

3



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

GEOLOGIA, PROSPECCION Y ASPECTOS  
ECONOMICOS DE LOS YACIMIENTOS  
DE TUNGSTENO

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE :  
INGENIERO GEOLOGO  
PRESENTAN :  
MARIA ELIZABETH GUTIERREZ QUINTERO  
GEORGINA JESSICA GREENE MONTER



MEXICO, D. F.

281061

2000



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-659

**SRITA. GEORGINA JESSICA GREENE MONTER**  
Presente

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

**GEOLOGIA, PROSPECCION Y ASPECTOS ECONOMICOS DE LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO**

- I GENERALIDADES
  - II CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO
  - III MODELOS PRINCIPALES DE YACIMIENTOS
  - IV PROSPECCION
  - V YACIMIENTOS DE TUNGSTENO EN MEXICO
  - VI PRODUCCION Y ASPECTOS ECONOMICOS
  - VII CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFIA

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

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

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Cd. Universitaria, a 13 de junio del 2000  
EL DIRECTOR

  
\_\_\_\_\_  
**ING. GERARDO FERRANDO BRAVO**

GFB\*RLLR\*gtg

R



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AVENIDA DE  
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-1-660

**SRITA. MARIA ELIZABETH GUTIERREZ QUINTERO**  
Presente

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

**GEOLOGIA, PROSPECCION Y ASPECTOS ECONOMICOS DE LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO**

- I GENERALIDADES
  - II CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO
  - III MODELOS PRINCIPALES DE YACIMIENTOS
  - IV PROSPECCION
  - V YACIMIENTOS DE TUNGSTENO EN MEXICO
  - VI PRODUCCION Y ASPECTOS ECONOMICOS
  - VII CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFIA

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

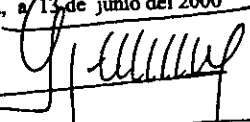
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

**"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"**

Cd. Universitaria, a 13 de junio del 2000

EL DIRECTOR

  
**ING. GERARDO FERRANDO BRAVO**

GFB\*RLLR\*gtg

ff

## AGRADECIMIENTOS

**Al Ing. Germán Arriaga García**

*Por su gran apoyo e interés en la elaboración de este trabajo, además de su invaluable amistad.*

**A los:**

**Ing. Miguel Angel Vera Ocampo**

**Ing. Carlos Garza González Vélez**

**Ing. Jorge Nieto Obregón**

**Ing. Mauricio Mazari Hiriart**

*Por el interés demostrado durante tantos años para lograr nuestra formación profesional.*

**Al Ing. Juan Manuel Pérez Ibarquengoitia**

*De manera muy especial por su gran apoyo técnico y moral sin el cual este trabajo seguiría siendo un proyecto, gracias infinitas.*

**Al Arq. Carlos Valencia R.**

*Por su valiosa colaboración en la realización de este trabajo.*

**A los amigos y compañeros**

*Por lo que nos une*

**A la Facultad de Ingeniería**

*Por darnos la oportunidad de lograr una vida plena y productiva.*

**A la UNAM**

*Alma Mater de muchos mexicanos y esperanza de un futuro mejor*

# INDICE

	Pág.
<b>I. GENERALIDADES</b>	<b>1</b>
I.1. INTRODUCCION	1
I.2. OBJETIVO DEL TRABAJO	1
I.3. HISTORIA DEL TUNGSTENO	2
I.4. USOS DEL TUNGSTENO	5
I.5. PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL TUNGSTENO	7
I.5.1. PROPIEDADES QUIMICAS	7
I.5.2. PROPIEDADES FISICAS	9
I.6. MINERALES DE MENA	10
I.7. GEOQUIMICA DEL TUNGSTENO	16
<b>II. CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO</b>	<b>20</b>
II.1. GENERALIDADES	20
II.2. CLASIFICACION DE LINDGREN	20
II.3. CLASIFICACION DE JENSEN Y BATEMAN	21
II.4. CLASIFICACION SEGUN PROVINCIAS METALOGENICAS	22
II.4.1. CARACTERISTICAS GENERALES	26
II.5. CLASIFICACION POR EPOCAS METALOGENICAS	39
II.6. CLASIFICACION DE LOS SKARNS DE W Y Sn	44
II.6.1. CLASIFICACION DE SKARNS DE W Y Sn DE SHABYNIN	44
II.6.2. CLASIFICACION DE SKARNS DE W Y Sn DE EINAUDI	44
II.6.3. CLASIFICACION DE SKARNS DE W Y Sn DE SATO	47
II.6.4. CLASIFICACION DE SKARNS DE W Y Sn DE KWAK	47
<b>III. MODELOS PRINCIPALES DE YACIMIENTOS</b>	<b>50</b>
III.1. YACIMIENTOS MAGMATICOS	50
III.1.1. GENERALIDADES	50
III.1.2. MODELO MAGMATICOS PEGMATITICOS	51
III.1.2.1. PARAGENESIS	51
III.1.2.2. ALTERACIONES	52
III.1.2.3. LITOLOGIA	52
III.1.2.4. ESTRUCTURAS	53

III.1.2.5. GEOLOGIA HISTORICA	57
III.1.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO	58
III.1.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS	58
III.2. MODELO HIDROTHERMAL	59
III.2.1. GENERALIDADES	59
III.2.2. MODELO HIDROTHERMAL DEL RELLENO DE FISURAS	60
III.2.2.1. PARAGENESIS	60
III.2.2.2. ALTERACIONES	61
III.2.2.3. LITOLOGIA	61
III.2.2.4. ESTRUCTURAS	62
III.2.2.5. GEOLOGIA HISTORICA	64
III.2.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO	65
III.2.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS	71
III.3. MODELO HIDROTHERMAL DE METASOMATISMO DE CONTACTO (SKARN)	72
III.3.1. GENERALIDADES	72
III.3.2. SKARNS DE TUNGSTENO	73
III.3.2.1. PARAGENESIS	74
III.3.2.2. ALTERACIONES	77
III.3.2.3. LITOLOGIA	78
III.3.2.4. ESTRUCTURAS	78
III.3.2.5. GEOLOGIA HISTORICA	81
III.3.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO	87
III.3.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS	89
III.4. MODELO DE SKARN REGIONAL NO RELACIONADO A PLUTONES	90
III.4.1. GENERALIDADES	90
III.4.2. SKARN REGIONALES DE TUNGSTENO	91
III.4.2.1. PARAGENESIS	91
III.4.2.2. ALTERACIONES	92
III.4.2.3. LITOLOGIA	92
III.4.2.4. ESTRUCTURAS	92
III.4.2.5. GEOLOGIA HISTORICA	93

III.4.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO	93
III.4.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS	93
III.5. MODELO DE PORFIDOS ASOCIADO A TUNGSTENO	94
III.5.1. GENERALIDADES	94
III.5.2. PORFIDOS DE MOLIBDENO TIPO CLIMAX	94
III.5.2.1. PARAGENESIS	94
III.5.2.2. ALTERACIONES	94
III.5.2.3. LITOLOGIA	94
III.5.2.4. ESTRUCTURAS	95
III.5.2.5. GEOLOGIA HISTORICA	96
III.5.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO	98
III.6. MODELO VULCANOGENICO	100
III.6.1. GENERALIDADES	100
III.6.2. YACIMIENTOS VULCANOGENICOS ASOCIADOS A MINERALIZACION DE TUNGSTENO	100
III.6.2.1. PARAGENESIS	100
III.6.2.2. ALTERACIONES	101
III.6.2.3. LITOLOGIA	101
III.6.2.4. ESTRUCTURAS	102
III.6.2.5. GEOLOGIA HISTORICA	102
III.6.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO	104
III.6.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS	104
III.7. OTROS TIPOS DE DEPOSITO	105
III.7.1. DEPOSITOS DE SALMUERA Y FUENTES TERMALES	105
III.7.2. DEPOSITOS DE PLACER	105
IV. PROSPECCION	106
IV.1. GENERALIDADES	106
IV.2. YACIMIENTOS MAGMATICOS PEGMATITICOS	109
IV.2.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS	109
IV.2.2. GUIAS LITOLÓGICAS	109
IV.2.3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS	109
IV.2.4. GUIAS ESTRUCTURALES	109
IV.2.5. GUIAS MINERALOGICAS	110



<b>IV.3. YACIMIENTOS HIDROTERMALES DE RELLENO DE FISURAS</b>	<b>111</b>
<b>IV.3.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS</b>	<b>111</b>
<b>IV.3.2. GUIAS LITOLÓGICAS</b>	<b>111</b>
<b>IV.3. 3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS</b>	<b>111</b>
<b>IV.3.4. GUIAS ESTRUCTURALES</b>	<b>111</b>
<b>IV.3.5. GUIAS MINERALOGICAS</b>	<b>112</b>
<b>IV.4. YACIMIENTOS DE METASOMATISMO DE CONTACTO O SKARN</b>	<b>113</b>
<b>IV.4.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS</b>	<b>113</b>
<b>IV.4.2. GUIAS LITOLÓGICAS</b>	<b>113</b>
<b>IV.4. 3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS</b>	<b>115</b>
<b>IV.4.4. GUIAS ESTRUCTURALES</b>	<b>115</b>
<b>IV.4.5. GUIAS MINERALOGICAS</b>	<b>117</b>
<b>IV.5. YACIMIENTOS DE W EN SKARN REGIONAL</b>	<b>121</b>
<b>IV.5.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS</b>	<b>121</b>
<b>IV.5.2. GUIAS LITOLÓGICAS</b>	<b>121</b>
<b>IV.5. 3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS</b>	<b>121</b>
<b>IV.5.4. GUIAS ESTRUCTURALES</b>	<b>121</b>
<b>IV.5.5. GUIAS MINERALOGICAS</b>	<b>122</b>
<b>IV.6. YACIMIENTOS DE PORFIDOS DE Mo TIPO CLIMAX</b>	<b>122</b>
<b>IV.6.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS</b>	<b>122</b>
<b>IV.6.2. GUIAS LITOLÓGICAS</b>	<b>122</b>
<b>IV.6. 3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS</b>	<b>122</b>
<b>IV.6.4. GUIAS ESTRUCTURALES</b>	<b>123</b>
<b>IV.6.5. GUIAS MINERALOGICAS</b>	<b>123</b>
<b>IV.7. YACIMIENTOS VULCANOGENICOS</b>	
<b>IV.7.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS</b>	<b>123</b>
<b>IV.7.2. GUIAS LITOLÓGICAS</b>	<b>123</b>
<b>IV.7. 3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS</b>	<b>123</b>
<b>IV.7.4. GUIAS ESTRUCTURALES</b>	<b>124</b>
<b>IV.7.5. GUIAS MINERALOGICAS</b>	<b>124</b>
<b>IV.8. PROSPECCION GEOQUIMICA</b>	<b>125</b>
<b>IV.9. PROSPECCION GEOFISICA</b>	<b>133</b>
<b>IV.9.1. METODO GRAVIMETRICO</b>	<b>133</b>

IV.9.2. METODO MAGNETICO	134
IV.9.3. DISCRIMINADOR DE LINEAS FRAUNHOFER	135
IV.10. ALGUNOS EJEMPLOS DE YACIMIENTOS Y SU CLASIFICACION	139
IV.10.1. DEPOSITOS DE TUNGSTENO EN EL DISTRITO MINERO DE OKIEP	139
IV.10.2. DEPOSITO DE BAID AL JIMALAH	144
IV.10.3. DEPOSITO DE SAN JUDAS TADEO	151
IV.10.4. DEPOSITO DE METTEESILL	157
V. YACIMIENTOS DE TUNGSTENO EN MEXICO	161
V.1. ZONA NORTE DE MEXICO	161
V.1.2. GENERALIDADES	161
V.1.3. GEOLOGIA	165
V.1.4. MINERALIZACION DE TUNGSTENO EN SKARNS	168
V.1.5. MINERALIZACION DE TUNGSTENO EN PEGMATITAS	168
V.2. PRINCIPALES YACIMIENTOS DE LA ZONA NORESTE	169
V.2.1. EL JARALITO	169
V.2.2. LA VENADA	171
V.2.3. PALO VERDE	171
V.2.4. CARNAVAL	175
V.2.5. SAN ALBERTO	175
V.2.6. EL DESIERTO	175
V.2.7. PADRECITAS	177
V.3. OTRAS ZONAS DEL NORTE DE MEXICO	177
V.3.1. SANTA LIBRADA	177
V.3.2. PILAS DE LA ESTANCIA	178
V.3.3. MEXIQUILLO	179
V.4. YACIMIENTOS DE TUNGSTENO EN BAJA CALIFORNIA	180
V.4.1. GENERALIDADES	180
V.4.2. GEOLOGIA	180
V.4.3. YACIMIENTOS MINERALES	181
V.4.3.1. EL FENOMENO	181

V.5. ZONA-CENTRAL DE MEXICO	182
V.5.1. GENERALIDADES	182
V.5.2. GEOLOGIA	182
V.5.3. YACIMIENTOS DE TUNGSTENO	185
V.3.1. EL MAGUEY	185
V.3.2. EL SAUCITO	186
V.6. ZONA SUR DE MEXICO	189
V.6.1. TRES BRAZOS	189
VI. PRODUCCION Y ASPECTOS ECONOMICOS	
VOLUMEN DE PRODUCCION DE TUNGSTENO EN MEXICO	190
PRODUCCION MUNDIAL	191
EXPORTACIONES	192
IMPORTACIONES	193
VII. CONCLUSIONES	201
BIBLIOGRAFIA	212

## **I. GENERALIDADES**

## I. GENERALIDADES

### I.1.- INTRODUCCION

La economía de México es sustentada en parte por la industria minera, el país se encuentra entre los primeros productores de metales como plata, cobre, zinc y tiene una producción considerable de oro, por este motivo, la mayoría de los estudios de prospección minera están enfocados a la localización de estos metales, sin embargo no deja de ser importante la búsqueda de otro tipo de minerales como nuevas opciones de importancia económica para la industria. Entre estos se encuentra el metal tungsteno, el cual tiene un uso industrial muy amplio. Se conocen más de 200 usos comerciales para herramientas y aproximadamente 100 aleaciones ferrosas.

Este trabajo expone los fenómenos geológicos que dan lugar a la concentración de este metal, los modelos de este tipo de yacimiento, métodos de prospección y guías regionales o locales utilizadas para la localización del yacimiento o cuerpo mineral.

También se incluyen algunos datos de economía y producción.

### I.2.- OBJETIVO DEL TRABAJO

El presente trabajo tiene como finalidad dar a conocer las características más importantes de los yacimientos de tungsteno, pretende ser una herramienta para el estudio y localización de posibles zonas minerales de importancia económica.

### I.3. HISTORIA DEL TUNGSTENO

El tungsteno es un metal conocido desde mucho antes de que se generalizara su uso comercial. La primera cita que se conoce para uno de los minerales de tungsteno se encuentra en el "Tratado de Metalurgia" de Agricola publicado de 1556. Ahí se le nombra "Lupi Spuma", este nombre al parecer es debido a que generalmente se encuentra asociado con el estaño, al cual se come como un lobo se come a un cordero. "Lupus" como se sabe significa lobo en latín, y fue traducido en 1574 al alemán, por Lazarus Ecker como "Wolfram" que tiene el mismo significado.

En 1781, el químico alemán Scheel en sus memorias "Tungsten Bestands - Delar" clasifica al mineral de tungsteno como scheelita. Estableció que es un metal de calcio y un ácido desconocido al cual descubrió como un nuevo elemento y lo llamó (ácido túngstico). En la realidad, la scheelita es un tungstato de calcio.

Antes de 1781, se tenían ideas vagas acerca de la scheelita y la wolframita pero se consideraban menas de estaño.

En 1783, uno de los hermanos Elhuyar, trabajó con Scheel y publicó "Análisis químico del wolframio y análisis de un nuevo metal que entra en su composición" en donde demuestra que logran aislar el metal de tungsteno y que el elemento wolframio está asociado con manganeso y hierro en vez de calcio , a esta asociación se le llamó posteriormente wolframita.

A principios de 1786 se realizaron un gran número de investigaciones para conocer las propiedades y aplicaciones de este nuevo elemento.

H.I. Duhamel Du Monceau ("Enciclopedia Metódica", París, Vol. 1) enfatiza la posibilidad del uso del tungsteno para endurecer el acero, fue el primero en producir el primer acero endurecido (self-hardening).

En 1820, H. Breithaupt en su libro "Kurze Charakteristik des Mineralssystems" adoptó por primera vez la palabra wolframita para el mineral formado por tungstato de hierro y manganeso.

El tungsteno fue una curiosidad científica, hasta mediados del siglo XIX (1847) cuando comenzó la industrialización del tungsteno.

En ese año R. Orland obtuvo la patente británica no. 11848 para manufacturar tungstato de sodio y ácido túngstico, lo que es el punto de partida para la metalurgia del tungsteno.

El primer intento de producir acero con tungsteno fue en 1855 por Jaco y Kueller quienes obtuvieron patentes en Francia.

Oxled en 1857 obtuvo la patente no. 2114 para la producción de acero de tungsteno, en ese mismo año Mushet patentó varios métodos para producir acero de tungsteno y en 1868 obtuvo acero auto-endurecido conteniendo de 5 a 8% de tungsteno.

La primera aplicación práctica fue en forma de rieles de ferrocarril en Torre Noir en 1868.

En 1897, el profesor V. Leepin de St. Petesburgo realiza pruebas de las propiedades mecánicas de acero de tungsteno y molibdeno.

El tungsteno como herramienta de alta resistencia llamó por primera vez la atención en el año de 1909 en París cuando la Bethelene Steel Company exhibió el uso de la aleación de tungsteno y acero como una herramienta de perforación. En este mismo año Coolidge obtuvo la patente para el desarrollo de filamentos de tungsteno.

La gran dureza del carburo de tungsteno era bien conocida pero al ser quebradizo retardó su introducción al servicio práctico, hasta que en 1927 en el Rrul Laboratory en Essem se descubrió que si el carburo de tungsteno es mezclado con un material cementante se obtiene un producto muy útil.



#### 1.4. USOS DEL TUNGSTENO

Las principales aplicaciones del tungsteno se basan en la fabricación de acero, debido a la adición de este metal el acero obtiene mayor dureza, tenacidad, elasticidad y resistencia a la tensión.

El acero de alta resistencia utilizado en la segunda guerra mundial, fue el primero que provoca una gran demanda de tungsteno, conteniendo de 14 a 23% de este metal, y se utilizó en la fabricación de naves, armaduras y tanques, actualmente el carburo de tungsteno es muy útil en la perforación en roca.

También se fabrican aceros con un porcentaje menor de tungsteno el cual puede variar de 1% hasta 6% y se utiliza en la fabricación de válvulas y otras piezas de motores de aviones, así como en la producción de proyectiles, imanes permanentes, placas de armadura, seguetas, partes de automóviles, etc. El tungsteno dúctil estirado en alambres se utiliza en la obtención de filamentos de las lámparas eléctricas.

El tungsteno tiene cinco aplicaciones principales: a), aplicaciones eléctricas; b), lámparas eléctricas; c), usos diversos del tungsteno y sus compuestos; d), aleaciones no ferruginosas; e), en la fabricación de acero.

Existen más de 200 usos comerciales para herramientas de acero de tungsteno y más de 100 para aleaciones ferrosas, entre ellas se puede mencionar la aleación de cobalto-cromo-tungsteno utilizadas para la fabricación de herramientas para torneado, e instrumentos quirúrgicos (Diagrama No. 1 Tratamiento del tungsteno industrial y sus usos).



## 1.5. PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL TUNGSTENO

### 1.5.1. PROPIEDADES QUIMICAS

El tungsteno o wolframio (W) pertenece al grupo VIb del sistema periódico, junto al cromo (Cr) y al molibdeno (Mo). Son poco abundantes, estables al aire a temperatura ordinaria, y reaccionan con el oxígeno a temperatura elevada, la reacción con halógenos, carbono, azufre y boro tienen también lugar a temperaturas altas.

Dentro de los componentes del tungsteno, los más importantes son aquellos de tungsteno y oxígeno.

Cerca de 12 óxidos de tungsteno han sido descritos de los cuales sólo 3 de ellos son estables, esta serie estable y bien definida la conforman: dióxido de tungsteno  $WO_2$  (pardo), hemipentóxido de tungsteno  $W_2O_5$  (azul), y el trióxido de tungsteno  $WO_3$  (amarillo).

#### DIOXIDO DE TUNGSTENO $WO_2$

Puede ser obtenido como un producto intermedio en la reducción del trióxido de tungsteno de acuerdo a la Westinghouse Metal Filament Co., éste se forma cuando una mezcla de trióxido, libre de álcali, y de 1/10 a 1/5 parte de glicerol es calentada con carbón en una cubierta de crisol a fuego lento. También se puede formar calentando yoduro de tungsteno a  $500^\circ$  en dióxido de carbono.

El dióxido de tungsteno es de color pardo tiene una gravedad específica de 12.1 de acuerdo a C.J.B. Karsten; se funde bajo cobre y nitrógeno entre 1500 y

1600° C y comienza a sublimar a 800° C. Se disocia entre los 1500 y 1600°C dentro de W y WO<sub>3</sub>. El hidrógeno lo reduce a alta temperatura.

#### HEMIPENTOXIDO DE TUNGSTENO (PENTOXIDO DE DITUNGSTENO)



Es intermedio entre el dióxido y el trióxido, y puede formarse por la oxidación del primero o reducción del segundo. También puede ser obtenido calentando paratungstato de amonio en un crisol cerrado, por ebullición de una solución de un tungstato en ácido hidroclicórico, o por descomposición de pentacloruro de tungsteno o pentabromuro por medio de agua. El color varía de verde-azul a azul profundo, empieza a sublimar a 800°.

#### TRIOXIDO DE TUNGSTENO WO<sub>3</sub> (ANHIDRIDO TUNGSTICO O "ACIDO TUNGSTICO")

Es el más importante de los componentes de tungsteno y oxígeno. Ocurre en la naturaleza como tungstita y es el principal componente de la wolframita, (ferberita, hübnerita), y scheelita. Es insoluble en agua, el único ácido que lo disuelve es el ácido fluorhídrico. También es soluble en soluciones de hidróxidos alcalinos y carbonatos, se reduce a dióxido si el hidrógeno es pasado a través de agua a 85° C y la mezcla de hidrógeno y vapor de agua es pasada por trióxido a 900° C; sin embargo, se obtiene pentóxido cuando la temperatura del agua se mantiene a 97° C. Cuando el trióxido de tungsteno se calienta junto con cloro se forma el oxiclora WO<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>

El trióxido de tungsteno puro tiene un color amarillo brillante, el polvo es amorfo, el cual cambia a anaranjado cuando se calienta, y regresa a su color original cuando se enfría.

Para los óxidos anteriores se puede decir que los estados de oxidación del tungsteno y sus componentes son +3 (sólo existe en solución), +4, +5 y +6. El estado +4 y +6 son encontrados en óxidos estables como  $WO_2$  y  $WO_3$  y también en iones complejos en asociación con halógenos y cianuros. El estado +5 existe en solución en la forma de iones complejos.

Los potenciales de oxidación para el tungsteno del estado cero (metal) al estado +6 pueden ser derivados de los valores de energía libre.

### 1.5.2. PROPIEDADES FISICAS

Símbolo	W
Color	Gris acero con fuerte lustre metálico (usando proceso de reducción de carbón) Negro (si se reduce a baja temperatura) plateado grisáceo o blanco estaño (por reducción de hidrógeno)
Masa atómica	183.9
Número atómico	75
Peso específico	19.35
Isótopos de W	180, 182, 183, 184, y 186
Volumen atómico	9.59
Dureza	6.5 a 7.5
Densidad	19.3 a 20° C
Punto de fusión	3410° ± 20°

Punto de ebullición	5900° a 1 atmósfera de presión
Conductividad térmica	.35 cal x cm x grado (W.D. Coolidge) .383 cal x cm x grado (S. Weber)
Conductividad eléctrica	20.0 x 10 <sup>1</sup> ohms a 0°
Compresibilidad	a 20° .28 x 10 <sup>-1</sup> x megabar (el más pequeño para cualquier metal conocido)
Calor de fusión	44 cal x gramo
Modulo de elasticidad	cerca de 36,000 kg/mm <sup>2</sup>
Calor específico	a 20° , 0.032 cal x gramo x °C

## 1.6. MINERALES DE MENA

Los minerales de mena que se localizan en las mineralizaciones de tungsteno se pueden clasificar como minerales de alta temperatura, aunque se conocen de media y baja temperatura dependiendo del tipo de depósito. Pertenecen al grupo de oxisales, subclase wolframatos.

Los minerales de tungsteno se dividen en dos grandes grupos: grupo de la wolframita y grupo de la scheelita.

### GRUPO DE LA WOLFRAMITA

Este grupo lo conforman principalmente los minerales ferberita, hübnerita y wolframita, este último como un término intermedio que conforma una serie isomorfa entre la ferberita  $WO_4Fe$ , y la hübnerita,  $WO_4Mn$ ; estos rara vez se hallan puros en la naturaleza. Es una serie monoclinica cuantitativa de tungstato

de hierro-manganeso, a este grupo también pertenece la estolcita que es un tungstanato de plomo y otros menos importantes (Tabla No. 1).

#### FERBERITA ( $\text{FeWO}_4$ )

Tungstato de hierro que cristaliza en el sistema monoclinico, debe incluir una porción de la serie que contiene hasta el 20% de  $\text{WO}_4\text{Mn}$ .

#### HÜBNERITA ( $\text{WO}_4\text{Mn}$ )

Tungstato de manganeso que cristaliza en el sistema monoclinico, debe incluir una porción de la serie que contiene hasta el 20% de  $\text{WO}_4\text{Fe}$

#### WOLFRAMITA

Tungstato de hierro y manganeso que cristaliza en el sistema monoclinico, es el mineral de mena más importante de tungsteno y constituye el término intermedio de la serie. Las fórmulas de los extremos de esta serie son:

20%  $\text{FeWO}_4$  y 80%  $\text{MnWO}_4$

20%  $\text{MnWO}_4$  y 80%  $\text{FeWO}_4$

Se encuentra en los granitos alcalinos y calcoalcalinos y en pegmatitas; los yacimientos se han formado generalmente en condiciones neumatolíticas; también se forma en depósitos de skarn de tungsteno, se deposita en vetas con sulfuros minerales que han sido formados en condiciones de menor temperatura y presión. Se asocia con minerales de estaño, turmalina, molibdenita, fluorita. Solamente la wolframita de hierro (ferberita) y la wolframita de manganeso (hubnerita) son minerales de baja temperatura.

## GRUPO DE LA SCHEELITA

Incluye tungstatos y molibdatos de calcio, plomo y cobre. En este grupo el mineral más importante es la scheelita ( $\text{CaWO}_4$ ). A este grupo pertenecen también los minerales powellita ( $\text{CaMoO}_4$ ), wulfenita ( $\text{PbMoO}_4$ ), cuprotungstita-cuproscheelita  $\text{CuWO}_4$ - $(\text{Ca,Cu})\text{WO}_4$  y otros que no tienen gran importancia económica. (Tabla No. 2)

### SCHEELITA ( $\text{CaWO}_4$ )

Tungstato de calcio que cristaliza en el sistema tetragonal, es el mineral de wolframio más importante después de wolframita, se forma en condiciones neumatolíticas, se encuentran en pegmatitas, granitos y depósitos de skarns.

Una característica especial de la scheelita es la fluorescencia que presenta bajo luz ultravioleta, dando una coloración de azul a azul brillante, y gracias a esto se han encontrado grandes yacimientos.

### POWELITA $\text{Ca}(\text{Mo,W})\text{O}_4$

Es un molibdato de calcio con tungstato de calcio, que se forma por la oxidación de la molibdenita, generalmente ocurre asociada a scheelita.

### WULFENITA $\text{PbMoO}_4$

Es de origen secundario en depósitos de plomo y zinc en la zona de oxidación.



CUPROTUNGSTITA-CUPROSCHEELITA.  $\text{CuWO}_4$ - $(\text{Ca,Cu})\text{WO}_4$

La diferencia entre estos minerales es el contenido de cobre y calcio, aparentemente suceden en diferentes estados de alteración de la scheelita.

NOMBRE	FORMULA	COLOR	RAYA	LUSTRE	FRACHTURA	DUREZA	PESO ESPECIFICO	OCCURENCIA Y ASOCIADOS
WOLFRAMITA	(FeMn)WO <sub>4</sub>	gris oscuro gris pardusco gris de hierro	negra	submetálico metálico opaco	irregular frágil	5-5.5	7.1-7.5	rocas graníticas y skarn, se asocia con cuarzo, apatito, turmalina, fluorita, granito, pegmatita skarna, se asocia con cuarzo, calcopinita, galena, escheelita, filones de cuarzo con wolframita, fluorita, pirita, escheelita
FERBERITA	FeWO <sub>4</sub>	negro de hierro negro pardusco	negra	submetálico opaco	irregular frágil	5-5.5	7.1-7.5	
HUBNERITA	MnWO <sub>4</sub>	negro pardusco	gris verdosa	resinoso submetálico opaco	irregular frágil	5-5.5	6.7-7.3	
REINITA	FeWO <sub>4</sub>							se relaciona con la ferberita casi pura, es pseudomórfica, ocurre típicamente en Kimboosei, Kal (Japón)
FERROTUNGSTITA	FeO <sub>3</sub> ·WO <sub>3</sub> ·6H <sub>2</sub> O	amarillo pálido						producto de oxidación de la wolframita
TUNGSTITA U OCRE DE TUNGSTENO	WO <sub>3</sub> ·H <sub>2</sub> O ó H <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>	de amarillo a anaranjado						wolframita, cantidades considerables al E de la Paz, Bolivia
MEYMACITA	WO <sub>3</sub> ·H <sub>2</sub> O ó H <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>							misma que la tungstita según T. L. Walker
TOROTUNGSTITA	[2WO <sub>3</sub> ·H <sub>2</sub> O+(ThO <sub>2</sub> ·ClO <sub>2</sub> ·ZrO <sub>2</sub> )·H <sub>2</sub> O]	amarillo						producto de alteración de escheelita y wolframita se encuentra en depósitos de estaño en Malasia.
HIDROTUNGSTITA	H <sub>2</sub> WO <sub>4</sub> ·HO	verde						resulta de la oxidación de la ferberita, se ha encontrado en Orota, Bolivia
RUSSELLITA	BiO <sub>3</sub> ·WO <sub>3</sub>	amarillo pálido				3.5	7.3	es un producto de alteración de bleruto nativo y wolframita
TUNGOMELANO								nombre propuesto por Paul F. Kerr para tungsteno asociado a palomelano, consiste en biario, potasio y óxido de tungsteno, se ha encontrado en Globoconda, Nevada

Tabla No. 1 Características principales de los minerales pertenecientes al grupo de la Wolframita

NOMBRE	FÓRMULA	COLOR	RAYA	LUSTRE	FRACTURA	DUREZA	PESO ESPECÍFICO	OCURRENCIA Y ASOCIADOS
SCHEELITA	CaWO <sub>4</sub>	amarillo pálido, marrón amarillento, marrón grisáceo	blanca	graso, adamantino, transparente a translucido	concoidea irregular	4.5	5.9-8.1	fluorescente con la luz ultravioleta, se asocia con casiterita, wolframita, fluorita, apatito, molibdenita.
POWELLITA	CaMoO <sub>4</sub>	amarillento	blanca	submetálico	irregular frágil	3.5	4.3	fluorescencia amarilla bajo luz ultravioleta
STOLZITA	PbMoO <sub>4</sub>	gría, amarillo, verde y rojo	blanca				7.9-8.1	en depósitos como Broken Hill, y Niuevo Sur Gales
WULFENITA	PbWO <sub>4</sub>	amarillo y anaranjado	blanca	vítreo y adamantino		2.75-3	6.7-7	se origina en las zonas de oxidación de los minerales de plomo
CHILAGITA	[Pb(W,Mo)O <sub>4</sub> ]	amarillo	blanca				7.5	se considera de stolzita y wulfenita, se encuentra en Chillagoe, Queensland, Australia
CUPROSHEELITA - CUPROTUNGSTITA	[(Ca,Cu)WO <sub>4</sub> ]	verde oliva, amarillo verdoso						aparentemente se forma por el intemperamiento de sulfuro de Cu y sulfato de Cu
TUNGSTENITA HOLLANDITA	WS <sub>2</sub>	gris oscuro gris plata, azul oscuro, negro				2.5 4.5-6	7.4 4.7-5	

Tabla No.2 Características principales de los minerales pertenecientes al grupo de la Scheelita

## 1.7. GEOQUIMICA DEL TUNGSTENO

Según W.J. Vernadsky (década de los 20's) la geoquímica es el estudio interpretativo del comportamiento de los elementos químicos considerados individualmente durante los procesos geológicos.

La Geoquímica no sólo ayuda en la exploración geológica dando ideas de los procesos que contribuyeron a la acumulación y dispersión de los elementos en las rocas de la corteza; también se ocupa de la evolución de los elementos químicos a distintos niveles de la tierra, además de investigar las leyes químicas, físicas y geológicas que rigen su evolución y toma en cuenta para ello la distribución cuantitativa de los mismos.

Existen ciertas reglas y afinidad para la distribución de los elementos en la tierra, esto fue expuesto por primera vez por Goldschmidt en sus trabajos publicados en 1922. Dividió a los elementos en cinco grupos de acuerdo a su afinidad con : oxígeno (siderófilos), azufre (calcófilos), silicio (litófilos), elementos de la atmósfera (atmófilos), y elementos esenciales para la vida animal y vegetal (biófilos) como sigue:

Siderófilos	Calcófilos	Litófilos	Atmófilos	Biófilos
Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Jr, Pt, Au, Re, Mo, Ge, Sn, C,P, (Pb), (As), (W)	Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, Ga, In, Tl, (Ge), (Sn), Pb, As, Sb, Bi, S, Se, Te, (Fe), (Mo), (Cr)	Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, Al, Sc, Y Tierras raras (C), Si, Ti, Zr, Hf, Th, (P), V Nb, Ta, O, Cr, W, U, (H), F, Cl, Br, Y, (Tl), (Ga), (Ge), (Fe), Mn	N, H, (O), (C), He, En, Ar, Kr, Xe, Rn	H, C, N, (O), P

Fig. 1.1 Clasificación química de los elementos, Según Goldschmidt.

Según esta clasificación el tungsteno o wolframio pertenece a los elementos siderófilos en donde el enlace metálico es la condición normal y forman con facilidad compuestos con el oxígeno, los elementos también se presentan como elementos nativos.

Así mismo el tungsteno pertenece a los elementos litófilos los cuales se caracterizan por su afinidad con los silicatos y por ionizar fácilmente lo que forma aniones de oxígeno estables, esta unión es principalmente de carácter iónico.

Esta clasificación es empírica, pero tiene aplicación teórica basada en la afinidad química (Ahrens, 1965).

En 1958 Szadeczky-Kardos entre otros, modifica la clasificación anterior la cual queda de la siguiente manera.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	III	IV	V	VI	VII	O		
1	H	Litófilos											H	Sedimentófilos					He
2	Li	Be											B	C	N	O	F	Ne	
3	Na	Mg	Al	Si	Elementos de transición					Oxicalcófilos			Al	Si	P	S	Cl	Ar	
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	
6	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn	
7	Fr	Ra		Pegmatófilos			Siderófilos			Sulfocalcófilos									

Fig.1.2 Clasificación Geoquímica de los elementos, Según Szadeczky-Kardos (1958)

De acuerdo a esta clasificación el tungsteno pertenece a los elementos pegmatófilos, los cuales tienen valencia variable, energía de ionización elevada; tienen gran movilidad, de ahí resulta su frecuencia en las pegmatitas.

El tungsteno es un elemento litófilo en ambientes terrestres, en condiciones extremadamente reducidas se convierte en un siderófilo. La abundancia en materiales de corteza fluctúa entre 0.5 a 2.0 ppm. Existe evidencia que hay un enriquecimiento de este elemento en rocas ígneas félsicas y alcalinas mucho mayor que en rocas máficas, esto indica que el tungsteno está concentrado en rocas de la corteza, mientras que en rocas del manto estas concentraciones son mucho menores debido a la amplia diferenciación del material o magma. En rocas sedimentarias el enriquecimiento es local.

## ROCAS IGNEAS

El promedio general para rocas graníticas es de 1.5 ppm de W y para rocas máficas de 0.5-1 ppm, datos de rocas alcalinas indican algún enriquecimiento, pero no hay datos suficientes para conocer el promedio. Estas cifras sugieren que el grado de concentración de tungsteno está ligado al porcentaje de sílica, por ejemplo en la región del Llano Texas:

El tungsteno decrece regularmente de 2.4 ppm, en un granito con 76% de SiO<sub>2</sub> a 1.0 ppm en un granito con 68.2% de SiO<sub>2</sub> (Sendell, 1946).

En procesos magmatogénicos el tungsteno puede estar concentrado en soluciones residuales ricas en agua, sin embargo, esto no ha sido confirmado con experimentos directos, la diferencia en las propiedades entre el W<sup>+6</sup> y los iones mayores de minerales de silicato, junto con la escasez de silicatos comunes, indica que el elemento es favorecido en una fase rica en agua.

Los componentes del tungsteno pueden no estar presentes en cantidades apreciables en una fase rica en agua como lo demuestran cálculos termodinámicos. Muchos haluros de tungsteno y oxihaluros ( $WF_6$ ,  $WOCl_4$ ) son muy volátiles y estos podrían transportar tungsteno; esto es probable ya que está comúnmente asociado a minerales con un comportamiento semejante a los minerales de fluorita, mica y topacio.

En agua pura la solubilidad de  $WO_3$ ,  $CaWO_4$  y  $FeWO_4$  es poca, pero uniforme a temperaturas altas, otros constituyentes de fluidos magmáticos aumentan bastante la solubilidad y hacen posible el transporte por encima del intervalo total de temperatura para condiciones magmáticas por debajo de las temperaturas ordinarias.

El tungsteno es transportado en soluciones mineralizadas principalmente como ion tungstato, ácido túngstico, tungstato de sodio o heteropoliácidos, las cantidades de estos dependen de la temperatura, pH y contenido de sílice de las soluciones. De estos fluidos el tungsteno se deposita como wolframita o scheelita probablemente debido al incremento de pH de las soluciones.

## ROCAS SEDIMENTARIAS

En rocas sedimentarias y sedimentos el promedio es similar al de las rocas ígneas: 1.0 a 2.0 ppm. La concentración en rocas carbonatadas es notablemente menor que en rocas derivadas de sedimentos clásticos.

## ROCAS METAMORFICAS

En rocas metamórficas la cantidad de tungsteno es al menos dos veces mayor a la cantidad en rocas ígneas y sedimentarias.

## **II. CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO**



## II. CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO

### II.1. GENERALIDADES

Los depósitos de tungsteno en general se pueden clasificar en función de varios parámetros como: génesis, provincias metalogénicas, tectónica de placas y asociación mineral.

### II.2 CLASIFICACION DE LINDGREN (clasificación genética)

Lindgren clasifica genéticamente a los yacimientos de wolframio en 6 grupos.

1) Ortotético: Este nombre es adoptado por Graton y McLaughlin y se caracterizan por temperaturas que van de 575 a 1,000°, existen dos zonas de formación; en el límite inferior son depósitos pegmatíticos como en Myanmar, China, y Estados Unidos, y en el límite superior son depósitos de segregación y no tienen interés económico. Cabe mencionar que en clasificaciones actuales de pegmatitas se consideran como depósitos magmáticos tardíos de inyección.

2) Pirometasomáticos: La temperatura de formación es de 500° a 800°, también se les conoce como depósitos de metasomatismo de contacto, o skarns como ejemplos se tienen los depósitos de scheelita en California y Utah, Tasmania, Australia y México.

3) Hipotermales: La temperatura de formación es entre 300°- 500°C, son depósitos de vetas de cuarzo y son los más comunes. Como minerales de ganga se tienen cuarzo, calcita, arsenopirita y calcopirita así como gran cantidad de casiterita combinada con wolframita.

4) Mesotermiales: La temperatura de formación es de 200° a 300°C. Lindgren considera dentro de este tipo de depósitos los de Boulder, Colorado.

5) Epitermales: La temperatura de formación de 50° a 200°, son poco comunes, ejemplo de este tipo de yacimiento son Tonopah, Nevada y Cripple Creek, Colorado.

6) Depósitos de superficie: Se conocen depósitos eluviales en ciertas regiones de China y Myanmar, son de menor importancia los depósitos de placer de scheelita en Atolia, California.

### II.3. CLASIFICACION DE JENSEN Y BATEMAN (clasificación genética)

Estos autores clasifican a los depósitos de tungsteno como:

1. Depósitos de concentración magmática de alta presión y temperatura:  
Depósitos de concentración magmática tardía de inyección de líquidos residuales, o sea depósitos pegmatíticos.
2. Depósitos hidrotermales de relleno de fisuras:  
Tipo veta, brecha y stockwork
3. Depósitos de reemplazamiento o metasomáticos de contacto:  
Sobre todo aquellos asociados a contactos de rocas calcáreas y rocas intrusivas ácidas.

## II.4. CLASIFICACION SEGUN PROVINCIAS METALOGENICAS

Esta clasificación agrupa provincias metalogénicas, y por orden de importancia se tiene:

### 1. Provincia Sino-Malasia

#### A. Subprovincia de China

(a) Región Nanling: (Incluye S de Kiangsi, SE Hunan, N de Kwangtung)

Centros productores importantes en Kiangsi:

Siao Lung	Shang Ping
Pan Ku Shan	Ta Chi Shan
Hung Shui Chai	Kuei Mei Shan
Si Hua Shan	

Centros productores importantes en Hunan:

Lo Chang ping	Wu King Ping
King Chuan Tong	Tze Hsing
Lei Tze Ling	Yu Chen
Yao Kang Hsein	

Centros productores importantes en Kwangtung:

Wen Yuan	Chung Shan
Hoi Fung	Ho Yuan
Yo Chang	
Mei Hsein	

(b) Región Kwangsi

Centros productores importantes:

Bing Yang	Sin To
Hwai Chi	Ho Hsein
Kung Shing	Teng Hsein
Fu Chuen	

c) Región Yunnan

B. Subprovincia de Myanmar

- a) Región Mawchi
- b) Región de Tavoy
- c) Región Mergui

C) Subprovincia de Malasia

D) Subprovincia de Tailandia

E) Subprovincia de Vietnam

2. Provincia de la Cordillera Norteamericana

- A. Anticlinal Este: Colorado, Dakota del Sur, Wyoming ( Nuevo Méx.)
- B. Anticlinal Central: Nuevo México, Arizona, Utah, Idaho, Washington, Montana, (Nevada, Anticlinal central)
- C. Anticlinal Oeste: California, Nevada, Oregon, (Idaho y Washington.

Otras Provincias Norteamericanas:

Provincia del este de las Montañas Rocosas: Texas, Missouri, Maine  
New Hampshire, Massachussetts, Conneticut, Pennsylvania, Virginia  
y Carolina del Norte.

