Y A C I M I E N T O S

M I N E R A L E S

M E T A L I C O S

4ta. edición.

Por

L.F. VASSALLO, Ph.D.

2008

Versión OnLine, Bol-e
Centro de Geociencias, UNAM
Querétaro, MEXICO.

REGISTRO EN DERECHOS DE AUTOR No. 5619
EL LIBRO PUEDE SER COPIADO LIBREMENTE, MANTENIENDO SU CONTENIDO ORIGINAL
Y DANDO EL CREDITO CORRESPONDIENTE.

INTRODUCCION

Este libro fué escrito especialmente para los estudiantes de Yacimientos Minerales, si bien puede ser de interés para los geólogos jóvenes o para aquellos que quieran tener una visión más amplia del origen y distribución de los recursos minerales.

Es necesario que el estudioso tenga conocimientos generales de Génesis de Yacimientos Minerales, ya que el material expuesto cubre la 2a. parte de un curso de Yacimientos Minerales, donde se trata cada metal separadamente.

El material expuesto en este libro no pretende ser original en 100 %, ya que el conocimiento geológico de los Yacimientos Minerales siempre esta basado en experiencias y estudios de los geólogos que nos anteceden. Como en todo libro, el autor ha utilizado materiales publicados anteriormente, así como su propia experiencia en el estudio y la enseñanza de la Geología de Yacimientos Minerales a lo largo de más de 37 años. El autor reconoce que el libro tiene una fuerte influencia del pensamiento de la escuela geológica Rusa y en especial de sus maestros el Académico V.I.Smirnov y el Profesor G.F.Yakovlev, de la Universidad Estatal de Moscú, M.V. Lomonosov.

Se citan y describen ejemplos de cada metal, si bien es imposible describir al menos el 1 % de la gran cantidad de depósitos minerales existentes en todo el mundo, que sobrepasan los 20,000.

Este libro fué pensado como texto para los estudiantes que empiezan a conocer el fascinante mundo de los recursos minerales, y como tal da información que puede ser tomada como hechos, si bien muchos geólogos expertos pueden argüir que hay otros puntos de vista con respecto a la génesis de algunos yacimientos minerales, para el estudiante de ciencias de la tierra es un buen principio conocer los hechos y posteriormente decidir que teorías son las que más se apegan a la realidad de cada depósito mineral.

A lo largo del libro se citan algunas de las fuentes si bien es imposible dar la lista bibliográfica completa al final de él, con el fin de que éste se encuentre en un tamaño adecuado para su impresión y su costo sea bajo. Se anexa una base de datos bibliográfica (en un disco para computadora personal IBM compatible) la cual es muy extensa, donde el estudioso podrá encontrar y consultar si así lo desea, para ampliar sus conocimientos sobre algún depósito mineral en especial.

En la 4ta edición en 2008, se actualizaron los precios de los metales. Se tomaron en cuenta las sugerencias de muchos estudiantes de todo el mundo de habla hispana, asi como se amplio la bibliografía en la base de datos.

Se agradece al Dr. Román Pérez Enríquez y al Dr. Harald Böhnel su interés y apoyo en la publicación OnLine de este libro en el: **Bol-e.**

L.F. VASSALLO, Ph.D.
Universidad Nacional A. de México
Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM
Queretaro, MEXICO, vassallo@unam.mx

INDICE

INTRODUCCION. ---------- 2

Capítulo I CLASIFICACION Y CONDICIONES GEOLOGICAS DE LA FORMACION DE LOS DEPOSITOS MINERALES. ----6

- METALES FERROSOS -

Capítulo II DEPOSITOS DE **FIERRO**. ----------15
- Características Generales ----------15
- Geoquímica y Mineralogía ----------16
- Metalogenia ----------16
- Tipos de Depósitos Industriales ----------17

Capítulo III DEPOSITOS DE **MANGANESO**. ---------- 23
- Características Generales ----------23
- Geoquímica y Mineralogía ----------23
- Metalogenia ----------24
- Tipos de Depósitos Industriales ----------24

Capítulo IV DEPOSITOS DE **CROMO**. ---------- 27
- Características Generales ----------27
- Geoquímica y Mineralogía ----------27
- Metalogenia ----------28
- Tipos de Depósitos Industriales ----------28

Capítulo V DEPOSITOS DE **TITANIO**. ---------- 30
- Características Generales ----------30
- Geoquímica y Mineralogía ----------30
- Metalogenia ----------31
-Tipos de Depósitos Industriales ----------31

Capítulo VI DEPOSITOS DE **VANADIO**. ---------- 34
- Características Generales ----------34
- Geoquímica y Mineralogía ----------34
- Metalogenia ----------35
- Tipos de Depósitos Industriales ----------35

- POLIMETALES -

Capítulo VII DEPOSITOS DE **ALUMINIO**. ---------- 37
- Características Generales ----------37
- Geoquímica y Mineralogía ----------37
- Metalogenia ----------38
- Tipos de Depósitos Industriales ----------38

Capítulo VIII DEPOSITOS DE **MAGNESIO**. ---------- 41

Capítulo IX DEPOSITOS DE **NIQUEL**. ---------- 42
- Características Generales ----------42
- Geoquímica y Mineralogía ----------42
- Metalogenia ----------43

- Tipos de Depósitos Industriales ----------43

Capítulo X DEPOSITOS DE **COBALTO**. ----------46
- Características Generales ----------46
- Geoquímica y Mineralogía ----------46
- Metalogenia ----------46
- Tipos de Depósitos Industriales ----------47

Capítulo XI DEPOSITOS DE **COBRE**. ----------49
- Características Generales ----------49
- Geoquímica y Mineralogía ----------49
- Metalogenia ----------49
- Tipos de Depósitos Industriales ----------50

Capítulo XII DEPOSITOS DE **PLOMO Y ZINC**. ----------57
- Características Generales ----------57
- Geoquímica y Mineralogía ----------57
- Metalogenia ----------58
- Tipos de Depósitos Industriales ----------58

Capítulo XIII DEPOSITOS DE **ESTAÑO**. ----------64
- Características Generales ----------64
- Geoquímica y Mineralogía ----------64
- Metalogenia ----------65
- Tipos de Depósitos Industriales ----------65

Capítulo XIV DEPOSITOS DE **TUNGSTENO**. ----------70
- Características Generales ----------70
- Geoquímica y Mineralogía ----------70
- Metalogenia ----------71
- Tipos de Depósitos Industriales ----------71

Capítulo XV DEPOSITOS DE **MOLIBDENO**. ---------- 75
- Características Generales ----------75
- Geoquímica y Mineralogía ----------75
- Metalogenia ----------76
- Tipos de Depósitos Industriales ----------76

Capítulo XVI DEPOSITOS DE **BISMUTO**. ---------- 80
- Características Generales ----------80
- Geoquímica y Mineralogía ----------80
- Metalogenia ----------80
- Tipos de Depósitos Industriales ----------81

Capítulo XVII DEPOSITOS DE **ANTIMONIO**. ----------83
- Características Generales ----------83
- Geoquímica y Mineralogía ----------83
- Metalogenia ----------84
- Tipos de Depósitos Industriales ----------84

Capítulo XVIII DEPOSITOS DE **MERCURIO**. ---------- 87
- Características Generales ----------87
- Geoquímica y Mineralogía ----------87
- Metalogenia ----------87
- Tipos de Depósitos Industriales ----------88

- METALES NOBLES -

Capítulo XIX DEPOSITOS DE **ORO**. ---------- 92
- Características Generales ----------92
- Geoquímica y Mineralogía ----------93
- Metalogenia ----------93
- Tipos de Depósitos Industriales ----------94

Capítulo XX DEPOSITOS DE **PLATA**. ----------99
- Características Generales ----------99
- Geoquímica y Mineralogía ----------99
- Metalogenia ----------100
- Tipos de Depósitos Industriales ----------100

INDICE GENERAL ----------105

Instrucciones para consultar la base de datos bibliográfica----------132

ANEXO: DISCO CON BASE DE DATOS BIBLIOGRAFICA.

CAPITULO I

CLASIFICACION Y CONDICIONES GEOLOGICAS DE LA FORMACION DE LOS DEPOSITOS MINERALES

Un Depósito Mineral es una parte de la corteza terrestre, en la cual debido a procesos geológicos, ha habido una acumulación de materia mineral, la cual por sus características de cantidad, calidad y condiciones de depósito es redituable su explotación.

Los términos Yacimiento Mineral y Depósito de Minerales Utiles son considerados como sinónimos, si bien en el presente libro se abrevia el término Depósito de Minerales Utiles como simplemente Depósito Mineral, tomando en cuenta que para el geólogo que se dedica al estudio de los Yacimientos Minerales la palabra mineral implica en si que es una materia útil y el término ganga como la materia inútil que acompaña a los minerales valiosos.

Los Yacimientos Minerales por su forma se pueden dividir en líquidos, gaseosos y sólidos; los metálicos se presentan en forma sólida.

Los Yacimientos Minerales se forman durante los procesos de formación de las rocas, tanto ígneas, sedimentarias y metamórficas; hay depósitos minerales relacionados con procesos ígneos, conocidos como endógenos o magmáticos; otros relacionados con procesos sedimentarios y reciben el nombre de exógenos o sedimentogénicos y otros relacionados con procesos metamórficos que reciben el nombre de metamorfogénicos, tabla 1.

Los Yacimientos Minerales Endógenos están relacionados con procesos geoquímicos de las partes profundas de la corteza terrestre. Se ubican en zonas estructurales geológicas profundas. Estos depósitos se forman a partir de la energía interna de la tierra. A esta serie pertenecen los depósitos magmáticos que se forman al enfriarse los magmas en los cuales hay minerales valiosos; pegmatíticos formados a partir soluciones residuales de origen magmático que efectúan un metasomatismo in situ o cercano a la fuente; carbonatíticos grupo relacionado con intrusivos del tipo central de composición ultrabásica alcalina; skarns depósitos formados por metasomatismo entre intrusivos silicatados y capas calcáreas; albita-greisen, depósitos formados en las partes apicales de intrusivos ácidos y alcalinos; hidrotermales, depósitos formados a partir de fluidos calientes gaso-líquidos; sulfuros masivos, formados a partir de procesos volcánicos relacionados con zonas eugeosinclinálicas.

Los Yacimientos Minerales Exógenos están relacionados con procesos geoquímicos que se realizaron en el pasado o actualmente efectuándose sobre las zonas superficiales de la Tierra o cercanas a ella. Se forman por diferenciación química, bioquímica y en menor grado mecánica de la materia mineral, condicionada por la energía externa de la Tierra, en este caso por el Sol. Se forman a partir de la descomposición de rocas o material preexistente, en algunos casos también por adición de material volcánico submarino o cercano a las costas.

Tabla 1

CLASIFICACION GENETICA DE LOS YACIMIENTOS MINERALES, SMIRNOV, 1976

SERIE	GRUPO	CLASE
ENDOGENA	MAGMATICOS	LICUACION
		MAGMATICOS TEMPRANOS
		MAGMATICOS TARDIO
	PEGMATITICOS	PEGMATITAS SIMPLES
		PEGMATITAS RECRISTALIZADAS
		PEGMATITAS METASOMATICAS
	CARBONATITAS	MAGMATICAS
		METASOMATICAS
		COMBINADAS
	SKARN	CALCAREOS
		MAGNESIANOS
		SILICATADOS
	ALBITA-GREISEN	ALBITA
		GREISEN
	HIDROTERMALES	PLUTONOGENICOS
		VULCANOGENICOS
		AMAGMATOGENICOS (TELETER-
		MALES O ESTRATIFORMES)
	SULFUROS MASIVOS	METASOMATICOS
	VULCANOGENICOS	VULCANO-SEDIMENTARIOS
	MARINOS	COMBINADOS
EXOGENA	INTEMPERISMO	IN SITU
		INFILTRADOS
	PLACER	ELUVIALES
		DELUVIALES
		PROLUVIALES
		ALUVIALES
		LATERALES
		GLACIALES
	SEDIMENTARIOS	MECANICOS
		QUIMICOS
		BIOQUIMICOS
		VULCANOGENICOS
METAMORFOGENICA	METAMORFIZADOS	
		METAMORFIZADOS REGIONALES
		METAMORFIZADOS DECONTACTO
	METAMORFICOS	

En la zona de oxidación se realiza la alteración de rocas o depósitos preexistentes lo que conduce a la formación de los llamados depósitos relacionados con el intemperismo.

Durante el intemperismo físico y la destrucción mecánica de algunos cuerpos de antiguos yacimientos minerales que contienen minerales estables químicamente o de dureza alta o de peso específico alto, se forman los llamados depósitos de placer o simplemente placeres.

Por diferenciación de la materia mineral por procesos químicos, bioquímicos, mecánicos o vulcanogénicos, durante los procesos de acumulación de las capas sedimentarias se forman los llamados depósitos sedimentarios.

Durante la reformación de las rocas bajo condiciones de temperatura y presión correspondientes a profundidades variables a partir de la superficie terrestre se forman los depósitos metamorfogénicos. Bajo estas condiciones se pueden formar nuevos depósitos minerales metamórficos o reformación de antiguos depósitos resultando los llamados depósitos metamorfizados.

En la naturaleza no existen fronteras tajantes para la formación de los depósitos minerales, por lo cual tendrémos algunos depósitos que se ubicarán en dos grupos, los cuales se interpretarán como transicionales entre un grupo y otro.

Para cada grupo formacional de rocas corresponde determinado grupo de depósitos minerales.

Llamamos Formación o grupo formacional a un determinado complejo de rocas relacionadas paragenéticamente, ya sean de origen magmático, sedimentario o metamórfico y asociados con ellas a determinados grupos de depósitos minerales, todos condicionados por la unidad en su origen bajo determinadas condiciones litológicas y estructurales.

V.I. Smirnov 1976, ubicó a los depósitos minerales en un marco tectónico-formacional. Clasificando los depósitos minerales de acuerdo con su formación dentro del desarrollo de los geosinclinales, reconociendo dos tipos fundamentales de geosinclinales, los de afinidad basáltica y los de afinidad granítica, tabla 2, tabla 3.

Cada tipo de geosinclinal produce diferentes depósitos minerales a lo largo de su desarrollo geológico.

Yu.A. Bilibin 1958,1959, caracterizó la metalogenia de los tres estadios o etapas del desarrollo geosinclinálico, temprana, media y tardía.

La etapa temprana comprende desde la iniciación de la sedimentación hasta las principales fases del plegamiento que conduce a la inversión del régimen geosinclinálico. Se caracteriza por la existencia de profundos fallamientos que penetran hasta ambientes subcorticales por medio de los cuales asciende mucho material de magmas basálticos. A lo largo de los fallamientos activos se acumulan grandes paquetes de capas de origen tanto volcáno-sedimentario como sedimentario e intrusivos de composición básica y

ultrabásica. Con estos tres grupos de rocas se relacionan determinados depósitos minerales.

Relacionados con rocas magmáticas tenemos los siguientes grupos formacionales:

Rocas submarinas volcánicas espilitas-queratófiros y pórfidos, con los cuales tenemos asociados depósitos de sulfuros masivos tanto singenéticos como metasomáticos y depósitos transicionales asociados con rocas vulcano-sedimentarias de cobre, zinc, plomo, así como óxidos de fierro y manganeso.

Rocas peridotíticas asociadas con depósitos magmáticos de cromitas, y del grupo del platino (osmio e iridio).

Rocas gabro-piroxenitas-dunitas asociadas con depósitos magmáticos de titanomagnetitas y otros elementos del grupo del platino (platino y paladio).

Rocas plagiogranitos-sienitas con los cuales es muy característico encontrar asociados depósitos de skarns con fierro y cobre.

Relacionados con rocas sedimentarias tenemos los siguientes grupos formacionales:

Rocas carbonatadas asociadas con depósitos sedimentarios de limonitas, óxidos de manganeso, bauxitas, fosforitas y calizas dolomíticas.

Rocas chamosíticas con silicatos de fierro y manganeso.

Rocas bituminosas con sulfuros de Fe, Cu, Zn, Mo, así como también óxidos de uranio y vanadio.

La etapa media comprende las principales fases del plegamiento, durante esta etapa se forman grandes batolitos graníticos:

Con granitos y granodioritas tenemos asociados skarns con wolframio, y también depósitos hidrotermales de Au, Cu, Mo, a veces Zn y Pb.

Con granitos muy ácidos y granitos alaskíticos con depósitos pegmatíticos y de albita-greisen con Sn, W, Ta, Li y Be.

La etapa tardía comprende la transición entre la zona móvil ya plegada y la zona convertida en cratón joven.

Con rocas ígneas tenemos pequeños intrusivos y rocas volcánicas de la serie andesita-dacita-riolita.

Con los pequeños intrusivos de composición diorítica, sienítica y granítica con los cuales están relacionados muchos depósitos hidrotermales plutonogénicos de polimetales, metales raros, radioactivos y metales nobles, así como skarns con Pb-Zn y W-Mo.

Con rocas volcánicas continentales de la serie andesita-dacita-riolitas tenemos depósitos hidrotermales volcanogénicos con Ag-Au, Sn, Pb, Zn y Cu.

Con rocas sedimentarias continentales tenemos principalmente lechos rojos con los cuales tenemos asociados depósitos de Fe, Cu, V y U.

Tabla 2

FORMACIONES DE ROCAS Y DEPOSITOS MINERALES TIPICOS DE LAS ETAPAS TEMPRANA, MEDIA Y TARDIA DEL DESARROLLO GEOSINCLINALICO

Grupo de Formación	Formación	Tipos de depósitos
Etapa Temprana		
Magmático	Submarina vulcanogénica de Spilitas y Keratófiros	Sulfuros masivos y óxidos de Fe y Mn.
	Peridotítica	Magmáticos de Cromitas,Osmio e Iridio.
	Gabro-piroxenitas-dunitas	Magmáticosde Titanomagnetitas, Pty Paladio.
	Plagiogranitos-sienitas	Skarns de Fe y Cu.
Sedimentario	Conglomerática	Conglomerados, areniscas y arcillas.
	Carbonatos	Oxidosy carbonatos con Fe y Mn; Fosforitas, calizas.
	Chamositas	Silicatos de Fe y Mn.
	Bituminosa	Materia orgánica diseminada; diseminaciones de sulfuros de Fe, Cu, Zn,Mo,óxidosde Uranio y vanadio.
Etapa Media		
Magmático	Granodioritas	Skarns en su mayoría de W, Hidrotermales

de Au, Cu y Mo,
Pb y Zn.

	Granítica	Pegmatitas, Albita-Greisen, Hidrotermales con Qz y Sn, W, Tantalio, Li y Be.
Sedimentaria	Flysch	Materiales para construcción de origen sedimentario.
	Bituminosa	Lutitas aceitosas.

Etapa Tardía

Magmático	Pequeños intrusivos de composición variada	Hidrotermales Plutonogénicos de sulfuros de Pb, Zn, Cu, Raros, Radioactivos y Nobles. Skarns de Pb-Zn y W-Mo.
	VolcánicaContinental (Andesitas-dacitas)	Hidrotermales Vulcanogénicos de Ag-Au, Sn, Pb, Zn, Cu.
Sedimentaria	Molasas	Materiales para construcción de origen sedimentario.
	Lechos rojos	Sedimentarios-infiltrados de Fe, Cu, V, U.
	Evaporítica	Sales y yeso.
	Hidrocarburos-carbonosa	Gas-petróleo y carbón.

Tipos de Geosinclinales: el esquema antes descrito en la evolución de los geosinclinales y depósitos minerales asociados es una idealización y en ninguna parte se ha observado de una manera completa. Los procesos formadores de los depósitos minerales pueden prevalecer en un geosinclinal dado o no ocurrir.

Considerando la metalogénesis endógena de los geosinclinales se ha visto que el significado económico no es igual a lo largo de toda su evolución,

resaltando las etapas temprana y tardía, en los cuales se desarrolla más una etapa y en otros casos la otra.

Lo anterior nos lleva a diferenciar dos tipos fundamentales de geosinclinales: los de tipo basáltico con gran abundancia de depósitos minerales asociados con la primera etapa de desarrollo geosinclinálico y los de tipo granítico donde se observa gran abundancia de rocas de afinidad granítica, en dónde es característico gran desarrollo de depósitos minerales ligados a la tercera etapa de desarrollo geosinclinálico.

Tabla 3

CARACTERISTICAS METALOGENETICAS DE LOS GEOSINCLINALES DE TIPO BASALTICO Y GRANITICO

ETAPA	BASALTICO	GRANITICO
----- Procesos Magmáticos ------		
Etapa Temprana:		
Rocas volcánicas	Muy desarrollados	Débiles
Ultrabásicas	Muy desarrollados	Débiles
Plagiogranitos	Muy desarrollados	No hay
Etapa Media:		
Granodioritas	Desarrollados	Desarrollados
Granitos	Débiles	Desarrollados
Etapa Tardía:		
Pequeños intrusivos	Débiles	Muy desarrollados
Rocas volcánicas	Débiles	Desarrollados
----- Intensidad de Mineralización -----		
Etapa Temprana	Muy desarrollada	No hay
Etapa Media	Presente	Desarrollada
Etapa Tardía	Muy débil	Muy desarrollada
----- Grupos Genéticos de Depósitos -----		
Etapa Temprana:		
Magmática	Muy desarrollados	No hay
Skarns	Desarrollados	No hay
Sulfuros masivos	Desarrollados	No hay
Etapa Media:		
Pegmatitas, Albita-greisen, Hidrotermal	Presentes	Presentes
Etapa Tardía:		
Hidrotermal	No desarrollados	Muy desarrollados
-----Composición Metálica de Menas -----		
Metales Tipo	Fe, Ti, Cr, Cu (Au)	Au, Ag, Sn, Cu, Mo, W, Pb, Zn y Sb.

En la década de los 80 s se desarrollaron otros puntos de vista sobre la ubicación tectónica de los depósitos minerales. Relacionando los depósitos minerales con la Teoría de la tectónica de placas.

