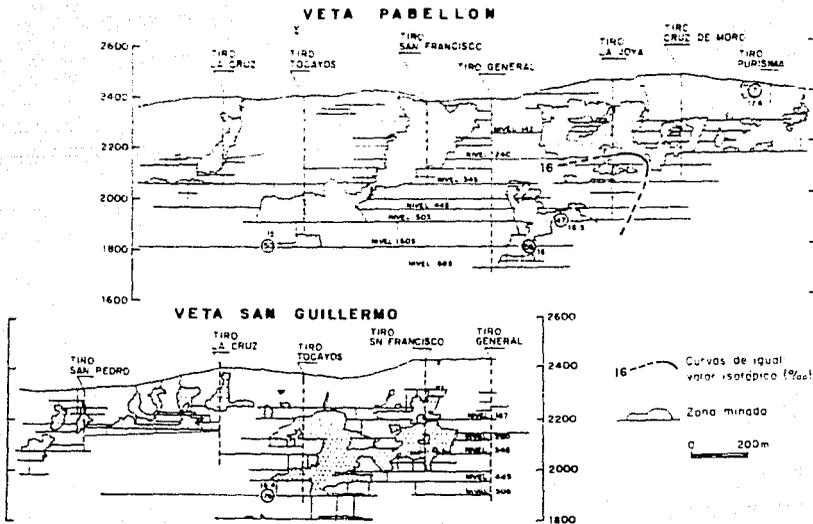


Fig. 23 Distribución de valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  en cuarzo de la etapa I.

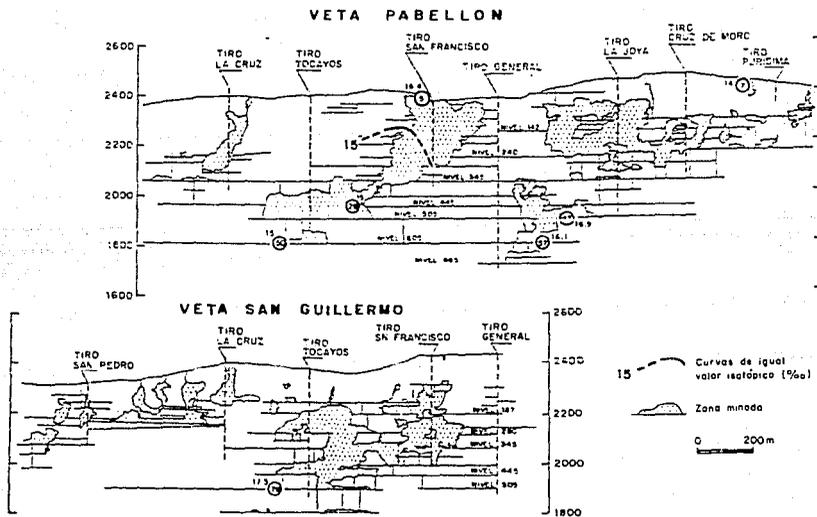


Fig. 24 Distribución de valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  en cuarzo de la etapa II.

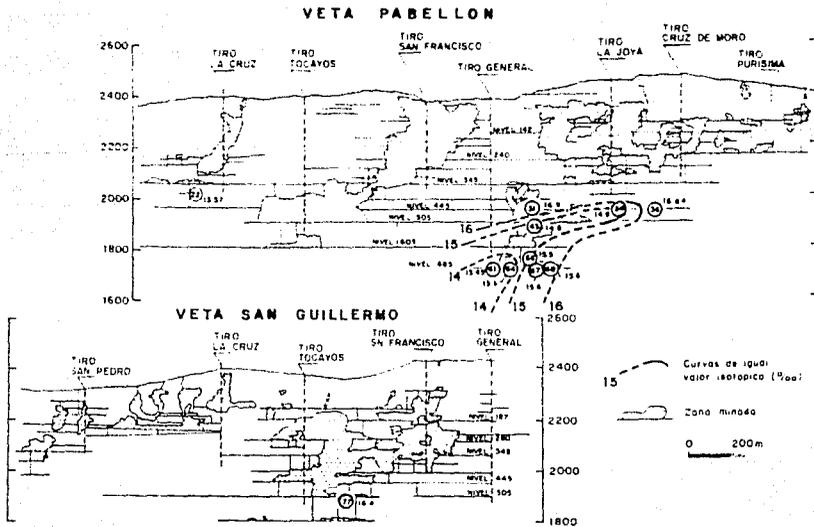


Fig. 25 Distribución de valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  en calcita de la etapa III.

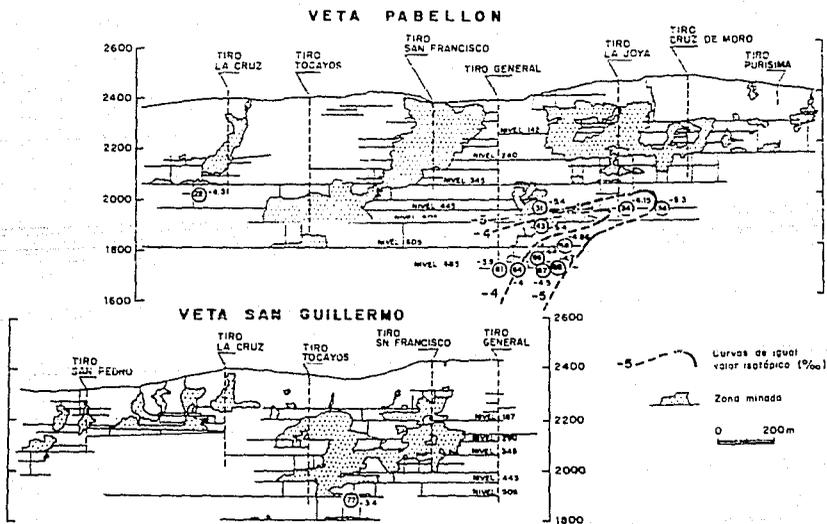


Fig. 26 Distribución de valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  en calcita de la etapa III.

## Discusión

En la figura 27 se muestra el comportamiento de los datos de  $\delta^{13}\text{C}$  de Sombrerete en relación con varios campos geotérmicos y yacimientos epitermales.

A excepción de Geysers y Pueblo Viejo todos los datos de  $\delta^{13}\text{C}$  fluctúan en un rango de -10 a 1‰, en el caso de Pueblo Viejo el valor extremo (-20‰) se debe a la presencia de formas reducidas de carbono orgánico presente en rocas vulcanoclasticas.

Para yacimientos como Carlin y Cortez en cuyo rango de valores (-6 a 1‰) se ubica Sombrerete y Fresnillo, Field y Fifarek (1985) sugieren que la mayoría del carbono de calcitas hidrotermales fue extraído por dilución de las rocas carbonatadas, sin embargo para los yacimientos de Creede, Tui y Casapalca con un rango de -10 a 1‰, Ohmoto y Rye (1979) indican que existen indicios de carbono magmático, fundamentando esta afirmación con datos de isótopos de oxígeno e hidrógeno y datos de inclusiones fluidas; para Sunnyside (-8 a -2‰), Casadevall y Ohmoto (1977) mencionan que es incierto el origen del carbono y que éste podría proceder de la dilución de calizas o de una fuente magmática profunda o bien de  $\text{CO}_2$  disuelto en aguas meteóricas de circulación profunda. En el caso de campos geotérmicos como Broadlands y Cerro Prieto el gradiente vertical del  $\delta^{13}\text{C}$  decrece con el incremento de la profundidad hecho que no ha sido reportado en depósitos epitermales. Sin embargo, en Casapalca (Rye y Sawkins, 1974) se ha reportado que calcitas tempranas (-10.1 a -6.1‰) se ven empobrecidas en  $^{13}\text{C}$  en relación con las calcitas tardías (-6.4 a -2.6‰), esto también ocurre en la tercera y última etapa de mineralización en Sombrerete, donde el  $\delta^{13}\text{C}$  varía de -5.41 a -3.45‰. Como se observa, los datos de  $\delta^{13}\text{C}$  por si solos no proveen una única interpretación para un problema geoquímico.

La distribución de  $\delta^{18}\text{O}$  en rocas y minerales de distintos sistemas hidrotermales se presenta en la figura 28 donde se muestran agrupados en sistemas geotérmicos y depósitos epitermales en rocas sedimentarias y volcánicas. Si bien los datos se encuentran dispersos en un amplio rango, su examen conforme a su ocurrencia pone de manifiesto que las variaciones isotópicas resultan de: 1) diferente composición de  $\delta^{18}\text{O}$  de las rocas encajonantes, 2) diferente composición de  $\delta^{18}\text{O}$  del fluido hidrotermal, y 3) la interacción entre la roca encajonante y el fluido hidrotermal.