Provincia de Alaska

Provincia de México

### 3. Provincia Andina

#### A. Subprovincia de Bolivia

- a) Región de La Paz
- b) Región de Cochabamba
- c) Región de Oruro
- d) Región Potosí

#### B. Subprovincia Argentina

- a) San Luis
- b) Córdoba
- c) Catamarca
- d) San Juan
- e) Mendoza

#### C. Subprovincia de Perú y Chile

**4. Provincia Australiana**

**A. Subprovincia de la Cordillera Australiana del Este**

- a) Queensland
- b) New South Wales
- c) Victoria
- d) Tasmania
- e) Nueva Zelanda

**B. Subprovincia Australiana de los territorios del N y W**

**5. Provincia de Corea y Japón**

**6. Provincia de la Península Ibérica y Cornwall**

- A. Subprovincia de Portugal
- B. Subprovincia de España
- C. Subprovincia de Cornwall

**7. Provincia de Brasil**

**8. Otras regiones:**

**Africa, Cuba, Canadá, Rusia y otros países europeos.**

Estas provincias se ubican en bordes oceánicos a excepción de la provincia Sino-Malasia.

## II.4.1. CARACTERISTICAS GENERALES

### 1. Provincia Sino-Malasia

#### A. Subprovincia de China

Cerca del 95% de la producción de tungsteno en China proviene de Kiangsi, Hunan y Kwangtung.

El 70% de esta producción proviene de Kiangsi, estas regiones se localizan en cadenas montañosas, cubriendo un área muy grande, el rumbo de estas cadenas montañosas tienden generalmente de ENE a N E. Estas cadenas montañosas la conforman una serie de rocas sedimentarias y metamórficas con edades que van desde el Cámbrico hasta el Pleistoceno, las cuales son intrusionadas por granitos del Mesozoico Tardío. La región se caracteriza por zonas de intenso plegamiento, y por depósitos metálicos de alta temperatura con tungsteno.

En el sur de Kiangsi, las rocas ígneas predominantes son granitos del Mesozoico. Se han encontrado gneis derivados de estos granitos. Otras intrusiones mesozoicas en la región incluyen diorita, cuarzo monzonita, granito porfídico, aplita y pegmatita las cuales se presentan como diques y otros cuerpos pequeños irregulares.

Apófisis de pegmatita y aplita, así como vetas de cuarzo son comunes en los márgenes de las intrusiones graníticas.

Las rocas graníticas sufren una intensa neumatólisis como lo indican las siguientes observaciones:

1. La ocurrencia de turmalina, fluorita y mica de litio en el granito fresco.
2. Las pegmatitas y las vetas de cuarzo con tungsteno, asociadas con granito llevan consigo abundantes minerales neumatolíticos, como mica de litio, turmalina, fluorita, topacio y berilo.
3. La turmalina se encuentra usualmente en rocas argilíticas en contactos con granito.

Los depósitos están ampliamente distribuidos pero existe una zona preferencial la cual se localiza en los caparazones de las zonas de anticlinales de gran tamaño.

La mayoría de las vetas de tungsteno se encuentran en el granito y rocas sedimentarias cerca de los contactos graníticos.

La ocurrencia de los depósitos de tungsteno están localizados cerca de las periferias de las intrusiones graníticas. Por lo general en la parte alta de los mismos.

De acuerdo a la ocurrencia en las diferentes partes de los intrusivos graníticos, los depósitos de tungsteno en Kiangsi pueden ser clasificados como:

1. Depósitos ubicados en las cúpulas de los stocks graníticos (en las rocas sedimentarias o granitos. Son los más ricos y más numerosos.



2. Depósitos en o por debajo de las pendientes del techo de batolitos de granito (en rocas sedimentarias o en granito).
3. Depósitos alrededor de partes marginales de batolitos de granito (en rocas sedimentarias o en granito).
4. Depósitos en los batolitos graníticos, sin rocas sedimentarias alrededor. Estos depósitos son raros y como regla general de bajas leyes.

De lo anterior se puede concluir que los depósitos ricos en tungsteno se asocian frecuentemente con pequeños intrusivos, debido a que las porciones del techo o superiores son más favorables.

Las vetas en rocas sedimentarias son más productivas que las vetas en granitos. Las rocas encajonantes de estas vetas de tungsteno son arenisca sericitica, cuarcita, argilita, grauvaca, y mica esquisto cuarzoso; están cortadas por las vetas con distintos ángulos respecto a los planos de estratificación.

La forma de los cuerpos mineralizados son vetas regulares de relleno de fisuras. Son cuerpos tabulares bien definidos con muros planos. Los minerales que las conforman son cuarzo, wolframita, y micas. El ancho de estas vetas varía de 1.6 m, pueden medirse a lo largo de cientos de metros.

En otros lugares sin embargo, además de estas vetas también se presentan pegmatitas mineralizadas en cuerpos irregulares; reemplazamientos neumatolíticos irregulares en granito y aplita conteniendo casiterita, wolframita, scheelita y bismutinita; filamentos de cuarzo conteniendo wolframita, y cuerpos lenticulares de cuarzo-wolframita ocurren en rocas sedimentarias y en granito.

El tipo de depósito más importante es el de vetas pegmatíticas hipotermales que pueden dividirse en dos grupos los cuales serían las pegmatitas mineralizadas y las estériles.

Las pegmatitas estériles son masas irregulares ubicadas en la parte central así como en posiciones marginales de los batolitos de granito. Su composición mineralógica consiste principalmente en ortoclasa o microclina y cuarzo, con o sin moscovita. La textura es de grano grueso.

Las pegmatitas mineralizadas contienen minerales como molibdenita, casiterita, wolframita, o scheelita. Ocurren en diques irregulares, bolsas y parches, acompañan a las vetas más productivas y nunca se han encontrado en partes centrales de batolitos.

Estas vetas pegmatíticas mineralizadas son cuerpos tabulares bien definidos formados por el relleno de fisuras preexistentes. Los minerales de ganga incluyen cuarzo, moscovita, micas de litio, ortoclasa, fluorita, turmalina, topacio, berilo, albita, sericita, clorita, y calcita. Los minerales primarios incluyen wolframita, casiterita, scheelita, pirita, calcopirita, bismutinita, molibdenita, arsenopirita, esfalerita, galena, pirrotita, bismuto nativo, magnetita, especularita, tetraedrita, y estannita. Como minerales secundarios se encuentran limonita, hematita, caolinita, pirolusita, psilomelano, tungstita, y bismutita.

En estas pegmatitas se pueden observar dos estados de mineralización. Los minerales primarios son reemplazados por otros minerales. Los cristales de topacio son reemplazados por sericita, esfalerita, galena y calcopirita, y la ortoclasa por sericita y clorita.

También existe variación mineralógica en diferentes lugares y se puede deber a:

1. Variaciones regionales: La única explicación lógica al respecto es la variación de las soluciones mineralizantes.
2. Composición química de las rocas regionales: Por ejemplo, las micas claras y turmalinas son abundantes en vetas con rocas encajonantes argilíticas.
3. Zonamiento: Por ejemplo un arreglo zonal de minerales de bismuto, wolframita y molibdenita es común en algunos lugares. Los minerales neumatolíticos como topacio, berilo, fluorita, casiterita, micas de litio y moscovita son más abundantes hacia las porciones altas de la veta en el granito.
4. Mineralizaciones posteriores o tardías: Las mineralizaciones tardías son las responsables de la introducción de la sericita, clorita, esfalerita, galena, calcopirita, piritita, tetraedrita y estanita en las vetas de estaño-tungsteno

Otro tipo de depósito de tungsteno son los depósitos de reemplazamiento neumatolítico. Estos se forman por reemplazamiento de rocas graníticas o aplíticas por minerales neumatolíticos. Localmente contienen casiterita, molibdenita, bismutinita, wolframita o scheelita.

Se encontró solamente un depósito de reemplazamiento de wolframita y ocurren en parches de rocas aplíticas greisenizadas, en el contacto superior de granito con filitas.

## B. Subprovincia de Myanmar

Myanmar, la Península Malaya y Tailandia pertenecen a una sola unidad geológica estructural. Durante el Jurásico o Cretácico, rocas paleozoicas y más antiguas fueron intrusionadas por granito, el cual provocó la formación de depósitos de estaño y tungsteno.

Estos depósitos ocurren en forma de vetas, las cuales están asociadas a un granito de biotita. Son una serie de vetas paralelas, con rumbo N N E , los minerales económicos que contienen son casiterita, wolframita y scheelita.

En el depósito de Tavoy se encuentra en un grupo de sedimentos del Precámbrico, que comprende argilitas, aglomerados volcánicos, cuarcitas, areniscas y conglomerados, el wolframio y la casiterita ocurren como depósitos de segregación en granito de moscovita; en vetas de pegmatita con cuarzo, feldespato, mica, fluorita, scheelita, molibdenita y sulfuros de hierro.

El emplazamiento de estos metales parece ser por una simple intrusión de fluidos mineralizantes a lo largo de fisuras.

## C. Subprovincia de Malasia

En la península Malaya las rocas más antiguas consisten en esquistos, filitas, cuarcitas y pizarras, junto con calizas del Carbonífero. Todas fueron invadidas y metamorfoseadas por un granito de estaño-wolframio, probablemente durante el Mesozoico.

#### D. Subprovincia de Tailandia

En Tailandia los depósitos de tungsteno ocurren como pegmatitas y vetas de cuarzo en el granito o sobre rocas metamórficas. Entre los minerales asociados se encuentran casiterita, pirita, mica, calcopirita, arsenopirita y turmalina.

#### E. Suprovincia de Vietnam

Los depósitos en Vietnam ocurren como vetas de cuarzo cortando las formaciones granulíticas y el granito de los flancos de Pia-Quac Mountain, en la provincia de Cao Bang, Tonkin.

### 2. Provincia de la Cordillera Norteamericana

Los depósitos de tungsteno en los Estados Unidos se encuentran casi todos en el área de las Montañas Rocosas hacia el este de la Costa del Pacífico y se divide en 3 áreas.

#### A. Anticlinal Este

El Anticlinal Este sigue una línea de intrusivos ígneos terciarios que se extienden desde el noreste de Colorado, toman rumbo hacia el sur dentro de Nuevo México y nuevamente hacia el norte cruzando Wyoming y Montana.

La mineralización de tungsteno ocurre en vetas, o reemplazamientos de cuarzo, una característica especial es la ausencia de depósitos de contacto metamórfico o metasomáticos de contacto. Los minerales de tungsteno predominantes son los del grupo de la wolframita, aunque también la scheelita está presente, pero en menor cantidad.

## B. Anticlinal Central

El Anticlinal Central atraviesa Nuevo México, Arizona, California, Nevada, Utah, Idaho, y Montana. En las Montañas Dragón al sureste de Arizona, cerca de la frontera con México, y en Boriana, California. En esta zona las vetas de cuarzo tienen una cantidad considerable de wolframita, scheelita y hübnerita. El Anticlinal Central continua a lo largo del margen este de Nevada, se extiende dentro de Utah y continúa hacia el sur de Idaho donde la scheelita y hübnerita son muy comunes así como, depósitos de contacto metamórfico o de metasomatismo de contacto.

Las mineralizaciones de esta región están relacionadas con intrusivos ígneos ácidos.

## C. Anticlinal Oeste

El Anticlinal Oeste es el más importante desde el punto de vista económico, se extiende desde el sur de California hacia el este de Oregon, Idaho, y Washington.

La mineralización aparentemente se relaciona a intrusivos post-Jurásicos, y los depósitos se encuentran dentro o cerca de estos intrusivos. La scheelita es el mineral más importante y se encuentra en cantidades económicas en depósitos de metamorfismo de contacto o ahora llamados de metasomatismo de contacto así como en vetas de cuarzo. La wolframita y hübnerita existen en pequeñas cantidades.

## Alaska

En esta área se han encontrado pequeños depósitos de scheelita en la región de Nome y al este de Norton y son probablemente depósitos de reemplazamiento.

## México

En México casi todos los depósitos de tungsteno se localizan en el estado de Sonora. Estos depósitos consisten principalmente en vetas de cuarzo y skarn.

### 3. Provincia Andina

#### A. Subprovincia de Bolivia

Los depósitos ocurren en cuarcitas metamorfoseadas, usualmente en fisuras de contactos normales de intrusivos graníticos. En algunas zonas los depósitos son paralelos a los planos de estratificación de las rocas sedimentarias, como en la mina Bolsa Negra, y raramente ocurren dentro del granito intrusivo. La wolframita es el mineral más común, aunque la scheelita también es importante en algunos depósitos. Estos minerales están asociados sólo con cuarzo, o asociados con pirita, arsenopirita, calcopirita y ocasionalmente casiterita.

También hay depósitos brechados en forma de filones irregulares en cuarcitas en los cuales la scheelita está en la matriz o material cementante como en la Mina Juliana en la provincia de Oruro.

## B. Subprovincia Argentina

Esta subprovincia comprende la cadena montañosa de la Pampa, localizada como a 250 millas al este de Los Andes.

Geológicamente se compone de gneis granítico y esquistos los cuales fueron intrusionadas después por granitos acompañados de pegmatitas que no contienen minerales metálicos; estos intrusivos siguen la foliación de los esquistos, también se presentan vetas y lentes de cuarzo que contienen tungsteno y otros metales, y una serie posterior de vetas estériles. El mineral más importante es la wolframita, con poco contenido de scheelita y hübnerita, a estos están asociados minerales como pirita, cobre, galena, bismutinita, molibdenita, algunas veces casiterita y minerales de tantalio.

## C. Subprovincia de Perú y Chile

La mayoría de los depósitos de esta subprovincia están situados en las Montañas Tamboras y Pelagatos. El cinturón que forman estas mineralizaciones de tungsteno es de cerca de 45 millas de largo y 4 de ancho. El tipo de depósito es de vetas epitermales que contienen hübnerita, pirita, wolframita, galena, cuarzo y feldespatos.

## 4. Provincia Australiana

### A. Subprovincia de la Cordillera Australiana del Este

Los depósitos se presentan en granito y sedimentos cerca de los contactos, en pegmatitas y vetas de cuarzo. El mineral más importante es la wolframita, también existen depósitos de reemplazamiento de rocas graníticas que se



encuentran dentro de areniscas y otros sedimentos silíceos. Los minerales asociados son pirita, calcopirita, topacio, berilo y fluorita.

#### B. Subprovincia Australiana de los territorios del N y W

Los depósitos de esta subprovincia son muy pocos, consisten de vetas lenticulares de cuarzo, wolframita y calcopirita, las cuales están encajonadas en micaesquistos y hornfels.

En el oeste de Australia la wolframita y la scheelita están asociadas con mineralizaciones de oro en algunos depósitos.

#### 5. Provincia de Japón y Corea

En esta provincia se localiza el depósito Sangdong el cual se considera como uno de los principales productores de scheelita en el mundo y consiste en cuerpos lenticulares metamorfoseados encajonados en hornfels con tactita subyaciendo a una formación de calizas. Los minerales accesorios son molibdenita, bismutinita, calcopirita, fluorita, apatita, cuarzo y biotita.

En Japón los depósitos consisten en relleno de fisuras tipo veta. Los minerales en orden de importancia son calcopirita, casiterita, wolframita, bornita y esfalerita. Otros minerales accesorios son pirita, pirrotita, bismutinita, scheelita y galena

#### 6. Provincia de la Península Ibérica y Cornwall

Los depósitos son de tipo placer y tipo veta en o cerca de contactos de esquistos del Cámbrico y un granito más joven. El mineral predominante es

wolframita, aunque la scheelita también se encuentra en cantidades considerables.

## 7. Provincia de Brasil

Más de 60 localidades que contienen mineralización de tungsteno han sido descubiertas al noreste de Brasil distribuidos en un área de aproximadamente 15,000 km<sup>2</sup>.

Los cuerpos de scheelita yacen dentro o cerca de estratos de rocas calcáreas intercaladas con micaesquistos. Todos presentan epidota, granate y cuarzo. Los estratos calcáreos van de mármoles cristalinos a anfibolitas.

## 8. Otras regiones

### Africa

Los depósitos ocurren como depósitos detríticos, vetas de cuarzo, filones y stockworks o impregnaciones. La casiterita se asocia en la mayoría de los casos con wolframita y entre los minerales asociados se pueden mencionar, cuarzo, feldespato, mica, calcopirita, calcocita, siderita, arsenopirita, bismuto y berilo entre otros.

### Cuba

Los depósitos de tungsteno en la Isla de Pinos se localizan en la parte suroeste de la isla. Las rocas dominantes del distrito consisten en esquistos de moscovita y de biotita exfoliada. La roca ígnea más abundante es el pórfido cuarzo-feldespático.

## Canadá

Los minerales de tungsteno están ampliamente distribuidos en Canadá, muchos de ellos se explotan como un subproducto en minas de oro. Algunas de estas mineralizaciones se caracterizan por contener cuarzo, granate, diópsido, vesuvianita, pirita, pirrotita.

La zona oeste de Canadá es parte de la región conocida como Región Cordillerana que comparte con Estados Unidos, y es lógico que existan grandes similitudes en los depósitos de estas dos regiones.

## Rusia

De acuerdo a Volavich los depósitos de la hoy ex U.R.S.S. se pueden clasificar en tres tipos: tipo wolframita, tipo scheelita y cuarcita, y el tipo skarn de silicato. El tipo wolframita es muy común en las zonas de Kazakhstán, Montañas Altai, Novosibirsk, Montes Urales, Caúcaso y Ucrania. El tipo Scheelita-cuarzo está asociado a oro y a veces con casiterita. En la formación de skarn de scheelita, la molibdenita y scheelita aparecen juntas como por ejemplo, en las zonas de Tyrmayuz y norte del Cáucaso, este tipo de mineralización está bien desarrollado en Asia Central.

## Turquía

El depósito de scheelita de Ulndog, localizado a 13 km. al sureste de Bursa en el oeste de Turquía está formado por cuerpos mineralizados que se encuentran entre mármol y caliza.

## India

El único depósito conocido se localiza en la colina Rewat cerca de Degana en el estado de Jodhpur y está formado por filones.

## Nueva Caledonia

Existe un depósito el Valle de Kouaoa en la costa este de Nueva Caledonia, la mineralización se encuentra en vetas en forma de cristales de scheelita.

## Otros países europeos

Se ha encontrado mineralización de tungsteno en Austria, la ex Checoslovaquia, Francia, Alemania, Italia y Suecia. El tipo de mineralización se encuentra en vetas y skarn.

## II.5. CLASIFICACION POR EPOCAS METALOGENICAS

Los depósitos de tungsteno están genéticamente relacionados a intrusivos graníticos tipo ácido. Estas intrusiones definen periodos geológicos, seguidos de actividad orogénica, de acuerdo a lo anterior se pueden clasificar en:

- 1.- Depósitos de edad Herciniana: Cornwall, España, Portugal, Australia (Permocarbonífero)
- 2.- Depósitos del Mesozoico Tardío: Malaya, Myanmar y China
- 3.- Depósitos de la edad Terciaria: Cordillera Andina, Cordillera Norteamericana.

En la últimas décadas se han realizado diversos estudios con el objetivo de lograr un mayor entendimiento en la formación y clasificación de los depósitos de tungsteno.

Como se mencionó anteriormente, los depósitos de tungsteno desde el punto de vista genético, se han clasificado como ortotéticos (Lindgren), de inyección tardía (Jensen y Bateman), hidrotermales de relleno de fisuras (Lindgren, Jensen y Bateman) y depósitos de reemplazamiento (Lindgren, Jensen y Bateman). Actualmente se reconoce que la mayoría de los depósitos de tungsteno (> 70%) de importancia económica, son depósitos de reemplazamiento o "skarns" los cuales involucran un evento epigenético hidrotermal interactuando con una secuencia producida por procesos previos lo cual es un fenómeno muy complejo.

Estos depósitos de reemplazamiento pueden ser del tipo "skarn mineralizado". Este reemplazamiento involucra la mezcla de soluciones mineralizantes con componentes derivados de las rocas encajonantes que son por lo general rocas carbonatadas aunque también pueden ser rocas no carbonatadas. También se conocen skarns no mineralizados que no son de importancia económica los cuales se denominan "skarn metamórfico" y son el resultado de largos procesos metamórficos e isoquímicos. Estos cambios fisicoquímicos se observan muy claramente ya que es notoria la superposición de arreglos de minerales tardíos (retrógrados) sobre arreglos minerales formados al principio de la génesis de skarns (arreglos primarios), sean mineralizados o nó.

Ambos tipos de skarn están íntimamente relacionados y el hacer una separación no es fácil, ya que tienen composiciones similares (ej. skarn de granate, piroxeno, etc.)

Algunas de las causas de confusión para el entendimiento de los skarns son la falta de terminología y la carencia de datos para un entendimiento más completo, la nomenclatura de los autores de diferentes regiones como Europa, la ex-Unión Soviética, y los Estados Unidos

Los skarns de tungsteno están íntimamente relacionados con skarns de estaño y existen problemas para separarlos dentro de divisiones composicionales y genéticas.

Si un depósito o un ambiente geológico específico puede ser identificado, el zoneamiento o el tipo de skarn puede ser predicho. Esto puede ser práctico para el geólogo prospector ya que por lo regular sólo una pequeña parte del skarn o sólo cierto tipo de skarn contiene mineralización económica. Por ejemplo, los skarns de W tienen muy poco o ningún contenido de Sn, mientras que los skarns de Sn contienen casi siempre cantidades anómalas de W. Estas subdivisiones son el reflejo del ambiente de formación del skarn, características de los plutones relacionados y la alteración hidrotermal de estos, etc., para dar un aspecto general en la predicción de cierto depósito.

No existe una clasificación simple que sea coherente con las características de todos los depósitos conocidos. Muchas clasificaciones han sido puramente descriptivas en cuanto a sus componentes. Los criterios de varios autores utilizados para la clasificación se pueden resumir en cuatro criterios básicos:

a) endoskam vs. exoskam

El endoskam se encuentra emplazado dentro del intrusivo y por lo general no contiene cantidades importantes de metales. El exoskam está emplazado de las rocas adyacentes o encajonantes del intrusivo.

b) magnésicos vs. cálcicos

Esta separación obedece al tipo de roca encajonante, los magnésicos relacionados a dolomías, y los cálcicos relacionados a rocas calizas.

c) un parámetro relacionado con la geometría del skarn respecto a la geología local o ambiente (proximales vs. distales)

d) términos descriptivos relativos a un aspecto de la mineralogía o contenido metálico.

Los skarns proximales se localizan cerca del intrusivo, desde el contacto hasta una distancia de 300 m (Fig 2.1.), existen skarn proximales cálcicos y magnésicos de Sn-W, los skarns magnésicos de W son menos comunes que los cálcicos. Existen skarns proximales y distales de Sn-W

La etapa primera de skarns proximales de W y Sn tal vez es reducida (bajos contenidos de  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ), oxidada, o tal vez una mezcla de ambas en el mismo depósito. Más del 75% de los depósitos de W-Sn son reducidos. Si las soluciones mineralizantes primarias reflejan las características de la fuente plutónica, entonces las características de la fugacidad del oxígeno durante la génesis del skarn están controladas por el ambiente local, mientras los contenidos metálicos se relacionan a las características del magma. Sin embargo Burnham y Ohmoto (1980) sostienen que los skarns de Sn son más reducidos que los skarns de W. Los skarns retrógrados de ambos, así como los skarns distales son generalmente reducidos.

Los skarns distales se localizan a una distancia que va de 300 m. a partir del contacto con el intrusivo a 800 m aprox., se caracterizan por una temperatura baja de formación y soluciones de mena o mineralizantes diluidas. Los skarns distales de W son raros, ej. Sandong, Corea (Moon, 1981).

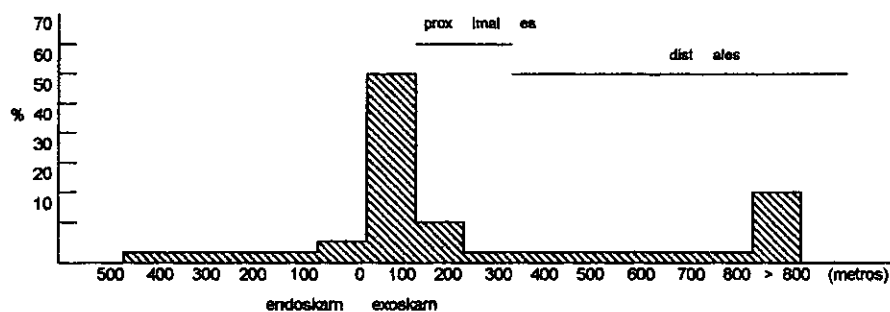


Fig. 2.1 Frecuencia (%) de skarns respecto a la distancia con el contacto plutónico



## II.6. CLASIFICACIONES DE LOS SKARNS DE W Y Sn

### II.6.1 CLASIFICACION DE SKARN DE W-Sn DE SHABYNIN (1981)

En 1981 Shabyrin unicamente propone los siguientes criterios:

- a) separación de skarns en magnésicos y cálcicos
- b) fases magmáticas (primarias) vs. fases postmagmáticas (retrógradas)
- c) hipabisales vs. abisales
- d) varios tipos de skarns basados en rasgos estructurales (brechas, vetas, tipo columnar, etc.)
- e) procesos inferidos para la formación de los skarns

### II.6.2 CLASIFICACION DE SKARN DE W-Sn DE EINAUDI (1981)

Posteriormente una clasificación más completa y congruente con los datos disponibles, fue propuesta por Einaudi (1981). Se basa primeramente en el (los) metal(es) dominante(s), después en varios rasgos mineralógicos o geológicos. Sin embargo, esta clasificación se fundamenta en consideraciones económicas más que genéticas. Después de clasificar los depósitos por su contenido de metales propone los criterios de "skarn oxidados vs. reducidos", esta clasificación cubre casi todos los skarns económicos y se apoya en el cociente  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  en la fase de skarn primaria no en la fase retrógrada, también utiliza los criterios de "skarn con mineral de tungsteno dominante vs. skarn polimetálicos con menor cantidad de tungsteno". (Tabla 2.1)

---

### Skarns de tungsteno

- (a) Reducidos
- b) Oxidados
- c) Skarn con mineral de tungsteno dominante
- d) Skarn polimetálico con cantidades menores de tungsteno

### Skarns de estaño

- a) En rocas dolomíticas
  - (i) en skarn magnésico
  - (ii) en cuerpos de reemplazamiento de sulfuros masivos con cantidades menores de silicatos
  
- b) En ambientes de rocas calizas
  - (i) en skarn de idocrasa-magnetita
  - (ii) en skarn de andradita-wollastonita
  - (iii) en cuerpos de reemplazamiento de magnetita masiva en calizas o hornfels.

---

Tabla 2.1. Clasificación de skarns de W-Sn por Einaudi. (1981)

Einaudi elabora para su clasificación de skarns oxidados y reducidos con base en su mineralogía. (Tabla 2.2.). Aunque estas cifras deben ser tomadas como cifras generales con alguna variación posible.

	skarn reducido	skarn oxidado
<b>Estado primario</b>		
Piroxeno/granate	10:1 a 2:1	1:1 a 1:10
<b>Composición del piroxeno</b>		
hedenbergita % molar	60-90	20-70
johansenita % molar	5-20	0-5
<b>Composición del granate</b>		
andradita % molar	10-50	80-100
<b>Composición del granate tardío</b>		
andradita % molar	0-50	80-100
espessartina % molar	5-35	0-5
almandino % molar	5-10	0
<b>Estado retrógrado</b>		
Arreglo mineral típico	Biotita-Plagioclasa-opacos ± calcita; homblenda-opacos-cuarzo-calcita	Epidota-clorita-cuarzo; actinolita-opacos-cuarzo-calcita
<b>Composición de la anfibolita</b>		
ferrotremolita % molar	5-80	30-60
tremolita % molar	0-30	30-70
ferropargasita	70-100	5-20
<b>Minerales opacos</b>	Pirrotita, magnetita (pirita, bismuto nativo)	Pirita (magnetita, pirrotita, bismutinita)

Tabla 2.2. Clasificación de skarns de W-Sn según Einaudi. (1981)

### II.6.3. CLASIFICACION DE SKARN DE W-Sn DE SATO (1982)

Sato en 1982, propone una clasificación parecida y divide a los skarns de W en los tipos : a) Skarns de scheelita y b) Skarns de molibdoscheelita (Tabla 2.3.)

	Skarn de scheelita (Reducido)	Skarn de molibdoscheelita (Oxidado)
Scheelita	Sin Mo	Asociado a Mo
Minerales de Fe-O-S	Pirrotita	Pirita, magnetita
Granate	Rico en grosularita	Rico en andradita
Masa del skarn	Pobre en Fe <sup>+3</sup>	Rico en Fe <sup>+3</sup>
δ <sup>34</sup> S (CDT)	Negativo	Positivo
Granitoides	Series de Ilmenita	Series de Magnetita
Ejemplos	Japón Fugiatani, Kiwada Kuga (+Sn), Kagata, Kasugayama, Detenagai	Japón Ishida, Yokoshiro, Yamaguchi Sandong (Corea) Pine Creek (U.S.A.) King Island (Australia)

Tabla 2.3. Clasificación de skarns de W por Sato (1982).

### II.6.4 CLASIFICACION DE SKARN DE W-Sn DE KWAK T.A.P. (1987)

Kwak, también utiliza los parámetros de skarn oxidados y reducidos relacionados a granitoides, y no relacionados con granitoides ; magnésicos vs. cálcicos, etc. esta es la clasificación más completa hasta la fecha y se basa específicamente en las observaciones de diferentes depósitos alrededor del mundo. (Tabla 2.4.)

- 
- I. Skarns de W con poco o sin Sn
    1. Oxidados, relacionados a granitoides
      - (a) Tipo magnetita-andradita
      - (b) Tipo andradita
    2. Reducidos, relacionadas a granitoides
      - (a) Tipo grosularita (andradita o almandino)
      - (b) Tipo grosularita-almandino
    3. Skarns polimetálicos con W, relacionado a granitoides
    4. Skarns de W en terrenos metamórficos regionales no relacionado con granitoides.
  - II. Skarns de Sn con o sin altas cantidades de W
    - A. Proximales de alta temperatura, no greisenizados
      1. Oxidados
        - (a) Tipo magnetita
        - (b) Tipo andradita
      2. Reducidos
        - (a) Tipo magnetita-fluorita-vesuvianita
        - (b) Tipo forsterita-piroxeno-espinela
    - B. Proximales generalmente, de alta temperatura, greisenizados
      1. Tipo skarn greisenizado
      2. Tipo greisen skarn
    - C. Distales de baja temperatura, no greisenizados
      1. Tipo magnetita
      2. Tipo pirrotita
      3. Tipo pirita
- 

Tabla 2.4. Clasificación de skarns de W-Sn según Kwak, T.A.P. (1987)

De esta clasificación solamente se ahondará en los depósitos de tungsteno, ya que el estudio de los skarns de estaño no son el objetivo de este trabajo.

### **III. MODELOS PRINCIPALES DE YACIMIENTOS**

### III. MODELOS PRINCIPALES DE YACIMIENTOS

#### III.1. YACIMIENTOS MAGMATICOS

##### III.1.1. GENERALIDADES

Los depósitos o yacimientos magmáticos se forman por simple cristalización, segregación magmática, e inyección magmática. Pueden ser tempranos o tardíos. Resultan de la simple cristalización o concentración por diferenciación de masas ígneas. La cristalización o diferenciación de los minerales de mena puede ocurrir antes o después de la cristalización de la masa ígnea

Los yacimientos magmáticos tempranos, también llamados ortotéticos u ortomagmáticos, incluyen yacimientos de disseminación formados por simple cristalización de un magma, en donde los cristales formados tempranamente pueden estar disseminados en la cámara magmática, como ejemplo se pueden mencionar las chimeneas de diamante en Sud-Africa; también incluyen yacimientos de segregación que son el resultado de cristalización diferencial gravitativa; estos yacimientos pueden ser el resultado de la caída de cristales pesados formados tempranamente hacia la parte baja de la cámara magmática; y por último los yacimientos de inyección en donde los minerales de mena se concentran por cristalización fraccionada temprana cristalizando antes de los silicatos de la roca, los cuales han sido inyectados dentro de la roca encajonante.

Así mismo, los yacimientos magmáticos tienen una relación espacial muy cercana al cuerpo intrusivo o magma madre, estos depósitos constituyen el propio cuerpo ígneo o parte de él.



Por otra parte, los yacimientos o depósitos magmáticos tardíos son el resultado de la cristalización fraccionada (de inyección), acumulación gravitativa de minerales pesados y separación líquida de gotas de sulfuro (inmiscibilidad) de líquidos residuales. Los minerales de mena son posteriores a los silicatos tempranos formadores de la roca, a los que cortan y corroen formando bordes de reacción (alteración deutérica) entre el yacimiento y la roca encajonante.

### III.1.2. MODELO MAGMATICO PEGMATITICO

#### III.1.2.1. PARAGENESIS

Los minerales constituyentes de las pegmatitas corresponden a los de la etapa residual de las rocas plutónicas silícicas y frecuentemente son minerales ricos en elementos volátiles y sus compuestos.

Las pegmatitas pueden ser simples, en donde los constituyentes principales son cuarzo, feldespato alcalino, micas y minerales raros como accesorios. Las pegmatitas complejas presentan una variedad de minerales raros de Li-Rb-Cs-As-Sb, Sn y W entre otros. Estas se forman cuando existe un estado más avanzado de diferenciación o cristalización ya que en el fluido existen concentraciones mayores de mineralizantes.

Existe un zoneamiento o secuencia en donde se pueden diferenciar 4 zonas:

- Zona de los bordes en donde se presenta el grano más fino.
- Zonas de las paredes de grano más grueso y más espesor que la zona de los bordes.
- Zonas intermedias de variable espesor compuesta de feldespatos
- Zona del núcleo, la cual presenta grano grueso, y es la zona que suele contener la mineralización económica.

Entre los minerales económicos de las pegmatitas se pueden mencionar al feldespato, mica, cuarzo, berilo, polucita, bertrandita, corindón, espodumena, lepidolita, ambligonita, petalita, tantalita, columbita, wolframita, ferberita, scheelita, molibdenita y uraninita entre otros.

### III.1.2.2. ALTERACIONES

Las pegmatitas se forman durante una etapa en donde los procesos magmáticos y postmagmáticos (hidrotermales) son difíciles de distinguir, durante este período los granitos, de los cuales se derivan las pegmatitas, muestran una alteración metasomática muy fuerte (Scherba, 1970; Landys y Rye, 1974; Pollard, 1983; Jackson y Helgeson, 1985; Stempok, 1987). Éstas incluyen feldespatos alcalinos reemplazados por feldespatos sódicos, como la albita con la formación de moscovita, el granate y la turmalina se pueden formar tempranamente, o se pueden formar a expensas de los feldespatos, produciéndose también espodumena, ambligonita, lepidolita y otros minerales de litio.

### III.1.2.3. LITOLOGIA

La gran mayoría de la pegmatitas, o por lo menos las asociadas a mineralización de tungsteno son mineralógicamente semejantes al granito, éstas se forman principalmente en rocas graníticas aluminosilicatadas, como son granitos, granodioritas, y tonalitas que forman el grupo de las rocas silíceas o ácidas, contienen abundante cuarzo, del 20 al 40%, con feldespatos alcalinos y feldespatos sódicos.

Estas rocas están muy diferenciadas y libres de hornblenda y otros silicatos de calcio como anfíboles, piroxenos y esfena (Ishira, 1977; y Eugster, 1985), contienen magnetita como fase principal opaca (Newberry y Swanson, 1986;

Kwak, 1987). La moscovita y las micas de litio son las más comunes en los granitos de alto grado silíceo.

#### III.1.2.4. ESTRUCTURAS

Las pegmatitas se asocian generalmente con intrusivos granitoides, sin embargo, también existen fajas pegmatíticas a lo largo de contactos de esquistos cristalinos y gneises, en donde no existen afloramientos de granitoides (según M. Goldschmidt existen 100 veces más pegmatitas en los esquistos que en los granitos). Se forman en macizos graníticos de profundidades medias, de 4 a 6 km. Las pegmatitas micáceas por lo general se forman a mayor profundidad y se relacionan a rocas carbonatadas.

Su distribución se determina por los siguientes factores:

- morfología y estructura del techo del macizo granítico
- particularidades tectónicas de las áreas metalíferas
- existencia de horizontes favorables respecto a la litología

La posición de los campos metalíferos de pegmatitas se pueden localizar de acuerdo a la profundidad de la erosión y de acuerdo a A.I. Guinzburg (1961), se pueden distinguir tres variantes.

- Con una profundidad de erosión de 1 a 2 km, los campos de pegmatitas pueden localizarse en las rocas encajonantes del techo, por encima de las cúpulas de los granitoides, los cuales se encuentran por debajo de éstas, las pegmatitas se extienden en zonas estrechas a lo largo de dislocaciones de ruptura.
- Con una profundidad de erosión de 4 a 6 km las pegmatitas se localizan en las zonas de contacto exógeno de los macizos graníticos y son áreas

muy grandes. Éstas se encuentran encajonadas en las rocas adyacentes.

- Con una profundidad mayor de 6 km las pegmatitas se localizan a lo largo de los contactos de los macizos rocosos y la roca encajonante, y depresiones profundas en el techo de los batolitos, en contactos de declive suave.

Por lo general los campos de las pegmatitas se ubican en las flexiones en la planta de los pliegues anticlinales.

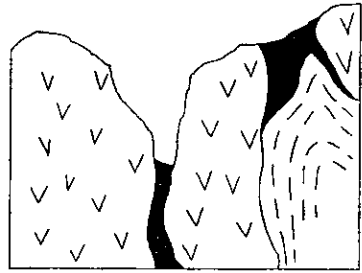
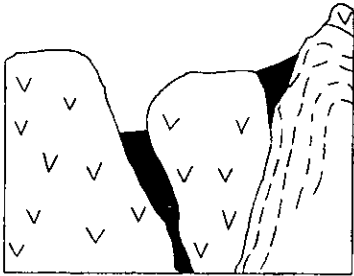
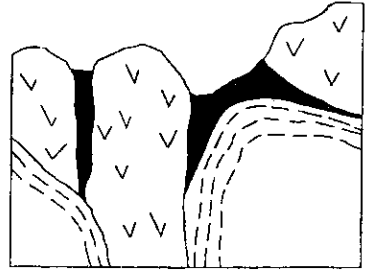
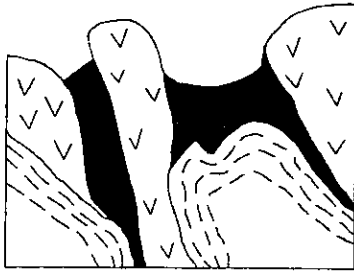
Los cuerpos minerales más grandes de pegmatita se localizan en las rupturas orientadas paralelamente al rumbo de los ejes de los pliegues de las rocas encajonantes, o en concordancia con la línea de extensión máxima de los macizos.

Por lo general en el transcurso de la intrusión de los cuerpos de pegmatita, los bloques de las rocas no se desplazan sino que solamente se entreabren, también pueden formarse a lo largo de fisuras de separación; en rocas encajonantes se asocian a planos de estratificación o esquistosidad.

Los principales cuerpos estructurales de cuerpos de pegmatita se dividen en:

- Depósitos filonianos en las grietas de ruptura: Los cuerpos de pegmatita se encuentran entre los bloques de granitoides separados por grietas de rupturas (budinas). Donde las budinas están cerca unas de otras, la cavidad filoniana adopta la forma de dique; éstas son las pegmatitas más complejas y las más comunes, tienen una sección transversal en forma de reloj de arena, pueden alcanzar una potencia hasta de 40 m. (Fig. 3.1.)

- Depósitos de veta en las fisuras de separación de buzamiento abrupto y en declive suave.
- Depósitos estratiformes o lenticulares concordantes con la estratificación de las rocas encajonantes: Se extienden a lo largo de la estratificación con buzamiento abrupto de las rocas encajonantes y tienen una estructura en forma de rosario.
- Depósitos de stocks y cuerpos tabulares en las rocas encajonantes. Están bien caracterizados y es típica una estructura zonal.



gneis anfíbol-biotítico



granitoide



pegmatita

Fig. 3.1 Secciones transversales de las pegmatitas entre bloques granitoides de la isla de Oleni (según B. V. Górtov, 1973)

### III.1.2.5. GEOLOGIA HISTORICA

Se conocen fajas pegmatíticas muy grandes encuadrando los márgenes de escudos antiguos o en los empalmes de formaciones arcaicas y proterozoicas.

La mayoría de las provincias metalíferas tienen tres etapas de desarrollo que son:

- etapa geosinclinal
- etapa orogénica
- etapa platafórmica

Estas conforman los pisos estructurales que están relacionados a los depósitos minerales.

El piso estructural superior se compone de depósitos platafórmicos; el piso estructural medio se compone de las etapas geosinclinal y orogénica. El piso estructural inferior, que incluye antiguas capas muy potentes que están intensamente metamorfoseadas del Proterozoico y Arcaico, se conoce como basamento.

Con la etapa geosinclinal del piso estructural medio se relacionan algunos yacimientos de pegmatitas y algunos yacimientos magmáticos. Es el nivel inferior del piso estructural medio, y se caracteriza por la formación de capas potentes sedimentarias vulcanogénicas que sufren grandes dislocaciones y la consecuente formación de grandes pliegues lineales y dislocaciones de ruptura unidos al plegamiento. También se presentan grandes intrusivos que por lo general se extienden paralelamente al rumbo de los pliegues y están asociados a los núcleos de los anticlinales.

Algunos yacimientos de tungsteno, estaño y molibdeno relacionados a los greisens se forman a unas profundidades de 1000 a 2500 m.

### III.1.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO

Un fluido magmático tardío contiene ingredientes formadores de roca, y está relacionado con cuerpos félsicos conteniendo minerales como son cuarzo, feldespato, y mica, los cuales son silicatos de bajo punto de fusión, también contiene grandes cantidades de agua y CO<sub>2</sub> líquido, lo que formará un estado acuo-ígneo el cual es una transición entre un estado estrictamente ígneo y un estado hidrotermal; si este fluido magmático es inyectado en las rocas encajonantes se formarán diques y cuerpos irregulares pegmatíticos, los cuales forman yacimientos de importancia económica.

Los depósitos pegmatíticos pertenecen a los yacimientos magmáticos tardíos de inyección, tienen una temperatura de formación que fluctúa entre 600° y 1000° C. Los fluidos son inyectados en la roca encajonante ya sea en aberturas preexistentes o por un desplazamiento de las rocas regionales, por la misma presión ejercida por la pegmatita.

### III.1.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS

Oreana, Nevada; Provincia metalífera de Kiangsi, China; Tweedam, Sudáfrica; Pilok, Tailandia.



## III.2. MODELO HIDROTHERMAL

### III.2.1. GENERALIDADES

Los yacimientos hidrotermales, a diferencia de los magmáticos, se forman fuera de la cámara magmática, son depósitos derivados de soluciones que migran lejos del intrusivo, estas soluciones hidrotermales son las soluciones remanentes o residuales de la cristalización de un magma. Después de la fase pegmatítica (aunque puede o no estar presente la fase pegmatítica junto a la fase hidrotermal en un depósito) fluidos mineralizantes o residuales siguen interactuando con los minerales ya cristalizados y al finalizar esta cristalización los fluidos son expulsados hacia las cúpulas de los intrusivos y depositan sus constituyentes metálicos en fisuras del intrusivo y en fisuras de las rocas encajonantes adyacentes al mismo, lo cual formará los depósitos hidrotermales de relleno de fisuras.