La teoría geosinclinálica (TG) y la teoría de la tectónica de placas (TTP) son teorías complementarias una con otra. Si bien desde el punto de vista formacional la TG ya había ubicado a cada depósito mineral en un ambiente formacional-petrogenético, lo cual es de mucha ayuda en la prospección de áreas nuevas. La TTP sólo regionaliza lo ya encontrado y únicamente para el mesozóico y cenozoico, dejando su teoría inexplicada para zonas ante mesozoicas, las cuales contienen gran cantidad de grandes depósitos minerales.

METALES FERROSOS

Se consideran como metales ferrosos, a todos aquellos que junto con el fierro se utilizan durante su fundición metalúrgica (manganeso, cromo, titanio, vanadio).

CAPITULO II

DEPOSITOS DE FIERRO

El fierro se empezó a utilizar durante el IV-III milenio de antes de nuestra Era, cuando el hombre juntaba las meteoritas de fierro y hacia con ellos adornos, artefactos para la caza y el trabajo. En aquel tiempo los anillos de fierro se apreciaban más que los de oro, y los ejes de fierro para carruajes solamente se los podían permitir los faraones egipcios. Durante el primer milenio de nuestra Era se empezó a fundir el fierro de menas y después de la edad de bronce vino la edad de fierro. Con el desarrollo de la metalurgia, los hornos pequeños, en los cuales se fundían pedazos de fierro con leña, cambiaron a los hornos grandes los cuales ya fundían con carbón de coque el fierro colado de diferentes menas de fierro.

El hombre a partir del fierro colado aprendió a fundir el acero, y en el siglo XX empezó a obtener acero inoxidable de alta calidad, duro y resistente a ácidos e hidróxidos, por medio de la adición de metales ligeros - manganeso, cromo, titanio, vanadio, níquel, cobalto, boro, wolframio, molibdeno, niobio y tantalio.

El consumo de metales ferrosos desde el siglo XVI a mediados del siglo XX creció en 5 mil veces. El peso general de los metales ferrosos incluidos en máquinas, construcciones, medios de transporte y artículos domésticos, en la actualidad es de 6 mil millones de toneladas. La producción mundial de menas de hierro en la actualidad llega a 1 mil millones de toneladas y al final de la centuria se doblará. Estas cifras superan a las de todos los demás metales tomados conjuntamente.

Las reservas mundiales exploradas de menas de fierro se estiman en 415.2 mil millones de toneladas. La EX-URSS posee 187.2 mil millones de toneladas.

Las menas de fierro en la actualidad se explotan en más de 50 países. La producción principal se lleva en la EX-URSS (245 millones de toneladas), Brasil y Australia (alrededor de 100 millones de toneladas cada uno), EUA., Canadá, Francia y la India (de 30 a 70 millones de ton.). El precio de la mena de fierro (64% de Fe) es de cerca de 20 dólares por tonelada con transporte al puerto de embarque. Como únicos se consideran los depósitos de menas de fierro con reservas de miles de millones de ton., como grandes - con centenares de t., como pequeños - con decenas de millones de t. Los depósitos únicos se cuentan por decenas, los grandes por centenas y los pequeños por miles.

Para la producción de fierro colado se utilizan menas de fierro con contenidos de fierro de más de 30-50% y con contenidos de elementos menores negativos - azufre menos del 0.3%, fósforo menos de 0.2%, zinc, plomo, arsénico y

cobre menos de 0.1% por cada uno. El coeficiente $(CaO+MgO)/(SiO_2+Al_2O_3)$ debe ser alrededor o mayor que 1; un módulo de silicio SiO_2/Al_2O_3 mayor que 1.8 - 3, por esto la presencia en la mena de carbonatos de calcio y magnesio es deseable y el exceso de sílice es perjudicial.

Las menas que serán enriquecidas dependiendo de las reservas, condiciones de yacimientos, calidad y complejidad (presencia de elementos o minerales extras), el contenido mínimo de fierro es de 14 a 25 %. Si las menas o los concentrados contienen más cantidad de azufre de la permitida, la extraen por medio de cocimiento. Cuando las menas contienen grandes cantidades de fósforo, este lo utilizan para obtener abonos minerales fosfáticos.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen 4 isótopos de fierro (Fe54, Fe56, Fe57, Fe58), de estos prevalece Fe56. El fierro es después del aluminio el elementos metálico más distribuido en la corteza terrestre. El contenido promedio de fierro (clarke) es igual a 4.65% . Aumento de la concentración (hasta 2 veces el clarke) se observa en las rocas ultrabásicas, básicas e intermedias así como también en las rocas metamórficas. El coeficiente de concentración del fierro, es decir la relación del promedio de las concentraciones del metal en las menas industriales con respecto a su clarke, es bajo (cerca de 10).

El fierro posee dos valencias estables; las uniones con Fe^{2+} se relacionan sobretodo con procesos endógenos, y Fe^{3+} con procesos exógenos.

Las concentraciones magmáticas endógenas de fierro se relacionan con rocas básicas e intermedias, también hay relaciones genéticas con productos postmagmáticos. Las concentraciones exógenas de fierro son características de las rocas sedimentarias y costras de intemperismo de las rocas ultrabásicas. Las interrelaciones de las uniones de fierro de las diferentes valencias dependen del medio (pH y Eh).

Se conocen más de 300 minerales de fierro. Los minerales industriales: magnetita Fe_3O_4 (72.4% de Fe), martita (pseudomorfosis de hematita según magnetita) y hematita Fe_2O_3 (70%), otros: guetita (Fe0 OH) e hidroguetita (FeO OH nH_2O) (48-63%), siderita $FeCO_3$ (48.3%), sideroplesita $(Mg,Fe)CO_3$ (45.1%), shamosita y tiuringita (27-38%).

Metalogenia

En la etapa geosinclinal las concentraciones fundamentales de fierro ocurren en el estadio temprano, cuando con relación al magmatismo basáltico se forman los depósitos de fierro clases magmática y de skarn; durante este mismo estadio en las zonas cercanas a costas de las cuencas geosinclinales se acumulan las menas sedimentarias. El estadio medio y tardío del ciclo geosinclinal es muy poco productivo para fierro. En la etapa cratónica se forman los depósitos de fierro clases sedimentaria y de intemperismo.

En la época metalogénica del arqueozóico-proterozóico temprano se formaron cuencas contenedoras de fierro con amplio desarrollo de fácies

primarias terrígenas, vulcano-sedimentos con fierro, las cuales fueron posteriormente metamorfizados a cuarcitas con fierro. En estos entran los depósitos únicos de cuarcitas con fierro de la región de Labrador, Canadá, Lago Superior (EUA, Canadá), Mina Gerais (Brasil), Krivi Rog y Kursk (EX-URSS), estados de Bixar y Orissa (India), Africa Occidental, Australia occidental y Antártida oriental. Los recursos totales de fierro en cuarcitas con fierro llegan a cientos de miles de millones de toneladas, los cuales sobrepasan por mucho a los recursos de cualquier otro grupo de depósitos de fierro.

La época proterozóica tardía se caracteriza por acumulaciones de oolitas hematíticas en zonas cercanas a costas de los geosinclinales terrígeno-calcáreas (Clinton EUA, Angaro-Pitski en la EX-URSS, cuenca Bafing-Bakoicki en Mali, depósitos de Africa del Sur y en la parte norte de Australia).

La época paleozóica contiene mucha mineralización de fierro relacionada genética y tectónicamente con las orogenias caledoniana y hercínica. En esta época se formaron depósitos muy grandes como: depósitos magmáticos de titanomagnetitas de los Urales en la EX-URSS, y de Africa del Sur y depósitos de skarn de magnetita de los Urales,

Norte de Kazaxstán, Siberia occidental (EX-URSS), en el estado de California, Utha, Nuevo México (EUA) y otros.

En las épocas mesozoicas y cuaternaria se formaron depósitos de fierro sedimentarios muy grandes, ya sea de origen marino, continentales o lagunar en los cratones jóvenes epihercínicos y en los escudos (Siberia occidental, cuencas Ayatski y Kerchenski en la EX-URSS y Lotaring en Francia).

Tipos de depósitos Industriales

Los depósitos de fierro de significado industrial son muy variados. Se conocen entre las series endógena, exógena y metamorfogénica. Entre ellos tenemos: 1) magmáticos, 2) carbonatíticos, 3) skarn, 4) hidrotermales vulcanogénicos, 5) vulcano-sedimentarios, 6) de intemperismo, 7) sedimentarios, 8) metamorfogénicos.

Depósitos Magmáticos

Depósitos de titano-magnetitas e ilmenito-titanomagnetitas son conocidos en la EX-URSS (Karelia, Urales, y otros) E.U.A. (Tegavus), Noruega (Telness), Suecia (Taberg).

Los cuerpos minerales están constituidos por concentraciones de pequeñas dimensiones y vetas-mantos con titano-magnetita en intrusivos gabro-piroxeno-duníticos, gabros, gabro-diabasas y gabro-anortositas.

El mineral fundamental de estos depósitos es la titano-magnetita con textura de exolución, además con magnetita, la cual contiene intercrecimientos muy delgados de ilmenita. De una manera secundaria en cantidad hay granos de magnetita, ilmenita y espinela. Como minerales acompañantes hay los formadores de las rocas correspondientes encajonantes: olivino, piroxenos, anfíboles, plagioclasas, serpentina, y otros.

Las menas tienen contenidos industriales de fierro, vanadio, a veces titanio y pequeñas cantidades de azufre y fósforo (centésimas de unidades %) y platino en forma de trazas.

Depósitos Carbonatíticos

Depósitos de Perovskitas-titanomagnetitas y Apatito-magnetitas en intrusivos ultrabásicos alcalinos del tipo central, son conocidos en el escudo del Báltico en la EX-URSS (Africanda, Kovdor) y en la plataforma de Siberia (Maciso Gulinskii), en la plataforma de Africa (Sukulu, Uganda; Doroba, Zimbabwe; Liulecop, Africa de Sur).

Las menas de fierro contienen titanomagnetitas y perovskita con cerio - Knopita y se ubican en las partes centrales de los intrusivos. Los intrusivos que desarrollan carbonatitas tienen rocas del tipo de las apatitas-forsteritas, flogopita-forsterita, apatito-calcita y calcita entre las rocas ultrabásicas. Los cuerpos de fierro en tales intrusivos se componen de rocas apatito-forsterita con mucha diseminación, vetas y vetillas con magnetita, y poca diseminación de pirocloro y badeleita.

Génesis magmática con posterior metasomatismo es lo más probable para depósitos de perovskita-titanomagnetitas en intrusivos con predominio de ultrabasitas y débil desarrollo de carbonatitas. Los depósitos de apatito-magnetitas en intrusivos con fuerte desarrollo de carbonatos la mayoría de los autores los consideran como formaciones metasomáticas.

Depósitos de Skarn

Los depósitos de skarn con magnetita están distribuidos ampliamente en la EX-URSS (Urales, Kazaxstán, Siberia Occidental, Caúcaso), en los EUA (Iron springs, Adirondak), México (Baja California, Chihuahua, Coahuila, Colima, Michoacán), Europa Central, Italia, Bulgaria, Rumania, Japón, China y otros. Este tipo de depósitos están ligados con plagiogranitos, los cuales fueron producto de un magma basáltico, ligados con la primera etapa de desarrollo geosinclinálico.

Según la manera de su formación G. Sokolov los dividió en skarns calcáreos, skarns magnesianos y skarns calcáreo-magnesianos, escapolita-albita y skarns de escapolita-albita, skarns de magnetita y hematita con silicatos.

La asociación mineral de los skarns calcáreos esta constituida por minerales del tipo de los piroxenos y granates (andradita-grosularita), epidota, zoicita, actinolita, vesubianita, clorita; los minerales de fierro son magnetita, muschketovita, martita, hematita, y sulfuros como pirita con cobalto, pirrotita, calcopirita, esfalerita, galena y otros. posteriores minerales no metálicos como calcita y vetillas de cuarzo.

Los depósitos de magnetita ligados a skarns magnesianos se ubican preferiblemente en escudos antiguos y regiones de plegamiento precámbricos. En los skarns magnesianos es característico el desarrollo de forsterita, diópsida, espinela, flogopita, serpentina.

La principal diferencia entre la asociacción escapolita-albita y los skarns de escapolita-albita es un intenso metasomatismo cloro-sodico con desarrollo de

metasomatitas de escapolita-albita, los cuales reemplazan a las rocas aluminio-silicatadas. En este tipo de depósitos es común encontrar escapolita, albita, raramente anhidrita y con gran desarrollo de zeolitas. Dentro de este tipo se encuentra el depósito de Sarbai de Kazaxstán, EX-URSS, el cual es uno de los más grandes de su tipo con reservas del orden de 1500 millones de toneladas con 45.6 % de Fe, azufre 4.05 % y fósforo 0.13 %.

Los depósitos metasomáticos de magnetita y hematita con silicatos se encuentran junto con los depósitos de skarns pero se ubican lejos de los contactos con los intrusivos. La composición mineralogica de las metasomatitas encajonantes refleja una temperatura de formación más baja que de los depósitos de skarns. Dentro de esta mineralogía tenemos epidota, actinolita, a veces albita, granates, piroxenos, cloritas, zeolitas, calcita y otros carbonatos y cuarzo. El principal mineral de fierro es la magnetita, en algunos casos la hematita.

Depósitos Hidrotermales Vulcanogénicos

Los depósitos hidrotermales de magnomagnetita, paragenéticamente están relacionados con rocas basálticas cratónicas, son conocidos en el cratón de Siberia. Dónde están muy ligados con zonas de fallamiento y magmatismo basáltico.

Por medio de dislocaciones tectónicas, y posiblemente por chimeneas de explosión penetraron las soluciones mineralizantes las cuales causaron metasomatismo y abandonaron la mineralización. Los procesos metasomáticos causarron eskarnificación y metasomatitas del tipo clorita-serpentina-carbonatos.

Las menas están compuestas por diseminaciones en las metasomatitas, cuerpos en forma de vetas, mantos producidos por metasomatismo de las rocas encajonantes principalmente de las rocas carbonatadas. Como barreras para las solucciones son importantes las capas arcillosas o calcáreo arcillosas. Las menas de magnetita siempre contienen de una manera isomorfa magnesio. Con el aumento de la profundidad de formación de los depósitos el contenido de magnesio en la magnetita disminuye. Esto se explica por una disminución del potencial de oxidación de las soluciones mineralizantes, debido a que la introducción del magnesio en la molécula de la magnetita es causado por la oxidación de una parte del fierro de valencia dos a tres.

Este tipo de depósitos llegan a tener más de 400 millones de toneladas, con 34.4 de fierro, 0.02 % de azufre y 0.2 % de fósforo, como es el caso del depósito Korschunovski en la región de Irkutsk (Siberia).

Posiblemente dentro de este tipo de depósitos hidrotermales vulcanogénicos podrían entrar algunos depósitos raros en el mundo como El Cerro de Mercado (México) o El Laco (Chile) los cuales están ligados con vulcanismo ácido en un medio continental, si bien el tamaño es del orden de las primeras decenas de millones de toneladas por lo cual son considerados como pequeños.

Depósitos Vulcano-sedimentarios

Depósitos de este tipo hay en Kazaxstán, Gorni Altai EX-URSS, Alemania, Argelia y México (Las Encinas,Michoacán). Este tipo de depósitos se ubican en las partes eugeosinclinálicas. Están relacionados con formaciones vulcano-sedimentarias las cuales presentan intercalaciones de mantos de mineral de fierro con tobas y algunos piroclastos dentro de los mantos mineralizados. En otros depósitos se pueden encontrar como rocas encajonantes a las sedimentarias del tipo de carbonatos o clásticas.

Los horizontes que contienen mineralización están deformados y afallados, observándose una conformidad horizontal, lo cual demuestra que son singenéticos. en algunos casos estos estratos se ven cortados por intrusivos que causan formación de skarns de magnetita.

Las menas son hematita, y en menor cantidad magnetita con siderita, se observan también sulfuros como: pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita y galena y como minerales no metálicos: clorita, sericita,cuarzo, calcedonia, opalo, dolomita, ankerita, apatita, en las zonas de oxidación hay martita, guetita e hidroguetita.

Es común que este tipo de depósitos correlacionen horizontalmente con horizontes de menas de manganeso o menas de fierro-manganeso.

Este tipo de depósitos no son de mucha importancia, si bien en algunos casos tienen asociadas zonas de skarns que los hacen de más importancia económica.

Depósitos de Intemperismo

Como depósitos de intemperismo son consideradas las zonas de oxidación de los depósitos de sideritas y skarns de magnetita así como de las rocas ultrabásicas. La formación de las zonas de oxidación están relacionads con épocas antiguas y modernas de intemperismo.

Las menas de sideritas en las zonas de oxidacíon se transforman a minerales de hidróxidos de fierro (guetita, hidroguetita, hidrohematita), contienen también calcita, psilomelano y pirolusita.

En las menas de los skarns de magnetita se forman martita y hidrohematita.

También se conocen depósitos de intemperismo ligados a rocas como: dunitas serpentinizadas, peridotitas y de otras ultrabásicas.

Este tipo de depósitos se conocen en los Urales (EX-URSS), Cuba, Guinea, Filipinas, Guyana y Surinam.

Depósitos Sedimentarios Marinos

Depósitos de hematita en capas terrígeno-carbonatadas son característicos de zonas cercanas a costas, son conocidos desde el proterozóico superior (Río Angara Asia, Clinton EUA, Mali Africa, Norte de Australia), Mesozoico y Cenozoico (Cuenca de Kerch, Cuenca de Siberia Occidental EX-URSS, Cuena de Lotaring en el territorio de Francia, Alemania, Bélgica y Luxemburgo. También se conocen en China.

Este tipo de depósitos llegan a ser muy grandes como Kerch con más de 2000 millones de ton. y Lotaring 17000 millones de toneladas.

Depósitos Metamorfogénicos

Dentro de este tipo de depósitos tenemos las llamadas cuarcitas con fierro y los depósitos de menas metamórficas de antiguos depósitos de cuarcitas con fierro.

Los depósitos de cuarcitas con fierro se encuentran en complejos sedimentarios metamorfizados precámbricos geosinclinálicos de escudos cristalinos, en basamentos plegados de plataformas antiguas o en afloramientos de estructuras del basamento plegado. Las cuarcitas con fierro están restringidas a regiones plegadas precámbricas.

Este tipo de yacimientos se conocen en la EX-URSS Península de Kola, Kursk, Canadá Labrador, EUA Grandes Lagos, Brasil Minas Gerais, India Bixar y Orissa, Africa Liberia, Guinea, Africa del Sur, Australia Occidental Hamersly y en China.

Todos los depósitos grandes de cuarcitas con fierro con reservas de más miles y decenas de miles de millones de ton son del proterozóico inferior y ligados con condiciones eugeosinclinálicas, y han sufrido metamorfismo de fácies esquistos verdes. Entre los principales minerales tenemos cuarzo, hematita, cummingtonita, biotita, clorita, a veces siderita, anfíboles y piroxenos. La estructura de las cuarcitas es de grano fino a muy fino, muy raramente se encuentran de grano medio, la textura es en forma de capas. Este tipo de depósito se encuentra relacionado con rocas sedimentarias y en menor cantidad con rocas vulcano-sedimentarias. Este tipo de depósitos se conocen con el nombre de tipo Lago Superior.

Hay también depósitos de cuarcitas con fierro relacionadas con metamorfismo tipo fácies de amfiboles, pero son mas pequeños que los anteriores, estos reciben el nombre de tipo Kiwatin por la localidad en Canadá, y están relacionados con rocas vulcano-sedimentarias.

Otro tipo esta relacionado con cuarcitas de fácies de granulitas, los cuales son de tamaño más pequeño con respecto al tonelaje, y están relacionados con rocas sedimentárias y vulcano-sedimentarias.

El contenido de fierro varía de 20 a 40 % con poca cantidad de fósforo y de azufre, con mineral principal la magnetita, con lo cual es muy fácil su beneficio.

Ejemplos:Cuenca ferrífera de la anomalía magnética de Kursk, con más de 100 mil millones de ton con 32-36 % de fierro y con 6 mil millones de alta ley de 64-69 %.

Cuenca ferrífera de Hamersly (Australia occidental), con 100 mil millones de ton de baja ley y 32 mil millones de ton de alta ley.

Cuenca ferrífera del Lago Superior (EUA y Canadá), con 40 mil millones de ton de baja ley y 2 mil millones de ley de 50-62 % de fierro.

Los depósitos de menas metamórficas tienen como minerales principales a la magnetita y magnetita con micas ricas en fierro, los cuales se encuentran entre cuarcitas con fierro, en rocas metamórficas de origen sedimentario de origen vulcano-sedimentario o esquistos anfibolíticos, magnetito-anfibolíticos, o cuarzo-

biotíticos. Según su forma podemos encontrar en mantos, lenticulares, en forma de chimeneas o isométricos. Por lo general tienen grandes ángulos de inclinación, localizándose en zonas de fallamientos o en los ejes o flancos de los pliegues sinclinales.

Ejemplos: Cuenca de Krivorozhskii (Río Dnepr, EX-URSS), con 1.5 mil millones de ton de 57 % de fierro y con cuarcitas con fierro asociadas del orden de 18 mil millones de toneladas.

CAPITULO III

DEPOSITOS DE MANGANESO

Las menas de manganeso empezaron a utilizarse a fines del siglo XVIII en la preparación de pinturas y medicamentos. Una más amplia utilización de las menas de manganeso fue en la segunda mitad del siglo XIX cuando el hombre encontró la manera de producir acero. En la actualidad la industria metalúrgica es la principal consumidora de manganeso, y solo el 5 % de este metal se emplea en las industrias de la electrotécnica (para la producción de baterías secas), de la química (pinturas y lacas) y de la cerámica.