Muchas de las rocas sedimentarias marinas están más enriquecidas en  $^{18}\text{O}$  (10 a 40‰) que el común de las rocas ígneas (5 a 12‰), por ello al emplazarse un sistema hidrotermal en secuencias volcánicas, el fraccionamiento isotópico que ahí ocurre provoca la disminución en la cantidad de  $^{18}\text{O}$  presente en la roca (fig. 28).

El empobrecimiento de  $^{18}\text{O}$  en las rocas volcánicas y sedimentarias encajonantes es un fenómeno observado conjuntamente en campos geotérmicos (Field y Fifarek, 1985), esto ocurre mediante una reacción de intercambio isotópico entre las aguas meteóricas pobres en  $^{18}\text{O}$  y las rocas encajonantes ricas en  $^{18}\text{O}$ , el resultado de este proceso es un fluido enriquecido en  $^{18}\text{O}$  y un decremento en el contenido de  $^{18}\text{O}$  de las rocas encajonantes como consecuencia de la reacción agua-roca. La tendencia y permutación isotópica resultan del cambio en la composición del fluido conforme asciende y son producto de recargas y/o reacciones agua-roca. Lo anterior explicaría el fenómeno observado en el comportamiento del  $\delta^{18}\text{O}$  en calcitas de la tercera etapa de Sombrerete, este mineral exhibe un incremento de  $\delta^{18}\text{O}$  hacia la superficie (fig. 25).

Con base en la similitud isotópica con el deuterio (D) y  $^{18}\text{O}$  de aguas meteóricas actuales, se ha considerado que la fuente de muchos yacimientos epitermales han sido las aguas meteóricas, no obstante las aguas magmáticas pueden constituir una pequeña proporción de ese

fluido hidrotermal, ellas han sido encontradas mediante el análisis de D en inclusiones fluidas de Casapalca (Rye y Sawkins, 1974) y en las etapas tempranas de la mineralización de Creede (Bethke y Rye, 1979). Para Sombrerete es poco lo que sobre este aspecto se conoce, ya que se carece de datos de D en inclusiones fluidas, solo se puede mencionar que Sombrerete al igual que otros yacimientos mexicanos, guarda mayor similitud con aquellos en los que predominan las aguas meteóricas, además de que el valor del  $\delta^{18}\text{O}$  para los yacimientos mexicanos emplazados en rocas sedimentarias se encuentra en el rango de aquel que resulta del fraccionamiento del fluido hidrotermal con rocas sedimentarias.

Como se ha visto, la aplicación de isótopos de carbono en Sombrerete no provee de una única interpretación geoquímica acerca del origen de los fluidos hidrotermales involucrados en la mineralización, sin embargo los valores son similares a los de aquellos yacimientos en los que se ha detectado un predominio de aguas meteóricas en el fluido hidrotermal, además, el rango de valores de las calcitas tardías en yacimientos epitermales incluye los datos de  $\delta^{13}\text{C}$  reportados para las calcitas de la tercera etapa de Sombrerete.

El proceso evolutivo del carbono en sistemas hidrotermales muestra un decremento en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  conforme el sistema se aproxima a superficie, este comportamiento ha sido observado tanto en Sombrerete como en Tayoltita (Arias, 1986) y puede ser discutido en términos del intercambio isotópico con las rocas carbonatas y la materia orgánica.

Una roca carbonatada a través de reacciones de disolución y decarbonatación aportan  $\delta^{13}\text{C}$  con un valor que va de  $-2$  a  $+3\text{‰}$ . Tal aporte debe ser mínimo dada la diferencia que existe con respecto a los valores más negativos de Sombrerete ( $-3$  a  $-5\text{‰}$ ). La contribución de  $\delta^{13}\text{C}$  también puede deberse a un origen magmático ( $\delta^{13}\text{C} = -5$  a  $-8\text{‰}$ ); sin embargo se esperaría un valor más negativo a profundidad y su tendencia a valores positivos hacia la superficie, siendo ésta contraria a la tendencia observada. Un intercambio isotópico con la materia orgánica ( $\delta^{13}\text{C} = -18$  a  $-30\text{‰}$ ) es factible dado que el sistema hidrotermal se emplazó en una secuencia alternante de lutitas carbonosas y areniscas.

La influencia del paquete sedimentario también se manifiesta en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , ya que conforme se asciende topográficamente se tiene un incremento de  $\delta^{18}\text{O}$  en calcitas de la tercera etapa, esto se explica mediante el intercambio isotópico que ocurre entre el fluido hidrotermal ascendente y la roca encajonante que presenta mayor cantidad de  $\delta^{18}\text{O}$  lo cual incrementa el  $\delta^{18}\text{O}$  del fluido, este proceso también quedó registrado en cuarzos de la primera y segunda etapa aunque menos evidente debido a la baja densidad del muestreo.

El intercambio isotópico es característico de la roca en la cual se encuentre emplazado el sistema hidrotermal, los minerales que se forman a partir de fluidos que interactúan con rocas sedimentarias exhiben valores mayores a  $10\text{‰}$  a diferencia de aquellos que se encuentran en rocas ígneas y cuyos valores oscilan de  $-5$  a  $5\text{‰}$  tal como se muestra en la figura 28 donde se observa el comportamiento de  $\delta^{18}\text{O}$  para Sombrerete y otros yacimientos mexicanos.

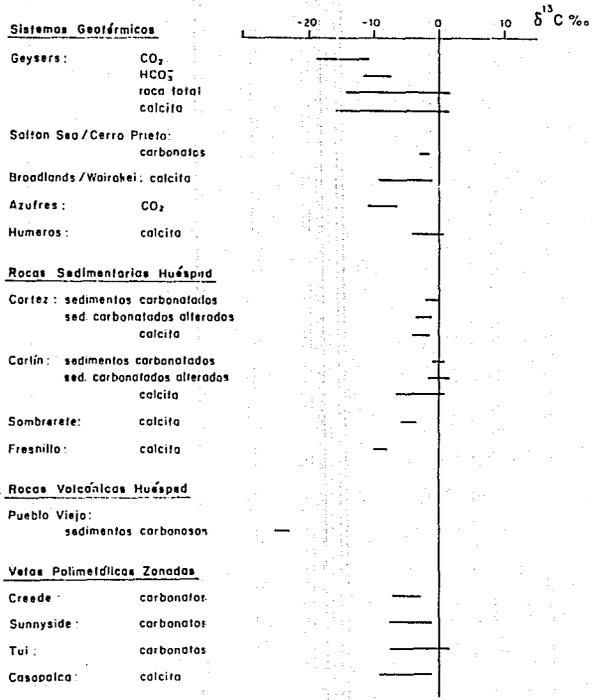


Fig. 27 Distribución de  $\delta^{13}C$  en depósitos epitermales (modificado de Field y Fifarek, 1985)

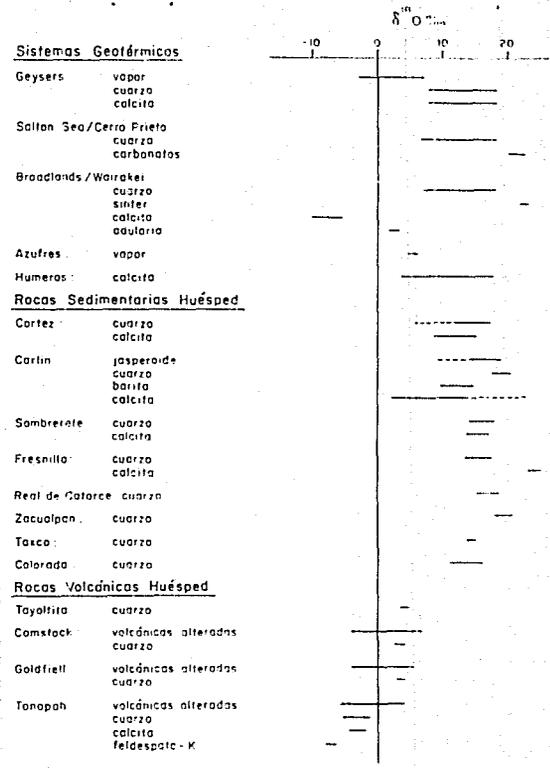


Fig. 28 Distribución del  $\delta^{18}O$  en depósitos epitermales (modificado de Field y Fifarek, 1985, y Cole, D. comunicación personal)

# MODELO GENETICO

## Introducción

A diferencia de los campos geotérmicos activos, en los sistemas fósiles se depende de la mineralogía, la alteración y el estudio de inclusiones fluidas para buscar una aproximación de las condiciones físicas y químicas que prevalecieron al momento de la mineralización. Si bien estos parámetros no suministran datos composicionales precisos, son lo suficientemente confiables para facilitar la interpretación.