Los magmas se componen de silicatos, óxidos metálicos y cantidades variables de sustancias volátiles, esta materia fundida proviene de la corteza terrestre y manto superior, el intervalo de temperatura fluctúa entre 625 ° y 1200° para magmas félsicos y máficos respectivamente, la mayoría se originan por fusión parcial de rocas de la corteza y por material del manto por lo cual su composición será variable, los volátiles se componen de dióxido de carbono, iones de azufre, oxígeno, hidrógeno, cloro, flúor y boro.

La materia fundida o magma, a medida que se enfría y llega a lugares de menor presión dentro de la corteza donde ocurre la cristalización de los constituyentes, sigue las mismas leyes de una solución acuosa en donde el punto de saturación de una solución excede a la solubilidad.

En la formación de un depósito hidrotermal además de la consolidación progresiva del magma y las soluciones hidrotermales que se conservan a través de todo el proceso, también pueden existir emanaciones tempranas de fluido a alta temperatura que escapan del magma hacia las rocas encajonantes a través de poros y estructuras de las rocas. Estas emanaciones están altamente cargadas de sustancias propias del magma las cuales tienen gran influencia sobre las rocas adyacentes .

Además del fenómeno de metamorfismo de contacto, propio de una intrusión ígnea en donde el factor principal es la temperatura, se presenta el metasomatismo de contacto o reemplazamiento el cual se define como el proceso por el cual hay una recombinaación de iones de los minerales propios u originales de la roca por contacto con materiales nuevos aportados por el magma invasor, este aporte de materiales es la base de la formación de este tipo de depósitos.

### III.2.2 MODELO HIDROTHERMAL DE RELLENO DE FISURAS

#### III.2.2.1. PARAGENESIS

Los minerales que cristalizan primero son soluciones bajas en solubilidad como por ejemplo apatita, circón, magnetita, ilmenita, cromita, olivino y piroxeno. Al cristalizar estas sustancias el magma residual ha pasado de ser un magma máfico a un magma félsico, el cual es una solución rica en silicio, álcalis, agua y fluidos mineralizantes, el orden de cristalización en este magma félsico serían las plagioclasas cálcicas, plagioclasas sódicas, ortoclasa, micas y cuarzo.

La teoría zonal de Emmons establece que las primeras sustancias en diferenciarse son los calci-silicatos, después el silicio, óxidos de hierro y finalmente los minerales molibdenita, casiterita, wolframita, pirita, arsenopirita esfalerita, calcopirita, galena, plomo, plata, etc.

### III.2.2.2. ALTERACIONES

Las alteraciones de los depósitos hidrotermales de relleno de fisuras, dependen de la composición de la roca encajonante, composición del fluido hidrotermal, condiciones de presión y temperatura junto con cambios de fase del fluido hidrotermal, y cambios en ciertos constituyentes.

Las vetas hidrotermales asociadas a wolframio sufren una importante alteración a greisen que consiste principalmente en moscovita + cuarzo ± biotita o clorita ± topacio ± fluorita. La alteración de caolinita es generalmente la última, y ocurre a bajas temperaturas.

La mineralización de wolframita y casiterita en rocas encajonantes aluminosilicatadas (granitos, metasedimentos cuarzofeldespáticos y volcánicos félsicos) está asociada principalmente con alteración filítica y ocurre como disseminaciones en el granito greisenizado y en concentraciones altas dentro de vetas y brechas. En depósitos de veta, por lo general los emplazados en hornfels semipelítico, la alteración consta de enjambres delgados de reemplazamiento de feldespatos por moscovita (Eadington, 1983; Solomon, 1986; Andrew y Heinrich, 1984).

### III.2.2.3. LITOLOGIA

Las vetas de tungsteno como ya se ha dicho anteriormente están asociadas a granitos félsicos con alto contenido de sílice. Estas vetas están encajonadas por rocas de composición tan variada como pueden ser areniscas, diabasas, andesitas, cuarcitas, pizarras, esquistos, rocas metasedimentarias pelíticas, conglomerados, rocas de ambientes volcánicos y subvolcánicos someros, pero la mayoría de los depósitos de estaño y tungsteno en vetas o

brechas ocurre en rocas de ambientes plutónicos moderadamente someros (Taylor, 1979; Heinrich, 1989; Salomom, 1991).

La influencia de la composición química de las rocas encajonantes sobre el depósito mineral, en las condiciones de formación de vetas mineralizadas, tiene importancia secundaria.

Las propiedades físico-mecánicas de las rocas juegan un papel muy importante. Por ejemplo, la elevación de la porosidad efectiva y la disminución de la resistencia mecánica ayudan a la formación de las grietas. Hay cuerpos minerales que se forman en capas potentes estratificadas, y la mineralización se aloja sólo en determinadas capas predispuestas a la formación de fisuras.

#### III.2.2.4. ESTRUCTURAS

La ubicación de los yacimientos de este tipo está controlada por grandes fallas regionales las cuales están relacionadas con intrusivos y diques, que han penetrado desde los pisos estructurales inferiores; dichas fallas no contienen mineralización, ésta se encuentra más bien asociada por lo general a un sistema de fallas con distinta orientación y de un tamaño relativamente pequeño, que se caracterizan por tener flexiones abruptas en el rumbo, debido a que estas se combinan con fisuras anteriormente emplazadas.

Según E.M. Nekrásov (1968) los yacimientos del nivel estructural superior están representados, en su mayoría en zonas de trituración de distinta potencia, por sistemas de grietas subparalelas cercanos; zonas ramificadas por numerosas fisuras; planos de deslizamiento y costuras tectónicas rellenas de arcilla de rozamiento. Las zonas de fallas mineralizadas más potentes están representadas por brechas tectónicas microclásticas, las cuales son trituradas con frecuencia para formar arcilla tectónica.

Las estructuras relacionadas a yacimientos hidrotermales de relleno de fisuras son principalmente las vetas de fisura o filones , stockwork y brechas.

- **Vetas de fisura:** Un yacimiento mineral se compone de una o más fisuras, éstas pueden contener gran variedad de minerales económicos. Las fisuras pueden formarse debido a tensiones dentro de la corteza terrestre o por la misma fuerza de empuje de las soluciones mineralizantes que actúan como una cuña; pueden estar acompañadas de fallamiento. La forma de las vetas de fisura puede ser simple, lenticular, hojosa, de cámara, pueden estar conectadas y también aparecer como uno o más sistemas de fisuras. Los muros presentan una sustancia tipo arcilla. Entre la formación de la fisura y los procesos formadores de minerales existe un intervalo de tiempo. Las fisuras tienden a cambiar su comportamiento cuando pasan de un tipo de roca a otro.
- **Stockworks:** Es una red de pequeñas vetillas, se presenta como cuerpos separados o asociados a otro tipo de depósito, se forma por el rompimiento de la parte marginal de las rocas ígneas intrusivas, y por fisuramiento debido a fuerzas torcionales y tensionales. La roca alrededor de los stockworks pudiera contener mineralización económica y ser minado como un solo cuerpo.
- **Brechas:** Se forman por plegamiento, fallamiento, intrusión y fuerzas tectónicas. los cuales rompen la roca resultando fragmentos angulosos en donde los huecos resultantes son rellenados de mineralización.

Las estructuras de los depósitos hidrotermales de relleno de fisuras de estaño-tungsteno están asociadas con zonas de contacto de los macizos intrusivos que han sufrido dislocaciones de ruptura como son:

- Yacimientos filonianos en los granitos o rocas del techo o ambas: Greisen de tungsteno, estaño y molibdeno.
- Yacimientos de vetas entrelazadas en las cúpulas del granito o en las rocas del techo, o en ambas: Altenberg, yacimientos de tungsteno, de tungsteno y estaño en la provincia Transvaikala ex. U.R.S.S..
- Yacimientos filonianos de vetas entrelazadas: Yacimientos de Kazajstán, Cinovec y otros en la ex. U.R.S.S.

### III.2.2.5. GEOLOGIA HISTORICA

Los depósitos hidrotermales se forman en la segunda etapa de formación de un campo mineralizado que es la etapa orogénica (finales de esta etapa), la cual pertenece al nivel estructural superior, se caracteriza por acumulación de capas sedimentarias y efusivas menos potentes, éstas se arrugan y presentan fallas de ruptura de la etapa anterior o geosinclinal, también presenta pequeñas intrusiones en forma de diques. El grueso de la mineralización hidrotermal se realiza a fines de la etapa orogénica.

En ciertas regiones metalíferas existen zonas plegadas policíclicas que son repeticiones de algunas de las etapas de la formación de un campo metalífero, en estas condiciones la mineralización económica se forma también en la parte final de la etapa orogénica. Algunas veces se observa el rejuvenecimiento de las plataformas y los escudos, también activación y desarrollo de nuevo magmatismo. Esta activación de escudos tal vez se llevó a cabo en el Proterozoico (Protoactivación), o del Paleozoico al Cenozoico. Esta activación puede estar o no vinculada a movimientos tectónicos de los geosinclinales cercanos. También

las regiones plegadas pueden reactivarse, y en este caso los yacimientos minerales son posteriores a los plegamientos.

Las partes superiores de los yacimientos hidrotermales de temperaturas medias, o sea los yacimientos hidrotermales de relleno de fisuras se forman a una profundidad de 400 a 1,500 m.

### III.2.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO

Después de la fase pegmatítica (aunque puede o no estar presente en un depósito mineral) fluidos mineralizantes o residuales siguen interactuando con los minerales ya cristalizados; al finalizar esta cristalización los fluidos son expulsados hacia las cúpulas de los intrusivos y depositarán sus constituyentes metálicos en fisuras en el mismo intrusivo y en fisuras de la rocas encajonantes adyacentes al mismo lo cual formará los depósitos hidrotermales de relleno de fisuras. Estos requieren de las siguientes condiciones:

- a) existencia de soluciones mineralizadas que disuelvan y transporten la materia mineral.
- b) aberturas o fisuras en las rocas para la canalización de las soluciones.
- c) lugares para la depositación mineral
- d) reacciones químicas para la depositación
- e) suficiente concentración de materia mineral.

Los depósitos de tungsteno provienen de una fuente de magma granítico (magma madre del tungsteno), cuando un magma ígneo se introduce en la roca encajonante comienza la separación y segregación magmática el cual es un proceso lento en donde el gradiente de temperatura decrece hacia la superficie.

Los volátiles que constituyen parte importante de los magmas consisten principalmente en dióxido de carbono, iones de azufre, oxígeno, hidrógeno, cloro, flúor y boro, estos disminuyen la viscosidad para un transporte y recolección de metales más fácil.

Sustancias mineralizadoras volátiles con contenidos de boro, flúor, cloro y soluciones ácidas actúan como acarreadores poderosos para la depositación del wolframio, casiterita, molibdenita, etc.

Los fluidos mineralizantes durante todo el proceso siguen interactuando con los minerales ya precipitados y son esenciales ya que provocan el decremento de la viscosidad, punto de fusión y el transporte y recolección de metales que originalmente estuvieron como complejos de cloruro dispersos en el magma, o dentro de los fluidos connatos.

El agua involucrada en el proceso hidrotermal puede ser, en una primera instancia, derivada del magma y conforme asciende en la corteza, presentará una cantidad importante de agua meteórica, la cual es un factor fundamental para la precipitación de metales.

Se cree que el silicio como cuarzo en las vetas de wolframio prevalecieron como una solución coloidal. Sin embargo, Paul F. Kerr cree que el tungsteno en solución exhibe una afinidad con el silicio y probablemente dentro del magma el tungsteno es una solución como sal o ácidos silícicos.

Para el desarrollo de un magma granítico a vetas de wolframio es necesario que el decremento de la temperatura y que la diferenciación cambie este magma a un magma residual acuoso (formadores de pegmatitas), de esta solución acuosa se forma el wolframio y las vetas son desarrolladas por lo cual se pueda decir que las vetas de W son por lo general de origen pegmatítico.



Los isótopos de oxígeno del cuarzo precipitados con casiterita o wolframita están relacionados con fluidos isotópicamente pesados que pueden haber sido originados de una fuente magmática (Landis y Rye, 1974; Kelly y Kye, 1979; Collins, 1981; Patterson, 1981; Andrew y Heinrich, 1984; Campbell et al., 1984; Higgins, 1985; Sun y Eadington, 1987). Los datos de isótopos de estaño-tungsteno indican que fueron equilibrados isotópicamente, y probablemente químicamente, con una fuente rocosa granítica caliente con una temperatura superior a 400° C, antes de su transporte a un sitio de depositación mineral más frío a una temperatura menor de 400°C.

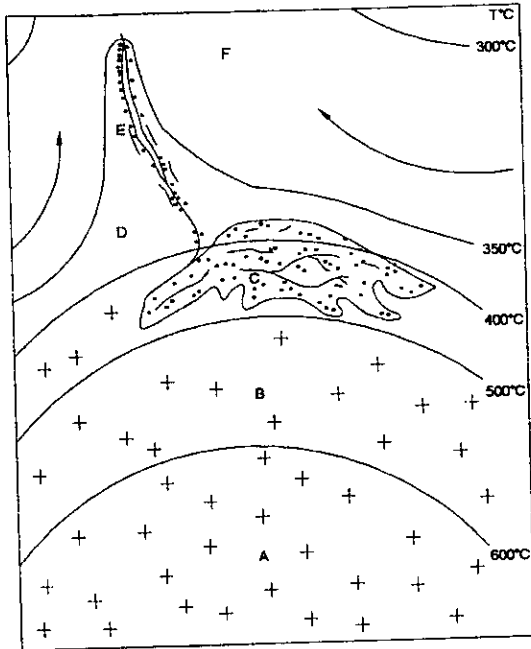
La temperatura de homogeneización reportada de inclusiones fluidas asociadas a la depositación de casiterita varía de 220° a 500° C, pero la etapa de mayor mineralización se desarrolla a una temperatura de 280° a 400°C (Haapala y Kinnunen, 1982; Kwak, 1987).

Donde hay datos disponibles de observaciones paragenéticas e inclusiones fluidas se indica una secuencia de depositación mineral con una temperatura descendente (Kelly y Turneaure, 1970; Kelly y Kye, 1979; Collins, 1981; Patterson et al., 1985; Andrew y Heinrich, 1984; Salomon et al, 1986.)

Las etapas primeras o tempranas de óxido precipitan generalmente a temperaturas de entre 300° y 400° C, más bajas que las inferidas por intercambio de isótopos de oxígeno de los fluidos mineralizantes y la fuente magmática, un decaimiento en la temperatura es registrado para la última etapa de precipitación de sulfuros de 200°-300°C.

Las correlaciones entre las temperaturas de relleno y salinidad en el caso de depósitos hidrotermales de relleno de fisuras sugieren la mezcla de un fluido magmático salino y aguas meteóricas de salinidad más baja en el sitio de la depositación mineral (Kelly y Rye, 1979; Eadington, 1983; Davis y William Jones, 1985; Witt, 1988). Los fluidos meteóricos se incrementan a lo largo de los últimos estados de mineralización (sulfuros, carbonatos; Kelly y Rye, 1979; Eadington, 1983; Witt, 1988). La separación de fases gaseosas ricas en  $\text{CO}_2^-$  ( $\text{CH}_4^-$ ) se registran en muchos depósitos de tungsteno y estaño (Heinrich y Eadington, 1986). Donde han sido estudiadas inclusiones en líquidos y vapores que sugieren unas presiones de fluidos de 200 a 600 bars para la etapa de depositación mineral (Salomon et al., 1986). Estas presiones se consideran casi hidrostáticas en estudios de presiones de carga (Landis y Rye, 1974) o donde presiones litostáticas fueron estimadas de inclusiones fluidas preminerales (Kelly y Rye, 1979; Eadington y Patterson, 1984).

Depósitos de veta o brecha de tungsteno registran un cambio de temperatura con el tiempo, de altas temperaturas en condiciones de presión litostáticas antes de la formación del mineral, a temperaturas menores a presiones de fluido casi hidrostática que acompañan la precipitación mayor de estaño-tungsteno (Landis y Rye, 1974; Kelly y Rye, 1979; Jackson et al., 1982; Eadington, 1983; Eadington y Patterson, 1984; Walshe, 1986; Salomon et al., 1986). Estos depósitos probablemente están formados en un ambiente dinámico abierto, en el cual se requiere que las fisuras continúen abiertas por la presión litostática de fluidos por periodos de 10,000 a 100,00 años (Kigai, 1978). (Fig. 3.2.)



Roca/Proceso	Características del fluido	Presión de fluido
F Roca encajonante cuarzo-feldespática (granito, hornfels semipéfitico y volcánico)	Mayormente meto- rico: Baja salinidad solución acuosa ± CO <sub>2</sub> /HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Casi hidrostática
E Casiterita-wolframita en vetas o brecha con alteración estrictamente filítica	Mayormente magmá- tico, o mezclado magmático ± meteo- rico: Salinidad media, sol. acuosa ± vapor de baja densidad	Casi hidrostática después del inicio de la formación de las vetas
D Sitio de la formación inicial de las vetas (gran curvatura en el contacto)	Magmático	Casi litostáticas con fallamiento hidráulico
C Vetas relacionadas a alteración filítica (greisen) ± Sn diseminado	Mayormente magmá- tico: solución acuosa de salinidad media	Litostáticas en proceso de cambio a hidrostáticas
B Alteración postmag- mática de alta temp.: feldespatización dis- persa, etc.	Magmático: mezcla residual salina, vapor de salinidad media	Litostáticas ?
A Fuente granítica en proceso de crista- lización	Magmáticos: salini- dad media, fluidos superferríticos o mezclas fundidas coexistentes con contenido de est	Litostáticas

Fig. 3.2 Sección esquemática de un sistema hidrotermal de estaño-tungsteno mostrando las condiciones de temperatura y presión del fluido de una fuente ignea con presiones litostáticas a un régimen de depositación del mineral con presión hidrostática.

Estas observaciones pueden ser explicadas por un enfriamiento general de los depósitos y las fuentes de fluidos ígneos como un total debido a la disposición de una masa ígnea por medio de la convección y conducción de aguas meteóricas (Cathles, 1977). Sin embargo, la interpretación de datos de isótopos estables de muchos depósitos de estaño-tungsteno implica el enfriamiento de los fluidos por si mismos entre la fuente y el sitio de la depositación. Los dos mecanismos de enfriamiento que corresponden a las observaciones son: expansión adiabática con estrangulamiento reversible o irreversible (con o sin separación de vapor), y la transferencia de calor entre fluidos calientes magmáticos y fluidos meteóricos fríos, los cuales pueden incluir o no la mezcla física de los mismos. (Barton y Toumlin, 1961).

La composición de los fluidos mineralizantes de estaño (tungsteno) antes de la llegada al sitio de depósito, está controlada primeramente por procesos químicos en ambiente magmático, aún cuando tiene lugar alguna infiltración meteórica dentro del área de la fuente, la mayor carga de las soluciones mineralizantes de la sustancia disuelta o soluto de estaño-tungsteno está probablemente dominada por elementos de partición de la mezcla final, fluidos magmáticos separados, y por reequilibración subsólida de alta temperatura con minerales magmáticos. Basados en estas suposiciones ha sido estimada la composición del fluido, en el cual los elementos principales serían Fe-Na-K-Si-Cl-OH (salmuera modelo), lo anterior utilizando datos experimentales y altas temperaturas de Hemley (1959); Chou y Eugter (1977); Legache y Weisbrod (1977); Chou (1978); Burnham (1979); Holland y Malinin (1979); y Gunther y Eugster (1980), una salinidad total de 1m Cl total, a temp. de 600°C y una presión litostática de fluido de 2 Kbars y un nivel redox casi QFM.

Las soluciones hidrotermales pueden alcanzar la superficie en forma de fumarolas y fuentes hidrotermales.

Otra fase importante en el proceso es la fase gaseosa , la cual está constituida principalmente por 90% de agua y constituyentes volátiles de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CO, HCL, HF, Cl, F, B, H, Na, K, Mg, Ca, NH<sub>4</sub>, fluoruros y telurios.

La cristalización de un magma no siempre termina en la formación de un depósito mineral de importancia económica, por el contrario, los yacimientos minerales son una rareza en la naturaleza. La roca resultante de esta cristalización puede ser muy variada en composición química y textura. Estos magmas pueden alcanzar o no la superficie terrestre, presentándose como rocas extrusivas con texturas afaníticas de grano fino o intrusivas con texturas de grano grueso o proffídicas, esto dependiendo de un enfriamiento rápido o lento.

#### III.2.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS

Atolia, California; Boulder Colorado; Gloconda, Nevada; Hamme District, North Carolina; Pradise Range, Nevada; Val d'Or, Canadá; Haut Allier, Francia; Pilok, Tailandia; San Judas Tadeo, Perú; Baid Al Jimalah, Arabia Saudita; Namaqualand, Sud-Africa.

### III.3. MODELO HIDROTERMAL DE METASOMATISMO DE CONTACTO

(TAMBIEN LLAMADOS PIROMETASOMATICOS O DE REEMPLAZAMIENTO O SKARN)

#### III.3.1. GENERALIDADES

En la formación de un depósito hidrotermal, además de la consolidación progresiva del magma y las soluciones hidrotermales que se conservan a través de todo el proceso, también existen emanaciones tempranas de fluido a alta temperatura que escapan del magma hacia las rocas encajonantes a través de poros y estructuras de las rocas. Estas emanaciones están altamente cargadas de sustancias propias del magma las cuales tienen gran influencia sobre las rocas adyacentes .

Además del fenómeno del metamorfismo de contacto propio de una intrusión ígnea en donde el factor principal es la temperatura, se presenta el metasomatismo de contacto o reemplazamiento, el cual se define como el proceso por el cual hay una recombinación de iones de los minerales propios u originales de la roca por contacto de materiales nuevos aportados por el magma invasor, este aporte de materiales es la base de la formación de este tipo de depósitos.

Las capas o estratos de roca afectadas por las emanaciones de un magma a altas temperaturas pueden ser cambiadas a rocas complejas de silicatos llamadas tactitas, a rocas de granate o a rocas con adición de óxidos de hierro, las cuales se denominan skarn donde se presenta la mineralización de tungsteno.

Se conocen skarns de casi todos los metales a excepción de cromo, antimonio y mercurio (Smirnov, op.cit.)

### III.3.2. SKARNS DE TUNGSTENO

Goldschmidt en 1911, define el skarn como rocas conteniendo arreglos ricos en calcio y magnesio asociados con minerales de mena, sin embargo, hay excepciones ya que existen skarns que contienen poco o ningún silicato de calcio y magnesio.

Una definición actual de skarn es propuesta por Kwak, T.P. (1987)

- Cualquier reemplazamiento de unidades carbonatadas.  
Reemplazamiento por soluciones de greisen donde resultan arreglos minerales ricos en F, B, y Li.
- Cualquier reemplazamiento de una unidad carbonatada previamente reemplazada , donde se incluyen arreglos primarios y arreglos retrógrados, los cuales pueden o no contener arreglos de silicatos de magnesio y calcio.
- Reemplazamiento de unidades no carbonatadas por arreglos minerales de silicatos de magnesio y/o calcio. Las rocas no carbonatadas incluyen plutones graníticos, plutones básicos y ultrabásicos, ambos llamados endoskarn, hornfels, unidades metavolcánicas, etc.
- Rocas presentes en terrenos metamórficos regionales en los cuales los silicatos de calcio o magnesio, son los constituyentes principales. Estos tal vez representen concentraciones singenéticas originales de W modificados por metamorfismo. Su mineralogía es similar a la de los skarns cálcicos, sin embargo no existe una relación aparente con algún plutón.

### III.3.2.1. PARAGENESIS

Los skarns de tungsteno están asociados en su mayoría al fenómeno de reemplazamiento de rocas carbonatadas cálcicas . Se conocen muy pocos skarns de tungsteno en rocas carbonatadas magnésicas y ninguno es económico

En ambientes proximales, el tipo más común de skarn económico de W es el de reemplazamiento de carbonato (skarn cálcicos), el cual sigue reteniendo después de la génesis del skarn metamórfico (no mineralizado). Después de la cristalización de arreglos primarios como granate+ piroxeno+ scheelita (skarn proximal de W cálcico), se producen nuevas estructuras retrógradas, afectando tanto al skarn primario como a las rocas de los alrededores (Fig. 3.3.)

Un arreglo anhidro primario, es seguido por un arreglo hídrico ("retrógrado" , Einaudi, 1981, "fase de lixiviado ácido", Zharikov, 1970).

La secuencia paragenética mostrada en la Fig. 3.4. pertenece al depósito de skarn de W de King Islands, en Tas, Australia, el cual provee información muy extensa de muestras colectadas a distancias variables del plutón (Weloski, 1984; Kwak y Tan, 1981; Edwards, 1956). Esta secuencia paragenética pertenece a un skarn proximal de W determinada por estudios estructurales y texturales el cual se ha dividido en 5 etapas, esto no quiere decir que se presenten las mismas 5 etapas juntas en otro depósito.

Se puede observar que la salinidad decrece de la etapa 1 a la 5. La temperatura inicial relativamente baja de 380° a 430° C es debido probablemente a las bajas cantidades de fluidos mineralizantes calientes los cuales están a temperaturas casi magmáticas. Estos llegan a un equilibrio termal con las rocas encajonantes más frías a 350°C, esta temperatura se incrementa conforme al aumento de fluidos mineralizantes, y el calor es transferido a las rocas



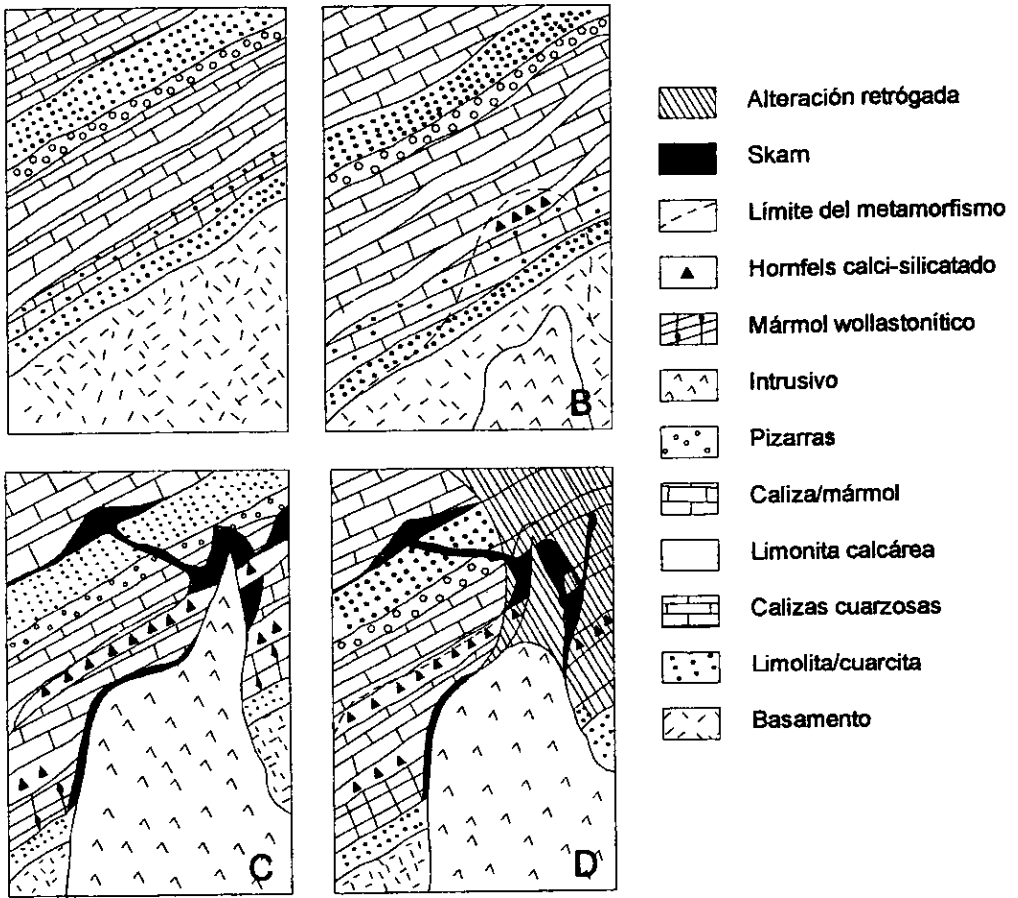


Fig. 3.3 Desarrollo de skarn metamórfico y skarn mineralizado. La secuencia de eventos es: skarn metamórfico (B), skarn mineralizado distal y proximal (C), alteración retrógada (D) (Meinert, 1983)

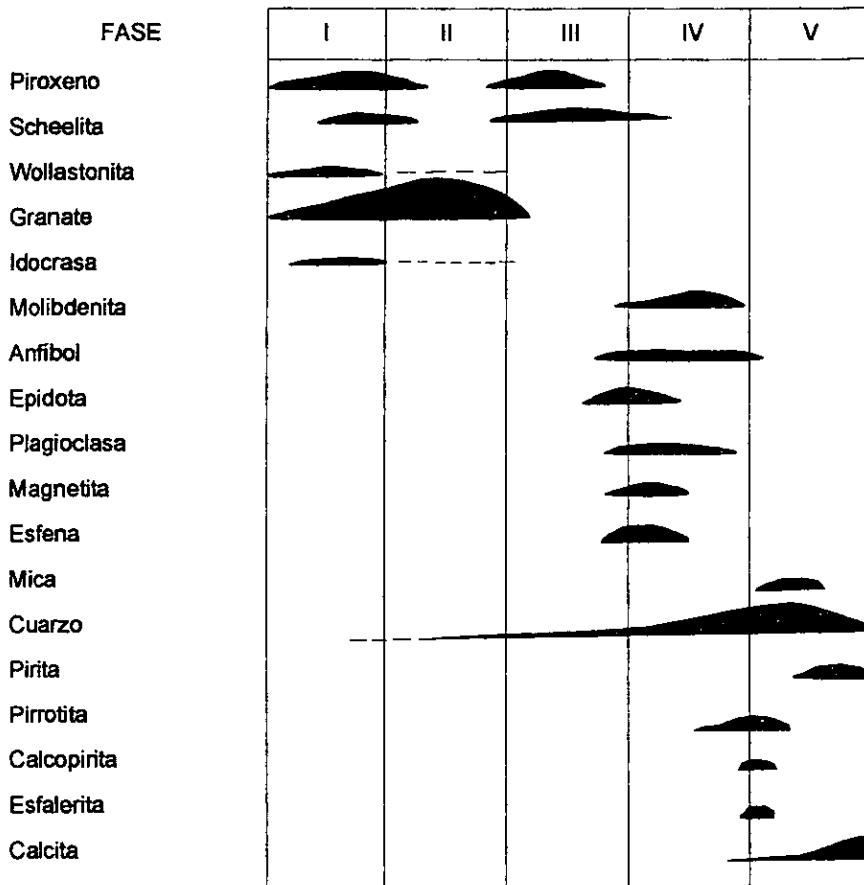


Fig. 3.4 Secuencia paragenética de los minerales presentes en el depósito de skarn de tungsteno de King Island en Tas, Australia.

encajonantes. La temperatura decrece al alejarse de la fuente. Podría existir la presencia de soluciones primarias de altas temperaturas relacionadas con fallas mayores en un intervalo de 400 a 500 m, pero se mezclan con soluciones diluidas y se enfrían (kwak, 1981).

La salinidad también decrece de la etapa 1 a la 5, los fluidos mineralizantes primarios altamente salinos son progresivamente diluidos en el tiempo.

Los datos de temperaturas y salinidades son incompatibles con un modelo según el cual las rocas encajonantes fueron simplemente recrystalizadas, o donde los metales de las rocas encajonantes son simplemente precipitados.

Estudios de isótopos de oxígeno muestran que los fluidos mineralizantes iniciales se derivan del fenómeno de enfriamiento asociado al plutón, y que una mezcla progresiva con aguas meteóricas diluye a estos componentes durante la génesis (Taylor y O'niell, 1977; Patterson, 1981; Wesolowski, 1984).

Debido a la variedad de skarns tanto en su composición mineralógica y química, así como en su relación espacial con el cuerpo intrusivo, existen distintas paragénesis para los distintos tipos de skarns, sin embargo, se pueden tomar los datos anteriores en un sentido general.

### III.3.2.2. ALTERACIONES

Las rocas carbonatadas están intensamente alteradas a skarn; contienen un amplio porcentaje de silicatos y sulfuros (Collins, 1981; Patterson, 1981; Eadington y Kennedy, 1983, Holyand, 1987, Kwak, 1987).

La greisenización puede afectar a los skarns de Sn (skarn greisenizado), y también reemplazar a las unidades carbonatadas directamente). Los skarns de W

nunca están greisenizados, aunque la moscovita en skarns retrógrados puede ocurrir y tener un gran parecido al greisen.

La alteración retrógrada de skarns de W-Sn cambia composicionalmente a valores más bajos en Ca, y presenta un incremento de volátiles (OH, F, B), alkalis (Na, K), y sílica. Una secuencia común es granate+ piroxeno - anfíboles - biotita - moscovita ± clorita.

### III.3.2.3 LITOLOGIA

Los skarns de tungsteno se desarrollan principalmente en los contactos de intrusivos graníticos oxidados de la serie magnetita, e intrusivos graníticos reducidos de la serie Ilmenita (Ishira, 1977), estos son por lo regular cálcicos tipo I.

Como roca encajonante se tienen principalmente calizas y dolomías, de las cuales las calizas son las favorables para la mineralización de tungsteno. También se forman en secuencias estratigráficas complejas de hornfels, rocas metavolcánicas y metaígneas.

### III.3.2.4. ESTRUCTURAS

Los yacimientos de skarn se encuentran encima de los contactos de plutones graníticos, y raramente en contactos marginales de plutones y rocas favorables para la formación de skarns. Las estructuras se forman en varias etapas divididas por los desplazamientos tectónicos durante la mineralización. Algunas características estructurales son:

- Cuerpos con buzamientos abruptos en contactos de los cuerpos granitoides y las rocas encajonantes
- Cuerpos con buzamientos suaves en los contactos de los cuerpos granitoides y las rocas encajonantes (Fig. 3.5.)
- Cuerpos en forma de nido.
- Cuerpos estratiformes
- Vetas y zonas filonianas
- Cuerpos minerales tabulares de las rocas encajonantes, en intersecciones, o flexiones de las dislocaciones.

De lo anterior se puede decir que la forma de los yacimientos de skarn depende de las relaciones geométricas entre el contacto de las rocas encajonantes con el plutón, la orientación de la estratificación de la roca encajonante, y otros rasgos estructurales formados previamente a la mineralización o formación de los skarns como son fallas, fisuras de la roca, oquedades u otras irregularidades localizadas en el contacto intrusivo, estas formas pueden ser lenticulares, tabulares o irregulares.

Las propiedades fisicomecánicas de la roca son esenciales para la formación de skarns, entre estas están la permeabilidad y porosidad.

**ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

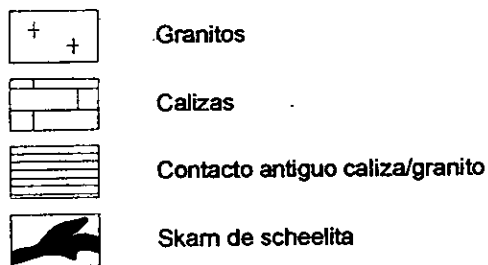
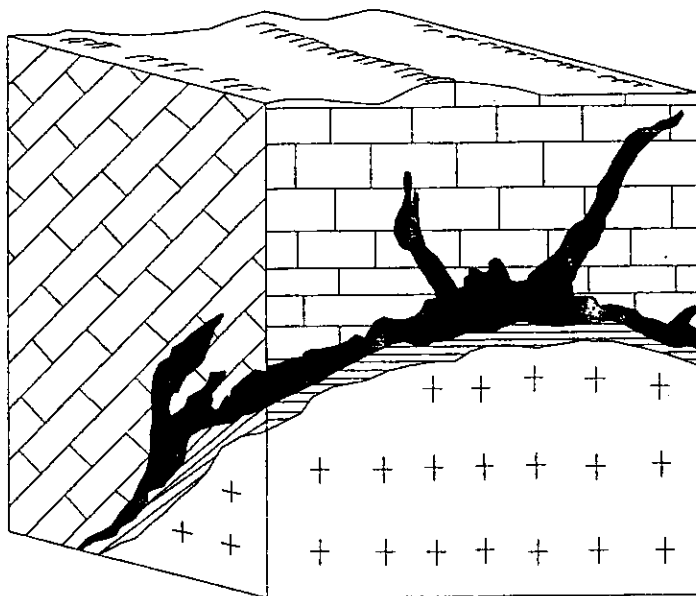


Fig. 3.5 Cuerpos minerales de skam con contenido de scheelita del yacimiento de Litangárskoie, Rusia asociados a un contacto de granitoideos y calizas de declive suave, con grietas ramificadas.

La porosidad y permeabilidad de skarns mineralizados puede ser producida por uno o más episodios sucesivos de fallamiento, fracturamiento o disolución de carbonatos.

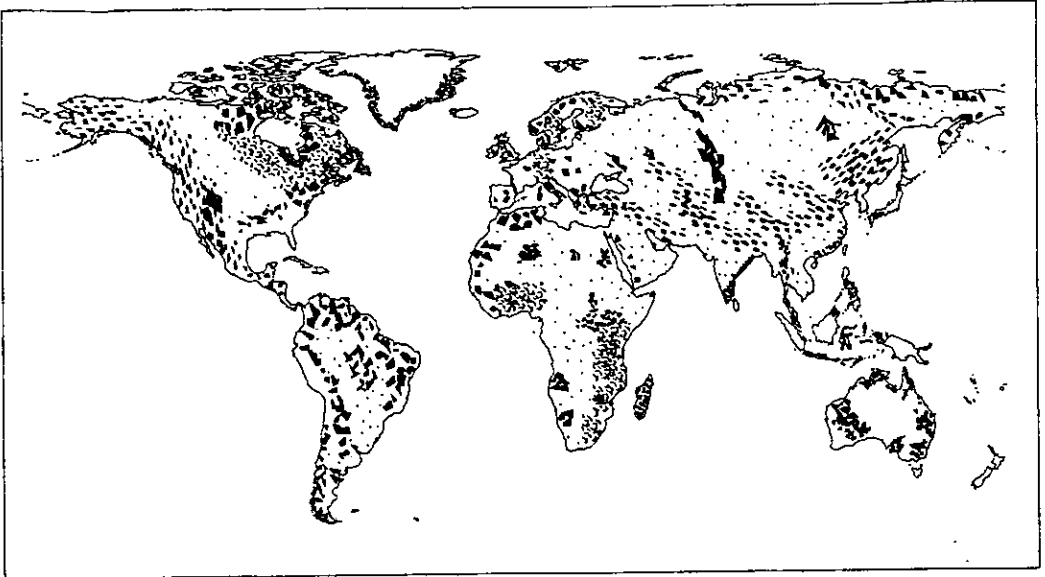
En estas condiciones, la permeabilidad relacionada al fracturamiento, en parte es producida por la expansión lateral, por la energía mecánica liberada por la cristalización del magma (Burnham, 1978; Burnham y Ohmoto, 1980). Esta expansión depende de la composición del magma, cristalización durante el emplazamiento y fuerza y orientación de las rocas encajonantes.

### III.3.2.5. GEOLOGIA HISTORICA

Los yacimientos de skarns pertenecen al nivel inferior del piso estructural geosinclinal, se forman a lo largo de todo el ciclo geosinclinal de desarrollo geológico y después, en condiciones de plataforma

Los skarns ocurren en su mayoría, (> 90%), en las áreas de fajas erosionadas y plegadas marginales y de placas Fanerozoicas (área de cordilleras, como en Norte América, y dentro de las placas como en Asia Central), (Fig. 3.6.) . Son poco comunes los skarns del Arqueano y Proterozoico, y estos últimos se localizan en áreas de escudos, también son poco comunes en terrenos Precámbricos.

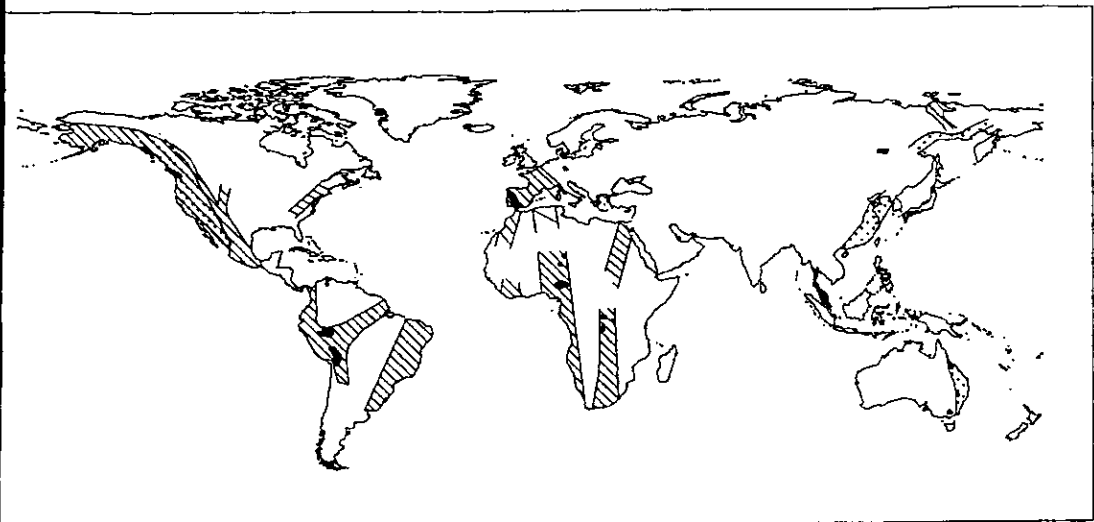
Los cinturones conteniendo skarns de Sn-W son concordantes a áreas de levantamiento dentro de los continentes (Montes Urales, Asia Central), áreas de subducción continental (Cordillera Norte Americana), y zonas de fajas plegadas reactivadas en escudos Precámbricos (Transbaikalia ex-U.R.S.S.) (Fig. 3.7.)



-  Cinturones plegados del Farenozoico
-  Escudos Precámbricos
-  Plataformas antiguas
-  Grandes depósitos de skarn de W
-  Skarns de Sn

Fig. 3.6 Distribución de elementos de la corteza y skarns de W-Sn





Cinturones de estaño



Cinturones de tungsteno

Fig. 3.7 Cinturones de estaño y tungsteno

La mayoría de los skarns ocurren en fajas plegadas y erosionadas del Paleozoico, donde la edad exacta de la mineralización varía. Algunos se forman durante la orogenia Caledoniana (570-370 m.a.) , pero la mayoría se forman en el periodo Herciniano (370-220 m.a.), en el periodo Kimmerigiano (180-140 m.a.), y en el periodo Laramídico de Norte América (120-60 m.a.). Los skarns de W (Mo-Cu) probablemente se relacionen con un proceso de tectónica de placas del Fanerozoico. Los skarns y plutones asociados generalmente son posteriores al plegamiento y orogénesis por aproximadamente 100 a más de 200 m.a. (Rundkuist, 1977).