La adición de manganeso al fierro y al acero aumenta de una manera importante su dureza, viscosidad y capacidad de fraguar. En la metalurgia de polimetales el manganeso ayuda a otros metales dándoles características anticorrosivas y aumenta su solidez.

Las reservas mundiales de menas de manganeso son 3.1 mil millones de toneladas, de las cuales 2.4 mil. mill. de ton. son de la EX-URSS; en Gabón, Australia, Brasil, India y en la República de Africa del Sur de 200 a 50 mill. de ton., las reservas probables de la República de Africa del Sur se estiman en 3 mil mill. de ton.

En la EX-URSS más del 90 % de las reservas corresponden a menas sedimentarias, contrastando con el resto del mundo en donde las reservas en un 90 % corresponden a costras de intemperismo.

La producción de menas de manganeso en 1915 fué 1.5 mill. ton., en 1975 llegó a 22 mill. de ton. En la actualidad las menas de manganeso se explotan en 30 países; más de la mitad de la producción es de la EX-URSS; de 5 a 1.5 mill. de ton. al año - República de Africa Sur, Brasil, Gabón, Australia e India. El precio de las menas con contenido de 40-50 % de manganeso y menos de 0.14 % de fósforo es de 70 dólares la tonelada. El precio de 3000 USdólares (2008) la tonelada de metal puro.

Se consideran depósitos únicos de manganeso los que tienen reservas de más de mil millones de toneladas, como grandes - con reservas de cientos de millones de toneladas, como pequeños - con reservas de decenas de millones de toneladas.

En la metalurgia se emplean menas de leyes entre 30-36% de manganeso y menos de 0.2 % de fósforo.

Las leyes mínimas de explotación para menas fácilmente concentrables es de más de 10 % y para menas de difícil concentración más de 20 % y hasta 0.015 % de fósforo por cada 1 % de manganeso.

Geoquímica y Mineralogía

El manganeso está compuesto por un sólo isótopo 55 Mn. El clarke del Mn es 0.1 %. Aumento de Mn (hasta 1.5 clarke) se observa en las rocas ultrabásicas y básicas. El coeficiente de concentración del Mn es alto (alrededor de 300).

El manganeso posee dos valencias estables: uniones de Mn2+ y Fe2+ se intercambian unos a otros en los procesos endógenos, y Mn4+ y Fe3+ en procesos exógenos; estos últimos se sedimentan bajo diferente pH; el fierro en altas, y el manganeso en bajas condiciones de oxidación (es decir lejos de la costa).

Las concentraciones endógenas de manganeso no tienen significado industrial.Las concentraciones únicas y grandes sólo se encuentran en las rocas sedimentarias; concentraciones grandes y pequeñas en rocas volcano-sedimentarias y en las costras de intemperismo de las rocas metamórficas.

Se conocen más de 150 minerales de Mn. Minerales industriales (Mn en %): Pirolusita MnO_2 (55-63), Braunita Mn_2O_3 (60-69), Gausmanita $Mn.Mn_2O_4$ (65-72), Manganita MnOOH (50-62), Vernodita $MnO_2.nH_2O$ (40-45), Psilomelano $MnO.MnO_2$ (40-60), Rodocrosita $MnCO_3$ (40-45), Manganocalcita $(Ca,Mn)CO_3$ (7-23) y Manganosiderita $(Mn,Fe)CO_3$ (23-32).

Metalogenia

En la etapa geosinclinal las concentraciones básicas de manganeso se llevan a cabo en el estadio temprano, cuando en las partes cercanas a las costas de las cuencas geosinclinálicas, se concentran las menas sedimentarias. En los estadios medios y tardío del ciclo geosinclinálico no hay producción de manganeso. En la etapa cratónica se forman los depósitos de manganeso del grupo sedimentario y de intemperismo.

En la época metalogenética del arqueozóico-proterozóico se sedimentaron grandes formaciones geosinclinálicas, las cuales se caracterizan en muchos casos por tener capas altamente productoras de manganeso (gonditas de la India y en Ghana, cuarcitas con fierro de Brasil). En épocas más recientes se formaron en dichas rocas depósitos muy ricos en manganeso del tipo de intemperismo.

La época paleozóica se caracteriza por acumulaciones de manganeso en rocas del cámbrico inferior y devónico relacionadas con vulcanismo andesito-basáltico.

En la época mesozóica hay manifestaciones de manganeso relacionado con vulcanismo del jurásico y cretácico superior.

La época paleogénica se distingue por sus acumulaciones únicas de menas sedimentarias del oligoceno en la cuenca del Nikopol EX-URSS y grandes acumulaciones del paleoceno a lo largo de los Urales EX-URSS.

En el SW de México tenemos depósitos de Mn realacionados con rocas vulcano-sedimentarias del Cretácico inferior en la región de Autlán, Jalisco. Y en la región de Molango, Hidalgo en donde se relacionan con rocas sedimentarias del Jurásico.

Tipos de Depósitos Industriales

Los tipos industriales de manganeso son: 1)sedimentarios, 2)vulcano-sedimentarios, 3)de intemperismo, 4)metamorfogénicos.

Depósitos Sedimentarios

Los depósitos de Rodocrosita-psilomelano-pirolusita en capas oligocénicas lagunares y cercanas a costas se ubican en la parte sur del Paratetis, en donde se formaron el depósito de Nikopol EX-URSS, y Obrosche en Bulgaria. En estos depósitos se encuentran más del 70 % de las reservas mundiales. Su acumulación se le atribuye a procesos sedimentarios y/o vulcano-sedimentarios.

Una gran cantidad de menas de manganeso se encuentran en las concreciones de fierro-manganeso que ocupan grandes extensiones en el fondo de los oceanos Atlántico, Pacífico e Indico. Sus reservas se evaluan en 2.5×10^{12} t, lo que sobrepasa en más de cien veces las reservas que se conocen en los continentes de todo el mundo. Y debido a que la formación de concreciones es continua se calcula que las reserva de este metal aumentan en 10 millones de t cada año. Estas concreciones además de fierro y manganeso contienen cobalto, níquel, cobre, zinc, plomo, oro y plata; algunos geólogos piensan que se originaron a partir de exalaciones volcánicas, otros que por medio de la infiltración de los basaltos del fondo oceánico y otros piensan que son traidos de los continentes.

Ejemplo: Concreciones de fierro-manganeso de los fondos oceánicos. En México se pueden considerar los de Molango, Hidalgo.

Depósitos vulcano-sedimentarios

Los depósitos vulcano-sedimentarios de manganeso forman un grupo muy grande que varía desde los depósitos sedimentarios a los depósitos hidrotermales subvolcánicos. Están ubicados en regiones donde ha habido intenso desarrollo de vulcanismo submarino, el cual se caracteriza por la acumulación de lavas y tobas con menor cantidad de rocas sedimentarias. Para ellos se ha visto una relación muy estrecha con rocas y menas silíceas, tobas, jasperoides, calizas, dolomías y que contienen fierro-hematita.

Las menas se formaron en la primera etapa de desarrollo geosinclinálico bajo condiciones eugeosinclinálicas, posteriormente al período de actividad del vulcanismo submarino. Por medio de exalaciones volcánicas submarinas o hidrotermales. Por lo general los depósitos de fierro-manganeso se relacionan con complejos de pórfidos diabásicos, andesíticos o queratófiros cuarcíferos, ubicandose cerca de la salida de los magmas o un poco lejanos de ellos en medio de horizontes de materiales piroclásticos.

Los depósitos de este grupo tienen composición de braunita-gausmanita en menas primarias y psilomelano-bernadita en costras de intemperismo. Presentan formas de mantos de 1 a 10 m, conteniendo de 40-55 de Mn; menos de 10 de SiO_2; P de 0.03-0.06 . Este tipo de depósitos por lo general son pequeños.

Ejemplos de tales depósitos los hay en la EX-URSS (Gorni Altai, Kazaxstán, Urales), en México tenemos a los de Autlán, Jalisco.

Depósitos de Intemperismo

Los depósitos de intemperismo se forman a partir de rocas metamórficas silicatadas y carbonatadas que contengan manganeso. Están distribuidas principalmente en la India y Brasil, así como en Canadá, Venezuela, Gabón, Rep. de Africa del Sur y Australia.

En la India tienen importancia económica las costras de intemperismo que contienen pirolusita y psilomelano, que se forman a partir de las gonditas y conduritas de edad proterozóico, las cuales contienen Mn de 30 a 50 %; SiO_2 hasta 12 %; Fe hasta 14 %; P hasta 0.2 %. La profundidad de intemperismo es de 10 a 70 m. Hay decenas de depósitos grandes y cientos de pequeños depósitos de menas ricas en Manganeso.

En Brasil los depósitos de manganeso se encuentran relacionados con las cuarcitas con fierro, gonditas y rocas carbonatadas con contenidos de manganeso en los estados de Minas-Gerais, Amapa, Goya y Matu-Groso. a excepción de este último que es cámbrico-ordovícico, todos los mencionados son de edad proterozóica.

En las cuarcitas con fierro, las cuales tienen promedio de hasta 150 m. ,por lo general contienen de una a cinco mantos de 0.5 a 6 m. de rocas con enriquecimiento de manganeso. Estos mantos se pueden seguir a rumbo de cientos hasta 10 km., conteniendo manganeso de 40 a 50 %. y una relación de Mn:Fe=3:1, en las gonditas (8 a 10).

Depósitos Metamorfogénicos

Los depósitos metamorfogénicos de manganeso están relacionados con rocas silicatadas proterozoicas que contienen manganeso, estas reciben el nombre de gonditas y conduritas. Las gonditas están constituidas por cuarzo, espesarita, braunita, gausmanita y rodonita. Las conduritas contienen plagioclasas potásicas, espesarita y apatita. Estas rocas se intercalan con marmoles, cuarcitas y esquistos. Las gonditas y conduritas están distribuidas en amplias áreas de cientos de kilómetros cuadrados, la longitud de las capas manganesíferas llega hasta 3-8 km, con espesores de 3-60 m, con un promedio de contenido de manganeso de 10-20 %. Los depósitos más grandes se encuentran en la India y Brasil.

Las gonditas y conduritas en la India están constituidas por formaciones metamórficas de cuarcitas, esquistos y rocas carbonatadas, así como con capas manganesíferas metamorfizadas. Existen grandes cinturones de hasta 200 km de longitud y hasta de 30 km de anchura. El grado de metamorfismo varía de esquistos verdes a granulitas. Los cuerpos manganesíferos así como las rocas encajonantes presentan pliegues de diferentes tamaños. Los cuerpos metamorfizados de manganeso presentan textura rítmica columnar, con braunita, biksbita y hollandita. Están intercaladas con las rocas silicatadas manganesíferas gonditas y conduritas. Actualmente se explotan los cuerpos más potentes de menas de manganeso oxidadas de las zonas de intemperismo; las gonditas y conduritas no se explotan actualmente.

En la República de Africa del Sur en la región de Kuruman, los depósitos de manganeso están ubicados en la base de las capas de las cuarcitas ferríferas,

las cuales están cubiertas por dolomías del precámbrico superior del Sistema Transvaal.

Las capas que contienen Mn están constituidas por tres unidades mineralizadas con espesor promedio de 3 m. Las capas tomadas en conjunto suman un espesor productivo que varía de 20 a 50 m. Las capas se pueden seguir por varios kilómetros. Las menas están compuestas por braunita, criptomelanita, raramente gausmanita y manganita. El contenido de manganeso en las menas varía de 38 a 48 % y el fierro de 4 a 20 % .

CAPITULO IV

DEPOSITOS DE CROMO

El cromo fué descubierto en 1797 por el químico francés L. Voclen en el mineral crocoita de los Urales. Las menas de cromo (cromitas) fueron reconocidas primeramente en los Urales en el año de 1799. A principios del siglo XIX fueron utilizadas solo como materiales aislantes del calor en los hornos de la industria metalúrgica, para pinturas y como endurecedores de pieles. A fines del siglo XIX el cromo fué utilizado como metal adicionado para dar ligereza y mejorar las características del acero.

Actualmente los principales consumidores de cromitas es la industria metalúrgica (65%), la industria de los aislantes contra el calor (18%) y la industria química (17%). La adición de cromo al acero, aumenta su solidez, dureza y propiedades anticorrosivas (aceros inoxidables, esferas duras, resistentes a ácidos y en diferentes intrumentos de acero). Combinaciones de cromo con cobalto, tungsteno y molibdeno se utilizan como cubiertas anticorrosivas (cromado).

La EX-URSS ocupa el primer lugar en reservas y explotación de cromitas. Las reservas globales de cromitas en el mundo occidental son del orden de 1670 millones de t. Más del 90 % de ellas se encuentran en la Rep. de Africa del Sur y Zimbabwe. Otros productores son Turquía, Filipinas, India, Irán, Finlandia y en Madagascar.

La explotación de menas de cromitas en 1975 llegó a 6.7 millones de t. Actualmente se explotan las cromitas en más de 14 países, la EX-URSS explota más del 40 %. Las menas de cromitas con 44-48 % de Cr_2O_3 valen de 75 a 135 dólares la tonelada. El Cromo en el 2007 repuntó a 4000 USdólares la tonelada.

Como depósitos únicos en el mundo se consideran los que tienen reservas de cientos de millones de ton; como grandes de decenas de millones de ton y como pequeños los que poseen unidades de millones de toneladas.

La industria metalúrgica utiliza menas con contenidos de Cr_2O_3 > 48 % con una relación Cr_2O_3 / FeO > 3 y contenidos de S y P < 1 % ; la industria química Cr_2O_3 > 44 % , FeO < 14 % , SiO_2 < 5 % ; la industria de aislantes del calor Cr_2O_3 > 32 % , SiO_2 < 6 % , CaO<1 %.

Geoquímica y Mineralogía

En la naturaleza se conocen cuatro isótopos de cromo: 50, 52, 53, 54, el más distribuido es el 52. El clarke del cromo es 0.0083 %. Se nota un contenido alto en las rocas ultrabásicas (0.2%) y básicas (0.02%). Su coeficiente de concentración es muy alto (4000).

El cromo posee dos valencias 3+ y 6+. Las uniones de Cr 3+ son más estables y más ampliamente distribuidas. Las uniones de Cr 6+ se forman en un medio fuertemente oxidante bajo valores altos de pH. El Cr 3+ es compatible con el Al, Mg y Fe por lo cual forma uniones con estos metales durante la diferenciación de los magmas basálticos. Bajo condiciones exógenas tales

uniones se comportan de una manera muy estable, lo cual contribuye a la formación de placeres.

Se conocen 25 minerales que contienen cromo. Como industriales se consideran a las cromitas que tienen como fórmula general (Mg, Fe)O x (Cr, Al, Fe)$_2$O$_3$. La composición de las cromitas varía, Cr2O3 18-65; MgO hasta 16; FeO hasta 18; Fe$_2$O$_3$ hasta 30; Al$_2$O$_3$ hasta 33. También se presentan óxidos de Ti, Mn, V, Ni, Co, Zn, y otros. El mineral que tiene mayor importancia industrial es la magnocromita (50-65 % Cr2O3). Hay también otros minerales que contienen cromo adicionado como la vesubianita, diópsida, turmalina, granates, micas y clorita esta última se encuentra en las zonas de oxidación, teniendo significado como guía en la búsqueda de los yacimientos minerales.

Metalogenia

En el ciclo geológico los depósitos de cromitas se forman en dos medios: en el estadio temprano del desarrollo geosinclinálico y en el estadio de activización de los cratones.

En la etapa temprana de desarrollo geosinclinálico, en relación con dunitas y harzburgitas, los cuales son derivados de la diferenciación de gabros, se forman los depósitos magmáticos, dentro de los cuales los más importantes son los depósitos magmáticos tardíos. La ubicación de estos plutones es controlada por fallamientos profundos, los cuales delimitan las zonas eugeosinclinálicas, de esta manera se forman largos cinturones metalíferos de cromitas. Entre ellos encontramos los de los Urales, los Balcanes y de Turquía.

En los cratones con activización se forman plutones bandeados de gabro-noritas, con los cuales están relacionados los depósitos magmáticos tempranos de cromitas.

La mayoría de los geólogos consideran a los depósitos de cromo como producto de la diferenciación de magmas basálticos. Otros piensan sobre orígenes ligados con licuación o metasomatismo.

Los depósitos de cromo se pueden encontrar en diferentes épocas geológicas: proterozóico (India, EUA), caledonianos (Noruega, Africa del Sur), hercínicos (Urales, Balcanes, Turquía e Irán), alpinos (Yugoeslavia, Albania, Filipinas, Cuba y Nueva Caledonia).

Tipos de Depósitos Industriales

Entre los tipos industriales de depósitos de cromitas tenemos: 1) magmáticos tempranos, 2) magmáticos tardíos, 3) placeres (no muy importantes).

Depósitos Magmáticos Tempranos

Los depósitos magmáticos tempranos están compuestos por cuerpos en forma de horizontes o capas de menas de cromita en macizos estratificados de hiperbasitas. Como ejemplo de este tipo de depósitos tenemos a el macizo del Bushveldt en la Rep. de Africa del Sur y el depósito del Gran Dique en Zimbabwe.

Ejemplo: Bushveldt, esta constituido por un enorme lopolito de 460 km de largo por 250 km de ancho, el cual se cierra en el centro con ángulos de 15 a 30 grados. Se emplazó en una gruesa secuencia de cuarcitas y volcanitas del proterozóico. Como principal característica de este intrusivo es su estratificación, compuesto por capas de rocas básicas y ultrabásicas, las cuales tienen espesores de centímetros a metros, y siguiéndose a rumbo hasta 100-200 km. El intrusivo tiene el siguiente zoneamiento de abajo hacia arriba noritas, noritas y peridotitas, noritas con piroxenitas y anortositas, gabro-noritas y gabro-dioritas.

Los depósitos de cromitas están ubicados en las piroxenitas y anortositas. Con las noritas de esa misma zona están relacionados los depósitos de sulfuros de cobre-níquel con platino. Con las anortositas también encontramos depósitos de titanomagnetitas. En las partes altas del intrusivo se han encontrado depósitos hidrotermales de estaño y fluorita.

Los depósitos de cromitas se ubican en dos horizontes metalíferos los cuales se siguen por 110-160 km. Las menas están compuestas por diseminaciones en capas las cuales siguen la estratificación. También se encuentran cromitas con textura nodular.

Se han encontrado más de 25 horizontes metalíferos los cuales se han seguido hasta 120 m de profundidad. Las leyes son de Cr2O3 de 32 a 46 % con una relación de Cr_2O_3/FeO de 1.5-1.75 . Las reservas de cromitas se evaluan en 500 millones de t. con 45 % de óxido de cromo.

Depósitos Magmáticos Tardíos

Este tipo de depósitos están ampliamente distribuidos en la EX-URSS (Urales), Albania, Grecia, Yugoeslavia, Turquía, Irán, Pakistán, la India, Filipinas, Madagascar y en Cuba.

Este tipo de depósitos están relacionados con lacolitos de grandes dimensiones, los cuales están compuestos por peridotitas y dunitas.

Los contactos entre las cromitas y las rocas encajonantes por lo general son tajantes, raramente tectónicos. La mineralización se presenta en forma de vetas lenticulares, raramente lentes isométricos. Los ángulos de inclinación varían de 5 a 15, raramente más de 45. La profundidad llega hasta 1200 m. Los cuerpos llegan a tener hasta 150 m de espesor por decenas de metros hasta 1.5 km. de rumbo. Las leyes de Cr_2O_3 varían de 55 a 63 %, .

Depósitos de Placer

Los depósitos de placer de cromitas se forman a cuenta de los depósitos antes descritos. Son conocidos en los Urales (EX-URSS), Filipinas, Nueva Zelandia, Zimbabwe y Cuba. Los Placeres marinos son conocidos en el estado de Oregon (EUA), Saxalin (EX-URSS), Albania y Turquía.

CAPITULO V

DEPOSITOS DE TITANIO

Fué descubierto en 1791 por el químico inglés W. Gregor, pero solo encontró aplicación a mediados del siglo XX, como metal que posee características únicas. La temperatura de fundición (1725 grados) mucho más alta que el fierro y el níquel pero la densidad dos veces menos. El titanio se caracteriza por su alta solidez y estabilidad contra la corrosión.

Las aleaciones de titanio se emplean como metal para construir en las industrias de la aviación, construcción de barcos, máquinas energéticas, industria metalúrgica, en donde se emplean por largos períodos, bajo condiciones químicas adversas y en una muy amplia gama de temperaturas desde las más bajas hasta más de 500-600 C. Se emplean aleaciones de titanio-vanadio, titanio-carbón y bióxido de titanio.

Las reservas generales de bióxido de titanio en los países capitalistas es de alrededor de 230 millones de t.; 90 % de estas reservas se ubican en Brasil, Rep. de Sudáfrica, China, Canadá, Noruega, EUA, India, Egipto y Australia. La producción de concentrados de titanio es de 3.5 millones de t. (90 % de ilmenita y 10 % de rutilo). Los principales productores de concentrado de titanio son Australia, EUA y Noruega. El titanio metálico se produce en la EX-URSS, EUA, Inglaterra y Japón. El precio del concentrado de ilmenita es de 55 dólares y el del concentrado de rutilo es de 190 dólares la tonelada. Con 35000 USdólares (2008) la tonelada de metal puro.

Como depósitos únicos son los que tienen reservas de decenas de millones de t.; depósitos grandes los que tienen unidades de millones de t.; depósitos pequeños de cientos de miles de t. de bióxido de titanio. Para los depósitos de placer los tamaños son de una tercera parte de los citados.

Las leyes son de 10 % de TiO_2 para depósitos endógenos. Para placeres más de 10 % de ilmenita o 1.5 % de rutilo. Como elementos nocivos tenemos - Cr, P y S.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen cinco isótopos de titanio 46, 47, 48, 49, 50, de estos el más distribuido en la naturaleza es el 48. El clarke del titanio es de 0.45 %; las concentraciones de titanio aumentan en los intrusivos básicos (0.9 %) e intermedios (0.8 %). El coeficiente de concentración del titanio es bajo e igual a 20.