En el caso de Sombrerete cualquier modelo genético que sea postulado deberá de incorporar los siguientes elementos:

- 1) Un horizonte mineralizado con una profundidad conocida de 685 metros y cuya cima dista un máximo 1300 metros de la paleosuperficie.
- 2) Una serie de pulsaciones hidrotermales originan tres etapas en la formación de las vetas y su separación por episodios de brechamiento. Estas etapas muestran una evolución del fluido hidrotermal en el tiempo, depositando en la primera etapa sulfuros y sulfosales, y cuarzo y calcita en las etapas subsecuentes.
- 3) Constancia en la ocurrencia tanto en el sentido vertical como en el horizontal de las especies minerales presentes en las vetas.
- 4) Decremento en la temperatura y salinidad hacia la superficie como también en cada etapa subsecuente de formación de las vetas, y la escases de ebullición en el fluido hidrotermal involucrado en el proceso mineralizante.

## Mecanismos de brechamiento

Los mecanismos de brechamiento han sido explicados por diversos autores, de entre los cuales destaca el trabajo de Buchanan (1979), quien presenta un modelo donde el proceso de brechamiento es ocasionado por el cambio repentino en las condiciones de presión a las que se encontraban sujetas las estructuras y que debido al incremento de la presión del fluido, la mineralización es afectada por un fracturamiento hidráulico. Por otra parte, Vikre (1985) señala como mecanismo de brechamiento a la precipitación de minerales en fracturas y espacios intergranulares de la roca encajonante, lo cual aísla al fluido hidrotermal reduciendo la pérdida de calor por convección e incrementando la presión del sistema, hasta que eventualmente llega a vencer la resistencia que presenta el mineral que rellena la veta y obstaculiza la circulación de fluidos; al suscitarse lo anterior, los minerales que obturan la veta se verán afectados por un brechamiento.

Los procesos antes enunciados originan un fenómeno de ebullición el cual se encuentra pobremente representado en las vetas del Distrito Sombrerete, por ello se propone a continuación un tercer mecanismo como el causante del brechamiento.

En Sombrerete se ha definido una alternancia de eventos mineralizantes y de brechamiento para los que se propone la siguiente hipótesis genética: Una serie de eventos de cizalla y/o reactivación extensional dieron origen a las estructuras de Pabellón y San Guillermo a través de las cuales se emplazó un sistema hidrotermal con la consecuente depositación de minerales de ganga o sulfuros que total o parcialmente obturaron a las vetas, de manera simultánea con la actividad del hidrotermalismo se suscitan reactivaciones tectónicas provocando el brechamiento de la mineralización presente en las estructuras, originando así un incremento en las condiciones de permeabilidad que permiten la depositación de una nueva etapa mineralizada.

La continuidad en la actividad tectónica con reactivaciones en las estructuras mineralizadas es factible si se considera que al alto del sistema Pabellón se tienen fallas posteriores a la mineralización (Wisser y Huracán).

## Mecanismos de depositación

Estudios teóricos y experimentales (Drummond y Ohmoto, 1985) han mostrado que bajo ciertas condiciones, se presentan cambios en la química del fluido como resultado de un fenómeno de ebullición, el cual puede ser un mecanismo efectivo para la precipitación de metales a partir de una solución.

En algunos depósitos esto puede ser demostrado de manera incuestionable, como en los depósitos epitermales donde es generalmente aceptada la ocurrencia de la ebullición, pero en algunos depósitos estudiados en detalle no existe una relación causa-efecto entre la ebullición y la mineralización. Por ejemplo, en Veta Finlandia, Kamilli y Ohmoto (1977) encontraron que la ebullición sólo ocurre donde se presentan metales preciosos. En Sunnyside, la ebullición no ocurre durante la mineralización de oro, pero se observa durante una etapa de mineralización tardía de cuarzo-rodocrosita-fluorita (Casadevall y Ohmoto, 1977). De igual manera Radtke et al. (1980) reporta que la ebullición en Carlin no está asociada con la mineralización temprana

de cuarzo-pirita-oro. En Buckskin Mountain, Vikre (1985) encontró que la ebullición está asociada con la depositación de metales preciosos de los niveles someros, pero que no ocurría durante la depositación de metales preciosos de los niveles profundos. De estos y otros ejemplos es posible señalar que la ebullición puede ser simplemente una característica de los sistemas epitermales en general, y que puede estar o no relacionada con la precipitación de metales preciosos. Es así, que la presencia de ebullición puede ser usada para identificar sistemas epitermales pero no para predecir la presencia o no de metales preciosos.

Con base en lo anterior se concluye que los cambios en la química de un fluido no necesariamente resultan por un proceso de ebullición, pudiendo también generarse por la separación de componentes químicos extremadamente activos, como son  $H_2$ ,  $SO_4$ ,  $CH_4$ ,  $H_2S$  y  $CO_2$ , este último es la especie volátil disuelta en el fluido que se encuentra en mayor proporción y cuya separación en fase gaseosa (efervescencia) cambia significativamente el pH de la solución, ya que el incremento de  $CO_2$  acidifica al sistema. A diferencia de la ebullición, la efervescencia de  $CO_2$  es un fenómeno que ocurre de manera paulatina, al igual que los cambios que induce en la solución; para Sombrerete tales cambios son compatibles con el aumento gradual de Ag-Pb-Zn hacia la parte superior del sistema y la extensa distribución vertical de la mineralización.

Otros mecanismos que pueden originar la depositación de minerales pueden ser: la ebullición y la dilución o mezcla de fluidos.

Para Sombrerete el fenómeno de ebullición se presenta de manera esporádica, por lo que no se considera que sea el mecanismo que induce la depositación de sulfuros de plata, plomo y zinc. En contraste, un sistema con evidencias de ebullición propicia cambios más drásticos en la química de los fluidos como también una más extensa distribución vertical de la mineralización.

El fluido hidrotermal involucrado en el proceso mineralizante presenta un decline de la temperatura y salinidad durante su evolución en el tiempo, mostrando rangos característicos para cada una de las etapas.

Los sitios donde se concentran los valores máximos de temperatura y salinidad y que posiblemente correspondan a lugares de ascenso de fluidos, son los mismos en las tres etapas. También es similar la distribución de valores ya que en todas las etapas el descenso ocurre de manera paulatina y con la misma tendencia descendente, tanto en el sentido vertical como en el horizontal.

El hecho de que la mineralogía sea consistente en toda la mina indica que los fluidos originales se repartieron de manera homogénea no suscitándose cambios significativos en el fluido hidrotermal al momento de la depositación de sulfuros.

Este comportamiento y la escases de ebullición hacen suponer que es la mezcla de fluidos aunada a los efectos de la efervescencia, los mecanismos que provocaron los cambios en la salmuera metalífera; ya que conforme se propaga el fluido hidrotermal dentro de la estructura, entra en contacto con aguas de menor temperatura y salinidad por lo que sufre un cambio en sus características originales.

## Posición en la corteza

Una de las características más importantes de Sombrerete es su posición dentro de la corteza, ya que como se observa en la figura 29, la mayoría de los depósitos epitermales presentan la cima de la mineralización a una profundidad media de 500 m. Sin embargo para Sombrerete, la cima se encuentra a una profundidad máxima de 1300 m de la superficie y el fondo a una profundidad conocida de 2000 m.

La posible causa de que Sombrerete se encuentre a tal profundidad puede deberse al sitio de origen de los fluidos hidrotermales y por ende a la ubicación de la fuente de calor cuyo emplazamiento se encuentre a mayor profundidad que en el común de los yacimientos epitermales, siendo así que un fluido originado a niveles profundos probablemente depositará su carga mineral a niveles igualmente profundos. Otra variable podría ser la cantidad de energía que aporta la fuente de calor al fluido controlando de esta manera su ascenso dentro de la corteza.

Lo anterior permite clasificar a Sombrerete como un yacimiento epitermal profundo, colocándolo en posición transicional con los yacimientos mesotermiales.

## Modelo conceptual para la génesis de la mineralización

El modelo conceptual propuesto se fundamenta en estudios de estratigrafía volcánica, geocronometría, inclusiones fluidas e isótopos de carbono y oxígeno, como también en analogías con sistemas geotérmicos activos. Con base en la anterior información se elaboró la figura 30 donde se presenta de manera resumida la evolución del sistema hidrotermal que originó la mineralización en Sombrerete.