En áreas asociadas a subducción es común encontrar cinturones pares de skarns de Sn-Mo-Cu asociados a plutones graníticos de la serie cálcico-magnetita en el lado oceánico, y skarns de Sn-W-F asociados a plutones graníticos de la serie ilmenita-alcalina dentro de los continentes o tierra adentro (Este de Australia, Sur de China, y SW de Norte América). Estos cinturones pares están asociados a granitoides que ocurren en hojas de la corteza terrestre que están relacionados a subducción y son recubiertos por escudos precámbricos estables (Einaudi, 1981).

Se ha sugerido que los skarns de W (Mo-Cu) están relacionados con un moderado ángulo de subducción, y aunque la teoría de tectónica de placas ha explicado la ocurrencia de skarns en este ambiente tectónico, no explica la ocurrencia de algunos cinturones paralelos o dobles que ocurren dentro de los continentes como en los Urales, Kazajkstan, este de Siberia y Transbaikalia.

Dentro de áreas continentales, una zona frontal de depósitos y plutones reminiscentes de ésta, en regiones de subducción de la corteza ocurren en la parte interior del levantamiento geoanticlinal (Rundkuist, 1977). Una zona posterior o trasera reminiscente de cinturones los cuales se presentan en el lado continental de subducción, áreas que aquí ocurren en el flanco del geoanticlinal. (Fig. 3.8).

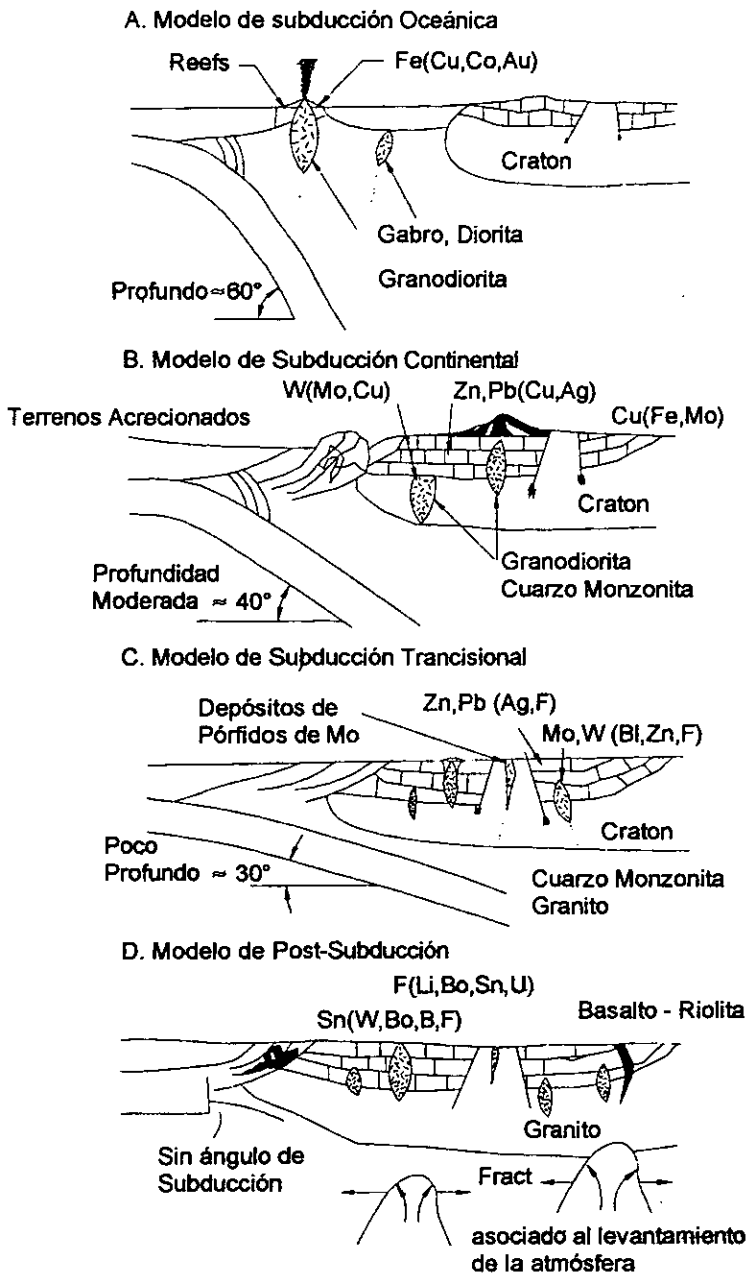


Fig. 3.8 Modelos de tectónica de placas bajo los cuales se forman diferentes tipo de skarns (Meinert, 1983)

### III.3.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO

La génesis de los skarns ha sido muy discutida. Los modelos epigenéticos han sido generalmente aceptados, también existen modelos singenéticos (Hotchinson, 1979), y modelos combinados genéticos y epigenéticos. Los modelos principales son:

- Los constituyentes metálicos se precipitan de soluciones hidrotermales durante la cristalización de un magma granítico.
- Los minerales precipitados son derivados de otra parte y son superimpuestos en unidades meta-sedimentarias previas (Vogt, 1985).
- El calor derivado del enfriamiento de un magma genera celdas de convección, las cuales al regreso lixivian los metales de mena de la secuencia encajonante y precipita estos por lo general encima del plutón. Las soluciones ortomagmáticas pueden estar involucradas o no.
- La intrusión del magma causa la remobilización y redepositación de metales, o simple recristalización de minerales contenidos en los metales de mena en horizontes ya mineralizados. La fuente original de los metales es independiente al evento magmático.
- Se producen por un evento puramente exhalativo, el cual no se relaciona, o al menos no es evidente, a ningún evento plutónico, sin embargo puede estar presente en algún lado (depósitos singenéticos de metales base).
- El transporte y la concentración de metales se debe a soluciones de la superficie o cercanas a la superficie.
- El tungsteno y estaño podría ser transportado por fluidos metamórficos, tal vez derivados de la roca encajonante durante la deshidratación en el proceso metamórfico. La interacción de fluido-unidad carbonatada produce precipitación. (skarn de W regionales).

La mayoría de los skarns son producto de soluciones mineralizantes derivadas de otra parte al sitio de la génesis del skarn. Estos fluidos mineralizantes fueron probablemente desmezclados durante la cristalización del magma, pero se han sugerido fuentes alternas. También pueden haber sido lixiviados dentro del plutón por aguas subterráneas circulando durante o justo después de la cristalización del magma, o tal vez estos componentes fueron derivados de la roca encajonante por si misma.

Si se toma el modelo en donde las soluciones fueron desmezcladas de una fase acuosa durante la cristalización de un magma, se tendrán soluciones mineralizantes fuera de equilibrio en unidades o ambientes carbonatados. Esto se debe a que la alta temperatura inicial y las soluciones mineralizantes altamente salinas se modifican por la interacción con la roca encajonante, esta exsolución llega a partes altas del plutón las cuales son sólidas y frías con salinidades y temperaturas más bajas, lo cual propicia la génesis del skarn.

El modelo en que las soluciones mineralizantes son originadas casi por completo en el exterior del plutón considera a éstas como meteóricas o derivadas de la roca encajonante que reaccionan con el granitoide y originan soluciones mineralizantes modificadas, las cuales conservan o adoptan algunas características del plutón.

También puede ser que los fluidos mineralizantes tengan una parte magmática, en donde pueden estar los metales y adopten características de las rocas encajonantes.

En estudios isotópicos e inclusiones fluidas se ha observado que las soluciones mineralizantes responsables de que los arreglos primarios de skarns son de origen ortomagmático, y que las soluciones mineralizantes responsables de los arreglos retrógrados que alteran los anteriores tienen un origen meteórico.

Existe una relación genética entre los granitoides tipo I, las series de magnetita y los skarns de W

### III.3.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS

Old Hickory, Utha; Kara, Tas, Australia; King Island, Australia; Maikura, Asia Central; Sangdong, Korea; Pine Creek, California; Figigatania, Japón; Can Tung, Canadá; Mac Tung, Canadá.

### III.4. MODELO DE SKARN REGIONAL NO RELACIONADOS A PLUTONES

#### III.4.1. GENERALIDADES

Existen varias diferencias entre los skarns proximales asociados a un plutón y los skarns regionales aparentemente no relacionados con un plutón (Tabla 3.1)

Característica	Regional	De contacto o proximal
Proporción de los skarns de W	< 5%	>95%
Tonelaje	Generalmente pequeño	Grande y variable
Metales económicos	Mayormente W; y en menores cantidades Cu, Zn, Pb, y Mo	Grandes cantidades de Sn, W, Mo, Zn, Cu, Be, B, etc.
Tipo composicional	Solamente cálcicos	Cálcicos y magnésicos
Proximidad al intrusivo granítico	No existe relación	Al menos el 60% se encuentra a menos de 300m y el resto hasta 1000 m.
Morfología	Siempre concordante y estratiforme, se puede extender por kilómetros en línea recta.	Discordantes y concordantes, con una extensión (< 500 m).
Relación con otros estilos de mineralización	Por lo general tienen relación estratigráfica con mineralización singenética de metales base	Relacionados a un amplio grupo de estilos de mineralización
Relación con la secuencia encajonante	Generalmente refleja las mismas condiciones presión, temperatura, y FO <sub>2</sub>	Generalmente refleja condiciones de presión, temperatura, y FO <sub>2</sub> más elevados
Mineralogía	Granates -Ca, piroxeno, anfíboles epidota, cuarzo, scheelita, bajo Mo.	Altamente variable incluyendo a la del skarn regional
Relación con rocas no mineralizadas en la secuencia	Generalmente una relación espacial con anfiboita; el carbonato puede no estar presente.	Carbonatos sin reemplazar pueden estar presentes.
Zoneamiento textural	Poco desarrollada o ausente.	Presente a pequeña y gran escala.
Secuencia de zoneamiento retrógrado	Generalmente simple; granate + piroxeno + anfíbol + epidota; espejos de alteración retrógrada de la secuencia encajonante.	Generalmente muy compleja espacial y temporalmente; espejos de evolución de fluido hidrotermal.



Son muy distintos a los skarns proximales de W, no existe su equivalente en mineral de estaño. Existe un gran número de depósitos con una mineralogía típica de skarn con contenido de mena en terrenos metamorfoseados en una escala regional. Estos aparentemente no están relacionados con contactos graníticos. Existe la misma secuencia de arreglos retrógrados [granate y/o piroxeno(- anfíbol y /o epidota (- clorita + cuarzo + calcita)]. Las leyes también son parecidas (0.5 - 1.5 en peso %). Este tipo de skarn tiene algunas similitudes con los depósitos estratiformes y tipo "stratabound" (vulcanogénicos) como en Austria (Holl, 1977). sin embargo estos depósitos no tienen los mismos arreglos minerales que los skarns.

### III.4.2. SKARNS REGIONALES DE TUNGSTENO

#### III.4.2.1. PARAGENESIS

En los depósitos del área de Binda, Noruega se presenta diópsido, granate, plagioclasa escapolita; actinolita, esfena, sulfuros como marcasita, calcopirita, covelita, piritita, molibdenita, pirrotita, esfalerita, como óxidos se presenta ilmenita, hematita y scheelita.

En la región de Broken Hill, Australia se presenta cuarzo, granate, scheelita ± piroxeno con anfíbolita + epidota + clinzoisita (retrógrados), en menores cantidades y en ciertas localidades se presenta plagioclasa, calcita, scheelita, magnetita, galena, esfalerita, calcopirita, piritita, wollastonita, turmalina, apatito, fluorita, gahnita, arsenopirita, marcasita y covelita.

En los skarns regionales los arreglos superimpuestos son similares a los skarns proximales, la scheelita puede presentarse antes o después del piroxeno, también puede ser enriquecida en cuanto a ley y cambiar el tamaño de grano en arreglos retrógrados y en las vetas que los cortan.

### III.4.2.2. ALTERACIONES

La alteración retrógrada de skarns de W cambia composicionalmente a valores más bajos en Ca, y presenta un incremento de volátiles (OH, F, B), álcalis (Na, K), y sílica. Una secuencia común es granate+ piroxeno - anfíboles - biotita - moscovita ± clorita. En este caso la alteración retrógrada puede ser más oxidada (epidota).

### III.4.2.3. LITOLOGIA

Los skarns regionales de tungsteno se encuentran encajonados casi siempre en gneis de anfibolita, hornblendita o granulitas básicas. Ocurren generalmente en rocas metamorfoseadas de almandino-anfibolita, pero también se conocen en facies de esquistos verdes y secuencias de granulita, las turmalinitas pueden hospedar a la scheelita, o estar relacionada a esta (Broken Hill).

### III.4.2.4. ESTRUCTURAS

La mayoría de estos yacimientos se presentan al menos a 5 km de un contacto ígneo, ocurren en discontinuidades relativamente delgadas restringidas a uno o dos horizontes estratigráficos, estos son completamente concordantes con las rocas encajonantes, aunque se pueden presentar vetas de cuarzo con scheelita.

Este tipo de skarn por lo general ocurre a lo largo del rumbo de depósitos de metales base derivados singenéticamente (Broken Hill), también en varios niveles estratigráficos que corresponden a posiciones que contienen los depósitos de metales base.

### III.4.2.5. GEOLOGIA HISTORICA

La mayoría son de edad Precámbrica

### III.4.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO

Debido a las características, se ha propuesto un origen singenético, este puede involucrar o no un origen vulcano-exhalativo. Barnes (1983) sostiene que en el depósito de Broken Hill la formación del skarn de tungsteno se formó por la depositación de sedimentos químicos en un ambiente tranquilo y que el tungsteno y los metales fueron añadidos probablemente por medio de fuentes termales depositándose así en un área muy grande. Este origen es atribuido a depósitos en el N E de Brasil, (Reid, 1981); Región de San Luis en Argentina (Brodkrob, 1977) y Blackite, Nuevo México.

### III.4.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS

Broken Hill, Australia; Area Bindal, Noruega; Blackite, Nuevo México.

### III.5. MODELO DE PORFIDOS ASOCIADOS A TUNGSTENO

#### III.5.1. GENERALIDADES

Ciertos depósitos de tungsteno están relacionados genéticamente a rocas ígneas , particularmente a pórfidos graníticos que no forman cuerpos de skarns o sistemas de vetas como son:

#### III.5.2. PORFIDOS DE MOLIBDENO (TIPO CLIMAX)

##### III.5.2.1. PARAGENESIS

El mineral de ganga más importante es el cuarzo, también se presenta sericita, piritita, topacio, y como minerales de mena molibdenita, casiterita y hubnerita.

##### III.5.2.2. ALTERACIONES

La alteración está dominada por arreglos potásicos, especialmente feldespatización potásica, pero todas las rocas son tan bajas en fases máficas y tan félsicas que no se registra ninguna propilitización periférica ni filítica. Todo lo contrario de los pórfidos de cobre ya que están asociados a rocas de composición máfica. Existe alteración de silicatos a sericita.

##### III.5.2.3. LITOLOGIA

Los pórfidos de molibdeno están relacionados a rocas ígneas intrusivas con alto contenido de silicio y rocas graníticas alcalinas porfídicas, la cantidad de  $K_2O$  (5.5%) es más alta que  $Na_2O$  (3%). Las composiciones de la roca son: pórfido riolítico, aplita y granito porfídico de una composición metaluminosa a

débilmente peraluminosa (White, 1981; Carten, 1988), estas rocas son altamente diferenciadas y oxidadas.

#### III.5.2.4. ESTRUCTURAS

Las estructuras de este tipo de yacimiento son tipo radial y de anillo. Su forma es de una cuenca invertida de traza casi circular.

Existen vetas pertenecientes a una fase temprana de cuarzo-molibdenita, vetas de una fase tardía subparalelas y fuertemente inclinadas y fracturadas con una aureola de cuarzo-sericita-pirita cortan a las vetas de molibdenita y contienen la mayoría de la wolframita, casiterita y topacio. Burt en 1981 dio el nombre de pórfidos de greisen a los depósitos de Climax, Henderson y otros depósitos similares. El mineral de mena (molibdeno) se encuentra en vetillas de cuarzo, y como una delgada capa de molibdenita en los muros, como vetas entrelazadas en la parte apical de los macizos intrusivos en forma de stock, acompañados por diques radiales.

El zoneamiento (Fig. 3.9.) muestra dos cuerpos superiores mineralizados, un cuerpo con alto contenido de sílica, y el cuarto y último estéril. Existen dos zonas silicificadas, una con hübnerita y topacio encima de la zona silicificada de molibdenita, y una zona alta en sílica debajo de ella; estos son patrones de zoneamiento consecutivos de alteración que se repiten y se sobreponen. Lo anterior envuelve alteración potásica temprana, con abundante feldespató potásico, cuarzo y sericita.

### III.5.2.5. GEOLOGIA HISTORICA

Los pórfidos son el producto de acción física y geoquímica continua de condiciones magmáticas que se desarrollan en la etapa magmática de la cristalización y formación de los cuerpos intrusivos.

Este tipo de yacimiento ocurre en ambientes atectónicos (anorogénicos) o relacionados a rift, y pueden estar restringidos a ambientes extensionales como el rift Río Grande, en provincias de cuencas y cadenas montañosas. Bookstrom (1981) sugirió que el ambiente tectónico de los yacimientos tipo Climax son litorales tierra adentro de arcos magmáticos asociados a zonas de subducción someras, y que los depósitos se forman conforme el ambiente tectónico cambia de compresional a tensional cuando la subducción termina. Se forman en la etapa geosinclinal.

Mitchel y Garlson (1974) han sugerido que los sistemas de intrusivos intermedios ricos en cloruros y cobre se generan a lo largo de zonas de subducción a niveles someros de temperaturas bajas, cerca de las trincheras, y que las intrusiones silíceas ricas en fluor-estaño-tungsteno-molibdeno, se generan a niveles más calientes y profundos.

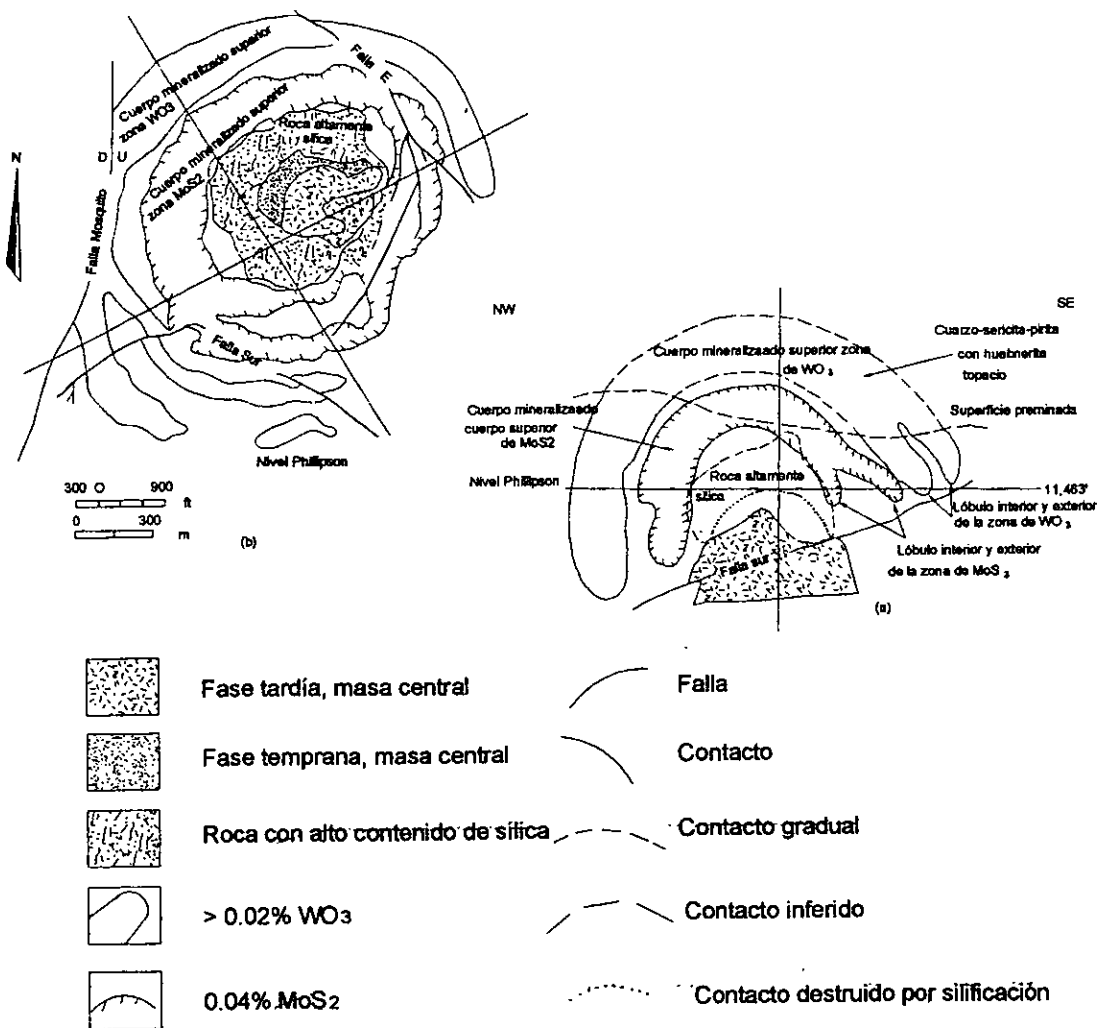


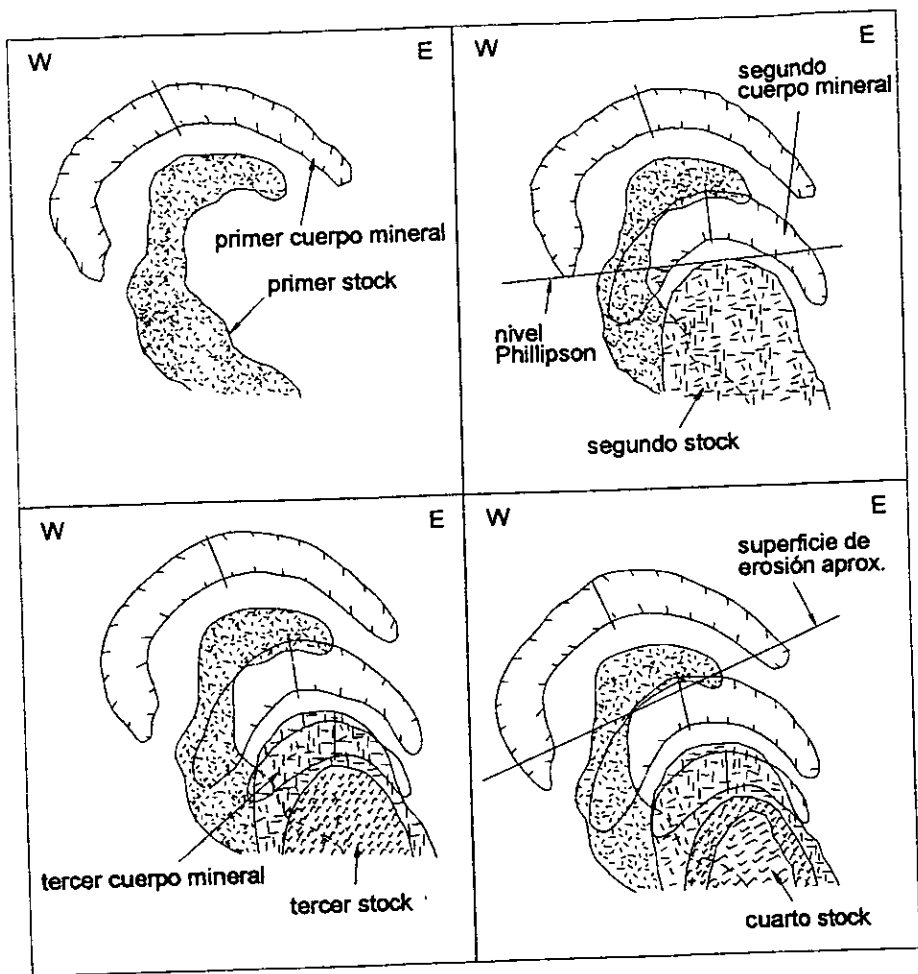
Fig. 3.9 Geología y zonas mineralizadas del depósito de Climax, Colorado, así como el zoneamiento vertical (a) sección (b) mapa en planta del nivel Phillipson, con una elevación de 3,496 m. (Wallace et al., 1968)

### III.5.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO

En el área de Climax 100 km al SW de Denver hubo una gran actividad ígnea hace 33 y 24 millones de años; durante esta etapa cuatro intrusivos ígneos afectaron a un gneis del Precámbrico, estas cuatro intrusiones siguieron una a la otra en un lapso corto de tiempo, alcanzando cada uno su nivel de profundidad sucesivo. Cada fase intrusiva generó un cuerpo mineral por separado, cada uno con su morfología, zoneamiento y patrones de alteración. (Fig. 3.10.). La temperatura de formación es de 500° C (Hall, Friedman y Nash, 1974).

Aunque se considera que los depósitos tipo Clímax se asocian a fluidos hidrotermales magmáticos un estudio de Hall (1974) muestra que también las aguas meteóricas están envueltas en la historia hidrotermal de estos depósitos, especialmente con los minerales tardíos que incluyen pirita, cuarzo, topacio y hubnerita





Masa SW del stock Climax  
Masa central del stock Climax  
Fase aplítica porfídica  
Fase de Granito porfídico



Contacto  
Líneas bisectando zonas mineralizadas

Fig. 3.10 Intrusión múltiple en Climax Colorado (muestra solamente la mineralización de molibdeno). Wallace, 1968

### III.6. MODELO VULCANOGENICO

#### III.6.1. GENERALIDADES

Los términos de yacimientos vulcanogénicos o vulcano-sedimentarios se refieren a depósitos minerales que han sido formados por procesos volcánicos, en una actividad de fuentes termales con procesos de sedimentación en el fondo marino o de cuerpos de agua.

En años recientes varios depósitos de tungsteno de este tipo son descubiertos en rocas del Paleozoico Temprano en la zona de los Alpes, y en las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina.

Estos han sido formados en una superficie constituida por un cuerpo continuo en la cual los componentes de la roca son volcánicos y los componentes del cuerpo mineralizado involucran vulcanismo, exhalación de fluidos volcánicos, y sedimentación. (Derry, 1973).

Se relacionan a regiones volcánicamente activas como son: arcos insulares, dorsales oceánicas, cuencas intracontinentales y plataformas continentales.

#### III.6.2. MODELO VULCANOGENICO ASOCIADO A TUNGSTENO

##### III.6.2.1. PARAGENESIS

Se conocen yacimientos vulcanogénicos de zinc, plomo, cobre, fierro, bario, cadmio, mercurio, bismuto, cobalto, estaño, tungsteno, etc. Los sulfuros más importantes son la pirita, esfalerita, galena y pirrotita; los minerales de

ganga, cuarzo, calcita, barita clorita y sericita, los dos últimos son los más comunes.

En los yacimientos vulcanosedimentarios de la zona de los Alpes existe una relación paragenética de scheelita con estibinita o estibinita con cinabrio.

Los arreglos de las diferentes asociaciones minerales parecen reflejar diferentes fuentes de mineral y rasgos específicos de magmatismo y facies paralelas en función de la profundidad y ángulo de la zona de Bienoff. (Fig. 3.11).

### III.6.2.2. ALTERACIONES

Los ambientes de depósito varían de acuerdo a la profundidad del agua, y a la distancia lateral entre la fuente hidrotermal submarina y el sitio de depositación.

Cuando las soluciones tienen contacto con el agua de mar se enfrían y oxidan, la mena es más salina que el agua de mar. El descenso de la temperatura es el factor más importante en la formación de los depósitos vulcanosedimentarios, debido al efecto de la temperatura en la solubilidad.

### III.6.2.3. LITOLOGIA

La litología asociada a mineralización de tungsteno (scheelita) se compone de rocas volcánicas, vulcanosedimentarias y secuencias metavolcánicas polimetamorfoseadas. Estas rocas volcánicas pueden tener una composición que va de máfica a félsica con intercalaciones de rocas volcanoclásticas.

Pueden estar encajonados en rocas sedimentarias marinas sin rocas volcánicas asociadas, o en depósitos asociados a rocas volcánicas y sedimentarias.

En las provincias argentinas la mineralización más importante de scheelita se encuentra en tactitas de caliza que son concordantes a las rocas metamórficas regionales. Ocasionalmente esta tactita es bandeada, conservando las estructuras sedimentarias primarias.

En la zona de los Alpes, la mineralización por lo general se localiza en esquistos negros, genéticamente relacionados con vulcanismo submarino.

#### III.6.2.4. ESTRUCTURAS

Se localizan en zonas de rocas volcánicas controladas por fallas profundas, que se forman en la zona de Bienoff, lo que determina su posición geológica y sus estructuras internas. Son gargantas tectónicas que surgen de la etapa temprana del ciclo eugeosinclinal y termina a mitad del ciclo geosinclinal (Smirnov, op. cit).

Las fallas pueden ser transversales, longitudinales, y diagonales con respecto al plano general de las estructuras tectónicas, la forma de los depósitos depende de la unidad sedimentaria que la contiene, por lo general son estratificados y en forma de lentes, algunas veces acompañados por vetas de cuarzo con mineralización de tungsteno, y en forma diseminada.

#### III.6.2.5. GEOLOGIA HISTORICA

La formación de mena de los depósitos vulcanogénicos sucede en la etapa geosinclinal y abarca un período muy prolongado.

Estos yacimientos se forman de un modo intermitente según los ciclos de actividad volcánica.

N

S

W-Mo-Cu-Bi- (Au-Ag-Be-Sn) (Felbertal)	W (Tux) (Kleinartal)	Sb(-As-W-Au) As-W(-Au-Sb) Depósitos de sulfuros	Dep. de sulfuros Hg Islas volcánicas (+Cu+Hg)
---	----------------------------	--	---

— t.I —	— t.II —	— t.III —	— t.IV —
---------	----------	-----------	----------

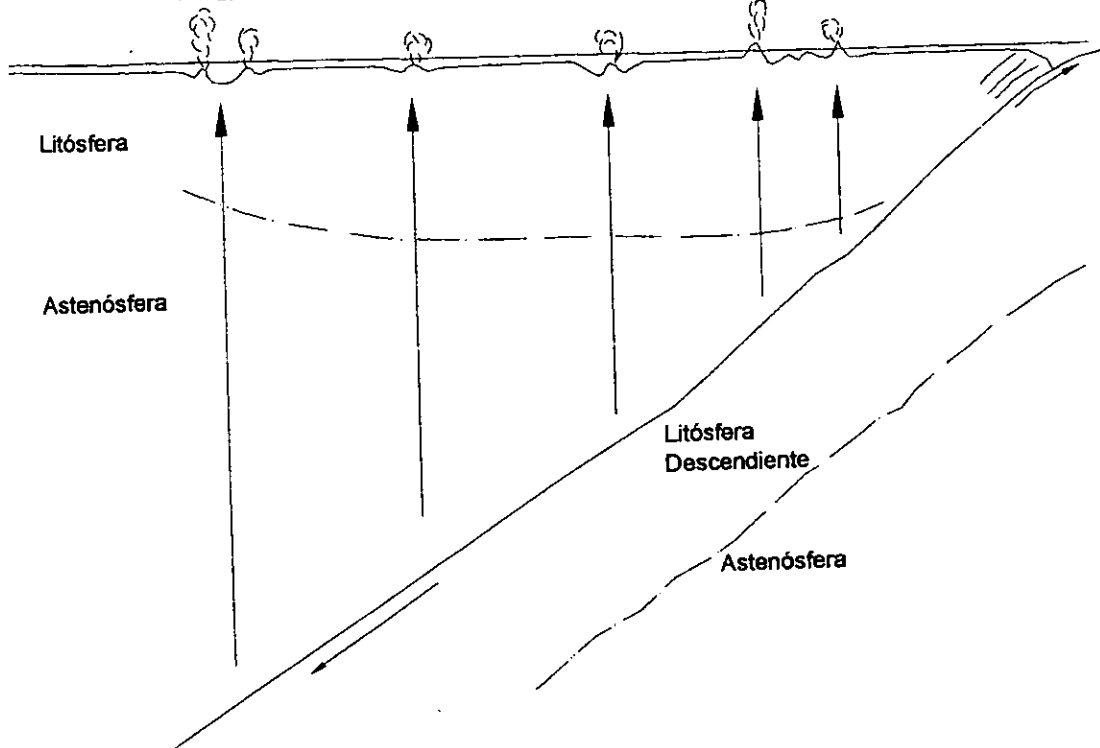


Fig. 3.11 Diagrama esquemático mostrando la posición relativa del emplazamiento de diferentes depósitos de W, Sb y hg del Paleozoico Temprano (t.I.: Zona Peninica; t.II.: Unidad Austro-Alpina inferior; t.II.: Unidad Austro-Alpina media, t.IV: Unidad Austro-Alpina superior) (Höfl, 1976)

En la zona de los Alpes se forman en ambientes de arcos insulares del Paleozoico Temprano, también se presenta preconcentración magmática de tungsteno y polimetamorfismo de bajo grado.

### III.6.2.6. GENESIS DEL YACIMIENTO

El término vulcanosedimentario se refiere a depósitos minerales que han sido formados por procesos volcánicos con fuentes termales en el fondo marino o en lagos. Los fluidos mineralizantes son expulsados por conductos o chimeneas y depositados en el fondo marino, o también pueden estar a diferentes niveles de agua antes de su depositación.

Las fuentes de las soluciones mineralizantes pueden ser:

- Emanaciones volcánicas que tienen su carga mineral en estado de vapor; obtienen su contenido metálico en las fuentes magmáticas.
- Soluciones hidrotermales calientes que llevan consigo el mineral de mena.
- Soluciones con un origen cercano a la superficie que se calientan por el proceso volcánico y recogen la mena de las rocas de alrededor y la llevan al sitio de depósito.

### III.6.2.7. ALGUNOS EJEMPLOS

Ferbertal, Austria; Tux, Austria; El Manto, Bolivia; El Morro, San Antonio y Loma Blanca, Argentina.

### III.7. OTROS TIPOS DE DEPOSITOS

#### III.7.1. DEPOSITOS TIPO SALMUERA Y FUENTES TERMALES

El depósito de tungsteno más grande de Estados Unidos es el Searles Lake en California; este depósito se compone de sales del Pleistoceno. El tungsteno en la salmuera probablemente existió como un ion con boro, arsénico o fósforo, y probablemente se originó por la lixiviación de material mineralizado. Se han estimado 170 millones de libras de  $WO_3$ . Este lago está seco y consiste en un cuerpo de 3 billones de toneladas de sal de 40 metros de espesor con un promedio de 70 ppm de  $WO_3$ . Se conoce también un depósito de fuentes termales que contienen 3 ppm de tungsteno, y que ha contribuido con cantidades substanciales para el depósito de Searles Lake.

#### III.7.2. DEPOSITOS DE PLACER

Los depósitos eluviales son comunes en ciertas regiones de China y Myanmar, pero no tienen importancia económica. Los depósitos de placeres de scheelita de Atolia, California son resistentes a la solución y oxidación, sin embargo son fácilmente pulverizados por corrientes de agua, y son convertidos en óxidos solubles que son lixiviados y llevados lejos. El aluvión del distrito de Atolia contiene grandes cantidades de Scheelita, sin embargo su extracción solamente se lleva a cabo como un subproducto cuando se extrae oro. Se calcula que el depósito tiene de 1 a 1.5 lb de scheelita por yarda cúbica.

## **IV. PROSPECCION**



## IV. PROSPECCION

### IV.1. GENERALIDADES

La prospección es la búsqueda sistemática de un determinado mineral en concentraciones económicas y también factible de ser explotado.

Los yacimientos minerales son parte de los metalotectones que se agrupan en ciertos tipos de ambientes geológicos, y están asociados a los fenómenos geológicos que afectan la corteza terrestre.

Para llevar a cabo esta prospección, será necesario apoyarse en "guías", las cuales son cualquier rasgo o conjunto de rasgos que ayudan en su conjunto, tanto para la localización de un yacimiento o cuerpo mineral nuevo de cualquier metal o mineral económico o para la búsqueda de nuevas zonas en un yacimiento, con la finalidad de incrementar las reservas. Estas guías pueden ser regionales o locales, e incluyen criterios estratigráficos, litológicos, tectónicos, paleoclimáticos, geomorfológicos, hidrogeológicos, geofísicos, geoquímicos, etc.

- Guías Fisiográficas y paleogeográficas: Son cualquier rasgo de la superficie terrestre, que sirve para la localización de un yacimiento mineral (salientes, depresiones, llanuras, etc.). Se puede decir que las guías fisiográficas están en relación directa con las formas topográficas de la región estudiada. Se debe tener presente que cualquier forma de la superficie de la corteza terrestre puede estar relacionada o directamente conectada con un cuerpo mineralizado.

- Guías litológicas: Es la roca o conjunto de rocas que están asociadas directa o indirectamente a los yacimientos minerales y que ayudan en su localización. Un yacimiento mineral puede estar enmarcado por un ambiente geológico definido, con rocas encajonantes de composición específica.
  
- Guías estratigráficas: Son las capas, estratos, miembros, formaciones o grupos, que conducen directa o indirectamente a la zona de una mineralización. Estas guías determinan la presencia y sucesión de las rocas presentes en la superficie, así como la extensión de los horizontes mapeados. Estas son muy importantes en depósitos sedimentarios, y depósitos hipogénicos que están asociados a capas de rocas litológicamente favorables.
  
- Guías estructurales: Son el conjunto de rasgos estructurales que se encuentran directa o indirectamente asociados a los yacimientos, facilitando su localización, como son fallas, vetas, mantos, chimeneas, etc.
  
- Guías mineralógicas: Son el conjunto de minerales que se encuentran en la vecindad inmediata de un yacimiento mineral, y que sirven para la localización del mismo. Dentro de esta guías se incluyen las alteraciones.
  
- Prospección geoquímica: Método basado en la dispersión de los elementos en la corteza terrestre por medio de la medida sistemática de una o más propiedades químicas de los materiales naturales como son los elementos, compuestos y mezclas los cuales son los formadores de rocas, agua, tierra, etc. En este tipo de prospección lo que se busca es una anomalía, que represente un metal fuera de equilibrio con sus

alrededores. Para la localización de esta anomalía es conveniente seguir los principios de Goldschmidt como son: determinación de la abundancia relativa y absoluta de los elementos de la tierra, y el estudio de la distribución y migración de elementos individuales en varias partes de la tierra dentro de las rocas y minerales, para descubrir los principios que gobiernan dicha migración y distribución. El promedio de elementos en las rocas ayuda a la localización de ciertos depósitos.

- **Prospección Geofísica:** Métodos que se basan en la medida sistemática de ciertas propiedades físicas de las rocas o minerales. En este método se realizan observaciones de características y fenómenos naturales que se manifiestan tanto en la superficie terrestre como en el subsuelo, las observaciones pueden ser visibles o nó, y en este último caso se utilizan instrumentos que las cuantifican y detectan.

## IV.2. YACIMIENTOS MAGMATICOS PEGMATITICOS

### IV.2.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS

Se asocian con salientes y depresiones del terreno

### IV.2.2. GUIAS LITOLÓGICAS

Se relacionan con magmas de composición granítica, las rocas encajonantes más favorables son las aluminosilicatadas. Están claramente asociadas con actividad plutónica félsica del Precámbrico al presente.

### IV.2.3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS

Se enlazan a intrusiones plutónicas e hipabisales, en ambientes de alta presión y temperatura. Se forman en macizos graníticos de profundidades medias de 4 a 6 km.

### IV.2.4. GUIAS ESTRUCTURALES

Las pegmatitas pueden ser de cualquier forma comúnmente como diques o lentes, algunas veces forman cuerpos tabulares en forma de vetas.

Por lo general las pegmatitas se ubican en las flexiones en la planta de los pliegues anticlinales, las estructuras de los depósitos pegmatíticos pueden ser:

- Depósitos filonianos en las grietas de ruptura
- Depósitos de veta en las fisuras de separación de buzamiento abrupto y en declive suave.

- Depósitos estratiformes o lenticulares concordantes con la estratificación de las rocas encajonantes
- Depósitos de stocks y cuerpos tabulares en las rocas encajonantes

#### IV.2.5. GUIAS MINERALOGICAS

Los minerales constituyentes de las pegmatitas corresponden a los de la etapa residual de las rocas plutónicas silícicas como son cuarzo, feldespato y ortoclasa, cuando son pegmatitas mineralizadas además de los minerales anteriores contienen minerales ricos en elementos volátiles y sus compuestos.

En cuanto a las alteraciones, los feldespatos alcalinos son reemplazados por feldespatos sódicos, como la albita con la formación de moscovita, el granate y la turmalina se pueden formar tempranamente, o se pueden formar a expensas de los feldespatos, produciéndose también espodumena, amblygonita, lepidolita y otros minerales de litio.

Otro parámetro que se puede utilizar en la prospección es el zoneamiento que presentan las pegmatitas:

- Zona de los bordes en donde se presenta el grano más fino.
- Zonas de las paredes de grano más grueso y más espesor que la zona de los bordes.
- Zonas intermedias de variable espesor compuesta de feldespatos
- Zona del núcleo, la cual presenta grano grueso, y es la zona que suele contener la mineralización económica de W y otros metales.

### IV.3. YACIMIENTOS HIDROTERMALES DE RELLENO DE FISURAS

#### IV.3.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS

Se desarrollan zonas que se caracterizan por salientes y depresiones del terreno.

#### IV.3.2. GUIAS LITOLÓGICAS

Están asociados a granitos félsicos con alto contenido de sílice altamente diferenciados. Estas vetas están encajonadas por rocas de composición tan variada como pueden ser areniscas, diabasas, andesitas, cuarcitas, pizarras, esquistos, rocas metasedimentarias pelíticas, conglomerados, rocas de ambientes volcánicos y subvolcánicos, la mayoría de los depósitos de estaño y tungsteno en vetas o brechas ocurre en rocas de ambientes plutónicos moderadamente someros (Taylor, 1979; Heinrich, 1989; Salomon, 1991).

#### IV.3.3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS

Las propiedades físico-mecánicas de las rocas juegan un papel muy importante. Por ejemplo, la elevación de la porosidad efectiva y la disminución de la resistencia mecánica ayudan a la formación de las grietas. Hay cuerpos minerales que se forman en capas potentes, estratificados, y la mineralización se aloja sólo en determinadas capas predispuestas a la formación de fisuras.

#### IV.3.4. GUIAS ESTRUCTURALES

Las estructuras relacionadas a yacimientos hidrotermales de relleno de fisuras son principalmente las vetas de fisura o filones, stockwork y brechas.

Vetas de fisura: La forma de las vetas de fisura puede ser simple, lenticular, hojosa, de cámara, pueden estar conectadas, también aparecer como uno o más sistemas de fisuras. Los muros presentan una sustancia tipo arcilla.

Stockworks: Red de pequeñas vetillas, se presenta como cuerpos separados o asociados a otro tipo de depósito. La roca alrededor de los stockworks pudiera contener mineralización económica y ser minado como un solo cuerpo.

Brechas: Se forman por plegamiento, fallamiento, intrusión y fuerzas tectónicas, las cuales rompen la roca resultando fragmentos angulosos en donde los huecos resultantes son rellenos de mineralización.