Bajo condiciones naturales el titanio es de valencia 4 y se encuentra solo con uniones de oxígeno. El titanio se concentra en rocas tipo gabros, hornblenditas, piroxenitas. Los minerales de titanio son resistentes al intemperismo y por lo tanto forman concentraciones en los placeres.

En la actualidad se conocen alrededor de 70 minerales con titanio. En muchos minerales el titanio entra como elemento traza. La explotación industrial de titanio es a partir de la ilmenita ($FeTiO_3$ 31.6 %) y del rutilo (TiO_2 60 %). En las

ilmenitas y rutilos también se encuentran los siguientes elementos: vanadio, escandio, tantalio y niobio. La extración de la ilmenita de la titanomagnetita es posible siempre y cuando el tamaño de la ilmenita sea mayor que 0.3 mm. Una pequeña parte de titanio es extraida de la leucoxena (la cual es producto de alteración de la ilmenita y la esfena), de la anatasa (modificación polimórfica de TiO2) y de la loparita (Na,Ce)TiO_3 (26.6 % Ti).

Según N. Belov, el TiO_2 en la forma del rutilo se forma en los medios mineralógicos donde esta presente el Fe, y en su ausencia se forma la anatasa.

Metalogenia

Los depósitos de titanio se formaron principalmente en el estadio temprano de la etapa geosinclinálica con relación a la formación de intrusivos bien diferenciados de composición gabro-piroxenitas-dunitas. Hay dos grupos principales 1) depósitos en anortositas con menas de ilmenita y rutilo-ilmenita; 2) depósitos en gabros con menas de ilmenita-magnetita.

Hay plutones de composición alcalina y ultrabásica relacionados con mineralización de titanomagnetitas, ubicados en zonas cratónicas antigüas que han sufrido activización.

Como resultado de la destrucción de las rocas que contienen rutilo, ilmenita o anatasa se formaron placeres cercanos a costas o aluviales entre los cuale se conocen tanto placeres fósiles como placeres cuaternarios.

Los depósitos de titanio pertenecen a distintas épocas: desde pre-cámbricos hasta alpinos.

Tipos de Depósitos Industriales

Entre los depósitos de titanio tenemos: 1) magmáticos, 2) de placer, 3) de intemperismo, 4) vulcano-sedimentarios, 5) metamorfogénicos.

Depósitos Magmáticos

Los depósitos industriales de mayor importancia de titanio están relacionados con grandes plutones de composición anortosítica, los cuales ocupan áreas de cientos a miles de kilómetros cuadrados. En Canadá se conocen Lake Tio y otros; en la EX-URSS en siberia oriental Malo-Tagulskoe y otros; Telness en Noruega; Tegavus en los EUA.

Ejemplos: Malo-Tagulskoe: es un depósito de menas de ilmenita-titanomagnetitas, el cual se se localiza en la región de Irkutsk. Se encuentra en un plutón de gabro-anortositas de 200 km_. Los cuerpos metálicos tienen tamaños que van de los 50x100 a 130x850 m. teniendo inclinaciones muy fuertes, los cuerpos se siguen hasta una profundidad de 300 m. El contenido de Fe varía de 20 a 30 %, el contenido de TiO2 en los concentrados de magnetita varía de 12-16 %.

Lake Tio: es uno de los depósitos más grandes de menas de hematita-ilmenita, el cual se ubica en la provincia de Quebec, Canadá, posee reservas de

125 millones de t..De el se explotan el 80 % de los concentrados de ilmenita de Canadá, con leyes de 35 % de bióxido de titanio y 40 % de fierro. El depósito se ubica en un plutón de anortositas de forma oval de 150x50 km. Esta compuesto por tres cuerpos en forma de mantos. El cuerpo principal tiene 1 km_ con un espesor de 90 m.. En los cuerpos se encuentran xenolitos de anortositas. Las menas más ricas poseen contenidos de 75 % de ilmenita y 20% de hematita, también están presentes otros minerales como calcopirita, pirita pirrotita. Las leyes son de 32 a 36 % de bióxido de titanio, Fe de 39 a 43 %. Este depósito es considerado como magmático tardío relacionado con fluidos metálicos residuales los cuales se emplazaron en las zonas de debilidad de las anortositas. En los EUA el 50 % de las explotación de ilmenita es obtenido de un depósito parecido Tegavus con reservas de 100 millones de t. con leyes de TiO_2 de 9 a 12 %.

Depósitos de Placer

Entre los depósitos de titanio de placer encontramos continentales y los más importantes, los que se ubican cercanos a las costas.

Este tipo de depósitos son conocidos en Australia occidental, India, Sri Lanka, Sierra Leona, Brasil y EUA. Hay grandes depósitos de arenas con ilmenita en las costas del norte de Groenlandia, en la parte oriental de la isla de Madagascar, en las costas de Mozambique y de Nueva Zelandia.

Dentro de las arenas que contienen la ilmenita y el rutilo también encontramos cuarzo, plagioclasas y caolinita. El tamaño de los granos de ilmenita varía de 0.1 a 0.25 mm., encontrandose leyes del orden de decenas a cientos de kg. por m^3.

Depósitos de Intemperismo

Se conocen costras de intemperismo formadas a partir de rocas de composición gabro-anortositas y rocas metamórficas. Los minerales ilmenita y rutilo que son muy resistente al intemperismo se acumulan durante la removilización de los minerales alterados y que son destruidos facilmente.

La composición de las rocas madres influye grandemente en los contenidos de los minerales económicos, por ejemplo: a partir de anortositas se encuentran leyes del orden de 300 a 500 kg./m^3 de ilmenita, contrastando con leyes resultantes de rocas metamórficas que se escuentran en el orden de 180 kg./m^3.

Depósitos Vulcano-sedimentarios

Este tipo de depósitos esta relacionado con rocas vulcano-sedimentarias de composición básica y con sus variedades tobáceas, los granos de ilmenita varían de 0.25 a 0.3 mm. Este tipo de depósitos es muy raro, ejemplo de ellos es el depósito Nizhnii Mamon en la región de Voronezh en la parte sur de Rusia.

Depósitos Metamorfogénicos

Estos depósitos se pueden dividir en metamorfizados y en matamórficos: los metamorfizados están relacionados con antiguos placeres o depósitos magmáticos en gabros los cuales posteriormente sufrieron el metamorfismo. Entre los segundos tenemos el depósito Otanmiaki en Finlandia el cual se ubica en rocas anfibolíticas formadas a partir de gabros con mineralización, las leyes promedian 12 % de TiO_2.

Los depósitos metamórficos están relacionados con rocas del basamento, por ejemplo con esquistos tenemos el depósito Harbord, en EUA, el cual contiene hasta 20 % de rutilo, también se conoce en México gneises con rutilo hasta 25 % en el depósito Pluma Hidalgo.

También se conocen en las eclogitas del sur de los Urales en Rusia, con leyes de 4.5 % de rutilo.

CAPITULO VI

DEPOSITOS DE VANADIO

El elemento vanadio fué descubierto en el año de 1801 por el mineralogista mexicano Del Río. Solo se empezó a utilizarse a principios del siglo XX para dar ligereza a el acero. Ayuda a la eliminación del nitrógeno y del oxígeno del acero, aumenta la dureza, elasticidad, resistencia al corte y otras propiedades.

Se utiliza ampliamente en la industria de la aviación en la construcción de las turbinas y en la industria de los cohetes. El acero con 1-5 % de vanadio (junto con el Cr, W y Mo) se utiliza para construir máquinas de corte de alta velocidad.

En la industria química el vanadio se utiliza como catalizador en el petróleo, para la producción de oxígeno, pinturas.

Las reservas del V_2O_5 en el mundo occidental son aproximadamente de 6.7 millones de ton., el 85 % de ellas se encuentran en la Rep. de Africa del Sur y Australia, el restánte 15 % en la India, EUA, Finlandia, Noruega y Namibia. La producción de V_2O_5 en miles de ton. es Rep. de Africa del Sur - 19, EUA - 7.5, Finlandia - 2.3, Noruega - 2, Namibia - 1. El precio del V_2O_5 varía alrededor de 6 dólares por kg.

La mayoría de los depósitos de donde se obtiene el vanadio se consideran como de otro elemento. Por ejemplo se obtiene en la explotación de componentes principales como Fe, Ti, U, Pb, Zn, P y también con el petróleo.

El vanadio se obtiene de menas de titanomagnetitas, ilmenitomagnetitas principalmente, y también de uranio-vanadio, fosforitas, zonas de argilitización, zonas de oxidación de menas polimetálicas, bauxitas y del petróleo.

Se consideran como depósitos únicos los que poseen millones de ton. de V_2O_5; como grandes con cientos a decenas de miles de ton.; como pequeños los que poseen miles de ton.. Las leyes mínimas en los concentrados de titanomagnetitas es de V_2O_5 de 0.3 %, se consideran como elementos nocivos al CaO y al P.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen dos isótopos estables de vanadio, el V50 muy raro en la naturaleza y el más común V51. El clarke del vanadio es 0.009 %. Aumenta la concentración a 0.02 % en los gabros y basaltos. El coeficiente de concentración es 30.

El vanadio con valencia tres se presenta en rocas magmáticas. El radio iónico es parecido al del Fe^{3+} y Ti^{4+}, lo que hace que el vanadio en procesos hipogénicos se encuentre en forma dispersa. Los minerales que lo concentran son los que contienen Fe y Ti, titanomagnetita, esfena, rutilo, ilmenita, piroxenos, anfíboles y granates.

En formaciones hidrotermales es común encontrar minerales con valencia 3, 4 y 5. El vanadio tiene la tendencia a formar uniones complejas con sales (Cl,F) lo que provoca que sea transportado por fluidos hidrotermales.

Bajo condiciones exógenas el vanadio se transporta en aguas de ríos y marinas en forma de soluciones VCl_3, VCl_4, VOCl, $VOCl_3$ y también es absorbido por hidróxidos de Fe, Al y sustancias orgánicas. Es común encontrar a los vanadatos en las zonas hipergénicas (H_3VO_4).

Se conocen alrededor de 70 minerales que contienen vanadio, la mayoría 50 % son vanadatos y los otros restantes óxidos, silicatos y sulfuros.

Entre los minerales que se consideran como industriales tenemos: titanomagnetita con 0.3-10 % de V_2O_5, roscoelita $KV_2AlSi_3O_{10}$ $(OH)_2$ con 19-29 %, carnotita $K_2U_2(VO_4)O_4$ $3H_2O$ (20%), vanadinita $Pb_5(VO_4)3Cl$ (19%), descloizita $(Zn,Cu)Pb(VO_4)OH$ (20-23%) y patronita VS_4 (29%).

Metalogenia

Bajo condiciones endógenas el vanadio entra en la composición de las titanomagnetitas e ilmenito-magnetitas de los depósitos magmáticos, los cuales se originan en la etapa temprana del ciclo geosinclinálico, relacionado con intrusivos de la formación de gabro-piroxenitas.

Bajo condiciones exógenas el vanadio esta relacionado con rocas sedimentarias de las llamadas lutitas carbonosas y también con menas de Fe sedimentarias, carbones, bauxitas y zonas de oxidación de depósitos de uranio y de polimetales. Los principales depósitos endógenos de vanadio son de edad proterozóica y caledonianos. Los depósitos exógenos son importantes en el paleozóico inferior y durante el mesozóico relacionados con menas oolíticas de Fe, las cuales son concentradoras del vanadio.

Tipos de Depósitos Industriales

Dentro de los depósitos de vanadio tenemos: 1) magmáticos, 2) de intemperismo, 3) de placer, 4) sedimentarios, 5) metamorfogénicos.

Depósitos Magmáticos

Los intrusivos productores de vanadio son ultrabásicos y básicos de la formación anortosítica (Canadá) y también de intrusivos diferenciados de gabros y noritas (Complejo Bushveldt), estos intrusivos llegan a tener extensiones de cientos y miles de km_. Hay también intrusivos de decenas de km_ de la formación de gabros-dunitas con los cuales están relacionados depósitos de titanomagnetitas con vanadio. Este tipo de depósitos tiene reservas de varios millones de toneladas con un contenido de vanadio de 0.1-1 % . Como minerales principales concentradores del vanadio esta la titanomagnetita y la magnetita.

Las mayores concentraciones de vanadio se observan en las rocas básicas; en menor cantidad están en las rocas ultrabásicas.

Como ejemplos de depósitos de vanadio únicos en el mundo esta el depósito de titanomagnetitas de Kachkanar en los Urales y el depósito de ilmenito-magnetitas del Complejo del Bushveldt en la Rep. de Africa del Sur.

Depósitos de Intemperismo

Los depósitos de intemperismo de la zona de oxidación de los depósitos de polimetales están ampliamente distribuidos en Africa (Namibia y Zambia), en Australia, Argentina, EX-URSS y EUA. Por lo general son depósitos muy pequeños con respecto a sus reservas, los cuales se forman solo en la zona de oxidación con leyes de hasta 5.6 %. Las menas hipogénicas contienen vanadio en muy pequeña cantidad (0.00n-0.0n %). Contienen el mineral descloizita, cuprodescloizita y vanadinita. La profundidad de la zona de oxidación no pasa de cientos de metros.

Depósitos de Placer

Hay grandes placeres de playas marinas de arenas con titanomagnetitas en Nueva Zelandia (con reservas de 800 mil t. con 0.7 % de V_2O_5).

Depósitos Sedimentarios

Conjuntamente con las fosforitas de las Montañas Rocky de EUA, de edad pérmica se encuentran las mayores concentraciones de vanadio (0.22 %).

En el escudo del Colorado hay depósitos de carnotitas en rocas mesozoicas de afinidad de lechos rojos, donde se encuentran leyes de hasta 1.7 %, uranio 0.18-0.34 % de U3O8 y Cu 0.5 % .

Hay concentraciones de V_2O_5 en depósitos sedimentarios de Fe como Lotaring (Francia) y Kerch (EX-URSS) donde hay leyes de 0.05-0.1 % de V_2O_5. En depósitos de bauxitas de 0.1-0.2 % de V_2O_5 y en sedimentos carbonosos como carbones y lutitas carbonosas.

Depósitos Metamorfogénicos

Otanmiaki en Finlandia es un depósito de ilmenito-magnetitas, emplazados en unas anfibolitas y granitos gneisicos con contenidos de V de 0.62 % el cual se explota conjuntamente con el Fe y Ti.

Wilson Springs en EUA, el cual se encuentra en el contacto argilizado de unas sienitas nefelínicas y unos esquistos, como concentradores del V se presentan los minerales arcillozos. Se piensa que el intemperismo también ayudo, aparte del metamorfismo en la concentración del Vanadio.

POLIMETALES

Se consideran como polimetales aquellos que son la base para la industria metalúrgica no ferrosa como: aluminio, magnesio, niquel, cobalto, cobre, plomo y zinc, estaño, tungsteno, molibdeno, bismuto, antimonio y mercurio.

CAPITULO VII

DEPOSITOS DE ALUMINIO

En 1865 el químico ruso N. Bequet obtuvo aluminio por medio de experimentos empleando el Mg a partir de una criolita (Na_3AlF_6). Este método encontró aplicación industrial en Alemania y Francia a fines del Siglo XIX. La industria del aluminio solo se desarrollo después de encontrar el método de electrólisis de la criolita-arcillas el cual fué inventado casi simultaneamente en 1866 por P. Eru en Francia, Ch. Hall en EUA y K. Bayer en Rusia en 1887. También se han ideado métodos para obtener aluminio a partir de bauxitas de calidad inferior por medio de cocimiento.

El aluminio debido a que es muy ligero (2.7), alta conductividad eléctrica, alta estabilidad contra corrosión y alta estabilidad mecánica (combinado con Cu, Si, Mg, Mn, Zn, Ni) encontró una amplia aplicación en la industria de la aviación, de automóviles, transporte, construcción, envases de líquidos y utencilios de cocina.

Las reservas de bauxitas en el mundo sobrepasan los 23 mil millones de ton., de las cuales 90 % se ubican en zonas tropicales, 75 % de ellas pertenecen a Australia, Guinea, Brasil, Jamaica y Camerún.

Se explotan bauxitas en 28 países. La producción sobrepasa los 65 millones de ton. de bauxitas, de las cuales 80 % se extraen de Australia, Jamaica, Guinea, Surinam, Guyana, Grecia, India e Indonesia. La producción de bauxitas es de 27 millones de ton., de alumina llega a 23 millones de ton., o sea de 19 millones de ton. de aluminio. El precio de las bauxitas varía de 20 a 40 dólares promediando últimamente 30, y de 2500 USdólares la tonelada de aluminio.

En la EX-URSS se empezó a explotar aluminio a partir de alunitas y de sienitas nefelínicas así como de esquistos de kianita, sillimanita y andalusita.

Como depósitos únicos en el mundo se consideran los que tienen reservas de bauxitas de más de 500 millones de ton.; como grandes se consideran los de 500 a 50 millones de ton. y como pequeños los de menos de 50 millones de ton.

El contenido de Al_2O_3 en las bauxitas debe de ser de no menos de 40 % con una relación de Al_2O_3/SiO_2 mayor que 2.6 .

De bauxitas de Al_2O_3 > 50 % y Al_2O_3/SiO_2 > 10 se produce el cemento portland de rápido fraguado.

Geoquímica y Mineralogía

El aluminio solo tiene un isótopo Al 27. El clarke es de 8.05 %. El coeficiente de concentración es bajo e igual a 5.

Bajo condiciones endógenas el aluminio se concentra en rocas nefeliníticas y de leucita y en anortositas. También se acumula en procesos de alunitización relacionados con hidrotermalismo sobre rocas volcánicas ácidas. Las acumulaciones mayores se observan en las costras de intemperismo de rocas ácidas, alcalinas y básicas.

Bajo procesos sedimentarios la alumina se disuelve y transporta solo en fluidos ácidos (pH < 4) o con fuerte alcalinidad (pH > 9.5). La sedimentación de hidróxidos de aluminio empieza con pH = 4.1 . En presencia de SiO_2 la disolución del Al_2O_3 aumenta y con existencia de CO_3 disminuye.

Debido a que el Al, Fe y Mn poseen diferente movilidad geoquímica se produce su diferenciación en los bordes de cuencas sedimentarias. Cercano a las costas se acumulan las bauxitas, después el Fe y más alejadas a profundidad el Mn.

El aluminio forma parte de más de 250 minerales, pero de significado industrial son los siguientes: boehmita y diáspora Al_2O_3 H_2O (85 % de Al_2O_3), gibbsita (sinónimo de hidroargilita) Al_2O_3 $3H_2O$ (65.4 %), nefelina $KNa_3(AlSiO_4)_4$ (34 %), leucita $K(AlSi_2O_6)$ (23 %) y alunita $KAl_3(SiO_4)_2$ $(OH)_6$ (37 %). Tienen perspectivas para la explotación del Al también: kianita, sillimanita, andalusita, dawsonita y caolín.

La menas más importantes para la producción de Al son las bauxitas la cual se define como una roca compuesta por hidróxidos de aluminio, óxidos e hidróxidos de Fe, minerales arcillosos, cuarzo, en las cuales la relación Al_2O_3/SiO_2 no es menor de 2. Por su constitución mineralógica se diferencian: las bauxitas de diáspora, de boehmita, de gibbsita y así como complejas, compuestos por dos o más de los citados minerales. Son de color rojo debido al óxido de Fe, pero también hay bauxitas blancas, grises, verdes, negras. Las bauxitas tienen capacidad de absorver por lo cual es común la presencia de V, Cr, Ca, Ti.

La alumina amorfa se transforma con el tiempo en boehmita y esta a gibbsita, por lo cual en la naturaleza prevalecen las bauxitas de gibbsita.

Metalogenia

Las condiciones más propicias para la formación de depósitos de bauxitas durante los ciclos geológicos ocurren dos veces: en la etapa temprana del desarrollo geosinclinálico cuando se forman los depósitos sedimentarios y en la etapa cratónica cuando se forman los depósitos de intemperismo y sedimentarios.

Tipos de Depósitos Industriales

Todos los depósitos industriales de bauxitas se consideran de origen exógeno.

Se dividen en depósitos de intemperismo y sedimentarios.

a)Intemperismo -in situ.

-infiltrados.

b)Sedimentarios -depósitos intercalados entre capas terrígenas de regiones cratónicas.

-depósitos relacionados con capas calcáreas de regiones geosinclinálicas.

Depósitos de Intemperismo

Intemperismo in situ - comunmente llamadas lateritas, las cuales son productos de un fuerte intemperismo químico de rocas alumino-silicatadas de composición básica, intermedia y ácida, formadas bajo condiciones tropicales y subtropicales bajo largos e intensivos períodos de lluvias calientes las cuales deslavan las rocas afectadas, llevándose los álcalis y sílice y acumulando los óxidos de aluminio, fierro y titanio. Los depósitos de lateritas de edad terciaria son de mucha importancia.

Ejemplo: Boke en Guinea, con más de 3 mil millones de ton. con 50 % de alúmina, 1-2 % de sílice y óxidos de Fe de 2 a 6 %.

Intemperismo infiltrado - Depósitos de Arkansas (EUA) con 50 millones de ton. con 32 a 62 % de alúmina, 2-12 % de sílice y 1-9 % de FeO.

-Zona de Guyana, Surinam y Guayanas ubicadas a un lado del Océano Atlántico al norte de Brasil con 850 millones de ton. con 58-66 % de alúmina, sílice y FeO de 0.1 a 2.5 %.

-Australia en su parte N y SW con reservas de 1/4 y explotación 1/3 de las mundiales, con bauxitas con muy buenas leyes de 50-62 % de alúmina, sílice de 3-5 % , FeO de 12-20 % y TiO_2 de 3 a 4 %.

Depósitos Sedimentarios

Cratónicos : este tipo de depósitos están relacionados con zonas de levantamientos intracratónicos, los cuales pueden contener sedimentos de afinidad carbonosa, con los cuales es común que esten intercalados los horizontes de bauxitas. También es común encontrarlos en las zonas limítrofes entre cratones y zonas de plegamiento.