El emplazamiento del sistema geotérmico (fig. 30A y B) alrededor de  $36.3 \pm 2$  m.a. ocurre a lo largo de las fracturas Pabellón y San Guillermo, ascendiendo a través de ellas una salmuera metalífera con temperaturas y salinidades que oscilaron de  $155^\circ$  a  $310^\circ\text{C}$  y 0.5 a 14% eq. NaCl respectivamente, siendo este tipo de fluidos los adecuados para contener los complejos clorurados que transportaron a elementos como Ag, Pb, Zn y Cu.

El rompimiento de los complejos clorurados y la posterior precipitación de los elementos metálicos en forma de sulfuros, ocurre al momento de suscitarse un cambio en las condiciones de temperatura y pH, siendo esto ocasionado por un fenómeno de efervescencia de  $\text{CO}_2$  y mezcla de fluidos.

En derredor de las salmuera metalífera se tienen aguas sódico-cloruradas diluidas, éstas reciben el aporte de volátiles desprendidos de la salmuera, como ocurre con el  $\text{CO}_2$  que se condensa en las partes altas y marginales del sistema, originando así las aguas carbonatadas (Henley, 1986; Hedenquist y Henley, 1989).

Hacia la cima del sistema, donde las aguas sódico-cloruradas diluidas llegan al nivel freático, se condensa el  $\text{H}_2\text{S}$  en solución que ante una mayor presencia de oxígeno libre forma  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , a éste tipo de fluido se le ha denominado aguas ácido-sulfatadas.

La ocurrencia de la salmuera metalífera, está restringida a la etapa I, observándose que durante el transcurso del proceso evolutivo, al final de cada etapa I ocurre un retroceso de la salmuera seguido de una invasión de aguas sódico-cloruradas diluidas; este tipo de fluido presenta

menores valores de temperatura y salinidad en relación con los reportados para la salmuera metalífera, además, puede contener calcita disuelta debido a la presencia de  $\text{CO}_2$  y la posterior formación de bicarbonatos ( $\text{HCO}_3^-$ ), o bien, por disolución directa del  $\text{CaCO}_3$  de la roca encajonante. La precipitación de calcita, acontece al momento de emplazarse las aguas sodico-cloruradas diluidas en el sitio anteriormente ocupado por la salmuera, encontrando allí roca con una mayor temperatura, lo cual induce la deposición de calcita debido a que disminuye la solubilidad de éste mineral conforme aumenta la temperatura (Fournier, 1985).

La calcita según el estudio paragenético, es el último mineral en depositarse en cada una de las etapas, además de ser más abundante conforme evoluciona el sistema. Esto pone de manifiesto el aporte de aguas sodico-cloruradas diluidas con una mayor presencia de carbonatos (fig. 30C).

Cada nuevo aporte de fluido presenta una composición química diferente, limitándose la deposición de sulfuros a la primera etapa, ya que durante las subsecuentes la deposición se limita a cuarzo el cual exhibe temperaturas y salinidades menores con respecto a las etapas precedentes.

Todo el anterior proceso aconteció alrededor  $36.3 \pm 2$  m.a. que es la edad de las rocas en las que se ubican los jasperoides originados en sitios cercanos a la descarga del sistema hidrotermal y bajo los cuales se encuentra una zona de alteración argílica avanzada originada por la presencia de aguas ácido-sulfatadas (fig. 30D).

En la figura 30E, se presenta la cubierta ignimbrítica que se depositó en el área hace  $32.1 \pm 2$  m.a. siendo el último evento ígneo registrado en el área, ya que a partir de esa fecha y hasta el presente se tiene un proceso erosivo.

Con base en la reconstrucción estratigráfica se ubica a la paleosuperficie del sistema a una distancia máxima de 1300 metros arriba de la actual superficie (fig. 30F).

28

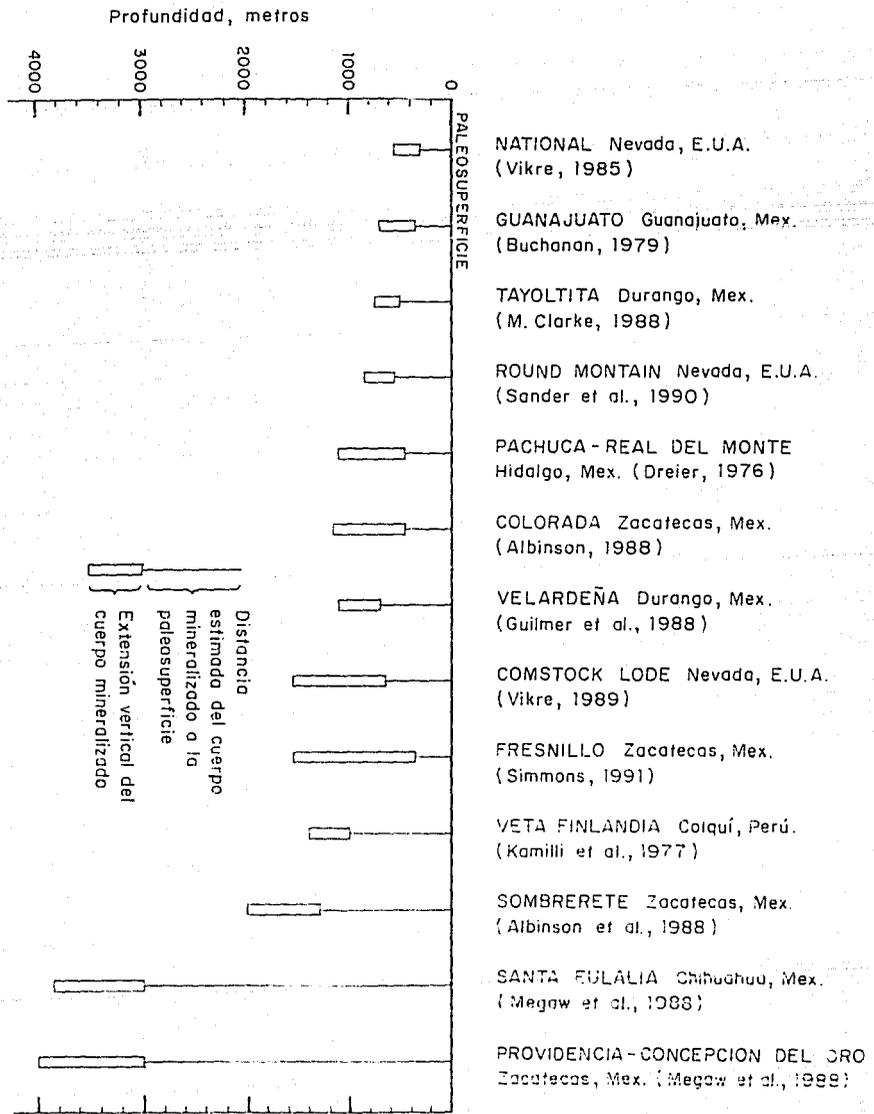


Fig. 29 Estimación de la distancia entre el cuerpo mineralizado y la paleosuperficie, así como la extensión vertical de la mineralización en diversos yacimientos epitermales y de alta temperatura encontrados en rocas carbonatadas.



## REFERENCIAS

- Aguirre-Diaz, G., 1986, Eocene and younger volcanism on the eastern flank of the Sierra Madre Occidental, Nazas, Durango, Mexico (Tesis de maestría): Austin, Univ. Texas, 179 p.
- Albinson, T., 1988, Geologic Reconstruction of Paleosurfaces in the Sombretete, Colorado and Fresnillo Districts, Zacatecas State, Mexico: *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1647-1667.
- Arias-Meda, J.L., 1986, Modelo evolutivo del ciclo hidrotermal de la Mina Tayoltita, Durango en base a datos isotópicos, microtermométricos y cocientes metálicos (Tesis de licenciatura): U.N.A.M., 93 p.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 81, p. 3513-3530.
- Bethke, P.M., y Rye, R.O., 1979, Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado-Part IV, Source of fluids from oxygen, hydrogen, and carbon isotope studies: *Econ. Geol.*, v. 74, p. 1832-1851.
- Brown, W.D., 1976, Stratigraphy and petrology of Cenozoic volcanics, Zacatecas (Tesis de maestría), Univ. New Orleans, 103 p.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J., y Kuehn, C.A., 1985, Fluid inclusions systematics in epithermal systems: *Rev. Econ. Geology*, v. 2, p. 73-98.
- Buchanan, L.J., 1979, The Las Torres Mine, Guanajuato, Mexico, Ore controls of a fossil hydrothermal system (Tesis de doctorado): Colorado School of Mines, 138 p.
- Burckhardt, C., 1905, La faune marine du Trias Superior de Zacatecas: *Univ. Nac. Autónoma de México, Inst. Geología Bol.* 21, 45 p.
- Casadevall, T., y Ohmoto, H., 1977, Sunnyside mine, Eureka mining district, San Juan Country, Colorado, Geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment: *Econ. Geol.*, v. 72, p. 1285-1320.
- Clarke, M., 1986, Hydrothermal geochemistry of silver-gold vein formation in the Tayoltita mine and San Dimas Mining District, Durango and Sinaloa, Mexico (Tesis de doctorado): Univ. Arizona, 151 p.
- Clarke, M., y Tittle, S.R., 1988, Hydrothermal evolution in the formation of silver-gold veins in the Tayoltita Mine, San Dimas District, Mexico: *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1830-1840.
- Coney, P.J. y Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- Craig, H., 1957, Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide: *Geochim. Cosmochim. Acta.*, v. 12, p. 133-149.
- Craig, H., 1961, Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters: *Science*, v. 133, p. 1833-1834.
- Cserna, Z., 1976, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 87, p. 1191-1199.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., y Clark, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera: in *Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera*, Arizona Geol. Soc. Digest, v. 14, p. 137-154.