#### IV.3.5. GUIAS MINERALOGICAS

La teoría zonal de Emmons establece que las primeras sustancias en diferenciarse son los calci-silicatos, después el silicio, óxidos de hierro y finalmente los minerales molibdenita, casiterita, wolframita, piritita, arsenopiritita, esfalerita, calcopiritita, galena, plomo, plata, etc.

Las vetas hidrotermales asociadas a wolframio sufren una importante alteración a greisen que consiste principalmente en moscovita + cuarzo ± biotita o clorita ± topacio ± fluorita. La alteración de caolinita es generalmente la última, y ocurre a bajas temperaturas.

#### IV.4. YACIMIENTOS METASOMATICOS DE CONTACTO O SKARN

##### IV.4.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS

Son comunes las formas salientes de terreno donde la acción del hidrotermalismo se presenta en las partes bajas de prominencias visibles.

##### IV.4.2. GUIAS LITOLÓGICAS

Las rocas encajonantes son por lo regular rocas sedimentarias constituidas por carbonatos, con intercalaciones de pelitas y rocas volcánicas, esta estratigrafía heterogénea da lugar a un gran volumen de skarn metamórfico, el cual incluye el skarn de W. Las rocas carbonatadas son de carácter cálcico, aunque también se presentan en carbonatos magnésicos los cuales no tienen importancia económica.

Los contenidos metálicos de los skarns muestran una relación química cercana con plutones específicos. Ishihara (1981), muestra que el Sn y la mayoría del W contenido en depósitos de skarns están relacionados a series de ilmenita y granitos reducidos (Fig. 4.1.), mientras que la mayoría del Mo, Pb, Zn, Ag y Au están relacionados a skarns producto de series de magnetita y granitos oxidados. Esto no es una regla, muchos skarns de W están asociados a series de magnetita, pero en este caso el Sn no se produce.

Existe amplia evidencia que demuestra que la mayoría de los plutones graníticos asociados a skarns son del tipo I, y en segundo lugar con granitos tipo S.



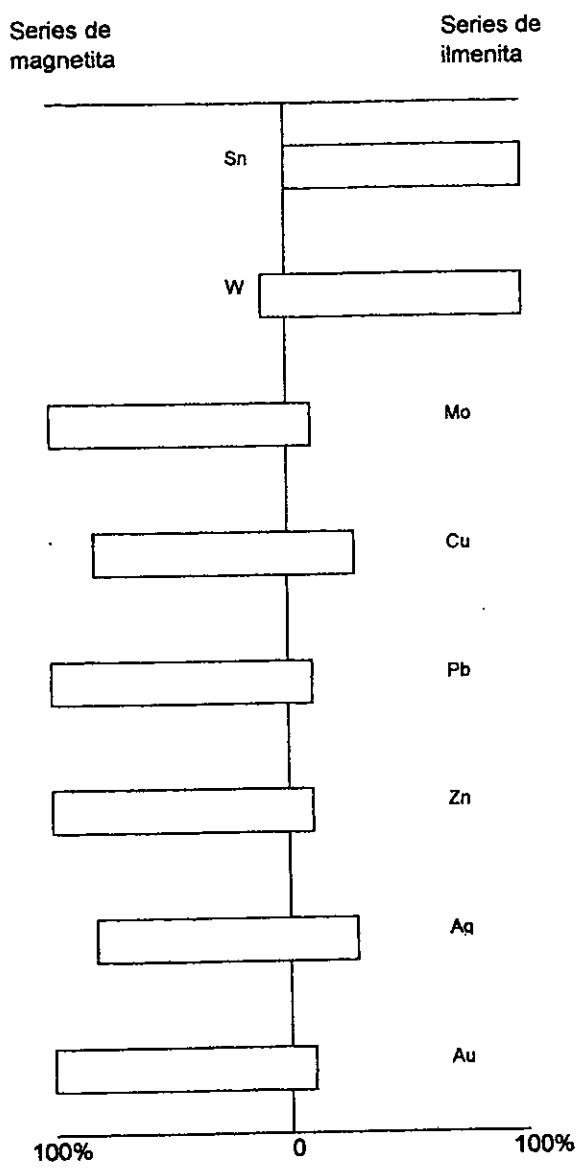


Fig. 4.1 Relación entre las dos series de granito y su concentración relativa de metales en depósitos de Japón (Ishihara, 1980)

#### IV.4.3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS

Los skarns se encuentran generalmente en rocas sedimentarias de márgenes continentales y ante-arco. La mayoría ocurren en rocas encajonantes del Paleozoico Medio al Cretácico Tardío las cuales son intrusionadas más tarde por granitoides.

#### IV.4.4. GUIAS ESTRUCTURALES

Los skarns son comúnmente estratiformes que pueden exceder cientos de metros de largo, con espesores de más de 12 m. Por lo general los estratos o unidades reemplazadas están en posición horizontal y con ligeros buzamientos. Existen pocos ejemplos donde las unidades carbonatadas han sido reemplazadas en buzamientos pronunciados o estratos inclinados.

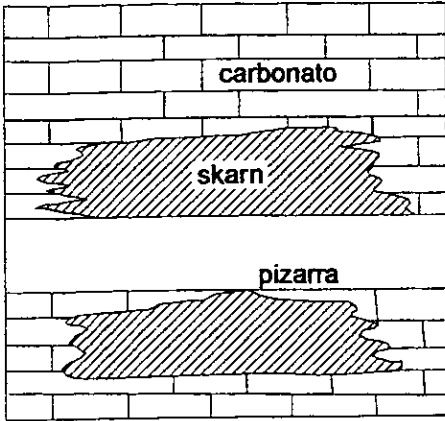
La génesis de los skarns es un fenómeno de alto nivel producido dentro de los 5 km de profundidad y posiblemente a profundidades más someras. Los skarns ocurren en ambientes análogos o iguales a los sistemas de pórfidos.

La evolución de los skarns en tiempo y espacio se deduce por rasgos estructurales (Fig. 4.2.) como son relaciones de discordancias o cruces.

Su forma depende de las relaciones geométricas entre el contacto de la roca encajonante y el plutón asociado, la orientación de la estratificación de la roca encajonante u otros rasgos pre-skarn como fracturamiento, pueden tener forma tabular o lenticular.

Otra característica de skarn es que no existen "islas" de rocas encajonantes en cuerpos mineralizados.

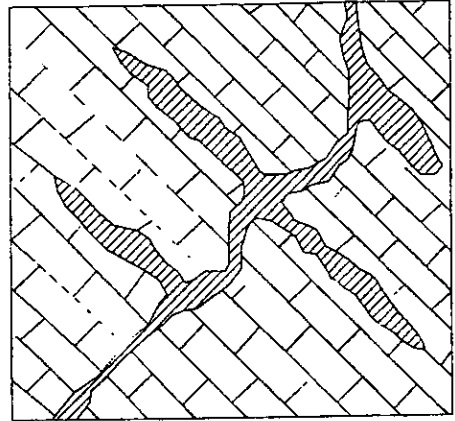
fractura o zona de cizalla



Carbonato intercalado

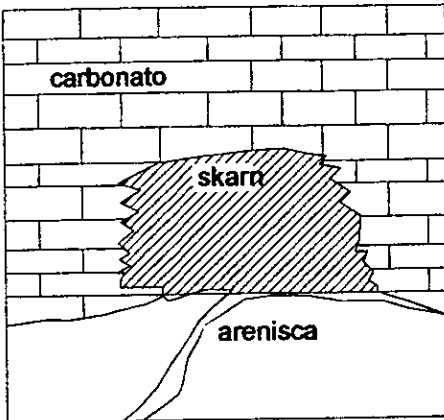
carbonato

skarn

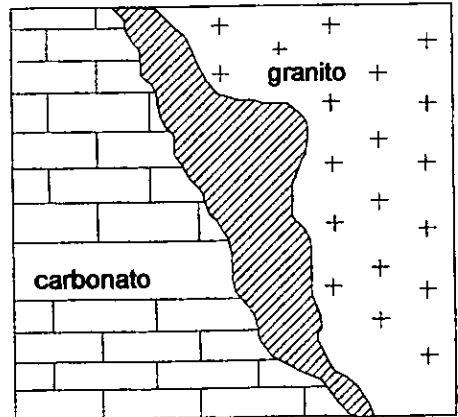


Paralelo a estratos

skarn



Intersección de carbonatos



En contactos con granito

Fig. 4.2. representación diagramática de evidencias geológicas utilizadas para inferir depósitos de skarn

#### IV.4.5. GUIAS MINERALOGICAS

La mineralización de skarn se caracteriza por:

Minerales que se han registrado en cuerpos de reemplazamiento como cuspidina, mayalita, andradita, etc.

Inclusiones de minerales de mena dentro de minerales encajonantes y texturas de exsolución como por ejemplo magnetita con casiterita orientada, inclusiones fluidas, secuencia mineral o espacial de arreglos minerales característicos de la evolución de skarns.

Minerales pseudomorfos o cristales remanentes orientados.

Existe un zoneamiento de los arreglos minerales en skarns de W y está generalmente relacionado con canales como los contactos ígneos-sedimentarios, fallas o fracturas. Existen de 3 a 5 zonas que pueden ser de unos cuantos cm. a cientos de metros, varían de lugar a lugar y en ocasiones alguna de éstas no existe. Estas zonas incluyen arreglos primarios de la fase I y arreglos retrógrados o ácidos que sobremarcan los primarios. Las zonas primarias son poco conocidas debido a la superposición de la fase retrógrada.

El zoneamiento primario más común es:

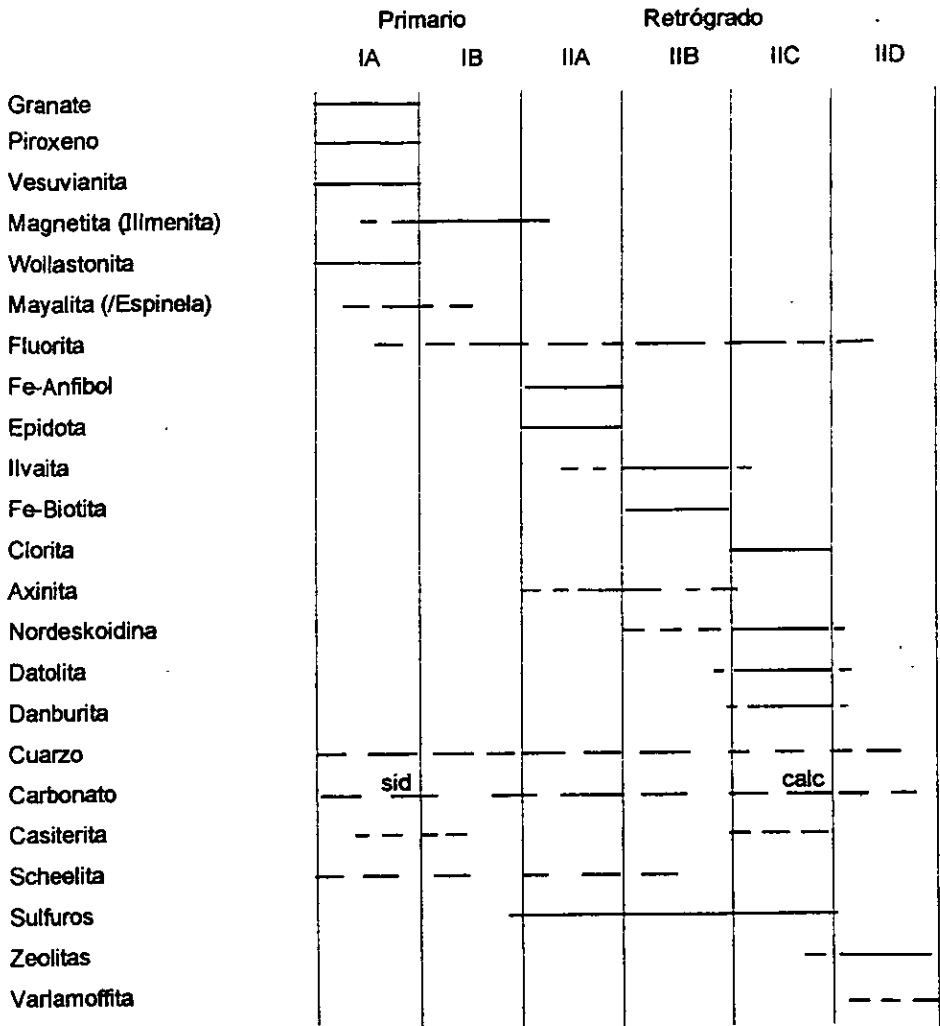
- a) granitoide ± endoskarn
- b) skarn de granate
- c) skarn de piroxeno
- d) skarn de wollastonita
- e) zona de calcita recristalizada
- f) mármol

Este patrón es el más común en skarns de W oxidados. En los reducidos las zonas de piroxeno ( $\pm$  pirrotita) y de granate ( $\pm$  piroxeno) pueden estar invertidas.

El zoneamiento retrógrado o "aposkarn" consiste en minerales volátiles superpuestos en zonas de skarn primario. Este zoneamiento está relacionado a fracturas en skarns primarios o bordes litológicos como el contacto del plutón y el skarn primario. Existen algunos skarns en donde no existe el skarn retrógrado.

La distribución espacial de skarn retrógrado está restringido a la permeabilidad que se desarrolló después de la génesis del skarn primario, donde no existe esta permeabilidad casi no hay skarns retrógrados o se localiza en áreas entre los granos del skarn primarios.

Las fases de alteración retrógrada de W-Sn se muestran en la Fig. 4.3., y la paragénesis de óxidos y sulfuros en skarns de W-Sn se muestran en la Fig. 4.4.



- 1 = sobreimposiciones retrógradas hídricas (fase II), bajo contenido de boro
  - 2 = sobreimposiciones retrógradas (borato)
  - 3 = arreglos en skarn de wollastonita en contacto skarn/mármol
- Los estados retrógrados de II A a II D se relacionan a fases de anfibolita; biotita, clorita y zeolitas

Fig. 4.3 Secuencia paragenética generalizada de skarn cálcico de W-Sn. No todos los minerales están presentes en un solo depósito. Los skarns de W no contienen el arreglo no. 2

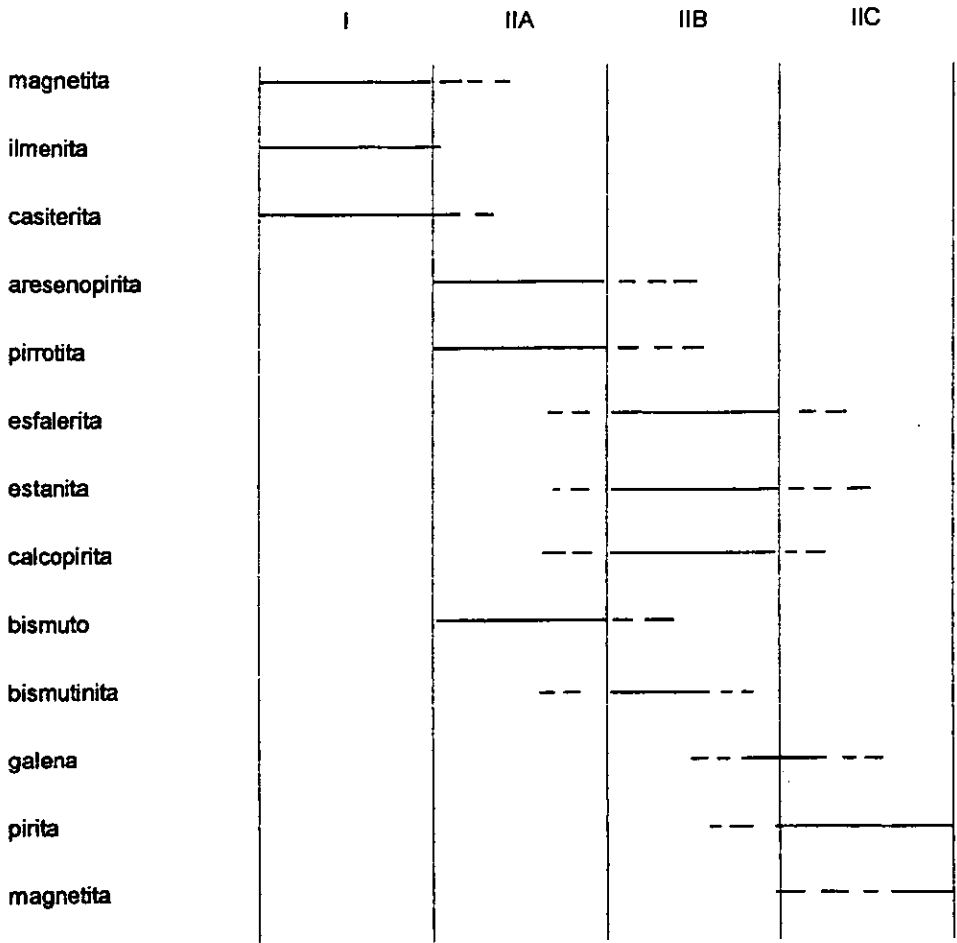


Fig. 4.4 Secuencia paragenética generalizada de sulfuros y óxidos en skarns proximales magnésicos y cálcicos de W-Sn. I, IIA, etc, se refieren a varias fases de alteración.

## IV.5. YACIMIENTOS DE TUNGSTENO EN SKARN REGIONAL

### IV.5.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS

Ocurren al menos a 5 km de distancia de contactos ígneos en unidades discontinuas restringidas a uno o dos horizontes estratigráficos.

### IV.5.2. GUIAS LITOLÓGICAS

Ocurren en facies de rocas metamorfoseadas de almandino-anfibolita, turmalinitas, pero también se conocen en facies de esquistos verdes y secuencias de granulita la mayoría del Precámbrico.

### IV.5.3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS

El skarn y su horizonte encajonante casi siempre se encuentra a un lado de gneis de anfibolita, hornblendita o granulitas básicas. Esto usualmente dentro de gneis pelítico, el mármol está presente aunque esta unidad raramente contiene tungsteno. La mayoría ocurre a lo largo del rumbo de depósitos de metales base (ej. Broken Hill, Australia). Los skarns pueden ocurrir a varios niveles estratigráficos los cuales también corresponden a posiciones de metales base.

### IV.5.4. GUIAS ESTRUCTURALES

Este tipo de skarn no presenta fracturamiento ni otras características de ambientes de alto nivel. La mayoría ocurren en discontinuidades delgadas a uno o dos horizontes estratigráficos y son completamente concordantes con las rocas encajonantes.



#### **IV.5.5. GUIAS MINERALOGICAS**

Siempre son skarns tipo cálcicos, nunca magnésicos, son casi siempre reducidos con bajos contenidos de granate andradita, y la alteración retrógrada puede ser más oxidada (epidota).

La secuencia de arreglos superpuestos es similar a la de los skarns proximales de W, la escapolita es muy común.

#### **IV.6. YACIMIENTOS DE PORFIDOS DE Mo (TIPO CLIMAX)**

##### **IV.6.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS**

Se presentan en zonas de salientes y depresiones de terreno.

##### **IV.6.2. GUIAS LITOLOGICAS**

Los intrusivos relacionados son bajos en fases máficas siendo de carácter félsico como lo son pórfidos riolíticos, aplitas, granitos porfídicos ricos en sílica y álcalis del Terciario que intrusionan a rocas más antiguas, como en este caso lo sería gneis del Precámbrico.

##### **IV.6.3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS**

Una característica de los depósitos de molibdeno tipo Clímax son las intrusiones repetitivas en la roca encajonante y mineralización.

#### IV.6.4. GUIAS ESTRUCTURALES

Los cuerpos mineralizados tienen forma de cuenca invertida, la mineralización se encuentra en vetillas de cuarzo.

#### IV.6.5. GUIAS MINERALOGICAS

El mineral de mena más importante es el cuarzo, también se presenta sericita, pirita, topacio, y como minerales de mena molibdenita, casiterita y hubnerita.

#### IV.7. YACIMIENTOS VULCANOGENICOS

##### IV.7.1. GUIAS FISIOGRAFICAS Y PALEOGEOGRÁFICAS

Este tipo de yacimiento no presenta rasgos significativos debido a que se depositan múltiples sucesiones de capas de roca lo que enmascara las formas topográficas formadas en las primeras etapas de los depósitos volcánicos.

##### IV.7.2. GUIAS LITOLÓGICAS

Rocas vulcanosedimentarias y sedimentarias metamorfoseadas de la zona Penínica, en rocas calcificadas y metacarbonatadas. Rocas del Paleozoico Temprano especialmente del silúrico.

##### IV.7.3. GUIAS ESTRATIGRAFICAS

Se depositan en forma intermitente desde el Precámbrico con periodos de actividad ígnea y periodos de sedimentación.

#### IV.7.4. GUIAS ESTRUCTURALES

Estos depósitos se localizan en franjas regionales de rocas vulcanogénicas controladas por fallas profundas, que pueden ser longitudinales, transversales y diagonales respecto a un plano general de estructuras tectónicas.

Generalmente forman cuerpos estratiformes que se emplazan como lentes alineados de distintos tamaños en donde también se pueden encontrar stockworks o vetas.

Los depósitos del Paleozoico están restringidos a geosuturas que indican los márgenes de las masas continentales de ese tiempo, estos están distribuidos dentro de dos cinturones, el Circunpácifico y el Euroasiático-Mediterráneo.

#### IV.7.5. GUIAS MINERALOGICAS

La scheelita de este tipo de depósito se asocia a estibinita y cinabrio.

#### IV.8. PROSPECCION GEOQUIMICA

La abundancia del W en las rocas es la siguiente:

- |                                    |               |
|------------------------------------|---------------|
| - Rocas graníticas o máficas       | 1.5 ppm       |
| - Rocas máficas                    | 0.5 - 1 ppm   |
| - Rocas sedimentarias y sedimentos | 1.0 - 2.0 ppm |
| - Rocas metamórficas               | 3 - 4 ppm     |

Como se ha mencionado anteriormente, la mineralización de tungsteno está ampliamente relacionada con magmas graníticos, independientemente del tipo de roca encajonante, algunas características geoquímicas que pueden ser utilizadas como guías son las siguientes:

La concentración de W en magmas graníticos es poco conocida aunque las cantidades presentes en granito cristalizado están generalmente en el intervalo de 1 a 4 ppm. Trabajos experimentados de Foster (1973), han sugerido valores arriba de 6,000 ppm de W en magmas a 1,000 - 2,000 bars de presión y temperaturas de 800° a 850° C. El contenido de W de las disoluciones o mezclas graníticas está en parte relacionado a la actividad del agua.

A temperaturas relacionadas con mineralización hidrotermal (200° a 500°C), la solubilidad del tungsteno en agua pura así como en disoluciones de cloro es dependiente de la temperatura, salinidad y fuerza iónica de la solución (Yastrabara, 1963; Foster, 1977; Krumhansl, 1977; Wesolowski, 1984).

Dentro de los estudios geoquímicos se encuentra el análisis y estudio de las inclusiones fluidas y de los isótopos estables.

Gracias a estas técnicas geoquímicas se ha llegado a la conclusión que existe una relación genética entre los depósitos hidrotermales, los depósitos de skarn y los depósitos pegmatíticos en rocas intrusivas graníticas.

Para yacimientos hidrotermales de relleno de fisuras (vetas, brechas y stockworks), yacimientos pegmatíticos, y pórfidos se tienen los siguientes datos:

- Los isótopos de oxígeno del cuarzo precipitados junto a la wolframita o casiterita son compatibles con un fluido isotópicamente pesado de probable origen magmático (Landis y Rye, 1974; Kelly y Rye, 1979; Collins, 1981)

- Los isótopos de hidrógeno son un indicador más sensitivo para fluidos meteóricos (Andrew y Heinrich, 1984; Campbell, 1984; Eadington, 1987).

- Los datos de isótopos estables indican que los fluidos mineralizantes de estaño-tungsteno fueron equilibrados isotópicamente con una fuente granítica caliente (400° C), antes de la depositación en un lugar más frío.

- Las inclusiones fluidas en la mayoría de los depósitos de estaño-tungsteno son salinas (5 - 50 wt% de NaCl), comúnmente contienen CO<sub>2</sub> (Taylor, 1979; Heinrich y Eadington, 1986; Kwak, 1987). Existen pocos datos de los componentes de la sal, pero el FeCl<sub>2</sub> es probablemente el principal componente, además del NaCl, KCl y en menor cantidad CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub> y ZnCl<sub>2</sub> (Eadington, 1983; Brottell y Yardley, 1988).

Para yacimientos de tungsteno tipo skarn, la mineralogía y las condiciones para la precipitación del Sn-W en skarns es dependiente de sus fluidos mineralizantes, antes, hacia, y en el sitio de la génesis. Los minerales de skarns como el granate, piroxeno, scheelita, etc. son densos, duros y con intercrecimientos, y de grano grueso por lo que cualquier fluido primario queda atrapado durante la génesis del skarn. Los skarns proximales están formados a un alto nivel de corteza y asociados a fallas, brechas e intrusiones. Inclusiones fluidas atrapadas en imperfecciones de cristales son comunes en dichos ambientes.

Los tipos de inclusiones fluidas que se encuentran en ambientes de skarn son:

- Tipo 1: Inclusiones conteniendo líquido primario con no más de un cristal hijo, más una burbuja de gas.

Tipo 2: Inclusiones predominantemente de vapor sin cantidades significativas de sólido-líquido.

Tipo 3: Inclusiones que contienen un líquido acuoso, un líquido carbónico (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, etc.) y uno a más complejos carbónicos de vapor.

Tipo 4: Inclusiones que contienen un gran número de cristales hijos. Las burbujas de vapor son usualmente pequeñas y la homogeneización de cristales hijos son por lo regular a temperaturas más altas que la homogeneización del vapor. El CO<sub>2</sub> líquido está rara vez presente.

Tipo 5: Inclusiones solamente de gas.

Existen pocos estudios de inclusiones fluidas de skarns de W-Sn pero se pueden hacer las siguientes generalizaciones:

Las temperaturas de relleno disminuyen:

- a) Temporalmente: En la mayoría de los casos, desde el estado primario o fase 1 hasta los estados de alteración progresivamente retrógrados.
- b) Espacialmente: Desde el estado primario o fase 1 hasta los estados de alteración progresivamente retrógrados.
- c) Espacialmente: Desde la fase o estado simple, saliendo de la fuente la cual tal vez sea el contacto entre un plutón, o un no plutón (skarn regional) entre dos rocas encajonantes, fallas o zonas de brecha.

En un sentido general las características paragenéticas en función de la temperatura de los skarns de W-Sn proximales es la siguiente:

Los skarns primarios son por lo general de alta temperatura (la mayoría > 500° C), los skarns retrógrados tempranos son de temperatura moderada (250°-500°C), y los skarns retrógrados tardíos son de baja temperatura (100°-250°C), particularmente con la temperatura más baja del intervalo. Sin embargo se conocen skarns primarios que registran temperaturas de 300° a 350°C.

En skarns distales los rangos de temperaturas no están tan bien identificados.

En cuanto a los isótopos estables, los isótopos de oxígeno son los de más utilidad ya que éste está presente en los minerales de la secuencia entera desde las fases primarias a las retrógradas, el uso de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  aporta la disponibilidad de parámetros de fraccionación de isótopos para el conocimiento de minerales + fluidos minerales y también temperaturas de formación exactas. Como se ha dicho anteriormente, los skarns son depósitos de alto nivel en donde el fracturamiento, fallamiento y brechación son comunes por lo que las soluciones mineralizantes probablemente se derivan de fuentes magmáticas o meteóricas más bien que de agua connata metamórfica. Las aguas magmáticas por lo general tienen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de entre +5.5 a +10, sin embargo hay algunas con valores de +2 y +16. las aguas meteóricas tienen valores de -1 y las metasedimentarias como esquistos, pizarras y pedernal de +15 y +35.

Los datos geoquímicos disponibles acerca del intrusivo relacionado a los depósitos hidrotermales y de skarn son los siguientes:

Como se ha mencionado anteriormente los granitoides asociados a la mineralización de tungsteno está relacionada con series de ilmenita y magnetita (Ishihara, 1977) ya que es una separación de índices de fugacidad de oxígeno, bajas y altas respectivamente

La clasificación de granitoides de tipo I y tipo S (Chappell y White, 1974; Collins, 1982) se basa en un modelo genético sustentado en parámetros de campo y parámetros geoquímicos que a continuación se mencionan.



GRANITO TIPO I	GRANITO TIPO S
<p>Volumétricamente los más importantes</p> <p>Derivados de fusión parcial de un terreno que no ha sufrido intemperismo o meteorización</p> <p>Se forman en la corteza</p> <p>Los valores de <math>\delta^{18}O</math> es de 7.9%-9.6%</p> <p>Su composición va de granitos, granitoides y gabros</p> <p>El contenido de <math>SiO_2</math> fluctúa entre 53%-77.5%</p> <p>Los contenidos de <math>SiO_2</math>, <math>Al_2O_3</math>, <math>FeO</math>, <math>Mg</math>, <math>Ba</math>, y <math>Cu</math> son similares</p> <p>Bajos contenidos de <math>Cr</math>, y <math>Ni</math></p>	<p>Volumétricamente menos importantes</p> <p>Derivados de un terreno que no ha sufrido intemperismo o meteorización</p> <p>Se forman en el manto</p> <p>Los valores de <math>\delta^{18}O</math> son &gt; de 9.5%</p> <p>Su composición es más restringida, no hay tipos gabroicos</p> <p>El contenido de <math>SiO_2</math> fluctúa entre 63%-75%</p> <p>Los contenidos de <math>SiO_2</math>, <math>Al_2O_3</math>, <math>FeO</math>, <math>Mg</math>, <math>Ba</math>, y <math>Cu</math> son similares</p> <p>Valores más bajos de <math>CaO</math>, bajos contenidos de <math>Na_2O</math> y <math>Sr</math> debido al intemperismo al que es sometido</p> <p>Tienden a ser más reducidos, bajos cocientes de <math>Fe^{+3}/Fe^{+2}</math></p>

Clasificación de granitos según Chappell y White, 1974

Ambos pueden ser metaluminosos, peraluminosos y peralcalinos.

Los plutones asociados a skarns de W son por lo general oxidados y en menor proporción reducidos, la mayoría de la serie magnetita, tienen bajos valores de isótopos de Sr, aunque existen depósitos donde los valores son muy altos lo cual se considera como contaminación; los plutones asociados a la mineralización económica tienen unos valores de Rb y K relativamente altos. Se pueden utilizar los valores de Sr y Rb como un índice de la evolución del granitoide asociado a mineralización de skarns de W. (Tabla 4.1)

En cuanto a sistemas hidrotermales los granitoides son generalmente tipo I de la serie magnetita (Newberry y Swanson, 1986; Kwak, 1987).

Sustancia	Promedio	Intervalo	Promedio	Intervalo	Promedio	Promedio	Intervalo
	1		2		3	4	
SiO <sub>2</sub>	66.09	60.80-70.30	71.86	67.30-72.25	75.73	68.9	62.6-72.8
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.29-1.09	0.81	0.07-0.61	0.17	0.4	0.1-0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.09	14.34-17.63	14.38	13.10-16.06	12.14	15.5	14.0-16.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.31	0.42-2.35	0.61	0.24-1.07	0.57	1.3	0.2-2.3
FeO	2.41	0.29-4.35	2.39	1.63-2.80	0.97	2.0	0.8-3.2
MnO	0.09	0.05-0.12	0.05	0.01-0.10	0.04	0.1	0.0-1.0
MgO	1.60	0.63-3.56	0.51	0.30-1.27	0.24	1.1	0.1-2.6
CaO	3.65	2.18-5.87	1.70	0.88-4.38	0.81	1.2	1.9-4.6
Na <sub>2</sub> O	3.51	2.70-4.65	3.18	2.24-4.69	2.36	3.4	2.7-4.0
K <sub>2</sub> O	3.70	2.12-6.51	4.44	1.66-6.06	5.94	3.5	2.4-5.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.04-0.28	0.09	0.03-0.22	0.04	0.15	0.1-0.3
H <sub>2</sub> O	1.00	0.41-2.00	0.65	0.39-2.50	0.55	-	-
CO <sub>2</sub>	0.08	0.05-0.14	0.02	0.01-0.02	0.01	-	-
F	-	-	-	-	0.12	-	-
Total	99.25		99.86		99.69	99.5	
No. análisis	25		32		8	17	
Factor Al	0.93		1.1		1.03	1.05	
Factor Fe	0.24		0.13		0.26	0.29	

Tabla 4.1. Composición promedio de granitoides asociados a varios depósitos de skams de W. 1= plutones de skams oxidados; 2= plutones de skams reducidos; 3 = plutones de skams de W (Sn); 4= promedios para plutones de skams de W según Meinert (1983). Los datos han sido obtenidos de un gran número de fuentes, pero especialmente de Keith, 1986.

Para ambientes supergénicos como son depósitos de placer eluviales y aluviales se tienen los siguientes datos:

La wolframita y la scheelita son relativamente insolubles en aguas naturales de la superficie; sus altas densidades originan alguna acumulación en depósitos de placer, particularmente los de tipo eluvial. Los depósitos aluviales son menos comunes, probablemente debido a la fragilidad de la scheelita y wolframita, las cuales se rompen o fragmentan en finas partículas, dispersándose ampliamente.

Los minerales de tungsteno son atacados por los ácidos de las aguas superficiales; la scheelita parece ser más susceptible.

La disolución de la wolframita es probablemente facilitada por la oxidación de sus constituyentes de hierro y manganeso.

Existe alguna evidencia de que el tungsteno tiene una movilidad mayor con el incremento de la alcalinidad. En soluciones altamente alcalinas el tungsteno puede alcanzar notables concentraciones, como en la salmuera del lago Searles, California, el cual contiene 70 ppm del elemento.

En general, la dispersión geoquímica del tungsteno no es bien conocida. Algunas veces el tungsteno se presenta como una especie mineral primaria la cual es rápidamente pulverizada, se convierte en minerales secundarios insolubles, o forman parte de una solución, probablemente como oxianiones.

## IV.9. PROSPECCION GEOFISICA

La prospección geofísica está enfocada a localizar estructuras geológicas y litológicas que se relacionen o sean favorables para la formación de depósitos minerales.

Los diferentes métodos utilizados en la prospección geofísica se basan o tienen su punto de partida en las propiedades de las rocas como pueden ser: densidad, susceptibilidad magnética, conductividad eléctrica, variación en la temperatura, variación en la radioactividad, y otras; a cada una de estas propiedades corresponde un método geofísico.

Para la prospección del wolframio se podrían utilizar principalmente los siguientes métodos:

### IV.9.1. METODO GRAVIMETRICO

Se encarga del estudio y cuantificación de las anomalías de la gravedad en la superficie terrestre, se logra deducir de una manera general la naturaleza del subsuelo, se detectan fallas importantes que delimitan el contacto entre dos rocas de diferentes densidades, por ejemplo el contacto entre un intrusivo y otro tipo de roca que algunas veces son parámetros importantes para la formación de mineralización económica, también delimita estructuras del basamento.

La interpretación cuantitativa de los datos obtenidos mediante este método es reservada e hipotética ya que intervienen parámetros teóricos supuestos. La configuración de las masas perturbadoras del valor regional medio de la gravedad se obtienen de los datos obtenidos y de los teóricos supuestos. Con base en lo anterior se procede a calcular la anomalía teórica con la simulación de la estructura geológica con un cuerpo geométrico, del cual se conoce la ecuación

para determinar la componente vertical de la gravedad, se determina así el valor aproximado de la amplitud y extensión de la anomalía gravitacional. Posteriormente, se establece una distancia entre dos estaciones o líneas de observación, teniendo así suficientes puntos para construir una gráfica de la anomalía. Por último selecciona el rumbo de las líneas, que deben de coincidir con la máxima pendiente del cuerpo geológico.

Este método requiere de correcciones geográficas y topográficas. La observación en campo debe iniciarse en la estación base de referencia, donde es conocido el valor absoluto de la gravedad, midiendo posteriormente las lecturas en cada una de las estaciones.

#### IV.9.2. METODO MAGNETICO

Este método se basa en la susceptibilidad magnética de la superficie, que varía de acuerdo a la imantación y a la permeabilidad de las rocas. La susceptibilidad magnética en las rocas depende del contenido de magnetita, siendo en términos generales:

- Rocas sedimentarias: Susceptibilidad positiva (diamagnéticas)
- Rocas metamórficas: Susceptibilidad negativa (paramagnéticas)
- Rocas ígneas: Ferromagnéticas

Estas susceptibilidades modifican la distribución del campo magnético terrestre, lo que permite identificar su localización o posición en el subsuelo.

La susceptibilidad magnética de rocas y minerales en orden decreciente es: magnetita, pirrotita, hematita, cuarzo, sal de roca, calcita, basalto, diabasa, gabro, gneis, arenisca, pizarra y dolomía.

#### IV.9.3. DISCRIMINADOR DE LINEAS FRAUNHOFER

Este espectrómetro de fluorescencias se utiliza para prospeccionar la serie de minerales de tungsteno scheelita-powellita.

La propiedad de luminiscencia no ha sido ampliamente utilizada como una herramienta de sensores remotos en la exploración mineral y otras aplicaciones de campo ya que el intervalo efectivo de fuentes artificiales es del orden de un metro para lámparas ultravioletas de mano, a pocos cientos de metros para sistemas láser. Además la prospección con lámparas ultravioletas debe ser realizado durante la noche para evitar oscurecer la baja intensidad de la luminiscencia con la intensidad de la luz del día. La luminiscencia estimulada por rayos láser puede ser medida durante el día, pero la señal luminiscente a ondas largas visibles y casi visibles debe competir con la luz del sol reflejada.

El método Fraunhofer elimina estos problemas ya que es un instrumento óptico operado desde un avión que permite la detección de luminiscencia durante el día de varias magnitudes menores al nivel detectable por el ojo humano. El discriminador de líneas Fraunhofer no requiere de una fuente de excitación activa.

El análisis espectral de luminiscencia, por medio de un espectrómetro fluorescente de laboratorio, mostró que de 85 especímenes de la serie scheelita-powellita de 50 localidades en los Estados Unidos 46 están dentro de los límites de sensibilidad del discriminador de líneas Fraunhofer. Las gráficas en perspectiva tridimensionales de espectros de excitación y emisión son muy similares en forma a las gráficas de 21 especímenes de sheelita-powelita sintética (Fig. 4.5.) . Los especímenes naturales muestran un intervalo más amplio en cuanto a intensidad de luminiscencia que especímenes sintéticos, tal vez por las cantidades variables de calcio, tungsteno, tierras raras e impurezas, temperatura y otros factores variables de campo que pueden intervenir.

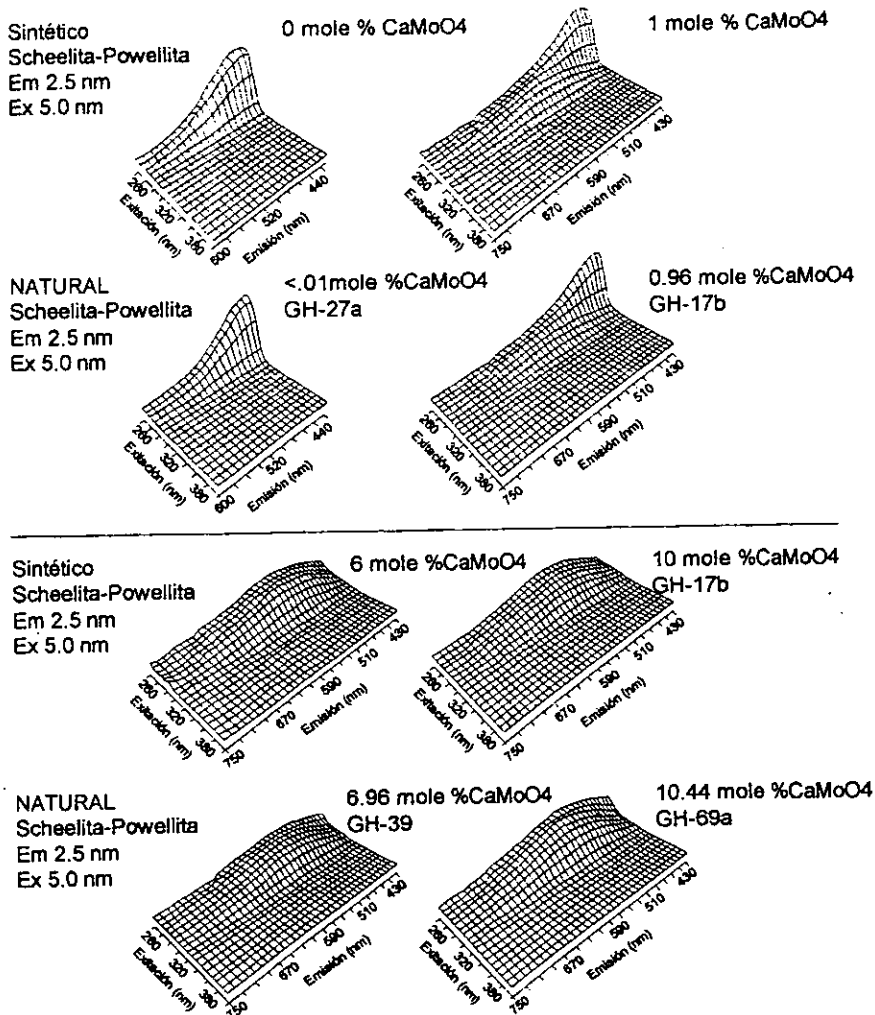


Fig. 4.5 Gráficas de excitación (Ex) y emisión (Em) de ocho especímenes sintéticos y ocho especímenes naturales de scheelita-powellita. Cada para sintético y natural contienen CaMoO<sub>4</sub> en un intervalos que va de 0 a 100 %. La intensidad de emisión de los especímenes requiere el uso de atenuadores para reducir el incremento del espectómetro de 0.002x y 0.007x para todos los sintéticos y siete de los naturales, respectivamente. El especímen GH-27 exhibe una emisión más brillante, requiriendo de un atenuador de 0.0014x.

Si la presencia de  $\text{CaMoO}_4$  excede 8 mol % se incrementa la intensidad de luminiscencia en scheelita-powelita sintética para intervalos dentro de los límites de sensibilidad del discriminador de líneas Fraunhofer. Sin embargo, en especímenes naturales el mol % de  $\text{CaMoO}_4$  es menos importante.

Casi toda la scheelita ( $\text{CaWO}_4$ ) presenta molibdeno, aunque la powelita ( $\text{CaMoO}_4$ ) pura es rara en la naturaleza. La ocurrencia en campo de scheelita-powelita comúnmente pasan desapercibidas debido a que su color y lustre es muy parecido al cuarzo y algunos feldspatos. Esta serie mineral es fuertemente luminiscente, y con lámparas de mano ultravioletas se han prospectado desde 1930, éstas emiten 253.7 nm (nanómetros).

Aunque la luz del sol en la superficie terrestre está limitada por el ozono atmosférico debido a ondas largas de más de 295 nm (nanómetros), algunos análisis espectrales previamente realizados en laboratorios de excitación de espectros, indican que la luz ultravioleta solar puede inducir una luminiscencia significativa de la scheelita-powelita en vetas o detritos. R.M. Tyson (datos no publicados) analizó scheelita-powelita sintética y concluyó que la adición del molibdeno cambia parte del espectro de excitación hacia el espectro solar ultravioleta y que la intensidad de la luminiscencia solar simulada de este espécimen está directamente relacionada con el contenido de molibdeno.