Este tipo de depósitos de edad paleozóico superior se encuentran en los cratones de China, de Norteamérica y en el de Siberia.

Se caracterizan por estar ubicados en los valles intermontanos que dejaron los plegamientos, por lo cual las formas del relieve determinan el tamaño de los depósitos que varían de 1 a 7 km. de largo por hasta 1 km. de ancho y con espesores que varían de 10 a 40 m. Las leyes varían de Al_2O_3 de 36 a 70 %, con

SiO_2 de 11 a 28 %, con Fe_2O_3 de 4 a 19 %, TiO_2 de 2 a 3 %, y CaO de 1 a 10 % con un módulo de silicio de 2.6 a 4.1 .

Geosinclinálicos: este tipo de depósitos están relacionados con las partes periféricas de los geosinclinales , en los límites con las zonas cratónicas. Se formaron en aguas poco profundas y en la mayoría de los casos ligados con zonas de karst, los cuales en muchos casos sirven como entrampamientos y defensoras de erosión posterior. Este tipo de bauxitas se encuentran en los Urales (EX-URSS), Hungría, Grecia, Francia, Yugoeslavia, Jamaica, Haiti y República Dominicana. Presentándose leyes de Al_2O_3 de 45-50 %, SiO_2 0.5-3.5 %, Fe_2O_3 17-23 %, TiO_2 2-3 %, P_2O_5 0.3-3 %, CaO 0.1-1.2 %, por lo cual no se pueden considerar de muy buena calidad, si bien en el caso de Jamaica se cuenta con grandes reservas del orden de 1 mil millones de ton., se encuentran casi en la superficie, por lo cual tienen mucha importancia económica.

Aluminio No Bauxítico

En la EX-URSS se obtiene aluminio a partir de menas nefelínicas que se obtienen durante el tratamiento de menas de apatito-nefelina, sienitas nefelínicas, en la Península de Kola. También tienen perspectivas de utilizarse en la industria del aluminio las esquistos con alto contenido de kianita, así como las arcillas caoliníticas.

CAPITULO VIII

DEPOSITOS DE MAGNESIO

Fué obtenido por primera vez por el químico francés A. Bussi en su forma metálica en 1829. Se empezó a utilizar en la industria a finales del siglo XIX. Las uniones del magnesio con el aluminio, zinc y manganeso se caracterizan por su alta ligereza y solidez.

La explotación del magnesio llega aproximadamente a 300 mil ton. al año. La mitad de ellas se obtiene de las dolomitas y la otra mitad de las magnesitas, del agua marina y de salmueras. La explotación de las dolomitas se realiza en gran escala en Francia y en la Gran Bretaña; de la magnesita en EUA, Francia y Alemania; de salmueras en la EX-URSS y EUA. El precio del magnesio es de 5280 USdólares la tonelada (2008).

El clarke del magnesio es igual a 1.87 % ; el contenido promedio en el agua marina es igual a 0.13 %. Es considerado como uno de los metales más ligeros (densidad = 1.74). De los isótopos del Magnesio (24,25,26) en la naturaleza el más abundante es el Mg 24.

Como principales fuentes del Magnesio se conocen: dolomita $CaMg(CO_3)_2$ (13.1 %), magnesita $MgCO_3$ (28.7 %), carnalita $MgCl_2KCl_6(H_2O)$ (8.7 %). La magnesita para ser útil en la producción del magnesio metálico debe contener no menos de 43 % de MgO y no más de 2.5 % de CaO y 2 % de SiO_2.

Los depósitos de dolomita en capas carbonatadas de origen sedimentario son muy comunes y sus reservas muy grandes. Los depósitos de magnesita se forman por lo general bajo condiciones hidrotermales de temperaturas medias, por medio del metasomatismo de los fluidos contenedores de magnesio con calizas y dolomías y por influencia de fluidos calientes que contienen CO_2 sobre rocas ultrabásicas. Concentraciones de magnesita amorfa se forman también por intemperismo de rocas ultrabásicas.

Los depósitos de magnesitas se conocen en la EX-URSS (Urales, Siberia, Kazaxstán), Austria, Grecia, Checoeslovaquia, Yugoeslavia, Corea del Norte, China, Canadá, EUA y México.

También es común encontrar sales con magnesio en grandes cantidades en lagos Ej: Mar de Aral y Caspio. Los depósitos de carnalita de origen sedimentario son conocidos en depósitos de sales en la EX-URSS, Alemania, Francia, España y otros.

CAPITULO IX

DEPOSITOS DE NIQUEL

El níquel es un metal que se conoce desde 200 años ANE, cuando se utilizó como monedas y en otras combinaciones con otros metales. Fué separado por el químico sueco A. Kronstedt en 1751. Debido a su estabilidad química, térmica y mecánica se utiliza ampliamente en la industria metalurgica (90 % del Ni explotado) para producir aceros inoxidables; se emplea en las industrias de la aviación a reacción, cohetes, atómica, radioelectrónica, química y alimenticia.

El níquel se obtiene de menas de níquel, cobre-níquel, cobalto-níquel.

El precio del níquel fluctúa actualmente de 18500 a 19000 USdólares la tonelada (2008). Se tuvo una producción de 524 mil ton. de níquel refinado en 1984. Las reservas exploradas son de 37.2 millones de ton. y reservas probables de 95 millones de ton. Como principales productores están: Nueva Caledonia, Canadá, EX-URSS, Filipinas y Australia. Se consideran como depósitos únicos (Nueva Caledonia y Sudbury, Canadá) los que contienen más de 500 mil ton. del metal; como grandes de 500 a 250 mil ton.; como medianos de 250 a 100 mil ton. y pequeños de menos de 100 mil ton. Se consideran como menas ricas las que tienen sulfuros de más de 1 % de Ni, marginales de 1 a 0.5 % y pobres de 0.5 a 0.1 %; las menas de silicatos de níquel se consideran ricas cuando tienen más de 2 % de Ni, marginales de 2 a 1.3 % y pobres de 1.3 a 1 %.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen cinco isótopos estables de níquel 58, 60 a 62, 64, de los cuales el 67.8 % es del 58. El clarke es de 5.8×10^{-3} %; el coeficiente de concentración es de 200. El clarke del níquel aumenta de las rocas ácidas (8×10^{-4} %) a las básicas (1.6×10^{-2} %) y a las ultrabásicas (2.2×10^{-1} %). Por lo cual las concentraciones industriales de níquel se asocian con magmas básicos e hiperbásicos, los cuales están ligados con cámaras subcorticales. Cuando existe la presencia de azufre conjuntamente con Ni, Cu y Fe se forman minerales del tipo de los sulfuros.

A temperaturas altas (1500-1200 °C) se lleva a cabo la licuación o división de los magmas en dos fluidos: de sulfuros y de silicatos. Durante la licuación influye mucho la concentración de azufre, la composición del magma silicatado y principalmente la cantidad de Fe, Mg y Si. Con la presencia del Fe aumenta la disolución de los sulfuros en 10 veces. Durante la cristalización de tales fluidos se forman los depósitos magmáticos de sulfuros de Cu-Ni.

En las etapas postmagmáticas de los magmas graníticos, relacionados con procesos hidrotermales ocurren pequeñas concentraciones de Ni, conjuntamente con cobalto, arsénico, azufre y a veces con bismuto, plata y uranio.

Bajo condiciones exógenas el niquel se concentra en las costras de intemperismo como resultado de la desintegración química del olivino y de la serpentina, en los cuales de una manera isomorfa entran el magnesio y el níquel,

este último es transportado en forma de $Ni(HCO_3)_2$ por las aguas freáticas y sedimentado en los horizontes más bajos de las costras de intemperismo.

Se conocen 45 minerales de níquel. Entre los sulfuros tenemos a: pentlandita (Fe,Ni)S (22-42 %), millerita NiS (65 %), niquelita NiAs (44 %), cloantita $NiAs_{3-2}$ (4.5-21.2 %), polidimita Ni_3S_4 (40-54 %) y hersdorfita NiAsS (26-40 %). Entre los silicatos: garnierita $NiOSiO_2H_2O$ (NiO 46 %), nepuita $12NiO_3SiO_22H_2O$ (20-46 %) y revdenskita $3(Ni,Mg)O_2SiO_2H_2O$ (46 %). En las zonas de oxidación de las menas de arsénico se forma annaberhita $Ni_3As_3O_88H_2O$ (37 %), este último mineral solo es indicativo y no forma cantidades industriales.

Metalogenia

Los depósitos de níquel no son característicos de las etapas geosinclinálicas. Hay algunas pequeñas concentraciones no industriales las cuales están ligadas con procesos hidrotermales con sulfoarsenatos de níquel y cobalto. Los principales depósitos magmáticos de menas de sulfuros de níquel-cobre se formaron en la etapa de activización de los cratones antiguos relacionados con procesos de diferenciación de rocas gabróidicas. Los depósitos exógenos de silicatos de níquel están ubicados en las costras de intemperismo y se forman en la etapa continental.

En la historia del desarrollo geológico se conocen dos épocas principales de formación de depósitos de sulfuros de cobre-níquel: durante el proterozóico (cratones del Báltico, de Canadá, Africa del Sur y Australia) y durante la época kimmeridgiana (cratón de Siberia). Los depósitos de silicatos de níquel ligados con costras de intemperismo son de edad reciente y son conocidos en los Urales del Sur, en Brasil, Nueva Caledonia, Cuba, Filipinas y Madagascar.

Tipos de Depósitos Industriales

1) depósitos magmáticos, 2) hidrotermales plutonogénicos, 3) de costras de intemperismo.

Depósitos Magmáticos

Los depósitos magmáticos de licuación son conocidos en la EX-URSS, Finlandia, Suecia, Canadá, EUA, Africa del Sur y Australia. Están relacionados con rocas ultrabásicas las cuales están enriquecidas con magnesio. Estos macizos son estratificados y compuestos por peridotitas, gabros, piroxenitas, noritas de fácies hipabisales y gabro doleritas, picritas de fácies subvolcánicas.

Los cuerpos minerales se ubican en las partes bajas y periféricas de los intrusivos. Se pueden encontrar cuerpos de forma tabular, lenticular, vetas. Los tamaños de los cuerpos varían desde unos cuantos metros hasta 1000-1500 m. de largo, desde unos cuantos metros hasta 800-1000 m. con respecto al echado y con un espesor desde unos metros hasta 40-50 m. raramente hasta 100 m. Las menas son singenéticas en forma diseminada, también hay epigenéticas en

forma masiva inyectadas y en forma de brechas. Por lo general contienen otros elementos (aparte de los principales Ni y Cu) como Pt, Pd, Co, Se, Te, Rh, Rn. Como minerales principales tenemos a la pirrotita, calcopirita, pentlandita y como secundarios pirita, magnetita, cubanita, bornita, niquelita, millerita, como no metálicos olivino, plagioclasas cálcicas y piroxenos.

En las rocas encajonantes es frecuente encontrar minerales como actinolita, escapolita, antigorita, clorita, serpentina. También se encuentran zonas de alteración como eskarnificación, silicificación y carbonatación, si bien estas alteraciones muchos autores las consideran com productos posteriores a las etapas de mineralización.

Ejemplos: Sudbury, Canadá: El más grande distrito minero de níquel en el mundo, es un intrusivo lopolítico de 1700 millones de años que se formó a una profundidad de 2-3 km. con dimensiones de 60 km. de largo por 25 km de ancho su profundidad se estima en 25 km., teniendo inclinaciones que varían de 30 a 50°. La composición del lopolito varía de noritas, gabro-noritas, gabros de hiperstena. Los cuerpos minerales en si tienen las siguientes dimensiones 610 m. de largo por 730 m. de echado y un espesor de 20 m. Como principales minerales tenemos a la pirrotita, pentlandita, calcopirita y cubanita, como secundarios magnetita, ilmenita, pirita niquelífera, bornita y galena. Se estima que los minerales metálicos se formaron a temperaturas de 750 a 600°C, considerándose que se formó al último la calcopirita. Originalmente el distrito tenía 930 millones de t. con leyes de 1.5 % de Ni y 1 % de Cu en 1902, actualmente quedan 500 millones de t. las cuales permanecen estables dado que la producción se compensa con los nuevos descubrimientos. En relación con la génesis del yacimiento existen dos hipótesis: magmática y por medio del impacto de un asteroide sobre la superficie terrestre.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Estos tipos de depósito se pueden variar de acuerdo con las menas: Ni-Cu, Ni-Co-Ag, Ni-Pb-Zn, Co-Ni-Ag-Bi-U, se conocen en la EX-URSS (Tuva), Marruecos (Bu-Azzer), Canadá (Cobalt, El Dorado), Birmania, Checoeslovaquia y Alemania. Están relacionados con granitos ácidos de las etapas media y tardía del ciclo geosinclinálico, también con diques de pórfidos dioríticos o con rocas ultramáficas serpentinizadas. Se presentan en vetas. Se conocen de decenas a centenas de m. de largo por lo mismo de echado y con espesores de 0.1 a 1 m. Como minerales principales tenemos a la niquelita, cloantita, escuterudita, safflorita y como ganga al cuarzo, calcita. En algunos casos el niquel se explota como mineral secundario, siendo los principales otros de los citados.

Depósitos de Intemperismo

Los depósitos de costras de intemperismo de silicatos de Ni se conocen en muchas partes del mundo: EX-URSS (Urales), Nueva Caledonia, Indonesia, Cuba, Brasil, EUA, Australia, Grecia y Albania. Se desarrollan en las costras de intemperismo asociadas con rocas ultrabásicas serpentinizadas formadas en las épocas kimmeridgiana y sobre todo durante la alpina. Se forman en zonas

tropicales en las cuales los minerales como el olivino y la serpentina entra el níquel el cual se acumula en las partes bajas de las costras de intemperismo, las cuales varían de 0 a 30-50 m.

Ejemplo: Nueva Caledonia la isla se encuentra formada en una tercera parte por rocas ultrabásicas y asociadas a ellas se conocen más de 1500 concentraciones de silicatos

de níquel, las cuales están relacionadas con unas peridotitas serpentinizadas del Neógeno. La costra de intemperismo llega hasta 50 m. con contenidos de Ni de hasta 3-4 % con promedio de 1.64 % y Co de hasta 3-4 % con promedio de 0.1 %. Como mineral principal se encuentra la garnierita.

CAPITULO X

DEPOSITOS DE COBALTO

El cobalto se utilizó desde la antigüedad (desde 5000 años a.e.) en Egipto en pinturas. Lo aisló el químico sueco G. Brandt en 1735.

Se empezó a utilizar ampliamente a principios del siglo XX, para la preparación de uniones muy duras (Co, Cr, W, Mo), fundiciones magnéticas, aceros para rodamientos e instrumentales. También el cobalto se emplea en las industrias química, cerámica, del vidrio y de lacas-pinturas. El cobalto se extrae de menas de cobalto, cobre-cobalto, níquel-cobalto, cobre-níquel y cobalto-níquel-plata.

El precio del cobalto es de 62000 USdólares la tonelada (2008). La explotación de cobalto fue de 27000 t.; las reservas exploradas son de 1.8 millones de t., reservas generales de 4 millones de t.. Como depósitos únicos en el mundo (Bu-Azzer en Marruecos) contienen reservas de cobalto de más de 50000 t., grandes de 50 000-25 000 t., medianos de 25 000-10 000 t., pequeños de menos de 10 000 t. Las menas ricas contienen más de 0.5 %, marginales de 0.5-0.1 % y pobres de menos de 0.1 % (en menas conjuntas).

Geoquímica y Mineralogía

El cobalto solo tiene un isótopo Co-59. El clarke del cobalto es de $1.8x10^{-3}$%, el coeficiente de concentración es bajo e igual a 100. El contenido del cobalto aumenta desde las rocas ácidas $5x10^{-4}$% a las rocas ultrabásicas $2x10^{-2}$%. En uniones simples el cobalto opera con valencia 2 y en uniones complejas con 3.

En las etapas magmáticas el cobalto se concentra junto con el níquel genéticamente ligados con magmas ultrabásicas y básicos. En etapas post-magmáticas el cobalto se relaciona con granitos ligeramente ácidos, de los cuales se separa con los fluidos hidrotermales conjuntamente con Fe y Ni a manera de sulfuros y uniones con arsénico.

Bajo procesos exógenos el cobalto se concentra en las costras de intemperismo de las rocas ultrabásicas conjuntamente con menas de silicatos de Ni. Durante el metamorfismo se concentra un poco el cobalto en las piritas.

Como principal mineral primario tenemos a la pentlandita cobaltífera (Fe, Ni, $Co)_9S_8$ (hasta 3 %), linneita Co_3S_4 (57.96 %), cobaltita CoAsS (35-41 %), glaucodota (Co, Fe)AsS (23.85 %), safflorita (Co, Fe)As_2 (28.23 %). Los arsenatos de Co, Ni y Fe los cuales forman una asociación paragenética. En las zonas de intemperismo se forma el asbolan $m(Co,Ni)O_2\ MnO_2\ nH_2O$ (hasta 19 %), y en las zonas de oxidación se forma la eritrina $Co_3As_3O_8 8H_2O$ (11-29 %).

Metalogenia

En la primera etapa de desarrollo geosinclinálico se concentra un poco de Co en las piritas de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos marinos y en los de skarn en las magnetitas. En las etapas media y principalmente en la tardía se forman los depósitos hidrotermales. En las etapas de activización de cratones el cobalto se acumula en los depósitos magmáticos de Ni. En la etapa continental se conocen depósitos estratiformes de cobre en areniscas con los cuales hay Co y depósitos de intemperismo con rocas ultrabásicas.

En la historia geológica se conocen depósitos de Co desde el proterozóico hasta el terciario.

Tipos de Depósitos Industriales

1) depósitos magmáticos, 2) de skarns, 3) hidrotermales plutonogénicos, 4) estratiformes, 5) de costras de intemperismo.

Depósitos Magmáticos

Los depósitos magmáticos de cobre-níquel de licuación contienen cobalto y ya fueron descritos en los depósitos de níquel (Pechenga en la Península de Kola y Sudbury en Canadá).

Depósitos de Skarn

Los depósitos de skarns de fierro contienen magnetitas las cuales frecuentemente llevan el cobalto, ya fueron descritos en el capítulo de los depósitos de fierro.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Este tipo de depósitos son ampliamente conocidos en todo el mundo , los hay en la EX-URSS, Alemania, Checoeslovaquia, Noruega, Marruecos, Canadá, EUA y Australia. Están relacionados con intrusivos graníticos, y como rocas encajonantes tenemos sedimentarias y metamórficas. Los cuerpos minerales tienen la forma de vetas o criaderos en masa. Las menas por lo general son complejas (Co-Ni, Co-Ni-Ag, Co-Ni-Bi-Ag-U, Co-Ni-Cu-Pb-Zn). Como alteraciones pre-mineralización se presentan la turmalinización, biotita, a veces skarnificación o sericitización, al lado de los cuerpos es común encontrar silicificación, epidotización, cloritización y carbonatación.

Bu-Azzer (Marruecos), esta relacionado con intrusiones de dioritas cuarcíferas y serpentinitas las cuales utilizaron una falla muy profunda que corta a rocas metamórficas del arqueozóico y proterozóico inferior. La mineralización se presenta ligada a una veta de cuarzo-carbonatos la cual tiene un espesor de hasta 30 m., con un seguimiento a profundidad de 400 m. Como principales minerales metálicos: eskutterudita, safflorita, lollingita, rammelsbergita y niquelita, minerales no-metálicos: dolomita, calcita, antigorita y crisotilo. La edad de la mineralización se considera del proterozóico tardío, con subsecuentes reformaciones en el

paleozóico y mesozóico. El depósito se formó a una profundidad de 500 m. y el Co y Ni fueron extraidos de las serpentinitas.

Depósitos Estratiformes

Concentraciones económicas de cobalto están relacionadas con depósitos estratiformes de cobre en areniscas en Zambia y Zaire, los cuales se describen en el capítulo de depósitos de cobre.

Depositos de Costras de Intemperismo

Las costras de intemperismo niquelíferas contienen menas de cobalto. Estos depósitos se describen en el capítulo de depósitos de níquel.

CAPITULO XI

DEPOSITOS DE COBRE

El cobre se conoce desde la época de bronce (de 4000 a 1000 años antes de nuestra era). El cobre se utiliza debido a su alta conductividad eléctrica, estabilidad química, plasticidad y capacidad para formar combinaciones con gran cantidad de metales: con el estaño (bronce), con zinc (latón), con niquel (plata alemana). El cobre se utiliza en distintas industrias: electrotécnica y comunicaciones (50%), máquinas (25%), construcción, alimenticia y química (25%). El cobre se explota de menas de cobre, cobre-molibdeno, cobre-níquel y polimetales. El precio del cobre fluctúa alrededor de 7000 USdólares la tonelada (2008). En 1985 la producción llegó a 10.43 millones de t. Las reservas de cobre son: exploradas- 345 millones de t. y generales 465 millones de t. Los depósitos únicos son de más de 5 millones de t. de cobre (El Teniente, Chuquicamata en Chile), muy grandes de 5 a 1 millones de t. de cobre, medianos de 1 a 0.2 millones de cobre y pequeños de menos de 0.2 millones de t. de cobre. Las menas ricas contienen Cu de 3 a 2.5 %, marginales de 2.5 a 1 % y pobres de menos de 0.5 %. Los grandes pórfidos cupríferos se explotan con leyes de menos de 0.5 % de cobre.

Geoquímica y Mineralogía

El cobre tiene dos isótopos Cu-63 (69.09 %) y Cu-65 (30.91 %). El clarke es de 4.7×10^{-3}%. Las concentraciones de cobre son un poco más altas en las rocas básicas (1×10^{-2}) que en las ácidas (1×10^{-3}). El coeficiente de concentración del cobre es de 200. El cobre es un elemento que esta relacionado tanto con magmas basálticos como con magmas graníticos. Con magmas basálticos esta relacionado con depósitos magmáticos de licuación y con skarns, así como con depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos marinos. Relacionados con magmas graníticos tenemos depósitos hidrotermales de cobre.