- Damon, P.E., Shafiqullah, M., y Clark, K.F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Jour. Earth Sci., v. 20, p. 1052-1071.
- Dreier, J.E., 1976, The geochemical environment of ore deposition in the Pachuca-Real del Monte District, Hidalgo, Mexico (Tesis de doctorado): Univ. Arizona, 116 p.
- Drummond, S.E., y Ohmoto, H., 1985, Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems: Econ. Geol., v. 80, p. 126-145.
- Edwards, J.D., 1955, Studies of some Early Tertiary red conglomerates in Central Mexico: U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 264 H, 32 p.
- Field, C.W. y Fifarek, R.H., 1985, Light stable-isotope systematics in the epithermal environment: Rev. Econ. Geology, v. 2, p. 99-128.
- Fournier, R.O., 1985, Carbonate transport and deposition in the epithermal environment: Rev. Econ. Geology, v. 2, p. 63-71.
- Fredrikson, G., 1974, Geology of the Mazatlan area, Sinaloa, Western Mexico (Tesis de doctorado): Austin, Univ. Texas, 209 p.
- Fries, C., Jr., Hibbard, C.W., y Dunkle, D.H., 1955, Early Cenozoic vertebrates in the Red Conglomerate at Guanajuato, Mexico: Smithsonian Misc. Collections, v. 123, No. 7, 25 p.
- Giltner, A.L., y Clark, K.F., 1988, Sierra de Santa Maria, Veardena Mining District, Durango, Mexico: Econ. Geol., v. 83, p. 1802-1829.
- Grant, G.J., y Rufz, J., 1988, The Pb-Zn-Cu-Ag Deposits of de Granadefia Mine, San Francisco del Oro-Santa Barbara District, Chihuahua, Mexico: Econ. Geol., v. 83, p. 1683-1702.
- Gross, W.H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, México: Econ. Geol., v. 70, p. 1175-1189.
- Haas, J.L., 1971, The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure: Econ. Geol., v. 66, p. 940-946.
- Harder, V.M., 1987, Fission tracks in fluorite and apatite with geologic applications (Tesis de doctorado): El Paso, Univ. Texas, 82 p.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., y Foley, N.K., 1985, Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits: Rev. Econ. Geology, v. 2, p. 129-167.
- Hedenquist, J.W., y Browne, P.R.L., 1989, The evolution of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and isotopic composition of its fluids, minerals and rocks: Geoch. Cosmoch. Acta, v. 53, p. 2235-2257.
- Henley, R.W., Hedenquist, J.W., y Roberts, P., 1986, Guide to the Active Epithermal (Geothermal) Systems and Precious Metal Deposits of New Zealand: Monograph Series on Min. Dep., v. 28, Gegrbrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 211p.
- Henry, C.D., 1972, K-Ar chronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico (Tesis de maestría): Austin, Univ. Texas, 80 p.
- Henry, C.D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico (Tesis de doctorado): Austin, Univ. Texas, 158 p.

Huspeni, J.R., Kesler, S.E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J.F., y Jones, L.M., 1984. Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico. *Econ. Geol.*, v. 79, p. 87-105.

Imlay, R.W., 1936. Geology of the western part of the Sierra de Parras. Coahuila, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 47, p. 1091-1152.

Imlay, R.W., 1937. Geology of the middle part of the Sierra de Parras. Coahuila, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 48, p. 587-630.

Kamilli, R.J., y Ohmoto, H., 1977. Paragenesis, zoning, fluid inclusions, and isotopic studies of the Finlandia Vein, Colqui District, Central Peru. *Econ. Geol.*, v. 72, p. 950-982.

Kelly, W.A., 1936. Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 47, p. 1009-1038.

Lang, B., Steinitz, G., Sawkins, F.J., y Simmons, S.F., 1988. K/Ar age studies in the Fresnillo silver district, Zacatecas, Mexico. *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1642-1646.

Loucks, R.R., 1984. Zoning and ore genesis at Topia, Durango, Mexico (Tesis de doctorado): Univ. Harvard, 415 p.

Loucks, R.R., Lemish, J., y Damon, P.E., 1988. Polymetallic epithermal fissure vein mineralization, Topia, Durango, Mexico: Part I. District geology, geochronology, hydrothermal alteration, and vein mineralogy. *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1499-1528.

McCrea, J.M., 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Jour. Chem. Physics*, v. 18, p. 849.

McDowell, F.W., y Keizer, R.P., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 88, p. 1479-1487.

McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 180, p. 113-124.

Megaw, P.K., Ruiz, J., y Titley, S.R., 1988. High-Temperature, Carbonate-Hosted Ag-Pb-Zn (Cu) deposits of northern Mexico. *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1856-1885.

Norman, D.L., Benton, L.D., y Albinson, T., 1991. Calculation of  $f(\text{O}_2)$  and  $f(\text{S}_2)$  of ore fluids, and depth and pressure of mineralization from fluid inclusion gas analysis for the Fresnillo, Colorado, and Sombretete Pb-Zn-Ag deposits, Mexico: Society Applied to Mineral Deposits (inédito).

Ohmoto, H., y Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Second edition: John Wiley and Sons, New York, p. 509-567.

Padilla, R.J., 1982. Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico (Tesis de doctorado): Austin, Univ. Texas, 217 p.

Ponce, B.F., y Clark, K.F., 1988. The Zacatecas mining district: A tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization. *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1668-1682.

Potter, R.W., 1977. Pressure corrections for fluid inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H<sub>2</sub>O. *Jour. Research U.S. Geol. Survey*, v. 5, no. 5, p. 603-607.

- Potter, R.W., Clynne, M.A., y Brown, D.L., 1978, Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions: *Econ. Geol.*, v. 73, p. 284-285.
- Radtke, A.S., Rye, R.O., y Dickson, F.W., 1985, Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada: *Econ. Geol.*, v. 75, p. 641-672.
- Ranson, W.A., 1975, Geology and petrology of portions of the Zacatecas and Guadalupe quadrangles, Zacatecas, Mexico (Tesis de maestría), Univ. New Orleans, 83 p.
- Roedder, E., 1962, Ancient fluids in crystals: *Sci. Am.*, v. 207, p. 36-47.
- Roedder, E., 1976, Fluid inclusions evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks, en Wolf K.H. (ed.) *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, vol. 2: Elsevier Amsterdam, p. 67-110.
- Roedder, E., 1979, Fluid inclusions as samples of ore fluids, en Barnes, H.L. (ed.): New York, John Wiley and Sons, Inc., p. 684-731.
- Roedder, E., 1984, Fluid Inclusions, *Reviews in Mineralogy*, v. 12 Mineralogical Society of America, 644 p.
- Rogers, C.L., De Cserna, Z., Van Vloten, R., Tavera, A.E. y Ojeda, J., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: *Cons. Rec. Nat. No Renovables*, Bol. 56, 322 p.
- Ruvalcaba-Ruiz, D.C. y Thompson, T.B., 1988, Ore Deposits at the Fresnillo Mine, Zacatecas, México: *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1583-1596.
- Rye, R.O., y Sawkins, F.J., 1974, Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, central Andes, Peru: *Econ. Geol.*, v. 69, p. 181-205.
- Sander, M.V., y Einaudi, M.T., 1990, Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada: *Econ. Geol.*, v. 85, p. 285-311.
- Schönherr, P., Stass, K., Schmidt, R. y Gursky, H.J., 1986, Sobre la estratigrafía del Cretácico Medio-Superior y la tectónica de la Sierra de Papantón (Estado de Zacatecas, México): *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L.*, v. 1, p. 47-67.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., y Aldron, D.H.M., 1985, A practical guide to fluid inclusions studies: Glasgow, Blackie and Sons Ltd, 239 p.
- Simmons, S.F., 1980, Physio-chemical nature of the mineralizing solutions of the St. Niño vein: Results from fluid inclusion, deuterium, oxygen and helium studies in the Fresnillo District, Zacatecas, Mexico (Tesis de doctorado): Univ. Minnesota, 191 p.
- Simmons, S.F., Gemmill, J.B., y Sawkins, F.J., 1988, The Santo Niño silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: Part II. Physical and chemical Nature of ore-forming solutions: *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1619-1641.
- Soto, M.M. y Albinson, T., 1987, Informe geológico y evaluación del distrito Sombrerete: México, Minera Mexicana Sombrerete, S.A. de C.V., rep. priv., 42 p.
- Swanson, E.R., Keiser, R.P., Lyons, J.I., y Clabaugh, S.E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 89, p. 1000-1012.
- Swanson, E.R., y McDowell, F.W., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western Mexico: *J. Geophys. Res.*, v. 89, p. 8787-8799.