Se han realizado mediciones del espectro de especímenes naturales de scheelita-powelita para compararlos con medidas similares de fósforo sintético, y determinar si la luminiscencia de scheelita-powelita en vetas o detritos pueden ser detectables por las líneas Fraunhofer.

Las líneas Fraunhofer son líneas oscuras en el espectro solar causadas por absorción selectiva de la luz por elementos gaseosos en una zona relativamente fría de la atmósfera solar.



El método de las líneas Fraunhofer para la medición de luminiscencia envuelve el observar una línea seleccionada Fraunhofer en el espectro solar y medir el radio de la intensidad central de la línea hacia un punto distante a unas décimas de nanómetros. Este radio se compara con un radio similar de un espectro conjugado reflejado de un material que se sospecha es luminiscente. La luminiscencia está indicada donde el perfil de la línea Fraunhofer en el espectro reflejado se llena y el radio reflejado excede el radio solar.

Existen más de 25,000 líneas Fraunhofer (Glastone, 1965) en el espectro solar ultravioleta visible y en sus partes o zonas casi infrarrojas.

## IV.10. ALGUNOS EJEMPLOS DE YACIMIENTOS Y SU CLASIFICACION

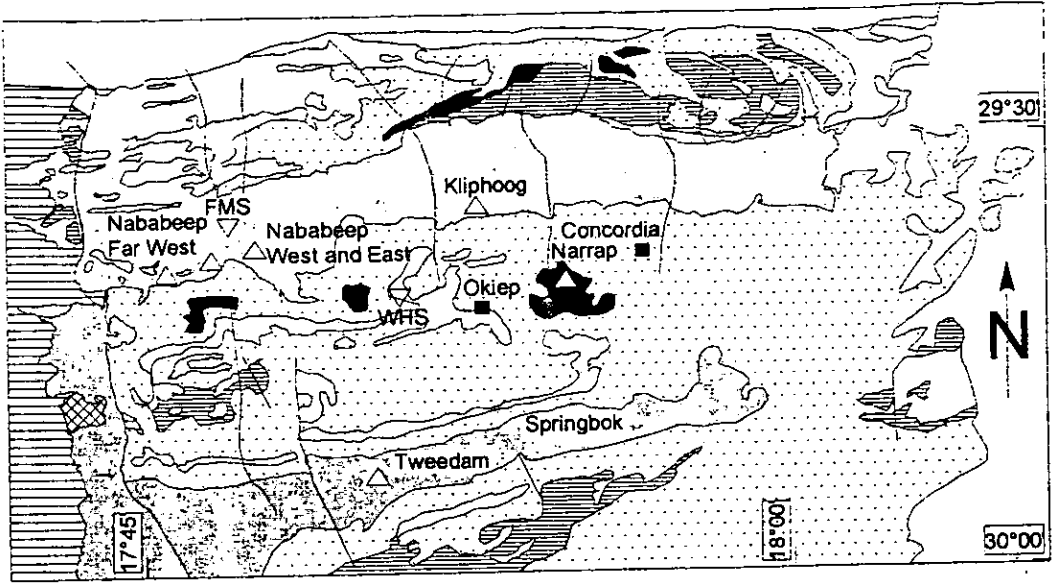
### IV.10.1. DEPOSITOS DE TUNGSTENO DEL DISTRITO MINERO OKIEP

Se localiza en Sudáfrica en la parte oeste de Namaqualand, en la provincia de North Cape el cual forma parte del cinturón orogénico de Namaquala-Natal (Thomas, 1994). Esta zona tiene una superficie de 3,000 km<sup>2</sup>, en la parte oeste de esta zona el terreno se compone de rocas intrusivas y rocas supracorticales de varias edades y composición (Clifford, 1975, 1981, 1995; Barton, 1983). (Fig 4.6).

Muchos de los depósitos de tungsteno en esta zona tienen una producción de 1,800 ton/día con un concentrado de 65.3%. Estos depósitos se localizan en granulita de alta temperatura y baja presión (750° - 850° C y una presión de 5 - 7 bars). El grado de metamorfismo de la corteza Proterozoica e intrusivos más antiguos es polimetamórfico y fue acompañado por un derretimiento de la corteza resultando la formación de varios ambientes granitoides pre y postorogénicos: Los depósitos de tungsteno y molibdeno están asociados con el granito Concordia de 1,100 M.a., un granito peraluminoso con 70% - 75% de silicio, también existen intrusiones cogenéticas fraccionadas siendo los residuos de líquidos graníticos, los cuales están enriquecidos por iones de K<sub>2</sub>O, Rb, y algunos elementos como W, Nb, etc.

También se distinguen pegmatitas mineralizadas, cuerpos de reemplazamiento (rocas graníticas fuertemente silicificadas), y vetas exo y endograníticas.

Una de las características esenciales para la prospección minera moderna, es el modelo de las diferentes mineralizaciones. A continuación se esbozan algunos modelos de tungsteno.









	Grupo Nama	Sedimentos clásticos y carbonatados
	Serie Spektakel	Granitoides tempranos y sinorogénicos Granito, Concordia, Rietberg, Kweekfontein
	Serie Little Namaqualand	Granitoides tardíos y postorogénicos Gneiss granítico Nababeep, Modderfontein
	Serie Galdkop	Granitoides Pre-Kibaranos Gneiss granítico Noenoemaasberg, Brandewynsbank
	Subgrupo Khurisberg	Rocas supracorticales meta-vulcanosedimentarias Cuarcita, esquistos aluminosos, etc
	Falla	△ Depósitos de tungsteno

Fig. 4.6 Mapa geológico simplificado del distrito cuprífero de Okiep, provincia de North Cape, Sudáfrica (Boweles, 1988; Lombard, 1986)

Paragénesis	Intrusivo asociado características	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona	Datos geoquímicos	Clasificación
En vetas: cuarzo, feldespato, (plagioclasa) apatito, wolframita, ferberita, scheelite, molibdenita, bismuto naivo, calcopinita, pirita, granate, biotita, magnetita, ilmenita, hematita, monacita, xenotima, uranotorita, zircon, alanita, columbita, bismutinita, bornita, pirrotita, estalerita, calcocita, covelita	Near West Granito Concordia Peraluminoso $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 1.16 \pm 0.002$ $\text{SiO}_2 = 70-76\%$ granito fraccionado tipo S de origen cortical o de corteza.	Near West Esquistos aluminosos (esquistos wolframio) de restringido a las partes basales del granito concordia, se componen de biotita silimanita ± granate rico en almandino ± cordierita ± cuarzo feldespato alcalino ± plagioclasa ± ilmenita ± zespínela, zircon, magnetita, monacita, magnetita y sulfuros de Fe	La zona se compone de rocas intrusivas y rocas supracorticales de varias edades y composición. - Subgrupo Khurisberg - (esquistos), y cuarcitas con pequeñas intercalaciones de granulitas cuarzo-feldespáticas y máficas y rocas calcisilicatadas. Los metamorfismos ocurren en varios niveles estratigráficos. - Serie Gaidkop - Dentro de esta serie se han distinguido tres tipos de gneis altamente metamorfosados y deformados, de composición calco-alcalina con una edad aproximada de 1,700 a 2,000 M.a. Esta serie es probablemente el resultado de acreción continental, - Serie Little Namaqualand - Está representada por el gneis granulítico Nababeep, que es un augen gneis mesocrático de cuarzo-feldespato-biotita con pequeñas intercalaciones de granulita máfica (granulitas de dos proxenos). Esta serie está intrusionada por el gneis Modderfontein que es un leucogranito rico en $\text{SiO}_2$ . Esta serie está relacionada íntimamente con el metamorfismo del Kibaran de acuerdo a datos de Rb-Sr.	Near West vetas subparalelas con un ancho que va de cm a 2 m con un promedio general de 50 cm, con aprox. 100 m de largo presentando estructuras pelizco y abultamiento.	El subgrupo Kurisberg fue intrusionado y desmembrado por varias series de intrusiones de edad temprana y postorogénica de diferentes edades y composiciones. La más antigua de estas series, la serie Gladkop (1,700-2,000 M.a.) se formó por acreción continental, posteriormente un gran evento de deformación afectando a la serie Little Namaqualand, (D2) causó una foliación muy fuerte (S2), y elongación mineral (L2) y pliegamiento isoclinal (F2), todo esto relacionado al evento metamórfico Kibaran (M2) reportando una temperatura máxima de $810^\circ$ , una presión de 5-7 kbars, y una edad de $1,223 \pm 48$ M.a., la serie Spekekel (relacionada a la mineralización de W) está afectada por fases de deformación tardía del mismo evento metamórfico (D2b). Una tercera fase de deformación (D3) está caracterizada por un repliegamiento a gran escala pliegues abiertos (B3) de planos de foliación o pliegamientos subhorizontales a (S2), alterados produciendo estructuras sinformales y antiformales en una escala de Km. Los depósitos del Distrito Minero Okiep son depósitos relacionados al Granito Concordia y perteneciente a la serie postorogénica Spektakel, estos depósitos son de tipo veita endo y exograníticas y tipo pegmatítico	Near West Temperaturas isotópicas de $\text{O}$ y $\text{C}$ . En esquistos de biotita-silimanita en Qz 662 ± 17°C En pegmatita de turmalina-moscovita en Qz 845 ± 17°C En pegmatita de moscovita en Qz 808 ± 20°C Datación con K-Ar (M.a.) En muscovita alterados de esquistos 591.6 ± 18.4 En moscovita en pegmatitas 922.2 ± 28.1 En sericitas en esquistos alterados 558.6 ± 17.7	Near West Yacimiento hidrotermal de relleno de fisuras Far West 800 m. al W de Near West Yacimiento sedimentario tipo placeres eluviales.

Paragénesis	Intrusivo asociado características	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona	Datos geoquímicos	Clasificación
En pegmatitas: cuarzo, feldespatos (plagioclasa) granaté, biotita, magnetita, ilmenita, hematita, espinela, corindón, apatita, monazita, alanita, wolframita, scheelita.	Narrap 3.4 km al N E de Okiep Granito Concordia	Narrap 3.4 km al N E de Okiep Esquistos aluminosos y roca intrusivas	Sm-Nd y zircón. Las edades se han calculado en aprox. 1,200 M.a. Esta serie se encuentra muy deformada  - Serie Spektakel - Esta serie se compone de los granitos Concordia, Roiberg y Kweekfontein. No presentan deformación intensa. El granito, Concordia es leucocrático y es intrusionado por otro granito y a su vez estos intrusionan la roca supracortical más antigua. Con este granito se asocian los yacimientos de W. El granito Roiberg es un granito porfídico de cuarzo-microclina y biotita con afinidades alcalinas. La edad de esta serie es aproximadamente de 1,100 M.a.  - Serie Koperberg - Se compone de intrusiones ultramáficas e intermedias, y tiene una edad aproximada de 1,030 a 1,070 M.a.	Narrap 3.4 km al N E de Okiep  Vetas de cuarzo mineralizadas de 1 km. de largo, y nódulos de pegmatitas	probablemente desarrollado a profundidades de corteza media, los depósitos y granitos relacionados a W-Mo fueron afectados por la deformación (D2b) y la deformación posterior metamórfica de alto grado (M3, D3), con el cual se relaciona la mineralización de Cu. Después del metamorfismo polifásico del Kibaran en el distrito Okiep los granitoides de la serie Spektakel intrusionaron sincinemáticamente con respecto a D2b a lo largo de las zonas de cisalla. Subsecuentemente depósitos neumatolíticos hidrotermales, y pegmatitas asociadas a W-Mo fueron formados durante una fase de enfriamiento de la corteza, que fueron posteriormente deformados por D3 y metamorfosados durante el evento de alto grado M3 del Kibaran tardío. Los fluidos hidrotermales pudieron estar enfocados preferentemente a lo largo de las estructuras D2a y D2b resultando en formación de vetas de cuarzo subparalelas a los planos de foliación principales. El enfriamiento de la corteza a temperaturas hidrotermales fue necesario para permitir la formación de un sistema mineral pegmatítico a hidrotermal.	Narrap 3.4 km al N E de Okiep  Temperaturas isotópicas de $\delta^{18}O$ :  En nódulos de Qz-Wolframita en Qz $862 \pm 30 \text{ } ^\circ C$	Narrap 3.4 km al N E de Okiep  Yacimiento hidrotermal de relleno de fisuras, yacimiento magmático tipo pegmatítico.
En granitos y leucogranitos cuarzo, feldespatos (plagioclasa) granaté, biotita, magnetita, ilmenita, zircón, hematita, apatita, monazita, pirita	Tweedam 6 km al SW de Springbok Granito Concordia Leucogranitos apfíticos y granulita cuarzo-feldespática	Tweedam 6 km al SW de Springbok Granito Concordia Leucogranitos apfíticos y granulita cuarzo-feldespática		Klipphoog 7.5 km al N de Okiep  Vetas de cuarzo y pegmatitas, endógenas en el granito.  Tweedam 6 km al SW de Springbok  Mineralización diseminada en leucogranitos silicificados.		Klipphoog 7.5 km al N de Okiep  Datación con K-Ar (M.a.) En biotita de un dique $681.5 \pm 20.6$	Klipphoog 7.5 km al N de Okiep  Yacimiento hidrotermal de relleno de fisuras tipo endógeno, yacimiento magmático tipo pegmatítico tipo endógeno. Tweedam 6 km al SW de Springbok  Mineralización endógena tipo diseminada en leucogranitos silicificados

Paragénesis	Intrusivo asociado característicos	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona	Datos geoquímicos	Clasificación
	Bliesis 30 km al W de Springbok Granito Concordia	Bliesis 30 km al W de Springbok Augen gneiss gris de biotita-feldespato contenido xenolitos de rocas intrusivas leucocráticas.	A esta serie se relacionan los depósitos de cobre del Distrito Minero Okiep. También de presentan pegmatitas no mineralizadas, diques charnoquíticos, sienitas y diques máficos más jóvenes	Bliesis La mineralización se localiza en los contactos granito-augen gneiss, las estructuras son tipo veta y pegmatítico conteniendo bolis de wolframita- qz	La mineralización de W-Mo y las rocas huésped fueron recalentadas durante el pulso termal regional del Kibaramo tardío (M3), evidenciado por texturas minerales como aureolas de granate en minerales de mena y temperaturas de isótopos de oxígeno. Las temperaturas calculadas para este evento son de 580° - 660° C alcanzando como el anterior facies de granulita. Posteriormente todas las rocas del Distrito de Cu Okiep fueron afectadas por de bajo grado M4 produciendo facies de esquistos verdes (zona de moscovita-biotita), alteración (seritización de metapelitas y formación de talco y clorita en rocas máficas. En los esquistos de wolframio estos procesos retrógrados de edad Pan-Africana están fechados por K-Ar alrededor de 560 a 590 M.a	Bliesis 30 km al W de Springbok Temperaturas isótopos de 818 O. En vetas de cuarzo en cuarzo 582 ± 40 °C	Bliesis 30 km al W de Springbok Yacimiento hidrotermal de relleno de fisuras, y yacimiento magmático pegmatítico

#### IV.10.2. DEPOSITO DE BAID AL JIMALAH

El depósito de tungsteno de Baid Al Jimalah fue descubierto en 1980, por Robert J. Kamilli; James C. Cole; James Elliot y Robert E. Criss y se localiza en Arabia Saudita en las coordenadas 25° 09' Lat N/42° 41' Long W en el Escudo Árabe. El área que abarca este depósito es de aproximadamente 1 km<sup>2</sup> (Jackson, 1986) y consiste en una serie de vetas de cuarzo subparalelas, profundas e inclinadas, asociadas a tungsteno, también se puede encontrar mineralización de tungsteno en redes filonianas pequeñas, ambos tipos de estructuras mineralizadas están temporal y genéticamente relacionadas con un granito porfídico de dos feldespatos altamente diferenciado y greisenizado que intrusión areniscas del Proterozoico Tardío.

Este depósito se divide en dos zonas la parte oeste donde se localiza mineralización de tungsteno, y la parte Este donde se encuentra mineralización de oro y metales base.

Solo la parte del área mineralizada ha sido estudiada, existe un gran potencial con una reserva probable de 800,000 ton y una ley de 0.117% de WO<sub>3</sub> y de 0.012% de Sn (Lotts, 1986), tomando en cuenta una profundidad de 25 m Reservas inferidas aumentarían las reservas a 10'000,000 de ton.

Este depósito es de particular interés debido a su potencial económico, edad Precámbrica y su excelente condición para la realización de estudios detallados, también presenta gran similitud con los depósitos de tungsteno asociados a granito en el SW de Inglaterra, Colorado y otras partes del mundo.

La mayoría de los depósitos de tungsteno-estaño localizados en el Escudo Árabe están localizados en la parte este y central del mismo (Stoeser y Elliot, 1980; Jackson, 1986).

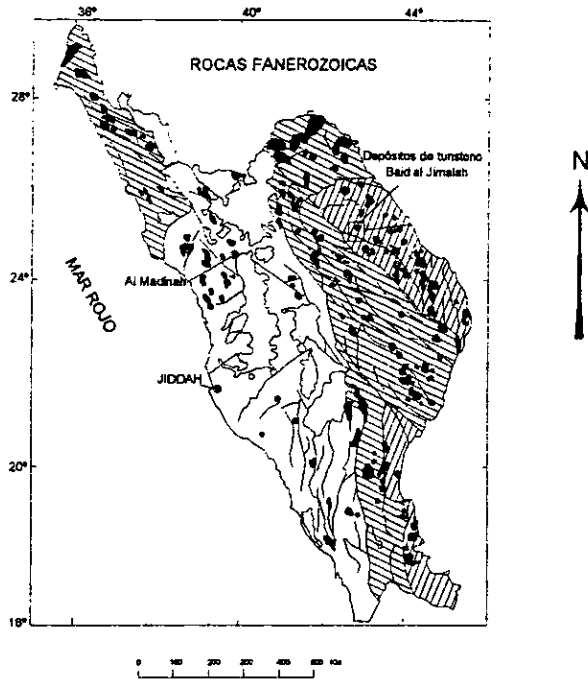
El emplazamiento tectónico del Escudo Árábigo es un arreglo acrecionado de terrenos primitivos y de arco insular que se formó durante el Proterozoico tardío en márgenes de placas convergentes, algunos se preservan como arreglos parciales ofiolíticos (Grenwod, 1976; Clark, 1985; Stoesser y Camp, 1985; Pallister, 1988), otras partes son más complejas y tal vez han sufrido fallas de transformación (Cole y Hedge, 1986; Quick y Bosch, 1990).

Estudios geocronológicos muestran que las rocas intrusivas y las de arco insular más antiguas definen una configuración que muestra adiciones progresivas de terrenos de arco hacia el E y N (Stacey, 1984; Cole y Hedge, 1986, Pallister, 1988). El magmatismo de arco se presenta de 900 a 630 M.a. en diferentes partes del escudo (Pallister, 1988, 1990). (Fig. 4.7)

Estos fragmentos de corteza primitivos fueron acrecionados episódicamente al cratón Africano, formando una corteza protocontinental. Eventos postacrecionales (Emplazamiento batolítico) adicionan a la corteza madura, secuencias vulcanosedimentarias epicontinentales y terrígenas, y en gran cantidad, intrusiones de magmas alcalinos y calcoalcalinos (Stoesser, 1985; Cole, 1988).

Aproximadamente el 40% del escudo árábigo está compuesto por rocas plutónicas granitoides, las cuales se pueden dividir en un conjunto orogénico (820 -715 M.a.), que incluye una serie de rocas que van del gabro al monzogranito y fueron probablemente emplazados en los corazones de los arcos insulares contemporáneos. Además un conjunto postorogénico (686 - 517 M.a.) en su mayor parte formado por granito alcalino, granito de feldespato alcalino y asociaciones monzograníticas que fueron emplazados después de la acreción del escudo. Estas asociaciones de monzogranitos tienen características del tipo I de acuerdo a la clasificación de Chapell y White (1974) y representa fusiones de corteza previamente sólida, mientras que las asociaciones de granito alcalino y





Edad de formación aproximada de los elementos principales del escudo (terrenos preacrecionales)

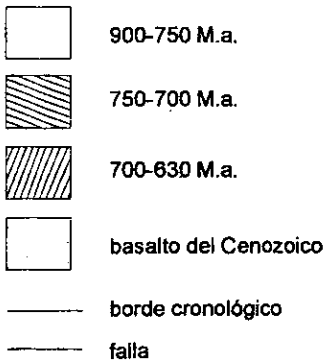


Fig. 4.7. Mapa tectónico del Escudo Árabe, que muestra la localización del depósito de Tungsteno Baid Al Jimalah y otros granitos postorogénicos (áreas oscuras), emplazados hace 585 y 570 M.a. Johnson (1983). Stoeser (1985), Cole y Hedge (1986)

granito de feldespato alcalino tienen características tipo A, de acuerdo a la clasificación de Collins (1982), como mezclas fundidas parciales de corteza previa (Jackson, 1984); en la zona hay pocas rocas con características tipo S (Ramsay, 1986). La mayoría de los depósitos de tungsteno de la zona están asociados a este conjunto más joven de rocas granitoides.

En el área de Baid Al Jimalah la corteza primitiva de arcos insulares consisten en rocas metavolcánicas de composición basáltica a andesítica que fueron intrusionadas por cuerpos dioríticos relacionados a arcos hace 695 - 670 M.a., a este conjunto sobreyacen rocas sedimentarias marinas feldespáticas del grupo Muradama que se cree han sido depositadas y plegadas a lo largo de trenes N-S antes de 655 M.a. , hacia el N y E; las rocas de este grupo están inclinadas y subyacen al grupo Jurdahwiyah de 640 - 625 M.a. que está formado por depósitos volcánicos continentales de andesita, dacita y conglomerados volcanoclásticos y areniscas.

El depósito de Baid Al Jimalah está espacial y genéticamente relacionado con un cuerpo pequeño e irregular de pórfido granítico de la serie Arabath ( $569 \pm 16$  M.a.) , este y otros plutones similares marcan el último evento magmático mayor antes de la estabilización, erosión y comienzo de la sedimentación de la plataforma Fanerozoica. La serie Arabath es un conjunto de intrusiones tardías graníticas de alto nivel que son caracterizadas por composiciones extremadamente diferenciadas enriquecidas en flúor y elementos traza litofílicos.

El modelo se expone a continuación.

Paragénesis	Intrusivo asociado características	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona (Modelo propuesto)	Datos geoquímicos	Clasificación
La mineralización se divide en tres periodos o fases:	Granito Bald Al Jimalah.	Areniscas inmaduras de grano fino conteniendo abundantes clastos de roca volcánica metamorfoseada a composición intermedia de física con plagioclasa y cuarzo en una matriz de epidota, calcita y pirita diagenética, esta arenisca es progresivamente reemplazada a hornfels con un color más oscuro, ligeramente más dura con biotita, sericita, cordierita y magnetita granular. La edad de estas areniscas es de 670 ± 655 M.a.	- Grupo Muradama - Areniscas inmaduras de grano fino conteniendo abundantes clastos de roca volcánica metamorfoseada a composición intermedia de física con plagioclasa y cuarzo en una matriz de epidota, calcita y pirita diagenética, esta arenisca es progresivamente reemplazada a hornfels con un color más oscuro, ligeramente más dura con biotita, sericita, cordierita y magnetita granular. La edad de estas areniscas es de 670 ± 655 M.a.	Las estructuras mineralizadas corresponden a tres periodos o fases: Fase 1 1A: Vetas de cuarzo-stockwork de molibdenita, con un espesor de 5 a 10 mm. Metamorfismo de contacto de la grauwaca Muradama y diabasa formando hornfels de cuarzo, plagioclasa, cordierita, y de cuarzo-feldespato-cuarzobiotita con el cuarzo.	Premieralización de vetas de cuarzo formadas en el grupo Muradama (rocas encajonante). El granito altamente diferenciado Bald Al Jimalah fue emplazado a lo largo de zonas de fallas preexistentes con un tren NW. La intrusión de diques y cuerpos tabulares precede al emplazamiento de la cúpula mayor.	Datos de inclusiones de fluidos e isótopos de oxígeno indican que el depósito fue formado en un intervalo de temperatura de 120° a 550°C, con fluidos de baja salinidad y metamorfismo a una profundidad de 4.2 km. Las vetas de hornfels de la floniana tempranas del periodo 1 fueron formadas a temperaturas magmáticas bajas (550°C), derivadas de un fluido de derivación magmática con un valor de $\delta^{18}O$ de 9.6-9.7%, baja salinidad (1-2 wt% equiv. NaCl), de baja densidad y rico en $CO_2$	Yacimiento de hidrotermal e fisuras asociado a granítico
1A.- Vetillas de stockworks y 1B: diques apíticos: cuarzo, molibdenita, albita, cuarzo feldespato mica, pirita	Alto contenido de silicio > 74% y bajos contenidos de hierro, CaO y MgO. anomalías altas de W-Sn y otros metales raros, está enriquecido en Sn, Li, F, Rb, Y y Nb.	composición intermedia de física con plagioclasa y cuarzo en una matriz de epidota, calcita y pirita diagenética, esta arenisca es progresivamente reemplazada a hornfels con un color más oscuro, ligeramente más dura con biotita, sericita, cordierita y magnetita granular. La edad de estas areniscas es de 670 ± 655 M.a.	- Grupo Muradama - Areniscas inmaduras de grano fino conteniendo abundantes clastos de roca volcánica metamorfoseada a composición intermedia de física con plagioclasa y cuarzo en una matriz de epidota, calcita y pirita diagenética, esta arenisca es progresivamente reemplazada a hornfels con un color más oscuro, ligeramente más dura con biotita, sericita, cordierita y magnetita granular. La edad de estas areniscas es de 670 ± 655 M.a.	Las estructuras mineralizadas corresponden a tres periodos o fases: Fase 1 1A: Vetas de cuarzo-stockwork de molibdenita, con un espesor de 5 a 10 mm. Metamorfismo de contacto de la grauwaca Muradama y diabasa formando hornfels de cuarzo, plagioclasa, cordierita, y de cuarzo-feldespato-cuarzobiotita con el cuarzo.	Premieralización de vetas de cuarzo formadas en el grupo Muradama (rocas encajonante). El granito altamente diferenciado Bald Al Jimalah fue emplazado a lo largo de zonas de fallas preexistentes con un tren NW. La intrusión de diques y cuerpos tabulares precede al emplazamiento de la cúpula mayor.	Datos de inclusiones de fluidos e isótopos de oxígeno indican que el depósito fue formado en un intervalo de temperatura de 120° a 550°C, con fluidos de baja salinidad y metamorfismo a una profundidad de 4.2 km. Las vetas de hornfels de la floniana tempranas del periodo 1 fueron formadas a temperaturas magmáticas bajas (550°C), derivadas de un fluido de derivación magmática con un valor de $\delta^{18}O$ de 9.6-9.7%, baja salinidad (1-2 wt% equiv. NaCl), de baja densidad y rico en $CO_2$	Yacimiento de hidrotermal e fisuras asociado a granítico
2A y 2B.- Vetas bordadas de greisen: cuarzo, albita, cuarzo-feldespato, mica, berilo, pirrotita, otros sulfuros fluorita, wolframita, casiterita, carbonato, clorita, scheelita, bismuto,	Este granito se puede subdividir en el granito Dique y granito Cúpula, ambos contienen microclina perfitica, cuarzo, albita y biotita.	composición intermedia de física con plagioclasa y cuarzo en una matriz de epidota, calcita y pirita diagenética, esta arenisca es progresivamente reemplazada a hornfels con un color más oscuro, ligeramente más dura con biotita, sericita, cordierita y magnetita granular. La edad de estas areniscas es de 670 ± 655 M.a.	- Pórfidos granodioríticos de la biotita, sericita y cordierita. Pueden ser cogenéticos con las rocas andesíticas. 620 ± 20 M.a. - Granito Bald Al Jimalah - 569 ± 16 M.a.	Las estructuras mineralizadas corresponden a tres periodos o fases: Fase 1 1A: Vetas de cuarzo-stockwork de molibdenita, con un espesor de 5 a 10 mm. Metamorfismo de contacto de la grauwaca Muradama y diabasa formando hornfels de cuarzo, plagioclasa, cordierita, y de cuarzo-feldespato-cuarzobiotita con el cuarzo.	Premieralización de vetas de cuarzo formadas en el grupo Muradama (rocas encajonante). El granito altamente diferenciado Bald Al Jimalah fue emplazado a lo largo de zonas de fallas preexistentes con un tren NW. La intrusión de diques y cuerpos tabulares precede al emplazamiento de la cúpula mayor.	Datos de inclusiones de fluidos e isótopos de oxígeno indican que el depósito fue formado en un intervalo de temperatura de 120° a 550°C, con fluidos de baja salinidad y metamorfismo a una profundidad de 4.2 km. Las vetas de hornfels de la floniana tempranas del periodo 1 fueron formadas a temperaturas magmáticas bajas (550°C), derivadas de un fluido de derivación magmática con un valor de $\delta^{18}O$ de 9.6-9.7%, baja salinidad (1-2 wt% equiv. NaCl), de baja densidad y rico en $CO_2$	Yacimiento de hidrotermal e fisuras asociado a granítico

Paragénesis alteración y minerales resultantes	Intrusivo asociado características	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona	Datos geoquímicos	Clasificación
3.- Vetas estériles tardías: cuarzo, fluorita, carbonato	La mayoría de este granito presenta débil greisenización con algún reemplazamiento de microclina y albita por mica blanca y cuarzosiderita			en las paredes de las mismas, otras vetas de esta etapa presentan reemplazamiento en varios minerales, 2B. En este periodo se presenta el grueso de la mineralización económica de wolframita, la mayoría son visibles en superficie, pueden ser de 30 cm de espesor y ocurren en enjambres paralelos creando zonas de alteración de decenas de metros con rumbo NW a través del depósito. 2C.- Vetas bordeadas de greisen, la wolframita está reemplazada por scheelita Fase 3 3.- Vetas tardías de	Importante (fase 2B) la cual se caracteriza por greisenización del muro de las paredes de las vetas, los componentes de mena pudieron haber sido lavados o lixiviados por fluidos hidrotermales derivados metamórficamente del fluido batolito que subyace que es indicado por 6Mgal de gravedad baja en el centro del depósito. Finalmente la fase o periodo tres de mineralización se caracteriza por drusas, cuarzoalcaloédrico y calcita de temperatura de 120° aproximadamente con una salinidad de 0 a 3 wt% NaCl equiv.	regional de rocas metamórficas en el sitio de la deposición de $\text{SiO}_2$ 7.9% $\pm$ 1.0%. Este probablemente la mayoría de los componentes de mena de un batolito granítico, estas vetas que contienen tungsteno fueron formadas a temperaturas de entre 380° a 440°C, con una salinidad de entre 4.5% y 10.9 wt% de NaCl equiv.	de Clasificación

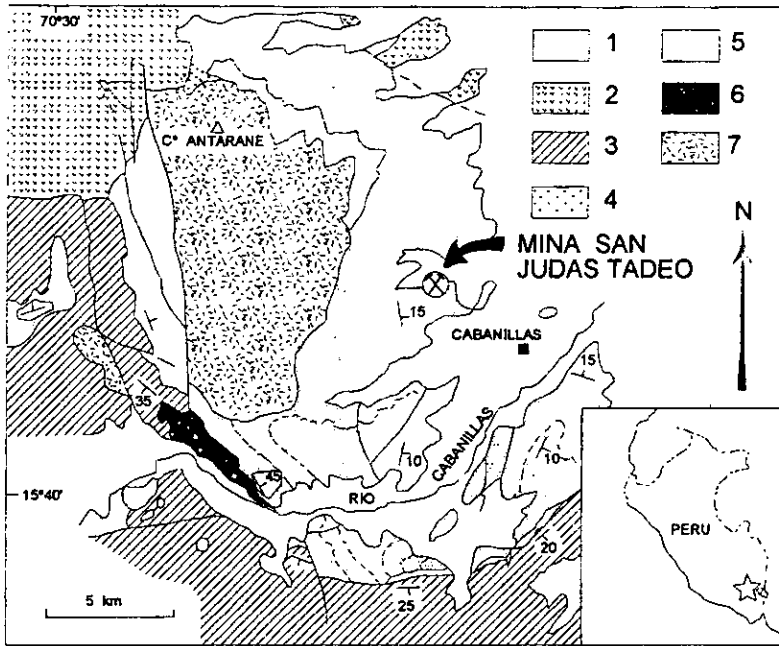
Paragénesis y alteración mineral resultantes	Intrusivo asociado característicos	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona (Modelo propuesto)	Datos geoquímicos	Clasificación
				cuarzo, fluorita y carbonatos, cortan a todas las vetas anteriores con un rumbo N-NW.			

#### IV.10.3. DEPOSITO DE SAN JUDAS TADEO, SURESTE DE PERU

La actividad hidrotermal del distrito Cabanillas constituye un evento tardío de la evolución del basamento andino. Las concentraciones metálicas representadas por los depósitos minerales representan su aislamiento temporal de la época metalogénica y orogénica Andina del Mesozoico-Cuaternario (Clark, 1990).

La intrusión granitoide y la mineralización de W-Mo fueron contemporáneas con el desarrollo de una zona de rift ensiálica en el noreste de este distrito. Estudios estratigráficos de Newell (1949), Laubacher, (1978), y Klinck, (1986) delimitaron un cinturón en el noreste, de clastos finos y gruesos de color rojo los cuales se interpretan como el relleno de una base longitudinal y están expuestos a lo largo de la margen suroeste del Altiplano y en las pendientes de la Cordillera Oriental. A este material se le denomina Grupo Mitu.

El grupo Mitu subyace discordantemente a unidades marinas del Grupo Copacabana, que reflejan la orogenia Herciniana tardía de edad Pérmica media (Laubacher, 1978). En la Cordillera Caraballa las partes intermedias y superiores de la secuencia muestran intercalaciones de basalto alcalino, Sin embargo en el distrito Juliaca se distinguen, en la parte superior, grandes volúmenes de estratos volcánicos incluyendo horizontes andesíticos, lo anterior representa la terminación de la sedimentación marina (Grupo Copacabana), levantamiento significativo, resquebrajamiento, gruesa sedimentación molásica, y comienzo de actividad volcánica en esta región. El emplazamiento del plutón Antarane fue contemporáneo a esta actividad volcánica. (Fig. 4.8.).



- 1= Sedimentos continentales del cuaternario al Mioceno
- 2= Volcánicos continentales del Neógeno, predominantemente del Mioceno Grupo Palca (Klinck, 1986)
- 3= Sedimentos del Cretácico (Grupo Cotacucho)
- 4= Conglomerados Pérmicos
- 5= Clastos del Silúrico-Devónico (Grupo Cabanillas)
- 6= Silúrico
- 7= Plutón Antarane granodiorita-monzogranito.

Fig. 4.8 Geología del distrito Cabanillas (Laubacher, 1978).

Si se examina un mapa metalogénico de Perú se detecta una anomalía aparente en las cercanías del borde occidental de la zona del Altiplano-Cordillera en la parte sureste del país; el tungsteno en Perú ocurre localmente en una zona de pórfidos de Cobre (Santa Rosa), en vetas hacia el sur, y en pequeños depósitos de skarn, que es un constituyente menor en mineralizaciones localizadas en el Arco Principal Andino. Sin embargo, la wolframita (ferberita) es el constituyente mayor en la mina de San Judas Tadeo la cual es un rico sistema de vetas ricas en metal de tungsteno, que es más característico de las subprovincias del Arco interior de la Cordillera Oriental del Triásico Temprano-Jurásico y Oligoceno-Mioceno.

El modelo se presenta a continuación



Paragénesis	Intrusivo asociado características	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona (Modelo propuesto)	Datos geoquímicos	Clasificación
Veta Gloria: cuarzo granular, molibdenita, moscovita, wolframita, ferberita, molibdenita, arsenopirita, pirita, siderita, fluorita, pirrotita (en parte reemplazada por marcasita y siderita), calcopirita, acanita, stanita, Existe un estado tardío que forman los minerales: fluorita verde, ankerita, calcita y sencita. La scheelita reemplaza a la ferberita en secciones de vetas ricas en carbonatos, electrum como granos	Intrusivo Anitarane Es un plutón de 40 km <sup>2</sup> el cual se le conoce como Cerro Altarane, una montaña de 4,850 m. Corta sedimentos del Devónico, fluorita, volcánicas subyacen discordantes. En el margen NW, es una granodiorita de hornblenda - biotita de grano medio, en la parte sureste de la intrusión se presenta una composición monzogranítica. La fase principal de esta granodiorita conforman: plagioclasa zonada, hornblenda verde-parda y feldespato alcalino con	Volcánicos Continentales basaltos alcalinos y horizontes andesíticos.	- Sedimentos continentales del Cuaternario al Mioceno;  - Volcánicos continentales del Neógeno, predominantemente del Mioceno, Grupo Paica (Klinck, 1986);  - Sedimentos del Cretácico (Grupo Cotacuchco);  - Conglomerados Pérmicos;  - Clastos del Silúrico-Devónico (Grupo Cabanillas);  - Plutón Antarane granodiorita-monzogranito.	El sistema de vetas de este depósito presenta una fuerte inclinación de aprox. 80° con rumbo N, otro grupo de vetas con un tren N-NE y unas vetillas subhorizontales de cuarzo. La mayoría de la wolframita se deriva de las vetas Gloria o Porvenir con un ancho que va de 15 y 50 cm.	En la mayoría de los aspectos este depósito tiene las características generales de depósitos hidrotermales de tungsteno-molibdeno. Está emplazado en un sistema de fallas en las cercanías de cúpulas graníticas, el magma ha cristalizado lo suficiente para resolver un fluido acuoso. Sin embargo los datos geocronológicos demuestran que la actividad hidrotermal del distrito Cabanillas constituye el último evento en la evolución del basamento Andino. Las concentraciones anómalas de metales litófilos representados por los depósitos reflejan su aislamiento temporal de la época metalogénica y orogénica Andina del Mesozoico-Cuaternario, (Clark, 1980). La intrusión granitoide y la mineralización de W-Mo fueron contemporáneas al desarrollo de un rift ensiálico en el noreste. En el sureste de Perú granitoides metaluminosos asociados a la mineralización de W-Mo son contemporáneos a basaltos alcalinos de ambientes de rift ensiálicos. La subducción hacia el este bajo el margen continental de Gondwana fue iniciado en el Pérmico temprano, durante o inmediatamente después de la orogenia Herciniana tardía.	De acuerdo a los datos de inclusiones de fluidos la ferberita y molibdenita cristalizaron de un fluido magmatogénico a una temperatura de 300° a 500° C. En cuanto a los datos de salinidad de inclusiones de fluidos se tiene un intervalo de < 1 a 14 Wt% de NaCl. En cuanto a las edades que se calcula que el depósito se formó hace 268 M.a. Pérmico Tardío	Yacimiento de hidrotermal de relleno de fisuras

Paragénesis	Intrusivo asociado característicos	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona (Modelo propuesto)	Datos geoquímicos	Clasificación
Independientes intercrecidos con pirrotita y calcopirita. Las zonas de alteración es de 4 a 8 cm y la componen cuarzo, moscovita, fluorita y clorita rica en fierro. La turmalinización es localmente intensa, concentraciones de granate rico en almandino en hornfels adyacente a la veta Gloria tal vez representa alteración en zonas calcáreas. Las zonas de lixivación que extienden 1 m a partir de las vetas pueden	menores cantidades de biotita roja - parda y cuarzo tardío. El contenido de SiO <sub>2</sub> es de 65%-70% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> de 15% - 18%, rica en potasio, fue emplazado a profundidades someras y sus características concuerdan con un granito tipo I, de acuerdo a Ishihara (1977). Este plutón fue emplazado hace 277 M.a. durante el Pérmico temprano.						

Paragénesis	Intrusivo asociado característicos	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona (Modelo propuesto)	Datos geoquímicos	Clasificación
reflejar una débil sericitización o pérdida de grafito. la alteración es más fuerte y extensa en rocas metapelíticas							

#### IV.10.4. DEPOSITO METTERSILL, AUSTRIA

Se localiza en la provincia de Salzburg, Austria en anfíbolitas y gneis félsicos de la serie Habach, la cual es una serie vulcanosedimentaria polimetamórfica. El yacimiento se descubrió en 1967 utilizando la geoquímica de sedimentos con un modelo de mineralización submarina ligado a vulcanismo máfico. Este depósito consta de un tajo abierto y de una mina subterránea.

La secuencia metavolcánica asociada a scheelita está representada por unidades de hornblendita y unidades metavolcanosedimentarias.

Las unidades de hornblenditas la conforman anfíbolitas de grano grueso, e intercalaciones de gneis diorítico y dacítico, las unidades metavolcanosedimentarias se componen de anfíbolitas de grano fino y gneis.

La secuencia completa ha estado bajo metamorfismo múltiple (arriba de 500° C y de 5 a 6 kbars).

Evidencia isotópica muestra que las rocas félsicas y máficas de la hornblendita son cogenéticas. Las anfíbolitas de grano fino son derivadas de toleitas de arcos de islas. Tal vez las concentraciones de tungsteno ocurrieron en un ambiente de prearco (back-arc). Las hornblenditas, anfíbolitas de grano grueso y los gneis riolíticos representan las rocas encajonantes del tungsteno y su mineralización asociada. La preconcentración magmática fue seguida por una intensa movilización y acumulación de tungsteno en un sistema complejo de vetas de cuarzo y lentes durante dos eventos metamórficos. Por lo que el depósito de Mettersill se considera como el resultado de acción metamórfica en rocas magmáticas asociadas a tungsteno.

El tungsteno se encuentra en la secuencia entera aunque siendo de poca importancia económica (<0.3%  $WO_3$ ). El tungsteno minable ocurre exclusivamente en las unidades de hornblendita (1%-15% de  $WO_3$ ) hospedado en gneis félsico y vetas de cuarzo en el mismo.

Este depósito es el depósito de tungsteno más grande en Europa y es de forma estratiforme asociado a vulcanismo máfico y ácido el cual se interpreta como un depósito magmático asociado a tungsteno el cual ha estado bajo la acción polimetamórfica.