Bajo condiciones exógenas hay concentraciones de cobre en las zonas de enriquecimiento supergénico producidas por menas de sulfuros y en zonas sedimentarias terrígenas lagunares-deltaicas y cercanas a las costas de las cuencas marinas.

Se conocen más de 170 minerales de cobre, pero de significado económico solo 17, cobre nativo (92 %), calcopirita $CuFeS_2$ (34.6 %), bornita Cu_5FeS_4 (63.3 %), cubanita $CuFe_2S_3$ (22-24 %), calcosina Cu_2S (79.9 %), covellita CuS (66.5 %), tennantita $3Cu_2SAs_2S_3$ (57.5 %), tetraedrita $3Cu_2SSb_2S_3$ (52.3 %), enargita Cu_3AsS_4 (48.3 %).

Metalogenia

En la primera etapa de desarrollo geosinclinálico relacionado con el vulcanismo basáltico de los eugeosinclinales, se formaron los grandes depósitos

de sulfuros masivos vulcanogénicos marinos de cobre. Al término de la primera etapa y relacionados con granitos de plagioclasas (tonalitas) se formaron los depósitos de skarn de Cu y Fe, así como los pórfidos cupríferos tempranos. En la segunda etapa no hay depósitos de Cu. En la tercera etapa se formaron la mayoría de los depósitos hidrotermales entre los que se cuentan la mayoría de los pórfidos cupríferos relacionados con intrusivos ácidos a ligeramente ácidos. En este mismo tiempo se formaron los depósitos estratiformes de areniscas con Cu, relacionados con molasas. En las zonas cratónicas también se forman areniscas con Cu. En los cratones activizados se formaron los depósitos magmáticos de sulfuros de Cu-Ni relacionados con intrusivos ultrabásicos pseudoestratificados.

En la época magmática del proterozóico se formaron grandes depósitos: estratiformes de areniscas con Cu en los cratones de Africa y Siberia; magmáticos de Cu-Ni en los cratones de Canadá, Europa oriental y Africa; hidrotermales vulcanogénicos en el cratón de Canadá. En la época caledoniana y sobre todo en la hercínica se formaron los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos marinos de Cu de los Urales, Caúcaso, Apalaches; hidrotermales plutonogénicos de pórfidos de Cu de Kazaxstán y Asia Central; estratiformes en Kazaxstán, Polonia, Alemania. En la época kimmeridgiana se formaron los grandes depósitos de Cu-Ni en los cratones de Siberia y Africa, así como pórfidos cupríferos y sulfuros masivos vulcanogénicos marinos en el Caúcaso y en los Balcanes. En la época Alpina se formaron depósitos muy grandes del tipo de los hidrotermales plutonogénicos (pórfidos cupríferos), así como sulfuros masivos vulcanogénicos marinos en los límites de todo el anillo circumpacífico y en algunas partes borderas del Mar Mediterráneo.

Tipos de Depósitos Industriales

1) Depósitos magmáticos, 2) carbonatíticos, 3) skarns, 4) hidrotermales plutonogénicos, 5) hidrotermales vulcanogénicos, 6) sulfuros masivos vulcanogénicos marinos, 7) estratiformes.

Depósitos Magmáticos

Dentro de este grupo son muy importantes los depósitos de licuación de sulfuros de Cu-Ni, relacionados con intrusivos ultrabásicos-básicos. Las menas son complejas conteniendo de 1-2 % de Cu, Ni, Co, Au, Pt. El cobre se acumula al final de los procesos de mineralización cuando se forma la calcopirita y la bornita, en las partes exteriores de los contactos de los intrusivos. Los depósitos de Cu-Ni fueron descritos en el capítulo de depósitos de Ni.

Depósitos de Carbonatitas

Tal tipo de depósito se conoce en la República de Africa del Sur (Palabor).

Esta relacionado con un intrusivo carbonatítico de casi 1 km. de diámetro, en el cual se encuentra la mineralización de Cu en forma diseminada la cual se sigue hasta una profundidad de 900 m. En las partes periféricas del intrusivo hay

mineralización de magnetita-apatita. Las leyes de Cu promedian 0.68 %, las reservas son de 1.5 millones de t.

Depósitos de Skarn

Los depósitos de skarn con cobre son conocidos en muchos lugares, en la EX-URSS (Kazaxstán, Urales), EUA (Clifton, Bisbi), México (San Martín, Zacatecas). Pertenecen al grupo de los skarns de granates-piroxenos, los cuerpos tienen forma de lentes, chimeneas, cuerpos irregulares. Como minerales principales se encuentran la calcopirita, pirrotita, pirita y magnetita; no metálicos aparte de los granates y piroxenos encontramos la epidota, clorita, cuarzo y carbonatos. El contenido del cobre es alto de 1-10 % y como promedio 1.5-3 %. La calcopirita se forma en varias etapas, la primera conjuntamente con la magnetita, y en las últimas conjuntamente con otros sulfuros y en muchos casos con esfalerita y galena.

Los depósitos de skarn de cobre son de distintas edades desde el paleozóico al terciario. Están relacionados con granitos ligeramente ácidos con sodio, relacionados en la gran mayoría de los casos con la primera etapa de desarrollo geosinclinálico. Se forman a profundidades mayores a 1.5 km., dentro de un rango de temperaturas de 500 a 200 °C.

Las menas frecuentemente contienen también Mo, Au, Hg, Co, Bi, Se y Te.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Los depósitos hidrotermales plutonogénicos de cobre están relacionados con intrusivos porfiríticos de composición ligeramente ácidos, raramente con plutones graníticos. Los intrusivos metalíferos están relacionados con la tercera etapa del desarrollo geosinclinálico y con cratones antiguos que han sufrido activización. Entre los depósitos hidrotermales plutonogénicos tenemos a los pórfidos cupríferos y a las vetas.

Pórfidos Cupríferos:

Los depósitos llamados pórfidos cupríferos son grandes concentraciones de menas con bajas leyes de Cu o Cu-Mo en forma de vetillas o diseminaciones que forman una gran zona de criaderos en masa (stockwork) localizados en intrusivos porfiríticos. Se conocen en la EX-URSS, Yugoeslavia, Bulgaria, Irán, Mongolia, Chile, Perú, Argentina, Panamá, México, EUA, Canadá y otros lugares.

Dependiendo con la relacion del Cu y Mo y otras características A.Krivtsov (1977) reconoce 4 grupos de depósitos:

1) Pórfidos de Molibdeno con pequeñas cantidades de Cu, relacionados con pórfidos graníticos de afinidad potásica (Climax, EUA, Kadjarán, EX-URSS).

2) Pórfidos de Mo-Cu, asociados con pórfidos cuarzo-monzoníticos de afinidad potásica-sódica (Chuquicamata, Chile).

3) Pórfidos de Cobre con pequeñas cantidades de Mo, relacionados con pórfidos granodioríticos (El Teniente, Chile, Kounrad, EX-URSS).

4) Pórfidos de Cobre con cantidades insignificantes de Mo, relacionados con pórfidos dioríticos de afinidad sódica (Urales EX-URSS).

Los tres primeros tipos están relacionados con zonas de corteza continental de la tercera etapa de desarrollo geosinclinálico, y el cuarto tipo con provincias con corteza oceánica en las cuales ha habido desarrollo de la primera etapa de desarrollo geosinclinálico.

En los depósitos juegan un papel muy importante los diques e intrusivos ligeramente ácidos que se ubican en el cruzamiento de fallas, anticlinales y estructuras volcánicas cupulares. Es frecuente encontrar cuerpos en forma de chimeneas compuestos por brechas de explosión.

Los cuerpos minerales tienen la forma de criaderos en masa ovales o anulares, cilíndricos o cónicos, y en la gran mayoría de los casos es determinada por la zona apical de los intrusivos. Los criaderos en masa tienen un largo de 2-3 km. con un ancho de 0.7-1.5 km., en los cilíndricos o cónicos tienen un diámetro de hasta 1 km. con una altura de la mineralización de 300-500 m. y en algunos casos más. Las menas están compuestas por una red de vetillas de cuarzo-plagioclasas de milímetros a centímetros, los cuales contienen los sulfuros, en algunos casos se presenta la mineralización de manera diseminada. Como minerales principales tenemos a la calcopirita y pirita, con cuarzo y sericita, en menor cantidad molibdenita, bornita, calcosina, enargita, tennantita-tetraedrita, galena, esfalerita, magnetita, hematita con plagioclasas y calcita. El contenido promedio de Cobre en las menas primarias es de 0.2 a 0.7 % y en las zonas de enriquecimiento supergénico sube hasta 1-1.5 %. Conjuntamente se explota el Mo (hasta 1 %), Se, Te.

Las rocas encajonantes, pórfidos, volcánicos y rocas sedimentarias, sufren un fuerte metasomatismo hidrotermal. El cual ha sido ampliamente estudiado, observándose un zoneamiento concéntrico de la mineralización: 1) zona interior con diseminaciones de Cu en las metasomatitas ortoclasitas y en parte en las cuarzo-sericíticas. 2) zona intermedia con vetillas de Cu y una fuerte piritización en las metasomatitas cuarzo-sericíticas y argilíticas. 3) zona externa con mineralización polimetálica en las propilitas. El zoneamiento primario vertical se manifiesta por un enriquecimiento de abajo hacia arriba de bornita y calcopirita y con un aumento de las vetillas mineralizadas.

Un significado muy importante juegan las zonas de oxidación y de enriquecimiento secundario, que varían de 10-30 m. y hasta 200-300 m. respectivamente.

La profundidad de formación de los pórfidos cupríferos varía de unos cuantos cientos de metros hasta 2-2.5 km.. Los intervalos de temperaturas varían de 700-600 °C en las primeras etapas a 100 °C y menos en las fases terminales, liberándose los sulfuros de Cu en el intervalo de 350-250 °C.

Entre los depósitos más importantes del mundo tenemos: Chuquicamata, El Teniente en Chile, varios en Arizona EUA, Cananea y La Caridad en Sonora, México, Kounrad Kazaxstán, EX-URSS.

Vetas:

Están muy ampliamente distribuidos, pero grandes depósitos son muy raros. Son conocidos en Bulgaria, EUA (Butte, Magma), EX-URSS. Las rocas

encajonantes por lo general son granitos, sedimentos y metamórficos de distintas edades. Están ubicados en zonas de fracturamientos con deslizamientos. Las vetas son por lo general muy inclinadas, siguiendose de cientos de metros a los primeros km de longitud, con una profundidad de hasta 500-600 m. , raramente hasta 1.5 km., con un espesor de 0.3 a 10 m. Como principales minerales tenemos a la calcopirita, enargita, con ganga de cuarzo y carbonatos, como secundarios tenemos magnetita, hematita, pirita, molibdenita, calcosina, tennantita-tetraedrita, esfalerita y galena. Las menas por lo general se forman en varias etapas bajo temperaturas de 350-200 °C. En las partes superficiales las menas seencuentran oxidadas.

Butte, EUA, Desde 1882 a 1964 se explotó 7.4 millones de ton. de cobre. El depósito se encuentra ubicado en unas cuarzo-monzonitas de 78 millones de años, en las cuales existen gran cantidad de vetas entre las cuales tenemos algunas que llegan a 9 km. de longitud, con 1.5 km. de echado y con un espesor promedio de 7-10 m. y en algunos casos hay espesores de hasta 35 m. Como principales minerales tenemos enargita, calcosina, bornita, calcopirita y pirita con cuarzo y rodocrosita, con leyes de Cu de 4-5 % y 60-90 gr/t de Ag. Las rocas encajonantes presentan las siguientes alteraciones sericitización, argilitización y silicificación. Las temperaturas se han estimado por inclusiones fluidas en cuarzos y varían de 350-200 °C, con una baja en las zonas periféricas de hasta 50 °C.

Depósitos Hidrotermales Vulcanogénicos

Dentro de este grupo tenemos algunos depósitos conocidos de cobre nativo que son muy raros en la naturaleza. El más típico es el depósito de cobre de Michigan, en los Grandes Lagos, en la Península de Keweenaw. En donde en los últimos 100 años se han extraido más de 5 millones de t. de Cu. Geológicamente la zona esta compuesta por rocas vulcano-sedimentarias del proterozóico cortadas por rocas hipabisales de composición gabróidica. Las mineralización se presentan en forma de mantos concordantes de unos cuantos metros a 10-12 m. se han seguido horizontalmente hasta por 10-12 km. y trabajados hasta una profundidad de 2-2.5 km.. La asociación del cobre nativo con zeolitas y otros minerales permite pensar que se formaron a bajas temperaturas y bajo una deficiencia de azufre.

Sulfuros Masivos Vulcanogénicos Marinos

Depósitos de cobre y cobre-zinc de este tipo se conocen Turquía, Chipre, Bulgaria, Yugoeslavia, España, Noruega, Suecia, EUA, Canadá y Japón. Se encuentran en zonas con rocas vulcano-sedimentarias de origen basáltico de afinidad sódica en regiones eugeosinclinálicas. Los depósitos se ubican en las partes altas de las series volcánicas, asociados con brechas volcánicas y tobas ácidas, arriba de estas secuencias es común encontrar rocas terrígenas con las cuales no hay mineralización asociada. Los depósitos son controlados por estructuras locales las cuales forman parte de grandes estructuras volcánicas.

Los cuerpos minerales tienen forma de capas concordantes o lentes compuestos por laminas o menas masivas y acompañadas a veces por criaderos en masa y vetas en el bloque del bajo. Los cuerpos se pueden seguir hasta por 5 km. con un espesor del orden de las decenas de metros hasta a veces 100 m. por una profundidad en donde se distribuyen los mantos de cientos de metros y a veces hasta 2 km.

Hay dos tipos de menas: vulcanogeno-sedimentarias formadas bajo condiciones marinas y vulcanogeno-metasomáticas formadas cuando los fluidos hidrotermales en su camino vertical se introducen en las rocas encajonantes que se encuentran a cientos de metros del fondo marino. Hay depósitos en los cuales se encuentran los dos tipos de menas. Las menas están compuestas por sulfuros de Fe (80-90 %) pirita y marcasita, así como calcopirita, esfalerita, pirrotita, bornita, tennantita-tetraedrita, galena, magnetita, hematita, oro y plata nativos; como minerales de ganga tenemos: sericita, clorita, cuarzo, barita y calcita. Las menas contienen leyes de S hasta 40 %, Cu 3-5 %, Zn 2-4 % con cantidades variables de Cd, Se y Te.

Las rocas encajonantes en el bloque del bajo están alteradas a metasomatitas con pirita, cuarzo-sericita, cuarzo-sericita-clorita u otro tipo de metasomatitas.

Estos depósitos de sulfuros masivos se forman lentamente a veces en 2 ó 3 etapas. La primera etapa se caracteriza por una alteración hidrotermal y piritización de las rocas encajonantes. En la segunda etapa se depositan los sulfuros de Fe. Y en la tercera, que es la más productiva se forman la calcopirita y esfalerita. Los cuerpos minerales presentan un zoneamiento que se refleja en un cambio de las menas de pirita por menas de pirita-calcopirita y pirita-calcopirita-esfalerita del bloque del bajo hacia el bloque del alto. También hay un zoneamiento concéntrico que consiste en una acumulación en el centro de los cuerpos (que están más cerca de los canales de salida de los fluidos) de más cantidad de calcopirita y en las partes periféricas de un aumento de esfalerita.

El zoneamiento secundario se refleja en las siguientes zonas verticales de arriba hacia abajo: 1) zona de oxidación hasta una profundidad de 10-40 m.; 2) zona de cuarzo-barita de 2-3 m.; 3) zona de pirita de 1-3 m.; 4) zona de enriquecimiento secundario con covellita y calcosina de 50-100 m y a veces más, y pasando esta cuarta zona encontramos los sulfuros primarios sin alterar. Las zonas superficiales y sobre todo la segunda se encuentran enriquecidas con oro transportado.

Los depósitos de sulfuros masivos se formaron en la etapa temprana del desarrollo de los geosinclinales desde el proterozóico hasta el terciario. La fuente del Cu, Zn y S se consideran de origen subcortical en base a isótopos de S 34 dado que es cerca de 0. Los fluidos hidrotermales poseen las siguientes características: Temperatura de 300 a 150 °C y pH de 3.5 a 5, la concentración de la materia mineral ocurre cuando baja la temperatura y aumenta el pH.

Bajo las características anteriores se formaron los depósitos vulcano-sedimentarios, por ej. con una columna de agua de 200 m. y temperatura de las exalaciones de 215 °C se depositan las menas a 200 °C.

Los depósitos vulcano-metasomáticos se caracterizan por una más alta y variada temperatura desde los de alta temperatura de más de 450 °C, media desde 300 °C y bajas temperaturas de menos de 200 °C.

Ejemplo: Río Tinto; este depósito se localiza en España. El área esta constituida por rocas vulcano-sedimentarias de edad carbonífero inferior con un espesor de 600-800 m. La columna esta constituida en la parte inferior por basaltos, andesitas, cambiando a rocas piroclásticas de composición ácida, y cubriéndose por lutitas y grauvacas. Las rocas anteriores forman un anticlinal de 500 m. de relieve estructural. El cuerpo mineral tiene forma de estrato en la parte superior pasando a un criadero en masa en el centro de la estructura y hacia el nucleo del anticlinal. El manto mineralizado tiene una longitud de varios kilómetros con un espesor de decenas de metros, los criaderos en masa tienen varios cientos de metros de sección horizontal y siguiendose hasta por 300 m.

Como minerales principales tenemos pirita, calcopirita, esfalerita y galena, como ganga tenemos cuarzo, barita y carbonatos. Las menas se presentan de una manera masiva y también en laminillas interestratificadas con las tobas. Con leyes de Cu 1 %, Pb 1 % y Zn 2 %, en la zona de oxidación del depósito se encuentran menas que presentan leyes de Au de 25 g/t y Ag de 45 g/t.

Depósitos Estratiformes

En este grupo entran los depósitos en forma de mantos que se ubican en capas terrígenas y no se observa una relación directa con algún tipo de rocas magmáticas. Están representados por grandes depósitos de cobre en areniscas y en lutitas. Este tipo de depósitos se conocen en Zambia, Zaire, Afganistán, EX-URSS, Alemania y Polonia. Los depósitos estratiformes se forman en las últimas etapas del desarrollo geosinclinálico y en las plataformas o cratones. Localmente se ubican en pequeñas cuencas las cuales han sido rellenadas por areniscas, lutitas y dolomías de fácies cercanas a costas o deltas. Estas capas son por lo general altas en contenidos de carbón orgánico (más de 2 %), los depósitos están relacionados con las primeras etapas de las transgresiones o con las últimas etapas de las regresiones.

Los cuerpos minerales se presentan en forma de mantos concordantes o lentes. Con espesores de decenas de cm. a decenas de m. los cuales se pueden seguir por muchos km.. Es común encontrar varias lentes o mantos sobrepuestos los cuales pasan transicionalmente a rocas con mineralización marginal. En algunos lugares se pueden encontrar vetas o estructuras discordantes o zonas de fracturamiento.

Como principales minerales encontramos calcosina, bornita, calcopirita, pirita; secundarios tennantita-tetraedrita y covellita y minerales de ganga cuarzo, calcita y barita. Además del cobre de las menas se extraen Zn, Pb, Ag y elementos dispersos; en las areniscas con Cu de Africa se extraen también cobalto y uranio.

Las rocas encajonantes se encuentran muy poco alteradas, presentando carbonatación y silicificación.

Los cuerpos minerales presentan zoneamiento: 1) las zonas con Cu están relacionadas con capas terrígenas en las partes bajas de la columna estratigráfica, mientras que en las partes altas con predominio de rocas

carbonatadas encontramos a las menas de Pb-Zn. 2) las asociaciones minerales cambian de abajo hacia arriba: calcosina-bornita-calcopirita-pirita o invertidas, dependiendo de las condiciones de depósito el primer orden se interpreta como una transgresión y la asociación invertida como una regresión de los sedimentos contenedores de Cu. El zoneamiento lateral se refleja en el cambio de los sulfuros de Cu, Pb y Zn en el echado de los cuerpos o mantos conforme cambian los sedimentos encajonantes de condiciones someras hacia condiciones más profundas. También se nota que las menas de bornita-calcosina se relacionan con las fácies deltáicas de sedimentos de granos gruesos, mientras que las menas de pirita-calcopirita se relacionan con capas de grano fino de fácies marinas más profundas.

Los principales depósitos estratiformes de Cu se formaron en el proterozóico y paleozóico superior. Muchos geólogos los consideran singenéticos, la mayoría de los depósitos están metamorfizados. Apoyando lo anterior tenemos que se encuentran estratificados, ocupan un área muy grandes, no hay relación con intrusivos, son rítmicos y repetitivos en la columna estratigráfica, están relacionados con unas mismas fácies sedimentarias, tienen una mineralogía muy sencilla, presentan texturas en capas, tienen temperaturas de formación bajas (menos de 100 °C), isótopos de S de origen biológico. Se piensa que puede haber dos posibles fuentes de los metales: regiones con rocas madres que se han erosionado y las cuales tienen mineralizaciones de Cu o exalaciones volcánicas y/o hidrotermales.

En algunos depósitos se han observado relaciones estructurales, varias etapas de formación de la mineralización, temperaturas de hasta 200 ° C, alteración de las rocas encajonantes, lo cual no es característico de depósitos singenéticos. Lo anterior ha conducido a pensar a muchos geólogos que los depósitos estratiformes pueden ser considerados como policrónicos y poligénicos, es decir se forman en varias épocas geológicas y pueden tener varias génesis bajo la influencia de distintos procesos geológicos sobrepuestos.