Tuta, A.H., Suter, J.F., Kester, S.E., y Ruiz, J., 1988, Geochronology of mercury, tin, and fluorine mineralization in northern Mexico: *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1931-1942.

Vikre, P.J., 1985, Precious metal veins in the National District, Humboldt Co., Nevada: *Econ. Geol.*, v. 80, p. 360-393.

Vikre, P.J., 1989, Ledge Formation at the Sandstrom and Kendall Gold Mines, Goldfield, Nevada: *Econ. Geol.*, v. 84, p. 2115-2138.

Wan, J., y Norman, D.I., 1988, Gas analysis of fluid inclusions in Colorado and Sombrerete District, Zacatecas State, Mexico: *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, v. 20, no. 7, p. A354.

## APENDICE A

### ESTRATIGRAFIA

En cuatro secciones se resume mediante símbolos la estratigrafía volcánica, además se da una breve descripción de las características de cada unidad.

## Representación de la estratigrafía volcánica en el área de estudio

### Simbología



Tabla no soldada



Tabla poco soldada



Tabla soldada



Tabla híbrida



Brechas volcánicas



Líticos



Lapilli



Flujos de lava andesítica



Arcillas y limos



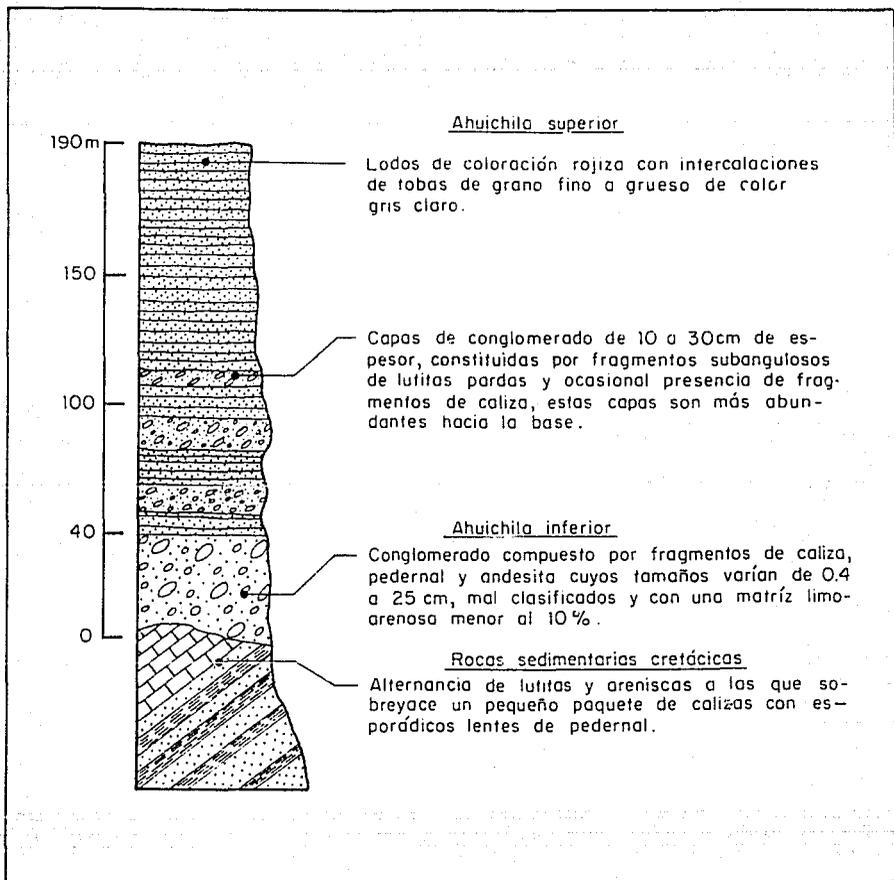
Conglomerados



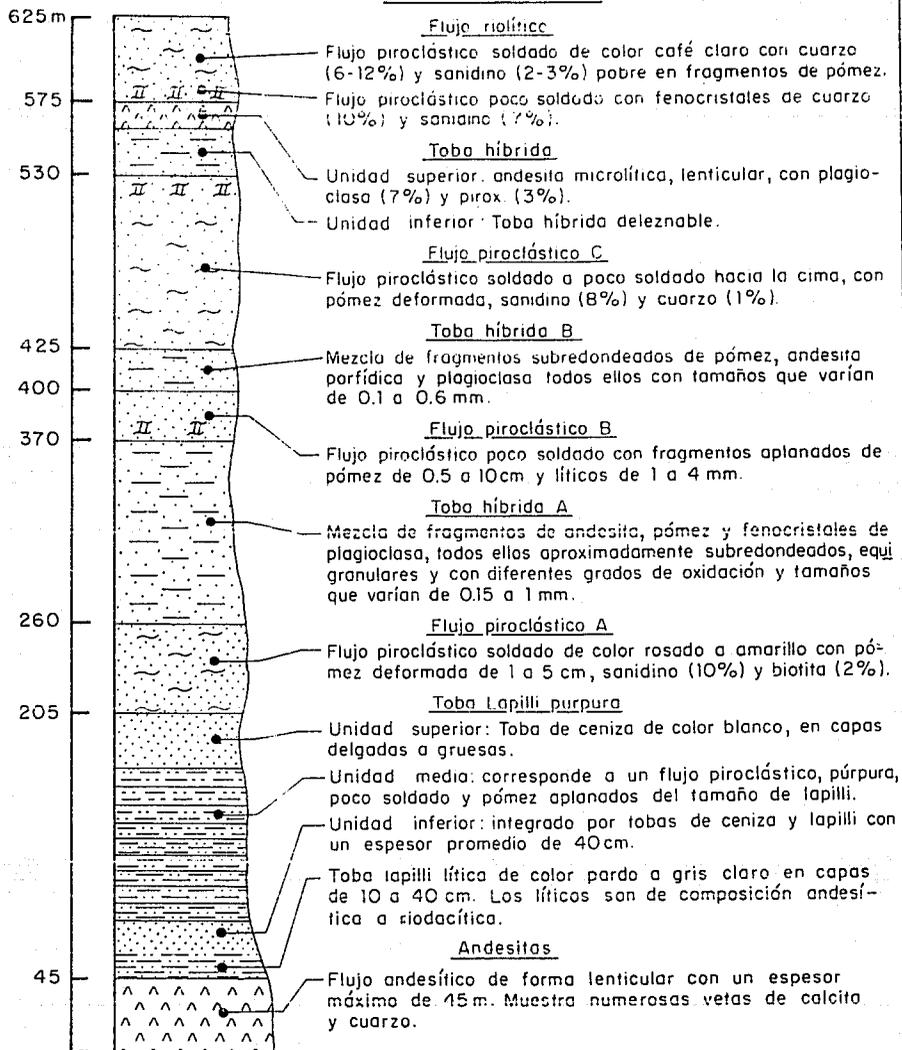
Calizas



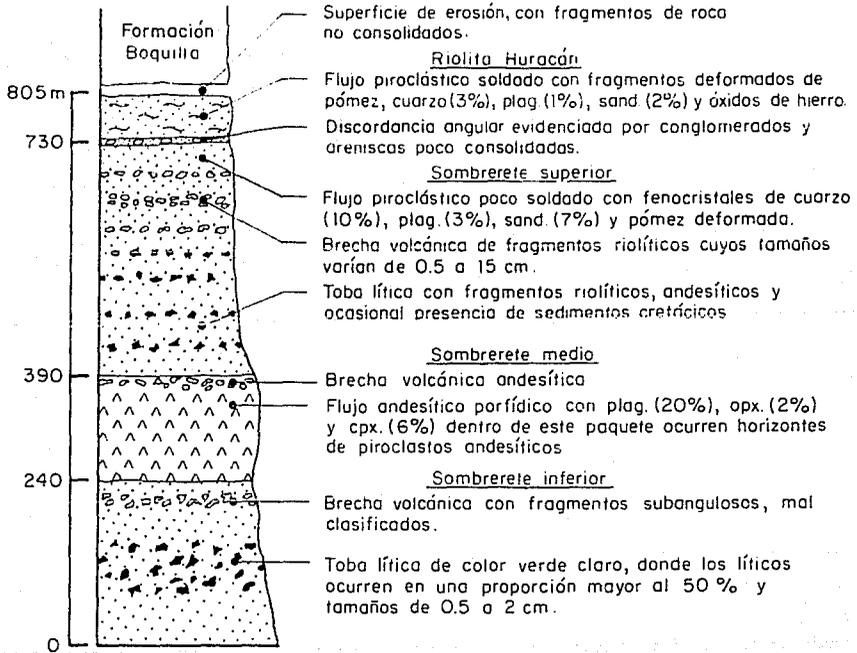
Arenas y lutitas



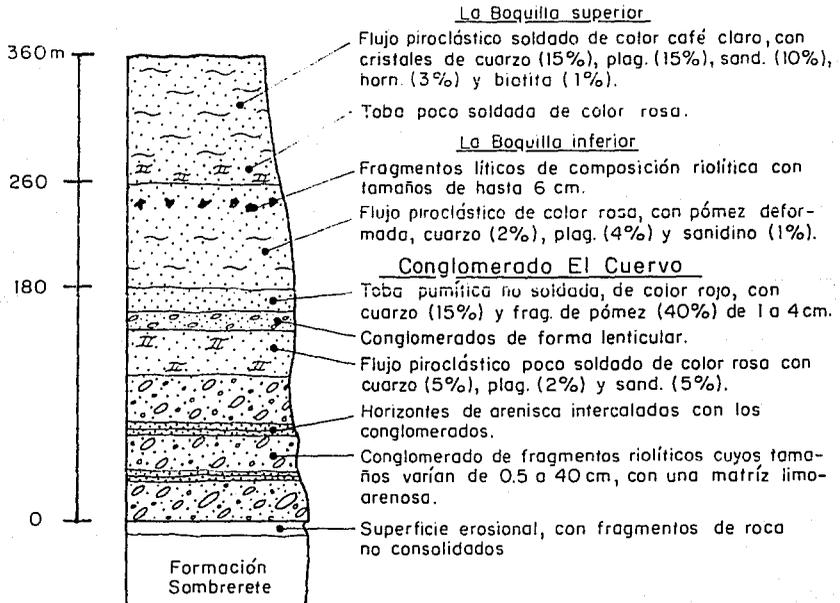
## Formación Artesano



## Formación Sombrerete



## Formación La Boquilla



## APENDICE B

### PETROGRAFIA

**Este apéndice resume en un formato tabular la descripción petrográfica de cada una de las unidades litológicas, presentandolas de la más antigua a la más reciente.**

## ANDESITA - Tan

### Flujo andesítico

Fenocristales	%	Tamaño (µm)	Forma	Características
Plagioclasa	2	1-3	subedral	Parcialmente pseudomorfizado por clorita.
Clinopiroxeno	7	1	eudral subedral	Cristales prismáticos, en ocasiones formando glomeros.
Ortopiroxeno	1	1	subedral	Cristales prismáticos, machados.

### Observaciones

Roca holocristalina, porfídica con una matriz microlítica fluidal, también se observan pequeños cristales de clinopiroxeno en la matriz. Los minerales secundarios como calcita y calcedonia rellenan fracturas.

## TOBA LAPILLI PURPURA-T1p

### Flujo piroclástico poco soldado

Fenocristales	%	Tamaño (µm)	Forma	Características
Sanidino	7	1-3	subedral	Parcialmente pseudomorfizado por calcita.
Cuarzo	1	<0.3	anedrales	Pequeños cristales angulosos.

### Observaciones

Shards con una incipiente orientación. Pómez deformados de 2 a 8 mm de largo. Vesículas de forma lenticular parcialmente rellenas de clorita. líticos no deformados de 10 mm de largo. Matriz totalmente devitrificada.

## FLUJO PIROCLASTICO "A"-Tf1 A

### Flujo piroclástico soldado

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Feldespatos	10	1	subedral	Total pseudomorfismo por sericita
Biotita	2	0.3-1	subedral	Parcialmente pseudomorfizado por clorita y esfena.

### Observaciones

La matriz está totalmente devitrificada. Los shards están deformados y guardando una orientación preferencial, algunos exhiben textura axiolítica. Vesículas rellenas por clorita radial, calcedonia y cuarzo.

## TOBA HIBRIDA "A" - Tta A

### Toba híbrida

Contenido	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Fragmentos de roca	80	0.4-1	subredondeado	Diversas litologías; Andesita, Andesita porfídica y pómez.