El modelo se propone a continuación

Paragénesis	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona (Modelo propuesto)	Datos geoquímicos	Clasificación
<p>En vetas minerales accesorios: pirroita, calcopirita, pirrita, estalerita, molibdenita, arsenopirita, estanita, cosalita, bismutinita, bismuto nativo, plata, oro y cuarzo entre otros. Minerales de mena: Se observan cuatro generaciones de scheelita: 1ra generación: de forma irregular y con fluorescencia amarilla, se presenta como inclusión en la hornblenda, esta scheelita contiene inclusiones de molibdenita. 2da. generación: Scheelita anedral de grano fino con una fluorescencia de azul a amarilla la cual se encuentra en vetas de cuarzo paralelas y cortando a las rocas encajonantes, y en gneis rico en cuarzo. 3ra generación: En xenoblastos de 5 cm de diámetro definiendo zomeamiento de un centro rico en Mo con fluorescencia amarilla, a una fluorescencia azul hacia afuera con poco contenido de Mo. Su distribución es en vetas de cuarzo y gneis félsico, similar a la segunda generación. Este tipo de scheelita representa el resultado de la recristalización de la scheelita de segunda generación.</p>	<p>Gneis asociado a mineralización, y vetas de cuarzo scheelita encajonadas en hornblenditas y/o anfibolitas de grano grueso</p>	<p>- Esquistos - Base de la secuencia En la parte E del depósito la serie se puede dividir en tres unidades de hornblenda con una secuencia metavolcanosedimentaria entre ellas. La unidad inferior con un espesor de 40-50 m la cual contiene casi toda la mineralización. Las dos unidades superiores tienen un espesor de 8 a 16 m. En la parte oeste, la secuencia metavolcanosedimentaria consiste en una unidad de hornblenda de 46 m de espesor, una unidad superior de 170 m de espesor, con pequeñas tajas de los esquistos de la base, e intercalaciones de la unidad metavolcanosedimentaria con varios espesores (29-95 m). La mineralización de tungsteno se concentra en la unidad superior de la hornblenda. La serie completa se caracteriza por tener diferente grado de esquistosidad la que es por lo general paralela a los bordes litológicos. Existen varios gneises intercalados con la secuencia de forma lenticular y paralelos a la esquistosidad, también se observan pequeños diques félsicos que intruyen a toda la secuencia metavolcanosedimentaria.</p>	<p>Vetas: Las vetas de cuarzo varían en espesor de mm a 30 cm y se encuentran en todos los tipos de rocas de la secuencia vulcanosedimentaria. Las más importantes económicamente son las que se encuentran en las unidades de hornblenda debido a su alta concentración de tungsteno. Gneis: El gneis relacionado a la mineralización presenta forma estratiforme y lenticular en algunas zonas plegado, dentro de este gneis las vetas son paralelas, también focalizándose de cuarz</p>	<p>La mineralización de scheelita en este depósito en la secuencia metavolcánica representa varios episodios metamórficos de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias. El principal evento metamórfico y deformacional es el evento Alpino, con unas temperaturas de 550° a 5 ó 6 kbars de presión. Datos radiométricos sugieren que la scheelita asociada a la secuencia metavolcánica se formó durante el Paleozoico temprano. Investigación geoquímica de las unidades de hornblenda, anfiboita de grano grueso (donde se encuentra la mineralización) y anfibolitas de grano fino sugieren que su formación fue durante el Paleozoico temprano en un ambiente de arco de islas. Durante los eventos orogénicos Herciniano y Alpino el primitivo arco de isla fue tectónicamente (tajado), sufriendo cabalgamiento, la concentración económica de tungsteno en las vetas de cuarzo tuvo lugar durante la evolución polimetamórfica de la secuencia metavolcánica, la solución, transporte y concentración de tungsteno se da en un ambiente hidrotermal con una temperatura de 300° a 500°. La formación de este depósito se da por:</p> <p>1) Vulcanismo tipo bonifitico en un primitivo arco de islas.</p>		<p>Yacimiento metamórfico asociado a rocas megmáticas relacionadas a tungsteno</p>

Paragénesis	Rocas asociadas (encajonantes)	Estratigrafía de la zona	Forma del yacimiento y estructuras asociadas	Historia geológica de la zona (Modelo propuesto)	Datos geoquímicos	Clasificación
<p>4ta. generación. La scheelita de esta generación presenta una fuerte fluorescencia azul y es libre de Mo, de grano grueso (arriba de 10 cm de diámetro) se localiza en fracturas y juntas que son rellenadas de cuarzo y carbonato.</p>			<p>Hornblenditas y anfibolitas de grano grueso. Se ven en la parte W 7 cueros mineralizados con un espesor de 20 a 120 m y presenta innumerables vetas de cuarzo ricas en tungsteno. En hornblenditas esquistosas y/o anfibolitas de grano grueso hospedan vetas paralelas que van de 1 a 10 cm de espesor, las hornblenditas masivas también contienen vetas.</p>	<p>2) preconcentración magmática de tungsteno. 3) Polimetamorfismo en facies de anfibolita resultando en concentración de tungsteno, como scheelita, en vetas de cuarzo, así como en diseminaciones.</p>		

**V. YACIMIENTOS DE TUNGSTENO EN  
MEXICO**



## V. YACIMIENTOS DE TUNGSTENO EN MEXICO

México no es un importante productor de tungsteno, sin embargo existen zonas de mineralización económica de este metal de las cuales se tratará a continuación.

### V.1. ZONA NOROESTE DE MEXICO

#### V.1.2. GENERALIDADES

Los yacimientos encontrados en esta zona se ubican en la parte extrema sur de las provincias de tungsteno de la Cordillera Norteamericana (Kerr, 1946; Noble, 1970; Tooker, 1979; Albers, 1981; Newberry y Einaudi, 1981), también es la provincia metalogénica en el límite este de la serie de provincias paralelas de Cu, Au-Ag, Pb-Zn, F, Sn, Mn, U, y Fe en el territorio mexicano. (Fig. 5.1.).

La provincia mexicana de tungsteno está mejor representada en la parte central del estado de Sonora y se extiende hacia el sur dentro del estado de Durango, los yacimientos son pequeños y su producción ha sido esporádica.

En la parte oeste de la provincia predominan los depósitos de skarn, y en la parte este, depósitos de pegmatitas y vetas. Esta distribución está controlada por la profundidad de emplazamiento, el grado de levantamiento, la erosión y la distribución de rocas carbonatadas.

Hacia el este, la provincia mexicana de tungsteno se traslapa con la provincia mexicana de cobre donde los pórfidos de cobre relacionadas a brechas de chimenea contienen mineralización de tungsteno (Sillitoe, 1976).

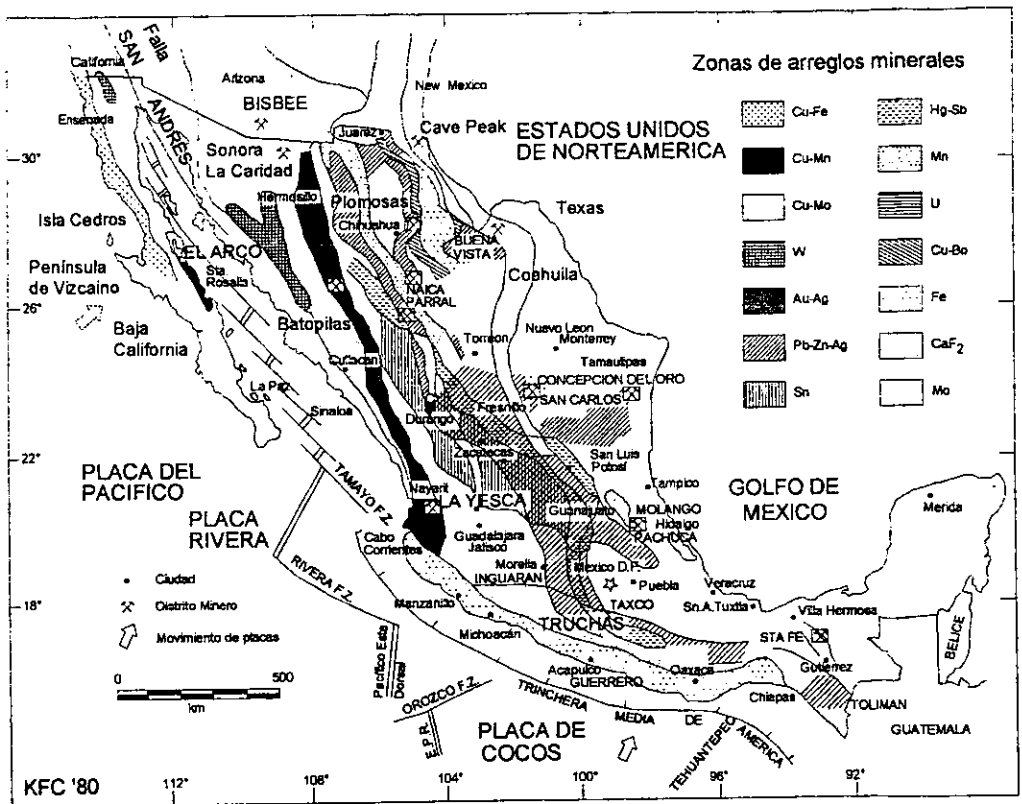


Fig. 5.1 Provincias metalogénicas de México (Clark, 1982)

La edad de la mineralización se ha calculado por medio de datos isotópicos con los métodos de K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , y Rb-Sr, con un intervalo de edad de 47 a 65 m.a.. Los datos obtenidos de los métodos K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de los minerales de hornblenda y biotita, muestran una discrepancia de 11 m.a., y la biotita y moscovita asociada con la mineralización registra una edad de 14 m.a. más joven que los intrusivos relacionados. Estos resultados pueden ser debidos al lento enfriamiento de un ambiente relativamente profundo.

La edad de la provincia de tungsteno (Fig. 5.2.) es similar a la de la provincia de pórfidos de cobre, y aproximadamente 20 millones de años más antigua que la mineralización de Ag-Au y Pb-Zn-Ag de la Sierra Madre Occidental y Placa Central. La mineralización de tungsteno es 10 m.a. más antigua que la edad de las riolitas de la zona que contiene U, y aproximadamente 25 m.a. más antigua que las riolitas que contienen mineralización de F, Sn y Fe. (Tabla 5.1).

Provincia	Roca encajonante	Edad (m.a.)	Referencia
W	Calizas del Paleozoico, calizas del Triásico-Jurásico.	46.6-64.9	Mead, Kesler, Foland y Jones (1988)
Cu	Intrusiones Laramídicas, series volcánicas del inferior, sedimentos Cámbricos o Paleozoicos, rocas Precámbricas	40.0-87.9 (45.7-70.9)	Damon (1983)
Ag-Au (Pb-Zn)	Series volcánicas del inferior, intrusiones Laramídicas, sedimentos más antiguos, series volcánicas del superior.	28-49	Clark (1979)
Pb-Zn-Ag (manto)	Calizas del Cámbrico	27-46	Clark (1982)
F	Series riolíticas del superior	23-37	Clark (1979)
Sn	Series riolíticas del superior	25-31	Huspeni (1984)
U	Series riolíticas del superior	37-54	Clark (1982)
Fe	Series riolíticas del superior	25-32	Clark (1982)
Cordillera de skams de W	Carbonatos del Cámbrico-Jurásico	70-207	Newberry y Einaudi (1981)

Tabla 5.1. Edad de las Provincias metalogénicas de México.

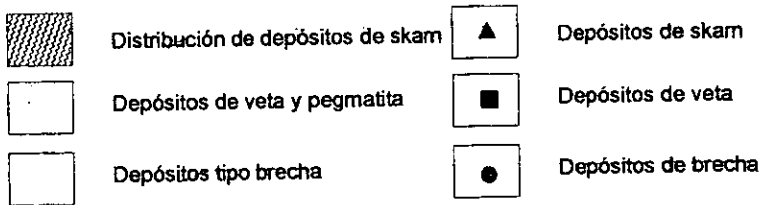
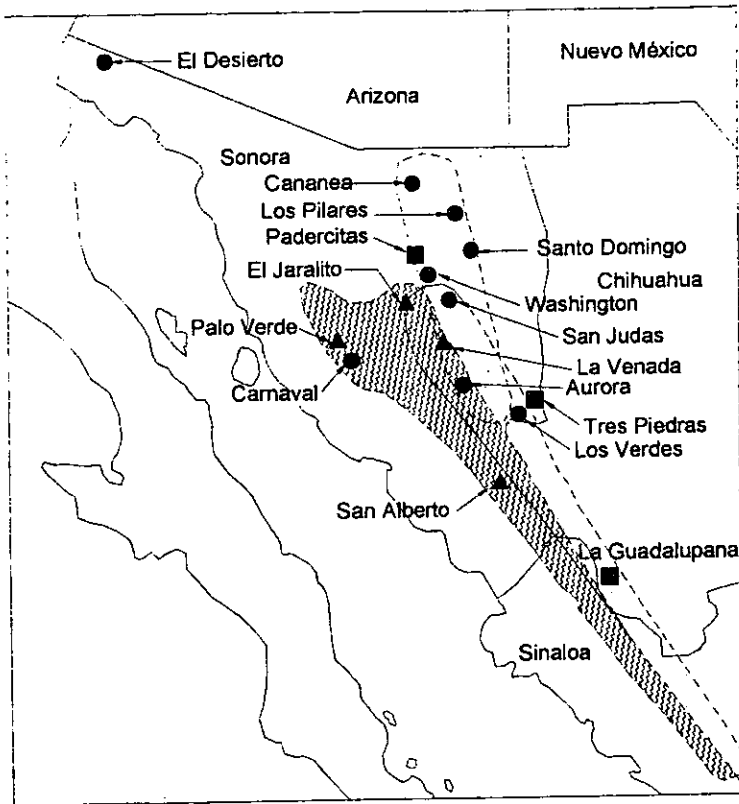


Fig. 5.2 Provincia mexicana de tungsteno

### V.1.3. GEOLOGIA

Todos los yacimientos comprendidos en esta zona están asociados a rocas intrusivas de composición de granítica a cuarzomonzonítica (Damon , 1983). el mineral máfico más abundante es la biotita el cual es mucho más abundante que la hornblenda. Estas son intrusiones ricas en plagioclasas de edad Laramídica en Sonora.

Minerales como esfena, epidota, apatita, zircón y rutilo son minerales accesorios comunes. Esto concuerda con el criterio de los granitoides tipo I de Chappell y White (1974) (biotita+hornblenda ± esfena ± magnetita). Estas intrusiones son similares a las intrusiones calcoalcalinas de las provincias de pórfidos de cobre.

Los intrusivos de la parte oeste de la provincia están asociados a skarns; son plutones que tienen una textura que va de equigranular a semiporfídico , de grano medio a grueso que contienen fenocristales de ortoclasa. Las alteraciones que presentan se limitan a una pequeña zona en el endoskarn que consta de plagioclasa, microclina, epidota, granate y clinopiroxeno (peabody, 1979; Dunn, 1980). La alteración primaria, lejos del contacto, consiste en mimequita de cuarzofeldespato y alteración potásica.

El cuerpo intrusivo más importante y más grande de Sonora asociado a los depósitos de skarn, de veta y pegmatíticos en la provincia de tungsteno en Sonora es el Batolito Aconchi. Se extiende aproximadamente 80 km en un eje N-NW, forma un bloque levantado bordeado de fallas normales (Roldan, Q., 1979), y se compone de pequeñas intrusiones con una composición que va de granito a granodiorita; éste, además de la mineralización de tungsteno, también contiene vetas de metales base y metales preciosos que se localizan en sus márgenes este y sur (Baviácora, , Mazocahui, y San Pedro de la Cueva; Pérez S., 1985).

Los valores en la edad del batolito Aconchi puede ser el resultado de dos factores: El tiempo de intrusión de cada fase ígnea, y el enfriamiento del batolito como un total.

El tiempo de intrusión se ha calculado por edades de altas temperaturas (U-Pb y hornblenda  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ), y con edades de bajas temperaturas (biotita y moscovita) las cuales representan edades de enfriamiento. El intervalo de 11 millones de años de la actividad intrusiva Laramídica (47-58 m.a.) dentro del batolito Aconchi es comparable al intervalo de 10 a 15 m.a. reportado como el periodo de duración de la actividad ígnea del Cretácico Tardío en otras áreas de Sonora (Anderson y Silver, 1974). (Tabla 5.2.)

DEPOSITO	METALES	TONELAJE <sup>1</sup>	LAT./LONG.	ENCAJONANTES SKARNS	ROCAS POST-MINERAL	EDAD APARENTE (M.A.) <sup>2</sup>	REF. <sup>3</sup>
El Jaralito, Baviadora, Sonora	W(Cu,Mo)	3,000,000 0.25% WO <sub>3</sub>	29°40'37" N/ 110°17'00" W	Pelitas del Paleozoico, caliza argillica	Pegmatitas, apatita, lampróridos, andesita, nodosita y diques	Granodiorita (H) 46.6 ± 1.3 (B) 37.1 ± 0.7 Pegmatita (B) 37.8 ± 0.8 Skarn (B) 35.8 ± 0.7 Skarn (P) 35.2 ± 0.8	1,2
Santa Rosa, San Felipe, Sonora	Zn, Pb, Ag, (W)	100,000-200,000	29°53' N/ 110°18' W	Caliza de K	Diques Andesíticos; Formación Baucant	Porfido mollica (K) 50.47 ± 1.06 Alteración (M) 49.54 ± 1.02	3 4
La Venada, Villa Pesqueira, Sonora	W (Cu, Mo)	desconocido	29°01'51" N/ 109°59'38" W	Caliza y pelita del Paleozoico	Diques lampróridos	Granodiorita (H) 56.9 ± 1.2 Skarn (B) 34.1 ± 0.6	1,5
Palo Verde, Hermosillo, Sonora	W	9,300, 2.3% WO <sub>3</sub>	29°02'34" N/ 110°59' W	Calizas del Carbonífero-Pérmico, pelita	Diques de pegmatita, apatita y diábase	Granodiorita (B) 48.1 ± 0.9	1,6
Camaral, Hermosillo, Sonora	W	1,300, 1.5% WO <sub>3</sub>	29°03'36" N/ 110°56'42" W	Calizas del Carbonífero-Pérmico	Diques de pegmatita	Granodiorita (B) 84.9 ± 1.3	1,6
Cerro Mariachi, Hermosillo, Sonora	W	430, 1.0% WO <sub>3</sub>	29°05'20" N/ 110°56'08" W	Calizas del Paleozoico	Diques de pegmatita, diábase y lampróridos	Granodiorita (H) 84.1 ± 1.4 Granodiorita (B) 49.6 ± 1.1	6,7
San Alberto, Alamos, Sonora	W (Cu)	1,000,000 0.5% WO <sub>3</sub>	27°21' N/ 109°57' W	Calizas de la Formación Biananca del Triásico-Jurásico, y cuarcita	Andesita, diques de pegmatita y de apatita	Cuarzo monodiorita (H) 56.4 ± 1.8 (B) 46.5 ± 0.8	1,8
El Desierto, Sonolita, Sonora	W, Cu, Ag	9,500, 0.03% WO <sub>3</sub>	32°08' N/ 113°47' W	Granodiorita	Fujos de andesita, diques de apatita y pegmatita	(B) alterado 54.0 ± 1.1.	1,9
La Guadalupeana, Morelos, Chihuahua	W, Cu	5,000-10,000	28°38'59" N/ 107°42'54" W	Granodiorita porfídica	Pegmatita, andesita, diábase y nodita	Porfido granodiorítico (B) 59.4 ± 1.2 (M) alterada 51.5 ± 1.0	10,12 11
Pedregales, Huepac, Sonora	W, Mo	200,000 1.2% WO <sub>3</sub>	29°55'26" N/ 110°05'28" W	Granodiorita	Larita, andesita, y fujos molíticos	Porfido granodiorítico (B) 56.4 ± 1.2 (M) alterada 56.8 ± 1.1.	1,3
Tres Piedras, Santa Rosa, Sonora	Mo, W, Cu	50,000-1,000,000	28°25' N/ 109°11' W	Granodiorita	Andesita porfídica, fujos de riolodacta y tobas	Porfido granodiorítico (H) 63.3 ± 3.3 (B) 53.7 ± 0.9	1,8
Washington, Huepac, Sonora	Cu, W, Mo, Ag	1,800,000 1.8% Cu .14% WO <sub>3</sub> .11% Mo	20°53'47" N/ 110°03'59" W	Fujos de andesita	Fujos de andesita y molita	Porfido granodiorítico (B) 56.4 ± 1.2 (M) alterada 45.7 ± 1.0	2,12
San Judas, Cumbabá, Sonora	Mo, Cu, (W)	2,400,000 0.5% Mo 0.1% Cu	29°48'31" N/ 109°49'15" W	Riolita y granodiorita		Granodiorita alterada (B) 40.0 ± 0.9	2,12

<sup>1</sup> Tonelaje estimado de publicaciones de agencias gubernamentales

<sup>2</sup> (B) biotita, (H) hornblenda, (K) Faldespato potásico, (M) Moscovita (sericitita), (P) paragonita

<sup>3</sup> 1 este estudio, 2 Peabody (1978), 3 Laboratorio de Gequímica de la Univ. de Arizona, 4 Roldan-Q (1979), 5 Radelli (1985), 6 Wiese (1945), 7 Damon (1983b), 8 Pérez (1985), 9 Torres R. (1981), 10 Schulze (1983), 11 Damon (1983a), 12 Clark (1979)

TABLA 5.2. DATOS GEOLOGICOS DE ALGUNOS DEPOSITOS MEXICANOS DE TUNGSTENO

#### V.1.4. MINERALIZACION DE TUNGSTENO EN SKARNS

Los skarns están asociados a rocas carbonatadas con edades del Paleozoico en la parte oeste, de edad Triásica-Jurásica en la parte este, dentro de la formación Barranca, y del Cretácico hacia el límite este. En donde no hay emplazamientos de rocas carbonatadas la mineralización de tungsteno se presenta en depósitos de veta o depósitos pegmatíticos.

Estos skarns presentan pequeñas cantidades de cobre y molibdeno, y contienen menos de 1 millón de toneladas de metal (Pérez S., 1985). La mineralización de scheelita se encuentra en cuerpos tabulares que van de pocos cm de espesor a 10 m, y con una longitud por lo regular de menos de 150 m. (Radelli, 1985)..

En cuanto a la mineralogía general de estos skarns se observa granate, hornblenda, diópsido-hedenbergita, idocrasa, wollastonita, epidota, cuarzo y calcita (Pérez, 1985).

#### V.1.5. MINERALIZACION DE TUNGSTENO EN PEGMATITAS Y VETAS

Las pegmatitas mineralizadas se presentan con más frecuencia en la parte este del cinturón de tungsteno donde están comúnmente asociadas con vetas o brechas. Se localizan cerca de los márgenes o cúpulas de los plutones y rara vez se extienden dentro de las cuarcitas de la Formación Barranca o de andesitas del Laramídico. Ocurren como diques y lentes con un espesor que va de pocos decímetros a cerca de 5 m; los lentes alcanzan una extensión de 150 m y una extensión vertical de 50 m (Radelli, 1985). Las texturas son variables, en pegmatitas, aplitas y vetas de cuarzo con una gradación de una a otra.



La mineralización de tungsteno se presenta como scheelita, además presenta mineralización de calcopirita y molibdenita (Pérez, S., 1985).

Las vetas se presentan como vetas simples o sistemas de filones asociadas a scheelita y wolframita diseminada. Estas también contienen cobre, molibdeno, plata y oro (Wiese, 1945).

## V.2. PRINCIPALES YACIMIENTOS DE LA ZONA NOROESTE DE MEXICO (PROVINCIA DE TUNGSTENO)

### V.2.1. EL JARALITO (MINA SAN MARTIN)

Se localiza cerca de la cresta de la parte central del Batolito Aconchi (Fig. 5.3.). Esta zona de 25 km<sup>2</sup> se conforma de series del Paleozoico que se componen de calizas puras con intercalaciones de calizas y pizarras, areniscas, margas, y conglomerados. En las zonas donde existen intercalaciones de calizas y pizarras se han formado bandas de reacción de skarn calcisilicatadas a lo largo de planos de estratificación, donde se localiza la mineralización de scheelita.

El cuerpo mineralizado más importante de esta zona es la Mina San Martín, en donde la mineralización ocurre dentro de anticlinales recumbentes de 15 a 20 m. de ancho los cuales están conformados por intercalaciones de pelita y mármoles. La scheelita se asocia con skarn primario de granate-diópsido y skarn retrógrado de epidota-biotita.

Dunn (1980), estima que las presiones de formación son de 1 a 1.5 kbar y las temperaturas van de 480° a 600° para el skarn primario y de 440° a 300° C para skarn retrógrado. Einaudi (1981) reportan temperaturas de 500° a 600° para el skarn primario y de 450° a 300° para el skarn retrógrado.

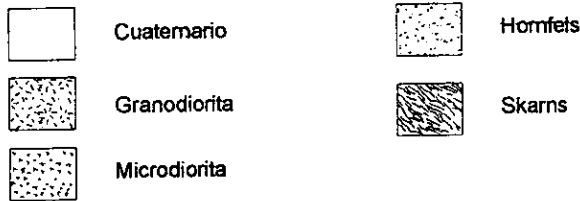
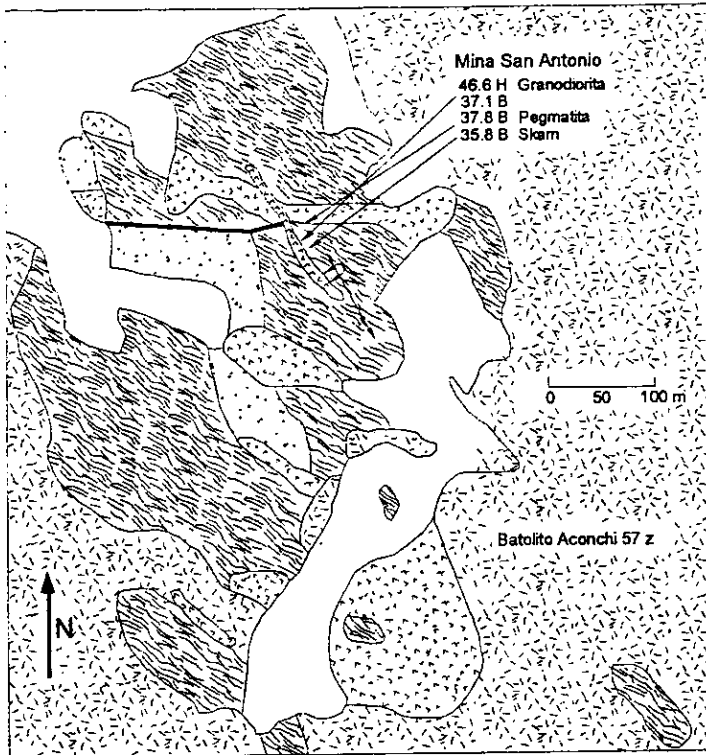


fig. 5.3 Mapa geológico del depósito El Jaralito

Los diques de pegmatitas mineralizados y no mineralizados son muy comunes en el área de Jaralito, y en la Mina San Antonio la intersección de los diques de pegmatita y el skarn son por lo general importantes para la mineralización de scheelita.

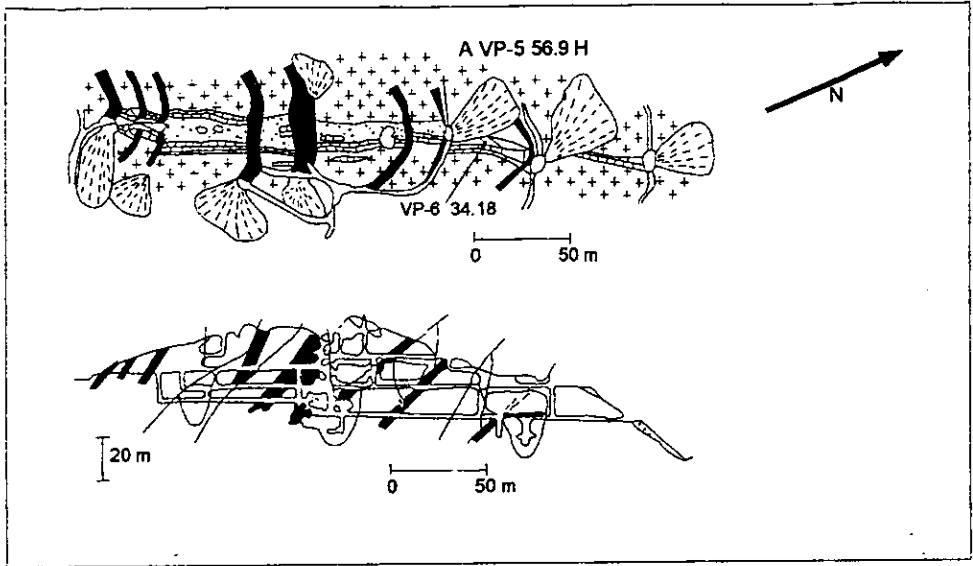
### V.2.2. LA VENADA

Se localiza en el límite sur del Batolito Aconchi a 90 km al sureste del área El Jaralito (Fig. 5.4). El depósito se desarrolla dentro de calizas paleozoicas de aproximadamente 20 m de ancho y se compone de skarn de epidota - granate - cuarzo. Este depósito está cortado por diques de lamprófidos con el mismo rumbo de las fallas que lo atraviesan. El depósito tienen tres lentes verticales de 60 m de ancho y 180 m de largo (Radelli, 1985). Se ha explotado esporádicamente.

### V.2.3. PALO VERDE

Se localiza al suroeste de la ciudad de Hermosillo, pertenece al distrito minero de Hermosillo donde los skarns yacen en la parte oeste del cinturón de tungsteno y forman pequeños depósitos al sur y este de la ciudad de Hermosillo. (Fig. 5.5.). En este distrito las rocas intrusivas varían de composición de tonalita a diorita. Estas intrusionaron a calizas y pizarras intercaladas durante el Carbonífero-Pérmico (Rodríguez, 1981). La mineralización de tungsteno se presenta como pequeños lentes de skarns con proporciones variables de granate, calcita, epidota y cuarzo en los contactos con las rocas intrusivas.

En la mina Palo Verde (Fig. 5.6.) la mineralización de scheelita se presenta en pequeños lentes de skarn de epidota-granate que se desarrollan dentro de las rocas carbonatadas a lo largo de los contactos de los granitoides. La zona está cortada por varios diques máficos y por diques de pegmatitas y aplitas que están mineralizadas.



-  Lamprófidó
-  Mármol
-  Skarn
-  Scheelita de alto grado
-  Cuarzomonzonita

Fig. 5.4. Mapa geológico de la Mina La Venada por Menicucci (1975) y Radelli (1985). Las edades en M.a. son seguidas por el mineral analizado; B=biotita, H=homblenda.

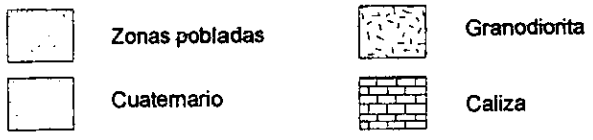
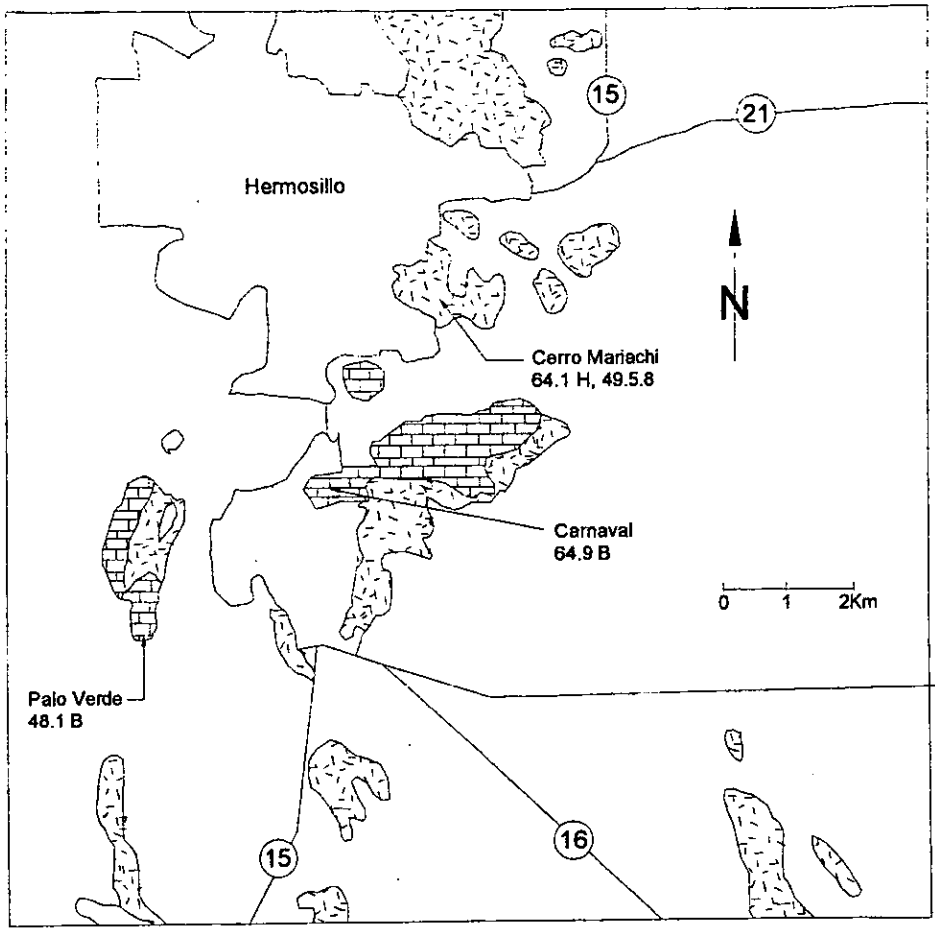


Fig. 5.5 Mapa geológico del distrito Hermosillo por Wise (1945) y Rodríguez (1981). Zonas punteadas son zonas urbanas. Las edades en m.a. son seguidas por el mineral analizado; B = biotita, H = homblenda

FUENTE:  
 MEAD, R. FOLAND, K. and JONES, L.  
 Relationships of Sonoran tungsten mineralization of the  
 metallogenic evolution of Mexico  
 Economic Geology, Vol. 83, 1988 p.p. 1943-1965

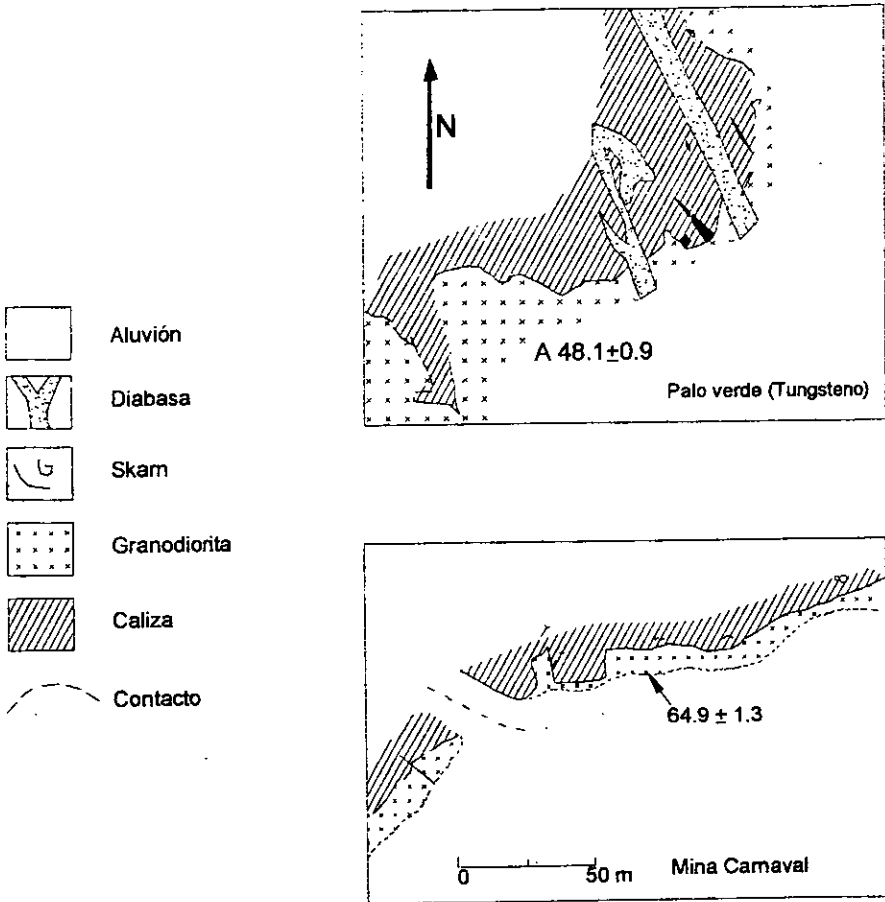


Fig. 5.6. Mapa geológico de las minas Palo Verde Y Carnaval

#### V.2. 4. CARNAVAL

Está localizado al sureste de la ciudad de Hermosillo. Se conforma de pequeños lentes de skarn mineralizados de 20 a 30 cm de ancho a lo largo del contacto de la granodiorita y las calizas.

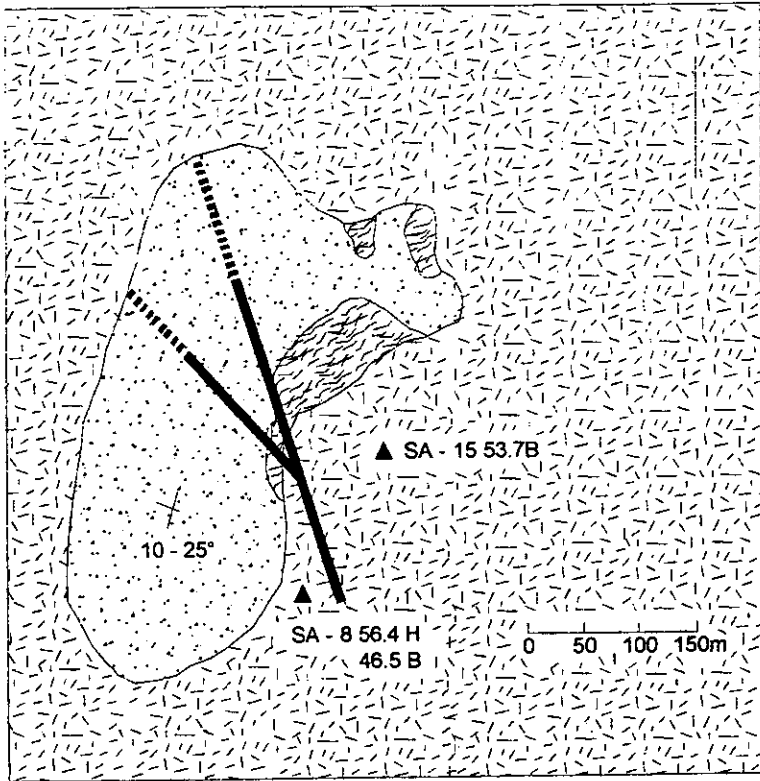
#### V.2.5. SAN ALBERTO

Este depósito está relacionado genéticamente con calizas y un batolito de composición granítica a granodiorítica, las calizas sobreyacen a hornfels, ambos pertenecientes a la formación Barranca del Triásico-Jurásico (Fig. 5.7.). La mineralización de scheelita se encuentra dentro de las zonas de skarns y algunas fracturas dentro de la granodiorita y el hornfels de cuarzo-moscovita (McAnulty y McAnulty, 1975).

#### V.2.6. EL DESIERTO

Está separado de otros depósitos mexicanos de tungsteno, pero tiene una geología similar. Este depósito lo conforman vetas de cuarzo lechoso con un espesor de 1cm a 3 m que se localizan dentro de la granodiorita porfídicas, las alteraciones que presentan estas vetas son de minerales máficos que alteran a clorita y epidota, así como plagioclasa alteradas a arcillas.

Las vetas son cortadas por diques pegmatíticos y sobreyaciendo se encuentran andesitas volcánicas. Este yacimiento probablemente es de edad Laramídica.






-  Skarn
-  Cuarcita
-  Cuarzomonzodiorita

Fig. 5.7 Mapa geológico de la mina San Alberto por McAnulty (1975) e itas (1978). Las fallas están representadas por líneas gruesas. Las edades en m.a. están seguidas del mineral que se analizó, B = biotita, H = homblenda. El skarn se desarrolla en una capa de carbonatos bajo cuarcitas.



## V.2.7. PADRECITAS

Se encuentra a 3 km al noroeste de la brecha volcánica Washington, la mineralización de wolframita, molibdenita y scheelita se localiza en zonas de intensa alteración rodeando las vetas de cuarzo. La granodiorita asociada es un pequeño stock porfirítico el cual intrusióna una secuencia de andesitas, traquitas y latitas. Estos flujos contienen capas de pedernal, carbonatos y depósitos volcanoclásticos y sobreyacen a riolitas y tobas.

## V.3. OTRAS ZONAS EN EL NORTE DE MEXICO

### V.3.1 SANTA LIBRADA (DURANGO)

Se localiza a 35 km. al SW de la población de Mapimi, Dgo., y a 70 km al NW de la ciudad de Torreón. Se han reconocido algunas catas y pozos con lámpara de luz ultravioleta.

El área se conforma de calizas en capas delgadas y medianas con lentes de pedernal e intercalaciones de lutita y limolita, estas rocas están intensamente plegadas debido a los esfuerzos de compresión orogénicos de fines del Cretácico y principios del Terciario originando anticlinales recostados cuyos ejes se orientan al N-NW con inclinaciones superiores a 30°, estas rocas pertenecen a la Formación Cuesta del Cura. También se localizan en el área, lutitas y margas de color amarillo, en la base, y calizas en capas delgadas en la parte superior.

La caliza de la Formación cuesta del Cura fue intrusionada por una granodiorita de hornblenda y por consiguiente se formó el skarn en donde se presenta la mineralización de tungsteno; el skarn se compone de grosularita, cuarzo, calcita, hedenbergita, turmalina, epidota, y en ocasiones piritita diseminada

a lo largo de ciertas fracturas, también se presenta esporádicamente especularita y andradita.

Análisis de laboratorio muestran valores de scheelita de 0.051% a 0.123% de  $WO_3$ . Leyes arriba de .1% se han localizado en un socavón de 7 m que corta el contacto de la granodiorita y el skarn.

### V.3.2. PILAS DE LA ESTANCIA (SINALOA)

Se localiza en el mpio. de Rosario, estado de Sinaloa en la zona minera de El Guayabo, localizada en la porción sur del estado de Sinaloa, en 1979, era la única localidad en explotación para obtener mineral de tungsteno y pequeñas cantidades de molibdenita.

El basamento de la zona está formado por rocas de posible edad mesozoica, constituida de rocas volcánicas de composición máfica que presenta efectos de metamorfismo de contacto que se manifiesta por una intensa silicificación y epidotización rellenando fracturas.

Las rocas anteriores están intrusionadas por una serie de intrusivos que se emplazan dentro de un franja con orientación NW , de estos intrusivos predomina uno de composición granodiorítica dentro del cual se emplazan hacia sus bordes varios stocks de un intrusivo cuarzomonzonítico y uno de pórfido latítico, así como numerosos diques de la misma composición con orientación N-NW .

Cubriendo en discordancia erosional a las rocas anteriores, se tienen tobas de composición andesítica del Terciario Medio y suprayaciendo tobas y emisiones riolíticas, así como ignimbritas del Terciario Superior.

La mineralización principal consiste de wolframita acompañada de molibdenita. Esta mineralización se encuentra emplazada en pequeñas bolsas o clavos dentro de vetillas de cuarzo de 5 a 30 cm de espesor están restringidas a la granodiorita que no tiene alteración hidrotermal excepto en los respaldos de las vetas.

### V.3.3. MEXIQUILLO (SONORA)

Se localiza en el mpio. de Alamos, Son. 37 km al N de la población de Alamos.