Ejemplo: Nchanga; se localiza en Zambia, en el Cinturón de Cobre de Africa Central el cual se prolonga por 600 km. a lo largo de la frontera entre Zaire y Zambia, quedando la mayor parte en el territorio de Zambia. Se considera que este Cinturón contiene más del 26 % de las reservas de cobre del mundo. En el depósito de Nchanga hay reservas de 9 millones de toneladas de cobre, con leyes de 4 %. La zona esta compuesta por conglomerados cuarcitas, arcosas y lutitas calcáreas del proterozóico inferior. Descansan discordantemente sobre los granitos del basamento y forman una estructura sinclinal. Los cuerpos mineralizados están compuestos por mantos de hasta 100 m. Como minerales primarios tenemos a la calcopirita, bornita y calcosina en menor cantidad pirita y millerita. Se presentan en pequeñas diseminaciones y conjuntamente con el cuarzo forman pequeñas vetillas. Las zonas de oxidación y enriquecimiento secundario se pueden seguir a profundidad por más de cientos de metros, con la siguiente mineralogía: malaquita, cuprita, bornita, azurita, cobre nativo y crisocolla. Las rocas encajonantes presentan dolomitización. El zoneamiento de los cuerpos minerales se refleja en el espesor en un cambio de arriba hacia abajo de pirita, calcopirita y luego bornita. El zoneamiento horizontal se refleja en que las partes centrales presentan bornita y calcopirita, las intermedias calcopirita y las zonas

periféricas pirita. La edad del depósito se considera del proterozóico inferior, con un posterior metamorfismo y reformación hidrotermal.

CAPITULO XII

DEPOSITOS DE PLOMO Y ZINC

El plomo ya era conocido por los pueblos de la Mesopotamia y Egipto antes de 6-7 mil años de nuestra era. Los primeros bronces en la Asia Central fueron hechos de cobre y plomo. El plomo es un componente muy importante en diferentes combinaciones de metales para la producción de acumuladores, cables, rodamientos, imprentas. También es importante como antidetonante en la producción de gasolinas. El zinc en forma de óxidos ya se utilizaba como durante la fundición del cobre, bronce y latón, y ya como metal el zinc fue obtenido en el año de 1746 por el químico alemán A. Marggraf. En la actualidad se utiliza para cubrir con zinc distintos artefactos de metal, durante las fundiciones de latón y bronce, ampliamente se utiliza en la industria de la electrotecnia y construcción de maquinaria.

El plomo y el zinc se encuentran junto con otros metales como Cu, Au, Ag, formando depósitos de polimetales; también se conocen depósitos de Pb-Zn con distintas proporciones de ellos; en la naturaleza muy raramente se encuentran depósitos aislados de uno u otro metal.

El precio de la tonelada de plomo es de 1760 USdólares (2008), el precio del zinc llegó a 1150 dólares a principio de 1984 estabilizándose en 950 en 1985 la tonelada y repuntando a 1700 USdólares en el 2008. La producción de Pb fué de 3.94 millones t., y zinc de 4.4 millones de t. Las reservas de Pb son de 110 millones de t. y de zinc de 168 millones de t.

Como depósitos únicos en el mundo tenemos a Broken Hill en Australia con reservas sumadas de Pb y Zn de más de 5 millones de t., muy grandes de 5 a 2 millones de t., grandes de 2 millones a 600 mil t., medianos de 600 mil a 200 mil t. y pequeños de menos de 200 mil t.. Las menas ricas tienen sulfuros de Pb de más de 5 %, marginales de 5 a 2 %, y pobres de menos de 2 %. Las menas ricas tienen contenidos conjuntos de Pb y Zn de más de 7 %, marginales de 7 a 4 % y pobres de menos de 4 %.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen cuatro isótopos estables de plomo con números 204 y 206-208, entre los cuales prevalece Pb-208 (52.1 %). Las isótopos 207 y 208 son los productos estables del U, Ac y Th. El zinc tiene cinco isótopos estables 64, 66-68 y 70, entre los cuales prevalece el Zn-64 (48.9 %).

El clarke del plomo es 1.6×10^{-3}%; su coeficiente de concentración es 2000. El clarke del plomo aumenta de las rocas ultrabásicas (1×10^{-5}%) y básicas (8×10^{-4}%) a las rocas ácidas (2×10^{-3}%). El clarke del zinc es 8.3×10^{-3}%; su coeficiente de concentración es 500. El clarke del zinc para las rocas ígneas aumenta desde las rocas ultrabásicas (3×10^{-3}%) hacia las básicas (1.3×10^{-2}%), y se encuentra más cercano a las rocas intermedias (7.2×10^{-3}%) y ácidas (6×10^{-3}%).

El plomo y el zinc se concentran en los residuos ácidos de las partes terminales tanto de los magmas basálticos como graníticos. Estos metales se escapan conjuntamente con los fluidos hidrotermales en forma de uniones complejas.

Bajo condiciones exógenas los sulfuros de Pb y Zn cuando se oxidan se convierten en sulfatos. Los sulfatos de Zn se consideran como uniones que fácilmente se disuelven (500 kg en un m^3 de agua) y por lo tanto migra rápidamente, y convertirse en carbonatos secundarios. Los sulfatos de Pb con dificultad se disuelven y por lo tanto el Pb no migra de las zonas de oxidación.

Durante el metamorfismo no ocurre migración significativa del Pb y Zn.

Los principales minerales de plomo son galena PbS (86.6 %) que frecuentemente contiene otros elementos como Sb, Bi y Ag, jamesonita $Pb_4FeSb_6S_{14}$ (40.16 %), boulangerita $Pb_5Sb_4S_{11}$ (55.42 %), burnonita $CuPbSbS_3$ (42.6 %); en la zona de oxidación cerusita $PbCO_3$ (77.6 %) y anglesita $PbSO_4$ (68.3 %). Para el zinc tenemos a la esfalerita ZnS (67 %) la cual puede contener Cd, In, Ga y Ge, en la zona de oxidación smithsonita $ZnCO_3$ (52 %) y calamina $Zn[SiO_2O_7](OH)_2$ (53.7 %). Como minerales industriales principales tenemos a la galena y a la esfalerita.

Metalogenia

En la etapa temprana del desarrollo geosinclinálico relacionados con rocas ácidas derivadas de magmas basálticos se formaron depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos marinos, entre los cuales están metamorfizados los más antiguos. En la tercera etapa así como en cratones activizados o zonas plegadas antiguas se formaron diferentes tipos de depósitos de tamaño medio: skarns, hidrotermales plutonogénicos, hidrotermales vulcanogénicos relacionados con series de andesitas-riolitas. En las etapas cratónicas relacionados con rocas calcáreas se formaron grandes depósitos estratiformes de Pb-Zn.

Los depósitos de Pb y Zn se formaron en distintas épocas geológicas: proterozóico (Xolodinskoe EX-URSS, Broken Hill Australia), épocas caledoniana y hercínica (Ridder-Sokolnoe, Jairem EX-URSS; Fraiberg Alemania), así como kimmeridgianos y alpinos (Egid EX-URSS, Río-Tinto España, Kuroko Japón).

Tipos Industriales de Depósitos

Encontramos los siguientes tipos de depósitos de Plomo y Zinc: 1) skarns, 2) hidrotermales plutonogénicos, 3)hidrotermales vulcanogénicos, 4) sulfuros masivos vulcanogénicos marinos, 5) estratiformes, 6) metamorfizados.

Depósitos de Skarns

Se conocen este tipo de depósitos en EX-URSS, Yugoeslavia, Suecia, EUA, México (San Martín-Sabinas en Zacatecas), Argentina, China Popular y Japón. Están relacionados con fácies hipabisales de granitos (pórfidos granodioríticos,

pórfidos graníticos). Se ubican en el contacto o en la zona cercana al contacto entre intrusivos y rocas encajonantes tipo sedimentarias o vulcano-sedimentarias que contengan horizontes de calizas. Se ven controlados por fallamientos, brechamientos intraformacionales y zonas de abundancia de diaclasas o juntas tectónicas. Los cuerpos minerales tienen forma de mantos, lentes o vetas, los cuales se pueden seguir por cientos de metros con espesores de 1 a 10 m. Frecuentemente presentan formas complicadas. Su mineralogía es una combinación de minerales de menas galena y esfalerita y ganga como granates y piroxenos. La mineralización se efectúa en varias etapas entre las cuales son las más importantes son pre-mineralización-skarn (800-600 °C), de sulfuros de Pb-Zn (240-150 °C) y post-mineralización con cuarzo-calcita (80-50 °C).

Ejemplo: San Martín, Zacatecas, México, se ubica en la parte NW del Estado de Zacatecas, a 20 km. del poblado de Sombrerete, el depósito fué descubierto por los españoles en el año de 1548, quienes trabajaron principalmente la zona de oxidación; actualmente se explotan 7200 t./día por dos compañías, se estima que el tamaño de la mineralización (tomando en cuenta lo explotado y las reservas) puede sobrepasar los 50 millones de t. con leyes promedio de Zn 5 %, Cu 1 %, Pb 0.5 % y Ag 150 ppm., el Pb en algunos cuerpos puede llegar a 2.9 %. Las rocas encajonantes están constituidas por una secuencia de calizas con estratos de más de 50 cm. de espesor intercaladas con lentes o nódulos de pedernal todos ellos de edad del Albiano-cenomaniano (Formación Cuesta del Cura), el intrusivo responsable de la skarnificación esta constituido por una monzonita cuarcífera de edad de 46.2 m.a. ubicándose en el Eoceno, que ocupa un área de casi 4 km^2. Los cuerpos minerales que se ubican en la zona del exoskarn tienen la forma de vetas de más de 850 m. de largo por 2 m. de espesor como promedio, con un echado de más de 60 ° y se ubican paralelamete al intrusivo que presenta una inclinación similar; también es común encontrar mantos de hasta 100 m. de espesor con áreas aproximadas de 25000 m^2, asociados con las vetas como productos del reemplazamiento de las calizas. La mineralogía principal esta constituida por arsenopirita, bornita, calcopirita, esfalerita, pirrotita y tennantita-tetraedrita, como menores tenemos pirita, marcasita, galena, plata nativa. Se conoce que la mineralización continua a más de 660 m. de profundidad.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Los depósitos hidrotermales plutonogénicos de Pb-Zn se conocen en EUA, Canadá, México, EX-URSS, Bulgaria, Rumania, Hungría, Checoeslovaquia, Alemania e India. En las zonas donde se ubican estos depósitos hay desarrollo de fácies hipabisales como son pórfidos granodioríticos o graníticos, así como diques de pórfidos dioríticos y diabásicos. Lo más probable es que la mineralización este relacionada con estos complejos intrusivos no solo espacialmente sino también paragenéticamente. Los cuerpos minerales tienen diferentes formas: mantos, lentes, criaderos en masa, chimeneas y vetas. Se pueden seguir por decenas y cientos de metros (1.5-2 km.) a rumbo y echado, presentan un espesor de 0.5 a más de 200 m.

Como minerales principales tenemos: pirita, pirrotita, esfalerita, galena, arsenopirita, marcasita, boulangerita y smithsonita; como minerales de ganga se presentan el cuarzo, calcita y dolomita.

Este tipo de depósitos se pueden dividir en 1) depósitos metasomáticos de pirita-galena-esfalerita en rocas carbonatadas y 2) vetas de galena-esfalerita en rocas graníticas.

Entre los primeros tenemos a Ekaterino-Blagodatskoe (EX-URSS) y Tintic (EUA). Es característico de este tipo de depósitos que presenten alteraciones como silicificación y dolomitización. Presentan la mineralización en varias etapas y un zoneamiento vertical en las chimeneas que se refleja en que los horizontes más profundos presentan abundancia de pirita, en los niveles medios pirita-esfalerita (Zn:Pb=2.4) y los más superficiales principalmente galena (Zn:Pb=1.5).

Entre los segundos tenemos a Zgid (EX-URSS) y Freiberg (Alemania). Presentandose también alteración como silicificación y sericitización en los horizontes superiores, mientras que en los inferiores se presentan la carbonatación y cloritización. La mineralización se efectua en varias etapas siendo la más productiva en los rangos de 320 ° a 180 °C. El zoneamiento se refleja en altos valores de Pb en las partes centrales y en las altas, mientras que los altos valores de Zn se presentan en la periferia y en los horizontes inferiores.

Depósitos Hidrotermales vulcanogénicos

Los depósitos hidrotermales vulcanogénicos de Pb-Zn con Ag se conocen en Bulgaria, Yugoeslavia, Perú, México y EX-URSS. Como rocas encajonantes se presentan lavas o piroclásticos de las series andesita-dacita y andesita-riolita con las cuales los depósitos están relacionados paragenéticamente. Las mineralizaciones pueden estar relacionadas con fácies volcánicas o subvolcánicas. Las estructuras contenedoras de los depósitos pueden ser volcánicas , zonas de fracturamiento sinvolcánico y de juntas, todas ellas del tipo de anular, radiales y lineales. Los cuerpos por lo general tienen forma de vetas o lenticulares raramente se presentan criaderos en masa. Se pueden seguir por decenas y primeras centenas de m. a rumbo y echado, con espesores de hasta 2 m., raramente más.

Como principales minerales se presentan la galena, esfalerita, pirita y a veces calcopirita. Con una ganga de cuarzo, calcita y a veces barita y fluorita. Con menor importancia se presentan la arsenopirita, tennantita-tetraedrita, bornita, pirargirita, argentita y boulangerita así como también siderita, ankerita, dolomita, adularia, calcedonia y caolinita. Como alteraciones pre-mineralización se presentan metasomatitas propilitas, cuarcitas secundarias y cuarzo-hematitas. Como alteraciones aledañas a la mineralización encontramos silicificación, sericitización y carbonatación. La mineralización se efectua en varias etapas y formándose las menas principales en el intervalo de 300 a 100 °C. Se presenta un zoneamiento que se refleja en un cambio de la mineralogía de asociación pirita-calcopirita, a calcopirita-esfalerita y después galena-esfalerita de los horizontes más profundos a los someros y de las partes centrales hacia las laterales. La profundidad en la cual se forman este tipo de depósitos varía de los

primeros cientos de metros hasta 1000 m. si bien el intervalo de la mineralización se limita a los primeros cientos de metros.

Depósitos Estratiformes

Los depósitos estratiformes de Pb-Zn se conocen en Bulgaria, Polonia, yugoeslavia, Austria, Francia, Italia, España, Irán, Marruecos, Argelia, Túnez, EUA, Canadá y EX-URSS. Se ubican en columnas estratigráficas de rocas carbonatadas, como calizas y dolomías sobre todo de edad del paleozóico y raramente del mesozóico. Las formaciones calcáreas que contienen la mineralización se distribuyen por decenas-centenas de km^2 y se ubican en zonas de antiguos cratones, así como también en las partes superiores de las formaciones geosinclinálicas. Para este tipo de depósitos existe un control estratigráfico muy exacto así como la ausencia de complejos magmáticos cercanos con los cuales se les podría asociar.

Los cuerpos minerales se presentan en forma de mantos concordantes o lentes de varios pisos. Muy raramente se encuentran cuerpos discordantes como vetas o chimeneas. Los cuerpos se caracterizan por tener dimensiones grandes como cientos de m. a primeros km. de rumbo, hasta 800-1000 m. de echado y con un espesor desde 0.5 hasta 200 m. con un promedio de 10-20 m.

Las menas se caracterizan por contenidos muy simples: Pb-Zn, Pb o Zn. Con los minerales esfalerita, galena, a veces pirita y como no metálicos calcita, dolomita y muy raramente barita. En menor cantidad se pueden encontrar marcasita, calcopirita, bornita, cuarzo y fluorita. La alteración de las rocas encajonantes es muy débil y se presenta como dolomitización y raramente silicificación o carbonatación.

La génesis de este tipo de depósitos es muy discutida algunos geólogos los consideran hidrotermales epigenéticos, otros sedimentarios singenéticos, otros de infiltración epigenéticos, y algunos otros piensan que se puede tratar de depósitos poligenéticos y policrónicos en donde se pueden combinar características de las formaciones singenéticas y epigenéticas.

Ejemplo: Mississippi-Missouri. Este grupo de depósitos estratiformes de Pb-Zn se localizan en el valle del río Mississippi en EUA. Desde el año de 1720 que se empezó su explotación se han obtenido más de 12 millones de t. de plomo y 11 millones de t. de zinc. Los depósitos más grandes se ubican en la parte SE del estado de Missouri en donde las rocas productoras compuestas por horizontes de dolomías del cámbrico y ordovícico descansan sobre el basamento metamorfizado de edad pre-cámbrico. Se presentan diversos fallamientos en los cuales hay varias vetillas de sulfuros con carbonatos.

Los cuerpos tienen la forma de mantos, lentes, que se comportan concordantemente, si bien hay algunas vetas o cuerpos discordantes de forma compleja.

El tamaño de los cuerpos puede variar de 200 a 500 m. a rumbo con un espesor de 3 a 4.5 m.

Como principal mineral metálico tenemos a la galena y como ganga a la dolomita; como secundarios hay esfalerita, calcopirita, calcosina, enargita, millerita, pirita, marcasita, así como calcita, barita y cuarzo. Las menas se

presentan diseminadas, en vetillas, brechosas, raramente masivas. La alteración de las rocas encajonantes es muy débil y se manifiesta en una dolomitización y silicificación. Las menas de Pb-Zn ocupan las partes centrales mientras que las menas de Pb las partes periféricas.

En la actualidad hay cuatro hipótesis con respecto al origen de este tipo de depósitos: 1) sedimentaria, 2) hidrotermal plutonogénica, 3) infiltración, 4) poligénica y policrónica.

Depósitos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos Marinos

Los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos marinos se conocen en Alemania, España, Noruega, Suecia, Turquía, EX-URSS, EUA, Canadá, México, Japón, Birmania y Australia. Están relacionados espacial y geneticamente con productos ácidos del vulcanismo basáltico característico de la primera etapa del desarrollo de los eugeosinclinales. Se relacionan con estructuras volcánicas cupulares, estructuras de cuellos, estructuras de depresiones volcánico-tectónicas, de calderas e intervolcánicas, zonas de fracturamiento sinvolcánico y fallamientos lineales y anulares.

La forma de los cuerpos es por lo general en mantos y/o lentes concordantes; en el bloque del bajo de los mantos es común encontrar cuerpos en forma de vetas o criaderos en masa, este bloque se caracteriza por presentar metasomatismo. En el bloque del alto se observa un cambio tajante en el contacto, más arriba es común encontrar clastos de menas.

El tamaño de los mantos puede alcanzar cientos de metros (a veces 1-2 km) a rumbo, por 500-600 de ancho y con espesor de unos metros a 15-20 m. y a veces hasta 50 m.

Las menas según composición pueden ser de Cu-Pb-Zn y Pb-Zn, raramente de solo Zn. Como mineral principal tenemos a la pirita, la cual puede llegar hasta 80-90 % de los minerales metálicos. Como minerales principales tenemos a la esfalerita, galena y a veces la calcopirita, como ganga aparecen el cuarzo y la barita. Como menos importantes tenemos como metálicos a la pirrotita, arsenopirita, tenantita-tetraedrita, bornita y marcasita, así como dolomita, clorita y sericita. La alteración de las rocas encajonantes es representada por metasomatitas de cuarzo-sericita-clorita, cuarzo-sericita, cuarzo-microclina, cuarzo-carbonatos, cuarzo-sericita-pirita-carbonatos y cuarzo (silicificación). La aureola del metasomatismo tiene una forma asimétrica, desarrollándose principalmente en el bloque del bajo de los cuerpos metálicos.

La mineralización se lleva a cabo lentamente en varias etapas: 1) singenética vulcano-sedimentaria (200-100° C); 2) epigenética hidrotermal-metasomática en varios estadios a) cuarzo-pirita (360-330° C), b) esfalerita-galena (320-280° C), c) barita-galena (280-230° C), d) cuarzo-carbonatos (260-180° C); 3) metamorfogénica-hidrotermal o etapa de regeneración en la cual ocurre recristalización y reubicación de las menas bajo la influencia de procesos metamórficos, magmáticos e hidrotermales. Existe un zoneamiento que se refleja en que las menas de pirita, Cu-pirita, Cu-Zn-pirita, pirita-polimetálicos y barita-polimetálicos se van cambiando unas a otras de los horizontes inferiores y las partes centrales hacia los horizontes superiores y hacia los flancos.

Este tipo de depósitos se pueden dividir en: 1) menas de calcopirita-galena-esfalerita-pirita en rocas volcánicas (EX-URSS, España (Río Tinto), Japón (Kosaka)); 2) menas de galena-esfalerita-pirita en rocas volcano-terrígenas y volcano-carbonatadas (EX-URSS, Alemania).

Depósitos Metamorfizados

Los depósitos metamorfizados de Pb y Zn se conocen en Suecia, EUA, Canadá, India, Australia y EX-URSS. Están ubicados en rocas cristalinas y lutitas metamorfizadas del proterozóico y paleozóico inferior, así como en calizas marmolizadas, que afloran en escudos y regiones plegadas antiguas.

Los cuerpos minerales están constituidos por mantos y cuerpos lenticulares con dimensiones grandes tanto a rumbo (cientos de metros a primeros km.) como a echado (de cientos de metros hasta 1000 m y más) con un espesor de 10 a 100 m. Los cambios metamórficos de las rocas encajonantes consisten en una recristalización y metamorfismo hasta fácies de epidota-anfibolita, biotita-granates, granates-anfibolita y granulitas. Los cambios hidrotermales son turmalinización, dolomitización, silicificación, sericitización y albitización. La formación de las menas ocurre en 2-3 etapas 1) etapa hidrotermal metasómatica y sedimentaria, 2) metamorfogénica, 3) regeneración. El zoneamiento en el espesor de los cuerpos consiste en un cambio del bloque del bajo hacia el bloque del alto de menas de pirita-pirrotita después pirita-galena-esfalerita y luego menas ricas en galena-esfalerita.