Cuarzo	1	0.3	anedral	Subredondeado
Plagioclasa	10	0.3	subedral	Parcial reemplazamiento por calcita.

### Observaciones

Los fragmentos son equigranulares y están rodeados por clorita. Los fragmentos andesíticos exhiben una mayor oxidación. El cuarzo rellena cavidades y la clorita reemplaza a las plagioclasas.

## FLUJO PIROCLASTICO "B"-Tf1 B

### Flujo piroclástico poco soldado

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Feldspatos	1	0.6	subedral	Pseudomorfismo por sericita.
Cuarzo	1	0.2	anedral	Fragmentos de cristales.

### Observaciones

Shards no deformados y distribuidos arbitrariamente, la devitrificación de la muestra origina una textura axiolítica en los shards. Pómez de 0.5 a 1 mm no están deformados.

## TOBA HIBRIDA "B" - Tta B

### Toba híbrida

Contenido	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Fragmentos de roca	80	0.06-0.4	subredondeado	Fragmentos de pómez, anedrita
Cuarzo	<1	0.1	anedral	Fracturado
Plagioclasa	10	0.15-0.8	subedral	Parcial reemplazamiento por clorita.

### Observaciones

Equigranular, con clorita entre los fragmentos. Cuarzo rellenando cavidades. Los fragmentos de roca exhiben oxidación en su perímetro.

## FLUJO PIROCLASTICO "C"-Tf1 C

### Flujo piroclástico poco soldado

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Sanidino	8	1.5	subedral	Esquinas redondeadas, no más cladas, con ligera corrosión y parcial alteración por serfícita.
Cuarzo	<1	0.1	anedral	Con bordes corroídos, fracturado.

### Observaciones

Matriz totalmente devitrificada a cuarzo y cristobalita. Pómez no deformada, devitrifica a intercrecimientos de feldespato K y cristobalita en ocasiones originando esferulitas.

## TOBA HIBRIDA "C" - Tta C

### Andesita microlítica; miembro superior de la unidad

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Plagioclasa	7	0.3-1	subedral	Reemplazada por clorita y calcita.
Piroxenos	3	0.25	euedral a subedral	Pseudomorfizados por calcita.

### Observaciones

Matriz microlítica-fluidal. Vesículas rellenas de cuarzo y calcita.  
Fracturas rellenas de calcita.

## FLUJO RIOLITICO

### Flujo piroclastico poco soldado

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Sanidino	7	0.3-0.6	subedral	
Cuarzo	10	0.5-1	anedral	Fracturados, con bordes corroídos.

### Observaciones

Matriz devitrificada. Shards poco deformados, ligeramente orientados y exhibiendo devitrificación que ha originado texturas axiolíticas por el intercrecimiento de cristobalita y feldespato-K.

## SOMBRERETE INFERIOR-Tsi

### Toba no soldada

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Sanidino	8	0.6-1	subedral	Fracturado y reemplazado por calcita y óxidos.
Cuarzo	10	0.6-1	anedral	Bordes corroídos por asimilación.

### Observaciones

Matriz totalmente devitrificada. Shards totalmente destruidos. Fragmentos de pómez devitrificados en intercrecimientos de cristobalita y feldespato-K. Calcita rellena cavidades y pseudomorfiiza a feldespatos.

## SOMBRERETE MEDIO-TSM

### Flujo andesítico

Fenocristales	%	Tamaño (µm)	Forma	Características
Plagioclasa	20	1-2	subedral	Algunos fracturados y reemplazados por sericita.
Clinopiroxenos	6	1	eudral a subedral	Formando glómeros, oxidado.
Ortopiroxenos	2	0.2-0.5	eudral a subedral	Reemplazado por óxidos
Oxidos	1	0.2-0.3	eudral	Cúbico, opaco. Magnetita?