En el área afloran rocas ígneas intrusivas y metamórficas además de suelos. Entre las rocas intrusivas se encuentra una roca tipo granito-granodiorita y diques de aplita que la cortan. También se presentan rocas metamórficas o skarn de granate.

El granito-granodiorita tiene textura equigranular holocristalina de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y biotita, presenta intemperismo y oxidación de los minerales ferromagnesianos, en las fracturas de esta roca se localiza una delgada película de scheelita.

La aplita es de color claro, textura fina, presenta pequeños líticos de la roca encajonante, ésta corta en varias direcciones al granito-granodiorita y no presenta mineralización alguna.

El skarn de granate está constituido por calcita y granate del tipo grosularita, se observa scheelita, pirita y cuarzo.

La mineralización de tungsteno en el área es de origen metasomático ocasionado por la intrusión del granito-granodiorita en rocas calizas. La scheelita se encuentra diseminada y en delgadas vetillas dentro del skam. Los granates se encuentran en la parte superior del cuerpo mineralizado.

#### V.4. YACIMIENTOS DE TUNGSTENO EN BAJA CALIFORNIA

##### V.4.1. GENERALIDADES

Los yacimientos de scheelita están ubicados en la porción norte de la Sierra de Juárez, en la parte septentrional de Baja California. Esta zona fue explotada por primera vez durante la primera guerra mundial comenzando por la mina El Fenómeno. Al terminar la guerra, bajó el precio del tungsteno hasta el punto que se tuvieron que suspender los trabajos. En 1937 la compañía minera El Fenómeno reanudó actividades. Durante 1941 y 1942 se llegó a 200 ton. de capacidad en el molino. Posteriormente se realizaron trabajos de exploración con poco éxito. Por lo cual es improbable encontrar otros yacimientos más grandes y más ricos.

##### V.4.2. GEOLOGIA

Las rocas de la región son principalmente ígneas y sedimentos metamorfizados. Las rocas sedimentarias originales fueron lutitas interestratificadas con capas delgadas de caliza y de arenisca, probablemente del Paleozoico Tardío. Posteriormente se presenta una intrusión de un cuerpo de diorita cuarcífera gris claro, y otros intrusivos pequeños de diorita de color oscuro. Durante este evento los sedimentos fueron plegados y metamorfoseados intensamente, convirtiéndose en esquistos, hornfels y mármol. También relacionado a este evento se presentan diques de pegmatitas, y tactitas o skams, formándose así los yacimientos de tungsteno.

Las rocas experimentaron plegamientos complejos, cuyos ejes mayores presentan una orientación NW 25°-35°. Los echados de los sedimentos metamorfoseados son de 45° a 65°. Los contactos ígneos por grandes distancias son casi paralelos en rumbo y echado a las capas adyacentes, pero en distancias mayores se observa que el rumbo y el echado van cortando gradualmente la estratificación.

#### V.4.3. YACIMIENTOS MINERALES

El yacimiento más grande de la región es la mina El Fenómeno que se localiza en la parte suroeste del área. También se presentan yacimientos pequeños dentro de los cuales se pueden mencionar Pasadena, El Pinalito, Olivia, El Audaz, 16 de septiembre, Pearl Harbor, Ciempiés y otros que han sido poco explorados.

La mayor parte de la producción provenía de la mina El Fenómeno que de los años 1937-1943 alcanzó 100,000 ton de mena molida con un porcentaje de .7% de WO<sub>3</sub>. No existen datos disponibles de fechas posteriores.

##### V.4.3.1. EL FENOMENO

Se extiende a lo largo de un contacto entre diorita cuarcífera y sedimentos metamorfoseados, el mineral de tungsteno que se presenta es scheelita casi siempre acompañado por granate. El granate predomina en la mayor parte de la mena, también se presentan minerales como vesubianita, axinita, diópsido, cuarzo, o calcita. En zonas intemperizadas se localizan óxidos de hierro y de minerales secundarios de cobre. En la roca fresca se observa pirita, pirrotita, calcopirita, y arsenopirita. La scheelita es muy deleznable.

La mayor parte de la mena se localiza en el skarn entre la masa de mármol y el cuerpo diorítico, los pocos diques de pegmatita son estériles, excepto las que se encuentran en contacto con el intrusivo diorítico

## V.5. ZONA CENTRAL DE MEXICO

### V.5.1. GENERALIDADES

Los depósitos de tungsteno del centro de México están comprendidos principalmente en el área tungstenífera de San José de Otates, municipio de León, Guanajuato. El área de estudio se localiza en la porción noreste del estado de Guanajuato, aproximadamente a 15 km al noreste 56°, de la ciudad de León, Gto. entre las coordenadas geográficas Lat N. 21° 10' 10" /21° 11' 39", y Long W 101° 30' 13"/101° 31' 41", abarcando un área de 12 km<sup>2</sup>, estas coordenadas pertenecen a la sierra de Guanajuato, localmente llamada Sierra de Ibarilla. Fisiográficamente el área queda comprendida dentro de la provincia Mesa Central del Sur.

En esta área se localizan los depósitos de El Saucito y El Maguey.

### V.5.2. GEOLOGIA

El área está conformada por lutitas, limolitas, lutitas calcáreas, y lutitas carbonosas, todas ellas formando el basamento; en la cima de este basamento existe intercalación de lutitas calcáreas con lavas almohadilladas tipo andesítico, todas estas rocas han sido metamorfoseadas regionalmente, también se presenta metamorfismo de contacto.

El metamorfismo fue causado por dos cuerpos ígneos bien definidos pertenecientes al batolito Comanja-Arperos, uno de composición básica y

ultrabásica resultando en una serie de rocas que incluyen gabro, dunitas, serpentinitas y peridotitas, el cual tuvo lugar a finales del Mesozoico.

El segundo intrusivo que afectó el área es de composición granítica con variaciones texturales y de composición química, dando como resultado rocas como son la granodiorita, cuarzomonzonita, y diorita, este último evento intrusivo se produjo a finales del Terciario. En la etapa final de este intrusivo presenta diques aplíticos y dioríticos.

Posteriormente se presenta una serie de rocas volcánicas tipo riolítico de edad Oligoceno Tardío. Derrames basálticos cubren las partes más altas en forma de mesas. (Fig. 5.8).

Regionalmente se tiene un sistema de vetas con rumbo NW-SE de importancia económica, la secuencia sedimentaria, así como diques, mantos y vetas conservan el mismo patrón estructural de la sierra.

También hay un sistema de fallas secundarias E-W ligeramente diagonales en el arroyo de San Juan, aguas arriba de la mina El Maguey. Tres sistemas de fracturamiento acompañan a estas fallas y tienen patrones estructurales NW-SE, E-W, y N E.

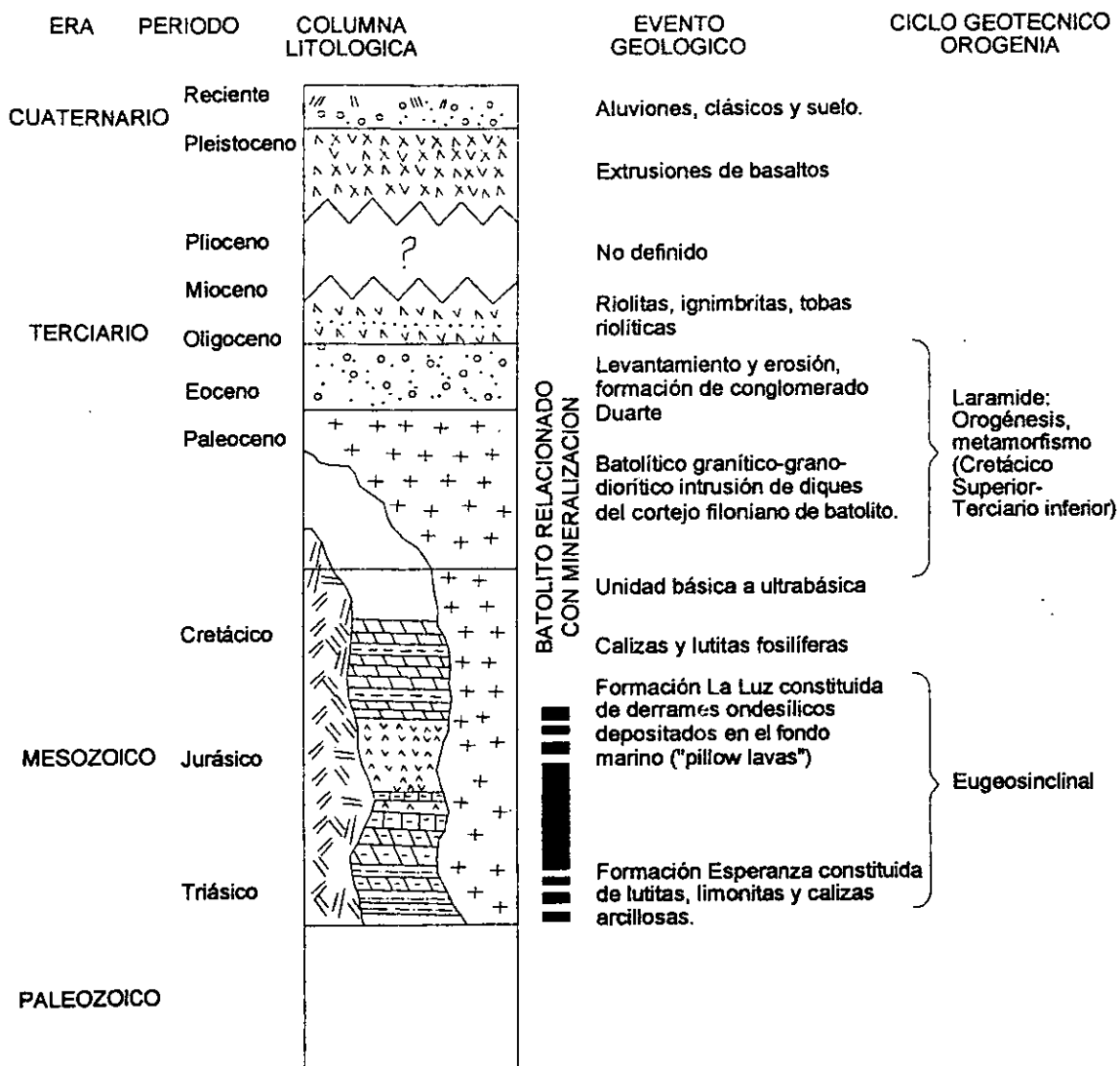


Fig. 5.8 Columna estratigráfica y geología histórica del área de San José de Oates



### V.5.3. YACIMIENTOS DE TUNGSTENO

#### V.5.3.1 EL MAGUEY

Comprende una superficie de 3 km<sup>2</sup>, se localiza en la parte occidental del cerro de San Juan. Como se ha mencionado anteriormente, el batolito Comanja-Arperos afecta a todas las unidades sedimentarias y como resultado se tienen amplias zonas de hornfels pelíticos en los cuales se localiza la mineralización de tungsteno. La formación de este depósito se inicia con el metamorfismo y deformación de las rocas sedimentarias preexistentes, este metamorfismo fue causado por el ascenso del cuerpo granítico, el cual se ha considerado como el acarreador de los elementos mineralizantes; al ocurrir este emplazamiento se originaron fallas en los estratos por la compresión en donde se alojaron los fluidos mineralizantes.

La estructura mineralizada se presenta concordante a la estratificación, y la mineralización de tungsteno se presenta como scheelita (CaWO<sub>4</sub>). Este manto se encuentra alojado en fallas de empuje, causadas probablemente por la etapa de plegamiento de la secuencia sedimentaria, estas fallas se caracterizan por seguir los planos de estratificación originando espejos de fricción y brechamiento, estas fallas están limitadas en parte por un dique andesítico.

Este depósito muestra rellenos de espacios abiertos, por lo que se pueden observar drusas donde se encuentra epidota o clorita en los bordes, y hacia el centro especularita, cuarzo y scheelita.

Dentro de la mineralogía se observa scheelita, powellita, guanajuatita, bismutinita, pirita, especularita, cuarzo y calcita, esta mineralogía es típica de altas temperaturas 300°-500° C.

Aparentemente existe un enriquecimiento vertical ascendente observable en diferentes niveles de la mina.

Se ha considerado como una buena guía la propiedad fluorescente de la scheelita.

En cuanto a reservas se tienen los siguientes datos:

TIPO DE RESERVAS	VOLUMEN	% LEY WO <sub>3</sub>
POSITIVAS EN JALES	2,000	.4
POSITIVAS EN PATIOS	100	.8
PROBABLES INDICADAS POR MINA	67,670	.7
POSIBLES INDICADAS CON MINA	15,120	.7
INDICADAS POR BARRENACION	496,800	.26
TOTAL	579,690	

Datos del año 1982

#### V.5.3.2. EL SAUCITO

Este depósito se localiza al N E 75° a 19 km en línea recta de la ciudad de León, Gto.

Geológicamente la región está constituida como se ha dicho anteriormente por una secuencia sedimentaria correlacionable con la Formación Esperanza (lutitas y calizas) de edad Triásico-Jurásico, las cuales sufrieron metamorfismo de contacto debido a la intrusión de un cuerpo intrusivo granítico de color gris claro

con feldespato (ortoclasa), plagioclasa, cuarzo, y biotita, además presenta zonas de pegmatitas en donde se presentan cristales grandes de ortoclasa; esta intrusión se considera de principios del Terciario; presenta una alteración deutérica.

Posteriormente se tienen félsicos y máficos que cubren el hornfels en lugares mineralizados.

El depósito consta de dos vetas paralelas separadas por 20 m aprox., con un rumbo NW 85° 90° SE, con echados variables de entre 65° y 90° N E, con una longitud máxima de 300 m, y una ley media de .74% para la veta Saucito I, y .71% para la veta Saucito II, la mineralización de tungsteno se presenta como scheelita.

La veta de El Saucito I se localiza dentro del intrusivo granítico, y tiene forma brechada; el núcleo de esta veta presenta mineralización de scheelita, la cual se puede observar con la lámpara de rayos ultravioleta. La veta El Saucito II está totalmente brechada y se encuentra encajonada por el granito.

En cuanto a la mineralogía en general se tiene scheelita, wolframita, especularita, epidota, clorita, cuarzo y turmalina en una primera etapa o etapa de alta temperatura. Después como minerales de temperatura media se tiene pirita, calcopirita, galena y esfalerita. Por último como minerales de baja temperatura se presenta la calcita.

Con respecto al tonelaje y leyes se tienen los siguientes datos:

Mina	Ley	Tonelaje (ton) Reservas probables
Saucito I	0.72 % $WO_3$	5,850
Saucito II	0.74 % $WO_3$	8,200

## V.6. ZONA SUR DE MEXICO

### V.6.1. TRES BRAZOS (GUERRERO)

Se localiza cerca de la rivera del río Atoyac Lat  $26^{\circ} 9'$  Long W  $107^{\circ} 13' 6''$   
Esta mina tuvo importancia en los años 40's.

La roca que constituye el depósito de scheelita es un granito que contiene abundante mica y minerales ferromagnesianos, la matriz está constituida por granate sumamente fracturado con scheelita diseminada presentándose también en una granodiorita en la que se pueden apreciar abundantes minerales ferromagnesianos, cuarzo, mica blanca y pequeñas cantidades de ortoclasa.

Como ley mínima para la scheelita se tenía 1% de  $WO_3$ .

## **VI. PRODUCCION Y ASPECTOS ECONOMICOS**

VOLUMEN DE PRODUCCION DE TUNGSTENO EN MEXICO, 1980-1997

AÑO	PRODUCCION (TON)	COTIZACIONES INTERNACIONALES USD (PROM ANUAL)
1980	266	128.120
1981	263	128.820
1982	194	106.640
1983	186	76.160
1984	274	75.350
1985	282	71.690
1986	294	64.730
1987	213	54.920
1988	206	53.260
1989	170	55.830
1990	183.3	54.540
1991	193.9	65.070
1992	162.2	59.96
1993	-	36.50
1994	-	48.50
1995	287	82.58
1996	188.10	65.00
1997	178.70	62.92

FUENTE: Dirección general de Minas SECOFI

PRODUCCION MUNDIAL 1/ (TONELADAS METRICAS)

PAIS PRODUCTOR	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997 e/
Australia	900	237	200	100	-	-	-	-
Austria	1,250	1,400	1,600	300	-	-	360	360
Birmania	300	300	375	270	600	100	330	330
Bolivia	1,200	1,060	1,100	320	500	400	580	580
Brasil	422	500	250	250	250	100	100	100
China Rep. Popular	21,000	25,000	17,000	20,000	17,000	10,000	24,000	24,000
Portugal	1,405	1,400	1,200	1,000	200	100	1,340	1,340
Corea del Sur	1,255	1,037	-	200	200	-	-	-
Tailandia	290	300	200	85	100	100	50	50
U.R.S.S.	8,800	8,000	-	-	-	-	-	-
Rusia	-	-	5,500	3,500	4,000	4,000	3,000	3,000
Kasajstán	-	-	-	-	100	4,000	220	220
Tajikistán	-	-	-	-	100	100	50	50
Uzbejistán	-	-	-	-	-	-	300	300
Corea del Norte	-	-	-	-	-	-	900	900
Otros países	3,528	3,726	3,730	3,475	3,000	1,000	680	680

e/ Cifras estimadas

1/ Producción minera en contenido metálico

FUENTE: Mineral Commodity Summaries, Bureau of Mines, E.U.A.



## EXPORTACIONES

México ha exportado su producción de tungsteno exclusivamente a los Estados Unidos.

Fracción Arancelaria 2611.00 (Minerales de tungsteno y sus concentrados)

AÑO	KILOGRAMOS	NUEVOS PESOS
1990	333,147	1'579,765
1991	417,607	1'830,637
1992	99,031	995,619

AÑO	KILOGRAMOS	DOLARES
1993	68,889	119,203
1994	124,470	245,195
1995	366,801	2'316,391
1995	234,214	618,417
1997	273,872	609,806

1/ En contenido metálico

Fuente: Subdirección General de Minas SECOFI

## IMPORTACIONES

Fracción arancelaria 2611.00.01 (Minerales de tungsteno y sus concentrados)

PAIS	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares
España (excluyendo Canarias)	-	-	29/199	-	-	-	-	-
Estados Unidos	633/63,397	230/33267	662/52,698	179/8,345	183/9,357	201/11,252	43,146/9,773	N.D./231
Singapur	-	-	19,998/186,763	-	-	-	-	-
Irlanda (Eire)	-	-	-	27/158	-	-	-	-
<b>TOTAL</b>	<b>633/63,397</b>	<b>230/33,267</b>	<b>20,669/239,660</b>	<b>206/8,503</b>	<b>183/9,357</b>	<b>201/11,252</b>	<b>43,146/9,773</b>	<b>N.D./231</b>

Fuente: Banco Nacional de Comercio Exterior, S.N.C

Fracción arancelaria 8101.91.01 (Tungsteno en bruto)

PAIS	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares
España (excluyendo Canarias)	-	-	190/44,114	-	-	-	-	4/975
Estados Unidos	30,285/248,488	3,842/11,733	394/53,579	96/4,044	12,400/383,143	15,300/125,234	9,817/359,518	8,242/270,091
Singapur	-	-	-	-	-	-	-	-
Irlanda (Eire)	-	-	-	-	-	-	-	-
Japón	-	64/23,279	-	-	-	-	-	-
Suiza	-	-	-	N.D./1,279	-	-	-	-
Taiwán	-	-	-	-	-	3/710	-	1/253
Austria	-	-	-	-	-	-	5/614	36/2,319
Luxemburgo	-	-	-	-	-	-	-	58/3,504
Suecia	-	-	-	-	-	-	1/94	-
China	-	-	-	-	-	-	20/2,000	5/600
Alemania (Rep. Fed)	-	-	-	-	541/40,759	270/22,532	72/15,229	20/3,083
<b>TOTAL</b>	<b>30,225/248,488</b>	<b>3,906/95,030</b>	<b>584/97,693</b>	<b>96/5,323</b>	<b>12,941/423,938</b>	<b>15,573/148,476</b>	<b>9,915/377,652</b>	<b>6,366/280,707</b>

Fuente: Banco Nacional de Comercio Exterior, S.N.C

Fracción arancelaria 8101.91.99 (Los demás)

PAIS	1980 Kg/nuev.pesos	1991 Kg/nuev.pesos	1992 Kg/nuev.pesos	1993 Kg/dólares
Alemania (Rep. Federat)	701/297,366	1,349/521,279	972/421,039	983/107,449
Taiwán	-	3/5,656	-	-
España (Excluye Islas Canarias)	-	40/8,720	4/6,206	-
Estados Unidos	691/71,732	1,867/174,129	729/177,603	623/78,648
Francia	-	620/364,706	310/107,857	-
Italia	-	-	5/7,213	-
Países Bajos	-	N.D./313	-	-
Reino Unido (incluye Canal, islas)	3/949	-	-	N.D./1,012
Suecia	-	1/274	-	-
Singapur	-	-	-	64/1,200
<b>TOTAL</b>	<b>1395/370,047</b>	<b>3,880/1,075,050</b>	<b>2,020/719,918</b>	<b>1,670/188,310</b>

Fuente: Banco Nacional de Comercio Exterior, S.N.C

Fracción arancelaria 8101.92.01 (Barras de tungsteno, excepto las obtenidas simplemente por sinterizado, perfiles, chapas, bandas y hojas)

PAIS	1980	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares
Alemania	15/3,113	77/4,213	-	8/1,337	15/529	33/2,119	393/101,362	162/28,403
Austria	-	-	114/17,912	-	-	-	-	-
Taiwán	-	63/22,867	3/2,767	-	-	5/374	-	7/567
Dinamarca	46/7,389	-	8/3,424	-	14/1,035	N.D./108	-	-
España (Excluye Islas Canarias)	5/1,416	1/610	4/3,069	48/5,084	73/7,573	6/297	9/1,422	-
Estados Unidos	2,235/434,014	8,943/470,202	4,390/821,909	2,363/161,518	5,124/181,900	2,171/105,472	4,173/241,560	455/378,578
Italia	10/1,990	-	-	-	6/179	46/1,268	-	35/2,184
Reino Unido (incluye Canal, Islas)	1/705	-	N.D./608	41/2,510	39/1,971	33/6,678	-	13/740
Japón	-	-	-	1/42	-	-	1/54	-
Singapur	-	-	50,000/8256	-	46/2,658	-	-	-
Suecia	-	49/631	11/3,259	4/932	40/1,039	18/2,245	N.D./85	-
Suiza	-	-	1/2,966	-	-	4/894	16/12880	1/374
Canadá	-	-	-	-	-	-	15/1,009	-
Corea del Norte	-	-	-	-	-	-	-	3/88
Luxemburgo	-	-	-	-	-	-	-	-
Rep. Fed. Checa y Eslovaca	-	-	-	-	-	-	21/2,817	-
<b>TOTAL</b>	<b>2,312/448,628</b>	<b>9,133/498,523</b>	<b>54,531/964,170</b>	<b>2,465/171,423</b>	<b>5,357/196,884</b>	<b>2,316/119,455</b>	<b>4,781/352,038</b>	<b>4,772/408,934</b>

Fuente: Banco Nacional de Comercio Exterior, S.N.C

Fración arancelaria 8101.93.99 (Los demás de sección circular, para la fabricación de filamentos de lámparas fluorescentes)

PAIS	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares
Alemania	N.D./20	2/3,689	10/15,999	-	35/15,208	5/545	3/599	56/4,296
Bahamas	-	-	50/14,497	-	-	-	-	-
Canadá	-	20/1,984	3/2,787	3/2,795	-	-	1/9	-
España (excluye Islas Canarias)	-	-	42/2,405	-	86/11,687	-	-	-
Estados Unidos	2,342/199,195	29,766/529,042	2,631/506,644	5,107/348,038	7,014/530,225	9,307/1'052,887	4,108/224,994	1,828/249,027
Francia	310/119,956	5/6,997	1/1,464	-	-	-	-	-
Hong Kong	2/135	12/198	-	3/738	-	-	-	34/3,208
Japón	2/168	237/38,364	250/103,859	102/27,523	74/41,416	418/94,739	523/114,082	469/117,675
Países Bajos	-	-	5/645	-	-	-	-	-
Reino Unido (incluye Canal, Islas)	N.D./873	10/343	236/79,286	-	-	1/87	N.D./1,044	43/2,924
Austria	-	-	-	-	19/812	-	-	-
Corea del Norte	-	-	-	5/110	-	-	-	-
Holanda	-	-	-	-	-	3/153	-	-
Singapur	-	-	-	-	-	2/138	1/203	N.D./12

## Continuación

PAIS	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/dolares	Kg/dolares	Kg/dolares	Kg/dolares	Kg/dolares
Suiza	-	-	-	-	-	1/273	-	-
Francia	-	-	-	-	-	-	-	N.D./17
Brasil	-	-	-	-	-	-	-	7/4,981
China	-	-	-	-	-	-	-	1/87
Corea del Sur	-	-	-	-	-	-	-	N.D./102
Malasia	-	-	-	-	-	-	-	1/79
Noruega	-	-	-	-	-	-	-	N.D./227
Suecia	-	-	-	-	-	-	-	-
Taiwan	-	-	-	-	-	-	N.D./21	3,112
<b>TOTAL</b>	<b>2,656/320,311</b>	<b>30,052/580,617</b>	<b>3,228/727,566</b>	<b>5,220/379,204</b>	<b>7,228/599,348</b>	<b>9,738/1,48,832</b>	<b>4,636/340,952</b>	<b>2,608/365,657</b>

Fuente: Banco Nacional de Comercio Exterior, S.N.C

Fracción arancelaria 8101.99.99 (Los demás)

PAIS	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/nuev.pesos	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares	Kg/dólares
Alemania	268/19,623	8,662/372,899	332/154,320	447/078	294/39,586	70/19,384	1,203/70,212	781/52,484
Austria	-	158/24,009	88/13,989	-	-	1/984	-	3/1,700
Canadá	-	N.D./78	140/1,485	-	-	-	-	10/186
Taiwan	-	3/2,009	-	-	-	49/6,078	-	-
Dinamarca	6/2,845	10/2,843	-	-	-	-	-	-
España (excluye Islas Canarias)	29/35,759	-	1/338	11/3,005	71/22,051	-	142/28,668	550/71,478
Estados Unidos	4,682/1142,463	1142,788/570,873	7,984/2088,560	5,075/430,325	6,506/614,469	9,993/695,031	10,340/1228,046	18,039/675,471
Francia	1,395/511,596	2,218/878,025	3,990/1374,924	2,980/321,402	1,152/142,595	1,560/207,939	312/40,703	-
Italia	181/62,799	-	55/20,386	135/17,167	14/1,956	3/74	-	3/1649
Japón	-	-	25/30,175	2/1,611	43/16,094	31/13,524	77/11,658	222/774
Maldivas	310/120,020	-	-	-	-	-	-	-
Países Bajos	-	N.D./8	-	-	-	-	-	-
Panamá	-	1,868/750,805	-	16/1,276	-	-	-	-
Reino Unido (incluye Canal, Islas)	N.D./189	-	1/305	6/1,022	18/13,650	1/3,558	1/1,454	-
Singapur	-	14/601	-	400/42,988	4,748/204,419	2,397/254,903	2,413/285,458	5,330/587,937
Suecia	N.D./152	6/6,438	2,500/430,118	17/4,777	1/297	1/51	20/6,057	212,888
Suiza	8/5,306	2/3,710	2/8,982	3/1,975	3/1,882	2/1,786	1/2,848	2/948
Tailandia	-	19/16,642	-	-	-	-	-	-



Continuación

PAIS	1980 Kg/nuev.pesos	1981 Kg/nuev.pesos	1982 Kg/nuev.pesos	1983 Kg/dólares	1984 Kg/dólares	1985 Kg/dólares	1986 Kg/dólares	1987 Kg/dólares
<b>Antillas</b>								
Holandesas	-	-	-	-	-	-	-	-
Nueva Zelandia	-	-	-	-	-	-	N.D./394	-
Bélgica -	-	-	-	-	-	-	-	-
Luxemburgo	-	-	-	-	-	-	-	7/1,165
Origen desconocido	-	-	-	436/50,958	3/1,682	-	-	-
<b>TOTAL</b>	<b>6,879/1'900,662</b>	<b>1'455,749/2'630,761</b>	<b>15,118/4'123,590</b>	<b>9,167/683,980</b>	<b>12,850/1'056,799</b>	<b>14,108/1'403,312</b>	<b>14,506/1'661,494</b>	<b>24,769/1'576,978</b>

Fuente: Banco Nacional de Comercio Exterior, S.N.C

## **VII. CONCLUSIONES**

## VII. CONCLUSIONES

### DE LA HISTORIA Y SUS USOS

- El descubrimiento del tungsteno así como de sus propiedades y sus usos se han ido conociendo a medida que la tecnología avanza y nuevas técnicas metalúrgicas son aplicadas.

- El tungsteno tiene cinco aplicaciones principales:

- aplicaciones eléctricas (switches, circuitos, etc.)

- en lámparas eléctricas

- aleaciones no ferruginosas

- fabricación de aceros (para torneado, de alta velocidad o de perforación y otros)

- diversos usos y compuestos

### DE LAS PROPIEDADES QUIMICAS

Dentro de los componentes del tungsteno los más importantes son los de tungsteno y oxígeno, existen doce de estos de los cuales solo 3 son estables:

- dióxido de tungsteno  $WO_2$

- hemipentóxido de tungsteno  $W_2O_5$

- trióxido de tungsteno  $WO_3$

Pertenece al grupo VIb del sistema periódico

#### DE LAS PROPIEDADES FISICAS

Elevado peso específico

#### DE LOS MINERALES DE MENA

Básicamente dos

- Wolframita  $(FeMn)WO_4$

Esta forma el grupo de la wolframita que es una serie monoclinica cuantitativa de tungstato de hierro y magnesio. su fórmula química puede ser:

20% de  $FeWO_4$  y 80%  $MnWO_4$  Hübnerita

20% de  $MnWO_4$  y 80% de  $FeWO_4$  Ferberita

- Scheelita  $CaWO_4$  Tungstato de calcio

Esta forma un grupo junto con la powellita  $CaMoO_4$  y la wulfenita  $PbMoO_4$

## DE LA GEOQUIMICA

Según la clasificación de Goldschmidt el tungsteno pertenece a los elementos siderófilos, así como a los elementos litófilos.

Según la clasificación de Szadeckzky-Kardos el tungsteno pertenece a los elementos pegmatófilos.

El contenido de tungsteno en la corteza terrestre es:

Rocas ígneas graníticas 1.5 ppm

Rocas ígneas máficas 0.5 - 1 ppm

Rocas sedimentarias 1 - 2 ppm

Rocas metamórficas al menos el doble que en rocas ígneas y sedimentarias

## DE LA CLASIFICACION

Se basan en aspectos genéticos, épocas de mineralización, provincias metalogénicas, tectónica de placas y asociación mineral.

## MODELOS PROPUESTOS

- Modelo magmático pegmatítico
- Modelo hidrotermal de relleno de fisuras

- Modelo hidrotermal de metasomatismo de contacto o skarn
- Modelo de skarn regional
- Modelo de Pórfidos de Mo tipo Climax
- Modelo vulcanogénico o vulcanosedimentario
- Depósitos de Placer
- Depósito de salmuera y fuentes termales (un solo caso)

#### DE LA PROSPECCION

- Guías paleogeográficas y fisiográficas

Tipo de yacimiento	Guías
Magmático Pegmatítico	Salientes y depresiones de terreno
Hidrotermales de relleno de fisuras	Salientes y depresiones de terreno
Skarn	Salientes de terreno con acción de hidrotermalismo en las partes bajas de prominencias visibles
Skarn Regional	Unidades discontinuas restringidas a uno o dos horizontes estratigráficos
Pórfidos de Mo (Tipo Climax)	Salientes y depresiones
Vulcanogénicos	No presenta rasgos significativos

- Guías litológicas y estratigráficas

Tipo de yacimiento	Guías
Magmático Pegmatítico	Asociados a magmas de composición granítica, en ambientes de alta presión y temperatura. Se forman en macizos graníticos de profundidades medias
Hidrotermales de relleno de fisuras	Asociados a granitos félsicos altamente diferenciados, la mayoría en rocas de ambientes plutónicos moderadamente someros.
Skam	Las rocas encajonantes por lo regular se componen de carbonatos intercalados, peñitas y rocas volcánicas, la mayoría relacionados a series de ilmenita y granitos reducidos y granitos tipo I
Skam Regional	Ocurren en facies de rocas metamorfoseadas de almandino-anfibolita, esquistos verdes y secuencias de granulita la mayoría del Precámbrico. La mayoría ocurre a lo largo del rumbo de depósitos de metales base; pueden ocurrir a varios niveles estratigráficos.
Pórfidos de Mo (Tipo Clímax)	Intrusiones repetitivas en la roca encajonante, el mineral se encuentra en vetillas
Vulcanogénicos	Rocas vulcanosedimentarias y sedimentarias metamorfoseadas del paleozoico Temprano especialmente del Silúrico. Se depositan en forma intermitente desde el Precámbrico con periodos de actividad ígnea y periodos de sedimentación

- Guías estructurales

Tipo de yacimiento	Guías
Magmático Pegmatítico	Se presentan en forma de diques, lentes o cuerpos tabulares, por lo general se ubican en las flexiones en la planta de los pliegues anticlinales
Hidrotermales de relleno de fisuras	Vetas de fisura o filones, stockwork y brechas
Skarn	Su forma depende del contacto entre la roca encajonante y el plutón asociado (relaciones de discordancias o cruces)
Skarn Regional	No presenta fracturamiento o características de ambientes de alto nivel. Ocurren por lo general en discontinuidades delgadas y son completamente concordantes con las rocas encajonantes
Pórfidos de Mo (Tipo Clímax)	Los cuerpos mineralizados son en forma de cuenca invertida
Vulcanogénicos	Se localizan en franjas regionales de rocas vulcanogénicas controladas por fallas profundas, generalmente son cuerpos estratiformes que se emplazan como lentes alineados



- Guías mineralógicas

Tipo de yacimiento	Guías
Magmático Pegmatítico	Cuarzo, feldespato y ortoclasa, los feldespatos alcalinos son reemplazados por los feldespatos sódicos. Existe un zoneamiento que se compone de : zona de bordes, zona de paredes, zonas intermedias y zona del núcleo (zona mineralizada)
Hidrotermales de relleno de fisuras	Las vetas hidrotermales sufren alteración a greisen que consiste en moscovita + cuarzo ± biotita o clorita ± topacio ± fluorita. La alteración de caolinita es generalmente la última, y ocurre a bajas temperaturas.
Skarn	Minerales que se han registrado en cuerpos de reemplazamiento como cuspidina, mayalita, andradita, etc. Inclusiones de minerales de mena dentro de minerales encajonantes y texturas de exsolución como por ejemplo magnetita con casiterita orientada, inclusiones fluidas, secuencia mineral o espacial de arreglos minerales característicos de la evolución de skarns. Minerales pseudomorfos o cristales remanentes orientados. Presencia de skarn primario y skarn retrógrado (ácido)
Skarn Regional	Siempre son skarns tipo cálcicos, nunca magnésicos, son casi siempre reducidos con bajos contenidos de granate andradita, y la alteración retrógrada puede ser más oxidada (epidota).
Pórfidos de Mo (Tipo Clímax)	El mineral de mena más importante es el cuarzo, también se presenta sericita, pirita, topacio, y como minerales de mena molibdenita, casiterita y hübnerita.
Vulcanogénicos	La scheelita de este tipo de yacimiento se asocia a estibinita y cinabrio

## - Prospección Geoquímica

Como guías geoquímicas importantes podemos mencionar:

La mineralización de tungsteno está estrechamente relacionado a magmas graníticos.

Los granitoides son generalmente tipo I de la serie magnetita (Newberry y Swanson, 1986; Kwak, 1987).

Para yacimientos hidrotermales de relleno de fisuras, yacimientos pegmatíticos y pórfidos se tiene:

- Los isótopos de oxígeno del cuarzo precipitados con wolframita son compatibles con un fluido isotópicamente pesado de probable origen magmático.

- Los fluidos mineralizantes de estaño-tungsteno fueron equilibrados con una fuente granítica caliente (400°C), antes de la depositación en un lugar frío.

- La mayoría de las inclusiones fluidas de los depósitos de estaño-tungsteno son salinas de 5 a 50 peso % de Na Cl.

Para yacimientos de tungsteno tipo skarn se tiene:

Presencia de skarns primarios de alta temperatura (la mayoría > 500° C) y sobreimposiciones de skarns retrógrados o ácidos, los skarns retrógrados tempranos son de temperatura moderada (250°-500°C), y los skarns retrógrados tardíos son de baja temperatura (100°-250°C), particularmente con la temperatura más baja del

intervalo. Sin embargo se conocen skarns primarios que registran temperaturas de 300° a 350°C.

Los plutones asociados a skarns de W son por lo general oxidados y en menor proporción reducidos, la mayoría de la serie magnetita, tienen bajos valores de isótopos de Sr, estos plutones tienen unos valores de Rb y K relativamente altos. Se pueden utilizar los valores de Sr y Rb como un índice de la evolución del granitoide asociado a mineralización de skarns de W.

Para ambientes supergénicos como son depósitos de placer eluviales y aluviales se tienen los siguientes datos:

La wolframita y la scheelita son relativamente insolubles en aguas naturales de la superficie, los minerales de tungsteno son atacados por los ácidos de las aguas superficiales; la scheelita parece ser más susceptible.

La disolución de la wolframita es probablemente facilitada por la oxidación de sus constituyentes de hierro y manganeso.

Existe alguna evidencia de que el tungsteno tiene una movilidad mayor con el incremento de la alcalinidad. En soluciones altamente alcalinas el tungsteno puede alcanzar notables concentraciones.

#### - Prospección Geofísica

Es de mucha utilidad el método gravimétrico para medir anomalías de la gravedad en la superficie terrestre, se logra deducir de una manera general la naturaleza del subsuelo, se detectan fallas importantes que delimitan el contacto entre

dos rocas de diferentes densidades, por ejemplo en el caso de los yacimientos tipo skarn.

El método magnético se basa en la susceptibilidad magnética de la superficie, que varía de acuerdo a la imantación y a la permeabilidad de las rocas, es de gran utilidad para la localización de cuerpos ígneos y su posición en el subsuelo.

El método Fraunhofer es un instrumento óptico operado desde un avión que permite la detección de luminiscencia que es una propiedad del mineral scheelita.

### DE LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO EN MEXICO

Se localizan principalmente en la zona NW de México, en la parte sur de la Cordillera Norteamericana (Provincia Mexicana de Tungsteno) Sonora-Durango.

El tipo de mineralización de esta zona es de tipo skarn, pegmatíticos y vetas.

En la zona centro del país también existen dos depósitos en el área de San José de Otates que incluyen las minas El Saucito y El Maguey que están conformados por un sistema de vetas.

En la zona sur existe información de un solo yacimiento en Guerrero y la información es muy poca.

## DE LA PRODUCCION

La producción de tungsteno en México ha sido escasa, con una producción pico de 287 ton en el año de 1995 que se exportó exclusivamente a los Estados Unidos.

En cuanto a la producción mundial los países productores más importantes son China y la Ex Unión Soviética.

## BIBLIOGRAFIA

- ABRAMOVICH, I.I. and KLUSHIN, I.G.. Geodynamics and metallogenic of folded belts. Edit. A.A. Balkema/Rotterdam, 1990
- CLARK, A., KONTAKT, D. and FARRAR, E. The San Judas Tadeo W (Mo-Au) deposits: Permian lithophile mineralization in Southeastern Peru. Economic Geology, Vol. 89, pp 1651-1668.
- De LA TEJA, M.A. Estudio geológico preliminar del área tungstenífera de San José de Otates, mpio. de León, Guanajuato: Tesis profesional, I.P.N., 1982
- EMMONS, W. H. Principles of Economic Geology. 2nd. Edition, 1940.
- EVANS, A., Ore Geology and Industrial Minerals. 3rd. Edition, 1989.
- FIRST INTERNATIONAL TUNGSTEN SYMPOSIUM, Stockholm. Tungsten, Mining Journal Books, septiembre, 1979.
- GILBERT, J.M., PARK, C.F. The Geology of ore deposits. New York: Editorial Freeman and Company, 1986.
- HANDBOOK OF GEOCHEMISTRY VOL. II-5. Berlin - Heidelberg - New York: Editorial Springer Verlag, 1978.
- HEMPHILL, W., TAYSON, M. and THEISEN, A.. Spectral luminescence properties of natural specimens in the scheelita-powellita series and an assessment of their detectivity with and air-borne Fraunhofer line discriminator. Economic Geology, Vol. 83, 1988, pp 637-646.

HEINRICH, C. The chemistry of hidrothermal tin (tungsten) ore deposition. Economic Geology, Vol. 85, 1990, pp. 457-481.

JENSEN, M. y BATEMAN, A. Economic Mineral Deposits. Thirt Edition: New York - Chichester - Brisbane - Toronto: Editorial Jhon Willey & Sons, 1976.

KAMILLI, R., COLE, J., ELLIOT, J. and CRISS, R.. Geology and genesis of the Baid Al Jimalah tungsten deposit kingdom of Saudi Arabia. Economic Geology, Vol. 88, 1993, pp 1743-1764.

KLEMM, D.D. and SCHNEIDER, H.J. Time and Strata-Bound Ore Deposits. Edit: Springer-Verlag Berlin Heidenberg New York, 1977.

KWAK, P.A.P. W - Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. Amssterdam - Oxford - New York - Tokio: Editorial Elsevier, 1987.

Li, K.C. Tungsten: I'ts History, geology, ore-dressing, metallurgic, chemistry, analysis, aplications and economics. Thirt edition New York: Reinhold, 1955

LINDGREN, W. Mineral Deposits. New Yonk and London: Editorial McGraw-Hill Book Company, Inc., 1933

MC KINSTRY, H.E. Geología de Minas: Editorial Omega, 1939

MEAD, R., FOLAND, K. and Jones, L. Relationships of Sonoran tungsten mineralization of the metallogenic evolution of Mexico. Economic Geology, Vol. 83, 1988, pp 1943-1965.

RAITH, J. and POCHASKA, W.. Tungsten deposits in the wolfram schist, Namaqualand, South Africa: Strata Bound versus granite-related genetic concepts. Economic Geology, Vol. 90, 1995, pp 1934-1954.

SOBERANES, B. Reconocimiento geológico minero preliminar de la mina de tungsteno El Guayabo, en el área de Pilas de Estancia, mpio. de Rosario, Edo. de Sinaloa. C.R.M. Residencia Sinaloa, 1978.

SOTO, R.G. Estudio geológico evaluativo del yacimiento tungstenífero El Maquey, mpio. de León, Gto: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 1982

THALHAMMER, O.A.R., Stumpfl E.F. and JAHODA, R.. The Mettersill scheelite deposits, Austria. Economic Geology Vol. 84, 1989, pp 1153-1171.

VIGIL, G. Estudio geológico evaluativo preliminar de las vetas tungsteníferas de El Saucito, mpio. de León Guanajuato. México: Tesis profesional, I.P.N., 1982

VOLFSON, F.I. y YAKIVLEV, P.D. Estructuras de los campos y yacimientos metalíferos: Editorial Mir, 1982.