### Observaciones

Matriz devitrificada con escasos microlitos. Plagioclasas y piroxenos se agrupan originando texturas glomeroporfídicas. Oxidos rodeando a piroxenos, que junto con clorita y calcita los reemplazan.

## SOMBRERETE SUPERIOR-T55

Flujo piroclástico poco soldado

Fenocristales	%	Tamaño (µm)	Forma	Características
Cuarzo	10	0.7-2	anedral	Fragmentos angulosos, algunos corroídos.
Plagioclasa	3	0.6	subedral	Fracturados y reemplazados por calcita
Sanidino	7	0.5-1	subedral a anedral	Fracturado, alterando a arcillas.

### Observaciones

La matriz está totalmente devitrificada, de los shards solo se observa su forma relicta. Los fragmentos de pómez se ven deformados y devitrificados a un intercrecimiento de feldespato-K y cristobalita. La deformación de los fragmentos de pómez da una textura eutaxítica incipiente.

## RIOLITA HURACAN-Trh

### Flujo piroclástico soldado

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Cuarzo	3	1-2	anedral	Frag. de cristales algunos con bordes de reacción.
Plagioclasa	1	0.5-1.2	subedral	Fracturadas
Sanidino	2	0.5-1	subedral a anedral	Cristales rotos, sin alteración.
Biotita	<1	0.5	subedral	Reemplazada por óxidos.

### Observaciones

Matriz totalmente devitrificada. Shard devitrificados a cristobalita y feldespato-K intercrecidos originando texturas axiolíticas.

Los fragmentos de pomez exhiben deformación originando una incipiente - textura eutaxítica, también se encuentran devitrificados produciendo texturas esferulíticas.

## EL CUERVO-Tcc

### Flujo piroclástico poco soldado

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Cuarzo	5	0.5	anedral	Fragmentos con marcas de asimilación.
Plagioclasa	2	0.5-1	subedral	Fracturado y pequeños fragmentos diseminados.
Sanidino	5	1-2	subedral	Cristales fracturados
Biotita	1	0.2	subedral	Parcialmente reemplazada por óxidos.

### Observaciones

Matriz poco devitrificada con algunos desarrollos esferulíticos de feldespato-K y cristobalita. Los shards guardan una orientación preferencial y poca deformación, la mayoría está devitrificada a intercrecimientos de feldespato-K y cristobalita en texturas axiolíticas.

## BOQUILLA INFERIOR-Tb1

### Flujo piroclástico soldado

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Cuarzo	2	0.3-0.6	anedral	Fragmentos con bordes coarrollados por asimilación.
Plagioclasa	4	0.5-1	eudral a subedral	Cristales fracturados y fragmentos diseminados.
Sanidino	1	0.3-0.6	eudral a subedral	Fenocristales de forma rectangular con esquinas redondeadas.

### Observaciones

La mayoría de los shards están totalmente destruidos. La matriz se encuentra completamente devitrificada en un intercrecimiento de feldespato-K y cristobalita originando texturas esferulíticas y axiolíticas. Los fragmentos de pómez están devitrificados y alargados en forma de delgadas bandas, originando así texturas eutaxíticas.

## BOQUILLA SUPERIOR-Tbs

### Flujo piroclástico soldado

Fenocristales	%	Tamaño (mm)	Forma	Características
Cuarzo	15	0.5-4	anedral	Fracturado, fragmentado, con bordes corroídos por asimilación.
Plagioclasa	15	1-3	euedral a subedral	Fragmentos fracturados
Sanidino	10	0.5-3	subedral	Fragmentos fracturados y bordes redondeados por una ligera asimilación.
Hornblenda	3	0.5-1.0	euedral a subedral	Reemplazados por óxidos
Biotita	1	0.5-1.0	subedral	Reemplazados por óxidos

### Observaciones

Shards totalmente deformados y soldados, delineados por los óxidos. En algunas partes la matriz exhibe devitrificación a intercrecimientos de feldespato-K y cristobalita en texturas esferulíticas.

## APENDICE C

### MINERAGRAFIA

**Veta**  
**P** Pabellón  
**SG** San Guillermo

**Abreviaturas**  
**PI** Pirita  
**AR** Arsenopirita  
**PR** Pirrotita  
**GA** Galena  
**ES** Esfalerita  
**CP** Calcopirita  
**FB** Freibergita  
**PG** Pirargirita  
**CU** Cubanita

**Simbolos**  
**1** >50%  
**2** 20-50%  
**3** 5-20%  
**4** <5%

Localidad (nivel)	Muestra no.	Veta	MINERALOGIA									
			PI	AR	GA	ES	CP	FB	PG	CU	PR	
240	(10) SOM 85-19	P	2		1	2	2	2				
	(12) SOM 85-20	P	2		2	3	1					
	(13) SOM 85-21	P	2	1	3	3	2	2				
	(15) SOM 85-23	P	2		3	3	1			2		
	(16) SOM 84- 8	P	3		1	3	2					
345	(17) SOM 85- 5	P	2		3	3	2	2	1			
	(18) SOM 84-37	P	3		2	3						
	(19) SOM 85-25	P	1		2	3	2	3	2			
	(21) SOM 84-10	P	2		1	4	1	1	1			
	(22) SOM 90- 9	P	3		2	3	1	2	2			
	(23) SOM 91- 3	P	3		2	4		2	1			
	(25) SOM 85- 7	P	3	1		3	2	2	2			
	(28) SOM 85-18	P	2		2	2	1					
445	(29) SOM 85-14	P	3	1	2	3	2	2	1			
	(30) SOM 85-12	P	3		2	2	2	2				
	(33) SOM 84-41	P	2		2	3						
	(34) SOM 84-13	P	3		2	2	1	1				
	(35) SOM 84-15	P	2		3	3	2		1			
	(37) SOM 84-35	P	3		3	3	2	2	2	1		
505	(38) SOM 84-21	P	3		2	2	2	2				
	(39) SOM 84-29	P	3	2	3	3	2	2				
	(41) SOM 84-17	P	3	2	2	3	1					
	(42) SOM 84-18	P	2	2	2	3	1					
	(43) SOM 84-19	P	2		2	3	2	2	2			
	(44) SOM 84- 4	P	3		1	3	1	1				
	(45) SOM 84- 5	P	3	1	2	4	2	1			1	
	(46) SOM 84- 3	P	2		2	4	1	1				
	(47) SOM 84-34	P	3		2	3	1			2		
	(49) SOM 84-42	P	3	1	2	3	2	2	2			
605	(50) SOM 84-26	P	4	2	2	2	1					
	(51) SOM 84-43	P	2	2	2	3	2	2				
	(52) SOM 84-50	P	3		2	2	2	2	1			
	(53) SOM 84- 7	P	3		2	2	1	1				
	(54) SOM 84- 6	P	3		1	3	2	2				
	(55) SOM 85-41A	P	4		2	2						
	(56) SOM 85-38	P	3	1	2	3	2	2	1	1		
	(57) SOM 85-39A	P	3	2	2	3	2	2		1	1	
	(61) SOM 85-40	P	2		3	3			1	1		
685	(62) SOM 88- 1	P	3		3	3	2	2				
	(63) SOM 90- 6	P	2		4	2	2	2				

Localidad (nivel)	Muestra no.	Veta	MINERALOGIA									
			PI	AR	GA	ES	CP	FB	PG	CU	PR	
685	(64) SOM 89- 2	P	2		3	3	3	2				
	(65) SOM 88- 2	P	3		3	3	1	2				
	(66) SOM 88- 2	P	2		2	4	2	2				
	(67) SOM 90- 7	P	2		4	1						
345	(71) SOM 85- 8	SG	2		3	3	1	2	1			
	(72) SOM 85-37A	SG	3	1	2	2	1	2				1
445	(73) SOM 85-17	SG	4	1	2	2	1					
	(74) SOM 85-15	SG	3		2	2	3	2	2			
	(75) SOM 84-11	SG	3		2	3	1	1	1		1	
	(76) SOM 85-16	SG	3		2	3	2	2				
505	(77) SOM 89-28	SG	3		2	3				1		1
	(78) SOM 84-27	SG	3	1	2	3	1	2				1
605	(80) SOM 84-30	SG	2		2	3	1			1		1
	(81) SOM 84-31	SG	2		3	3	1				1	

1) El número entre paréntesis es la clave con que se ubica la muestra en el plano.

## A P E N D I C E D

### ANALISIS MICROTERMOMETRICO DE INCLUSIONES FLUIDAS

Todos los datos aqui reportados corresponden  
a inclusiones primarias

#### Abreviaturas

- Q Cuarzo
- C Calcita
- S Esfalerita
- T(h) Temperatura de homogeneización
- T(f) Temperatura de fusión

