Este tipo de depósitos se puede dividir en 1) depósitos de pirrotita-pirita-esfalerita-galena en rocas metamórficas carbonatadas; 2) depósitos de galena-esfalerita-pirrotita-pirita en rocas silicatadas-sedimentarias fuertemente metamorfizadas (EX-URSS, Canadá, Broken Hill Australia).

Ejemplo: Broken Hill, Australia, desde el año de 1883 se han explotado 120 millones de t. de menas con un contenido promedio de 25 % de Pb y Zn. El tamaño del depósito contando lo ya explotado es de 55 millones de t. de metal. La zona esta constituida por esquistos de sillimanita y andalusita, gneises, metacuarcitas y anfibolitas del proterozóico inferior (1650-1700 millones de años). Están cortados por intrusivos graníticos (de 1500 millones de años) y rocas ultrabásicas, así como diques de pegmatitas y doleritas. Las rocas del proterozóico inferior forman un gran sinclinal compuesto por varios plegamientos isoclinales. Esta sinclinal esta afallado en bloques y presenta zonas de arrugamiento intenso.

El depósito de Broken Hill esta constituido por un grupo de mantos subparalelos los cuales están alargados por 7 km. y se siguen a profundidad hasta 1000 m. con un espesor de hasta 250 m. En las crestas de los pliegues se observan los máximos espesores. Como minerales principales tenemos esfalerita (marmatita) recristalizada y galena; en menor cantidad pirrotita, calcopirita, arsenopirita y tetraedrita. De los minerales no metálicos tenemos granates y rodonita, en menor cantidad plagioclasas, hedenbergita, illvaita, wollastonita, apatita, fluorita, cuarzo y carbonatos. El depósito tiene una zona de oxidación pre-paleozóica que llega a 100-200 m. con contenidos de Pb 10-25 %, Ag 60-900 g/t.

Las menas se presentan de grano grueso y recristalizadas. Se ha observado tres etapas de formación de las menas : 1) vulcanogeno-sedimentaria; 2) metamorfogénica; 3) regeneración. En la última etapa se formaron vetillas hidrotermales con raras concentraciones de sulfuros de Ag, en base a las menas antiguas.

El zoneamiento vertical se refleja en que las menas de Zn se ubican arriba de las de Pb. El zoneamiento horizontal consiste en que las menas de Zn se ubican en la parte SW, y las de Pb en la parte NE. Anteriormente el depósito de Broken Hill era considerado como hidrotermal, si bien actualmente la mayoría de los geólogos autralianos lo consideran como estratiforme vulcano-sedimentario, y que posteriormente sufrió un metamorfismo muy fuerte conjuntamente con las rocas encajonantes hasta las fácies de granulitas.

CAPITULO XIII
DEPOSITOS DE ESTAÑO

El estaño conjuntamente con el cobre definió la edad de bronce (4000-1000 años a.d.e.) de la cultura humana. Su explotación fué desde la antigüedad en los territorios de Inglaterra, Bolivia, China y EX-URSS. El estaño era ampliamente utilizado gracias a su facilidad para fundirse, blandura, fraguado, estabilidad química y capacidad para dar aleaciones de alta calidad. Se utiliza principalmente para hacer hojalata blanca, latas, bronces, rodamientos. Como principales industrias que utilizan estaño tenemos a la alimenticia (40 %), en la construcción de aviones, trenes, barcos, radiotécnica, electrotécnica, tipográfica, pinturas, galvanización, vidrio y textil. El estaño se extrae de menas de estaño, estaño-tungsteno, estaño-plata y estaño-polimetálicas.

El precio del estaño en 1985 fué de alrededor de 13,000-14,000 dólares por t. Llegando a 18800 USdólares la tonelada en el 2008. En 1984 hubo una producción de 164,900 t. después de haber llegado en 1981 a 172,100 t. Las reservas principales de estaño del mundo se ubican en la zona que circunda al Oceáno Pacífico y más de la mitad de estas son depósitos de placer de edad mesozoica-terciaria ubicados en la zona del sureste asiático en donde juegan un papel muy importante Malasia e Indonesia en donde ya se han explotado alrededor de 3 millones de t. de estaño. Como reservas mundiales tenemos 3 millones de t. exploradas y 6.8 millones de t. como reservas generales. Como depósitos únicos tenemos a los que pasan de 100,000 t. (Malasia, Canadá), depósitos grandes de 100,000 a 25,000 t., medianos de 25,000 a 5000 t. y pequeños de menos de 5000 t..Las menas ricas en Sn contienen más del 1 %, marginales de 1 a 0.4 % y pobres de 0.4 a 0.1 %. Los placeres se pueden trabajar cuando los contenidos de Sn son de 0.01-0.02 % o 100-200 g/m^3, si bien hay placeres que contienen hasta 2-3 kg/m^3.

Geoquímica y Mineralogía

El estaño se caracteriza por tener 10 isótopos con números 112, 114-120, 122 y 124, entre los cuales los más abundantes son el 116 (14.24 %), 118 (24.01 %) y 120 (32.97 %). Bajo la ausencia del oxígeno en las últimas etapas hidrotermales el estaño entra en la composición de los sulfoestanatos. El clarke del estaño es de 2.5 x 10^{-4}%). Baja en las rocas de composición ultrabásica (5 x 10^{-5} %) y básicas (1.5 x 10^{-4}%), aumenta hacia las rocas ácidas (3 x 10^{-4}%). El coeficiente de concentración es de 2000.

Las concentraciones endógenas de estaño están ligadas con rocas ácidas y ligeramente ácidas como los granítos, granodioritas y riolitas. Bajo condiciones exógenas la casiterita es muy estable y por lo cual forma placeres, los sulfuros de estaño se oxidan y son reemplazados por casiterita coloforme. Según datos de inclusiones fluidas, los depósitos de estaño se forman en el intervalo de temperaturas de 550 a 50 °C, cuando baja la presión de 1500 a 30-50 kg/cm^2 de los fluidos hidrotermales.

Se conocen 20 minerales de estaño. Significado industrial tiene la casiterita SnO_2 (78.6%) que es el principal, así también como la estanita Cu_2FeSnS_4 (27.7%), franckeita $Pb_5Sn_3Sb_2S_{11}$ (17%), cilindrita $Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$ (26%).

Metalogenia

Los depósitos endógenos de estaño se consideran formaciones postmagmáticas de magmas ácidos y ligeramente ácidos. Se formaron en la etapa intermedia y sobre todo en la tercera etapa de desarrollo geosinclinálico, así como también relacionados con procesos de activización tectónico-magmático de los escudos y regiones ya plegadas. Los depósitos de pegmatíticos y de greisen están relacionados con granitos alaskíticos; los skarns e hidrotermales plutonogénicos con granitos y los depósitos hidrotermales vulcanogénicos con volcanitas ácidas (riolitas y dacitas). Los granitos estaníferos y depósitos asociados están ubicados en zonas orogénicas, levantamientos intrageosinclinálicos y cinturones volcánicos; están controlados por grandes fallamientos, muy frecuentemente en la intersección de ellos y bloques de estructuras plegadas. Dentro de los depósitos exógenos tenemos a los placeres, los cuales se forman en la etapa cratónica bajo condiciones continentales y cercanas a las costas marinas.

Los depósitos de estaño se formaron en diferentes épocas geológicas, aumentando la cantidad de ellos de las epocas antiguas a las jóvenes. En el arqueozóico y proterozóico se formaron depósitos pegmatíticos, de greisen y de skarns (Karelia,EX-URSS y Zaire). También hay caledonianos (Australia). Muy ampliamente distribuidos hay depósitos de greisen, skarns e hidrotermales plutonogénicos de edad hercínica (Kazaxstán, EX-URSS; Alemania; Checoeslovaquia e Inglaterra. Pero los depósitos más ricos se ubican en las épocas kimmeridgiana y alpina y son del tipo hidrotermal plutonogénicos y vulcanogénicos (Asia, EX-URSS; Potosí, Bolivia; Lost river, EUA; Akenobe, Japón). En las épocas alpina y reciente se formaron los grandes depósitos de placer de la parte SE de Asia (Malasia, Indonesia y China Popular).

Tipos de Depósitos Industriales

Entre los depósitos industriales de estaño tenemos: 1) pegmatítico, 2) skarns, 3) greisen, 4) hidrotermales plutonogénicos, 5) hidrotermales vulcanogénicos, 6) placeres.

Depósitos Pegmatíticos

Los depósitos pegmatíticos de estaño se conocen en Zaire (Monono-kitotolo), EUA (Silver Hill), Canadá (Bird River) y EX-URSS (Siberia Oriental). Se ubican en las partes aledañas de los macizos graníticos de biotita y de dos micas o también en las zonas de exocontacto a una distancia de hasta 2-3 km. Se desarrollan la mayoría de ellos en zonas de rocas precámbricas y más raramente en zonas plegadas de edad caledoniana o hercínicas. Las pegmatitas estaníferas

pueden contener vetas, chimeneas o cuerpos lenticulares. Los cuerpos pegmatíticos tienen dimensiones de 10-15 km con anchuras de los primeros cientos de metros.

Las menas por lo general son conjuntas, se explota Sn, Ta, Nb, Sc y Rb algunas veces W y Bi. Las más ricas en Sn (hasta 0.1 %) son las pegmatitas de albita y albita-espodumena. La mineralización estanífera esta relacionada con procesos tardíos como albitización y greisenización. Como minerales principales metálicos tenemos a la casiterita y espodumena, nometálicos cuarzo, microclina, albita, topacio y turmalina. Raramente se encuentran tantalita y wolframita. La casiterita se presenta de manera dispersa de 0.1 a 2 cm. frecuentemente como cristales piramidales de color negro; es común que contenga elementos dispersos como Ta, Nb, Zr y Sc.

Las pegmatitas estaníferas no tienen un significado importante desde el punto de vista industrial, pero son muy importantes como fuente para la formación de placeres de estaño.

Depósitos de Greisen

Los depósitos de greisen de estaño se conocen en: Alemania, Checoeslovaquia, EUA (Alaska), China Popular, Birmania y EX-URSS. Están relacionados con intrusiones de granitos leucocráticos alaskíticos de fácies hipabisales; se ubican en las cúpulas, stocks y apófisis. Los cuerpos minerales se localizan tanto en los granitos como en las rocas encajonantes. Es común que estén asociados con otro tipo de depósitos de greisen como de tungsteno. Tienen diferentes edades desde arqueozóicos hasta alpinos, pero los de mayor significado industrial son de las épocas hercínica y kimmeridgiana. Se forman tanto en las etapas media y tardía del ciclo geosinclinálico así como durante los procesos de activización de los cratones.

Este tipo de depósitos de estaño se presentan como vetas, las cuales se ubican en fallas o juntas de deslizamiento, así como en criaderos en masa relacionados fracturamientos de origen pretectonicos, raramente se presentan como chimeneas, ebicadas en el cruzamiento de juntas y fallas. El tamaño de las vetas va de decenas a centenas de metros a rumbo y lo mismo en el echado, con un espesor que varía de0.1 a 2-3 m., por lo general 0.5-1 m., formando distritos mineros de varios km de longitud y hasta 1000-1200 en el echado.

Las menas por lo general son conjuntas, aparte de Sn pueden contener W, Li, Ta y Nb. Como minerales principales tenemos: metálicos: casiterita, wolframita, arsenopirita, sinvaldita; como no metálicos: cuarzo, albita, ortoclasa, muscovita, siderofilita, topacio, fluorita, turmalina; en menor cantidad tenemos pirrotita, bismutinita, magnetita, scheelita, calcopirita, esfalerita, galena, hematita así con adularia, sericita y calcita. Las rocas encajonantes presentan alteraciones como greisenización, potasificación y albitización.

La mineralización ocurre en varias etapas: 1) pre-mineralización -con la formación de microclina-albita; 2) cuarzo-casiterita, conjuntamente con la formación de los greisens; 3) casiterita-wolframita; 4) sulfuros, a veces con casiterita; 5) cuarzo-carbonatos-fluorita. Los depósitos de greisen de estaño se forman en el intervalo de temperaturas de 500 a 200 °C.

El zoneamiento horizontal se refleja en una disminución del contenido de la casiterita y un aumento de la cantidad de los sulfuros conforme se alejan los cuerpos de los intrusivos.

Depósitos de Skarn

Los depósito de skarns de estaño se conocen en la Rep. Popular de China, Malasia, Indonesia, EX-URSS y México. La mineralización se relaciona con skarns calcáreos, a veces con magnesianos. Están relacionados con granitos de biotita y con granitoides de baja acidez. Los depósitos se ubican en el contacto de los intrusivos con las rocas encajonantes sedimentarias que contienen horizontes de calizas y o dolomías, en algunos casos se ubican alejados pero siempre en la influencia de la aureola del intrusivo.

Los cuerpos minerales presentan la forma de lentes, concordantes, chimeneas discordantes y más raramente en forma de vetas. Las menas se presentan de solo Sn así como conjuntas (Sn-W, Sn-Cu, Sn-Pb-Zn). Como principales minerales tenemos: metálicos- magnetita, casiterita, scheelita, pirrotita, arsenopirita, pirita, calcopirita, esfalerita y galena; como no metálicos- granates, piroxenos, (raramente forsterita), fluorita, turmalina, actinolita, flogopita, muscovita; en menor cantidad estanita, bismutita y tennantita-tetraedrita, así como plagioclasas, cuarzo y carbonatos.

La mineralización ocurre en varias etapas: skarn-magnetita (600-360°C), casiterita-plagioclasas y cuarzo-sulfuros (450-160°C). Como alteraciones de las rocas encajonantes se presentan skarnificación, actinolitización y formación de tremolitas. En las partes superiores y flancos de los intrusivos se desarrollan mejor los sulfuros, mientras que las asociaciones de alta temperatura que contienen magnetita, casiterita, pirrotita y arsenopirita se desarrollan mejor en los horizontes más profundos de los depósitos.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Este es el tipo de depósitos de estaño que más ampliamente se encuentra distribuido en la naturaleza, se conocen en: Inglaterra, Canadá, Australia y EX-URSS. Están relacionados con pequeños intrusivos de granitoides híbridos de baja acidez, raramente con plutones de granitos normales. Es característico en este tipo de depósitos el desarrollo de diques de lamprófidos, pórfidos dioríticos y diabásicos, con los cuales espacial y temporalmente se relacionan. Estos depósitos se ubican en los intrusivos, y muy frecuentemente en capas de areniscas y lutitas cercanas a ellos. Los cuerpos minerales están constituidos por vetas principalmente en las fallas casi verticales de deslizamiento, así como vetas en zonas de fracturamiento, zonas de criaderos en masa y muy raramente en forma de chimeneas que se forman en las zonas de cruzamiento de fallas o fracturamientos. El tamaño de las vetas es de decenas a centenas de m. de largo a rumbo, por 300-500 m. del echado por un espesor de 0.1 hasta 2-3 m.; muy frecuentemente forman distritos de vetas que se alargan por varios km. y hasta 1000 m. de echado.

Como minerales principales tenemos: metálicos- casiterita y pirrotita; de ganga- cuarzo, turmalina, clorita; en menor cantidad hay- arsenopirita, calcopirita,

esfalerita, galena y estanita, así como adularia, sericita, manganosiderita, manganoankerita y calcita. Las rocas encajonantes están alteradas hidrotermalmente formándose metasomatitas de cuarzo-turmalina y cuarzo-sericita.

La mineralización se lleva en varias etapas: 1) turmalina-cuarzo o clorita-cuarzo; 2) casiterita-cuarzo (550-300°C); 3) sulfuros (350-200°C); 4) galena-esfalerita-carbonatos (320-200°C); 5) carbonatos-fluorita-cuarzo (250-30°C). El zoneamiento vertical se manifiesta por un cambio (de abajo hacia arriba) de pocos sulfuros-turmalina y clorita-casiterita por sulfuros. El zoneamiento horizontal se refleja en que la parte central (sobre los granitoides) esta compuesta por menas de turmalina-casiterita, la parte media clorita-casiterita y la parte externa (la más alejada del intrusivo) por carbonatos-sulfuros con sulfosales.

Entre los depósitos hidrotermales plutonogénicos se distinguen dos formaciones metálicas: 1) casiterita-silicatos-sulfuros, que son los que más hay EX-URSS, Inglaterra y Canadá y 2) casiterita-sulfuros que son más raros, EX-URSS, Australia y Malasia.

Depósitos Hidrotermales Vulcanogénicos

Este tipo de depósitos se conocen en Bolivia, México, Japón y EX-URSS. Están relacionados con rocas riolíticas y ligeramente ácidas (dacitas, cuarzo latitas) las cuales se caracterizan por ser ricas en potasio y que pertenecen a la serie andesita-riolita de las épocas alpina y en parte de la kimmeridgiana. Están ubicados entre rocas volcánicas y se asocian con fácies subvolcánicas y cuellos volcánicos. Están relacionados con estructuras volcánicas, vulcano-cupulares, domos y cuellos así como con fallas y fracturamientos sinvolcánicos.

Los cuerpos están constituidos por vetas onduladas, raramente zonas de fracturamiento o criaderos en masa. La potencia de las vetas varía de 0.1 hasta 2-3 m. con promedio de 1 m., se siguen a rumbo y echado por decenas y cientos de m., pero frecuentemente y aún en los grandes depósitos el intervalo productivo es de no más de 250-300 m. Las vetas se caracterizan por tener zonas muy ricas conocidas como bonanzas o columnas. Las menas de estaño son frecuentemente conjuntas (Sn-Ag, Sn-Pb-Zn). Como principales minerales tenemos; metálicos- casiterita, estanita, bismutita, arsenopirita, pirrotita; como ganga- cuarzo, turmalina, sericita,; en menor proporción wolframita, calcopirita, esfalerita, pirargirita, argentita, boulangerita, jamesonita, tenantita-tetraedrita, plata nativa, hematita, así como caolinita, diquita, alunita, opalo, fluorita,barita y calcedonia. Como cambios hidrotermales de las rocas encajonantes tenemos turmalinización, propilitización, silicificación, sericitización y argilitización.

La mineralización ocurre principalmente bajo condiciones subvolcánicas a profundidades de 100-200 hasta 700-800 m. de la superficie. Se lleva a cabo en varias etapas: 1) cuarzo-turmalina-casiterita; 2) estanita; 3) sulfuros; 4) galena-plata; 5) alunita-calcedonia. Es característico que la temperatura de los fluidos mineralizantes baja rápidamente lo cual provoca el fenómeno de telescopeo (existencia de minerales sobrepuestos de diferentes temperaturas).

El zoneamiento vertical se refleja en el contraste de la mineralogia de los horizontes inferiores donde hay desarrollo de casiterita con bismutita (a veces con

wolframita) y en los superiores donde prevalecen la estanita y minerales de plata y barita. En las partes centrales hay vetas con casiterita y minerales de plata, mientras que en las zonas periféricas vetas con galena y minerales de plata. Los depósitos de estaño de este tipo se puden dividir en tres formaciones: 1) casiterita-silicatos-sulfuros, (Bolivia), 2) casiterita-sulfuros, (El Potosí, Bolivia), 3) estaño (casiterita coloforme), (México).

Depósitos de Placer

Los placeres de estaño se conocen en: Malasia, Indonesia, Rep. Popular de China, Viet-Nam, Brasil, Zaire, Nigeria y EX-URSS. Se formaron a cuenta de la destrucción de depósitos de pegmatitas, greisens principalmente y en parte de depósitos hidrotermales de estaño.

Entre los depósitos de placer de estaño los más ampliamente distribuidos son los placeres aluviales, estos se forman en distintas condiciones climáticas. Este tipo de depósitos raramente se encuentran a más de 5-10 km. de las rocas madres, debido a lo rompible que es la casiterita. El contenido de casiterita varía de 0.3 a varios kg/m^3. Conjuntamente podemos encontrar rutilo, wolframita, oro, tantalita, columbita, magnetita, pirita, hematita, granates, topacio, zircones y fluorita.

Los placeres cercanos a costas son muy importantes en la parte SE de Asia, en donde se trabajan hasta una profundidad de 30 m. y a una distancia de la costa de 5-15 km.

CAPITULO XIV

DEPOSITOS DE TUNGSTENO

El tungsteno fué descubierto por el químico sueco C. Scheele en el año de 1781, y a finales del siglo XIX se utilizaba en aceros ligeros. La adición de tungsteno al acero aumenta su dureza, solidez y resistencia contra los ácidos. También el tungsteno se utiliza en la producción de esferas duras (rodamientos) y aleaciones duras; es necesario en la industria de las lámparas para hacer los filamentos. El tungsteno se obtiene de menas de tungsteno, molibdeno-tungsteno, estaño-tungsteno, bismuto-tungsteno y polimetales-tungsteno.

El precio de 1 t. de WO_3 en concentrado varía de 7 a 8 mil dólares (1982). Repuntando a 44000 USdólares la tonelada de metal puro (2007). Se tuvo una producción de entre 25 y 30 mil t. de concentrados de tungsteno. Con unas reservas exploradas de 630 mil t., y reservas generales de 1.16 millones de t. La base fundamental de la industria del tungsteno son unos pocos depósitos únicos y grandes, la relación que guardan los depósitos grandes, medianos y pequeños es 1:10:20. Como depósitos únicos tenemos a Sang-Dong en Corea del Sur y Panascueira en Portugal, los cuales tienen reservas de más de 250 mil t. de WO_3, depósitos grandes de 250 a 100 mil t., medianos de 100 a 15 mil t. y pequeños de menos de 15 mil t.. Las menas ricas contienen más de 1 % de WO_3, las marginales de 1 a 0.3 % y las pobres de 0.3 a 0.1 %. Los placeres tienen significado industrial cuando contienen no menos de 200-300 g/m^3.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen cinco isótopos estables de tungsteno con números 180, 182-184 y 186. Este metal se encuentra en la naturaleza con valencia 4 y 6 siendo esta última la más estable. El clarke del tungsteno es de 1.3×10^{-4} %, su coeficiente de concentración de 5000. El clarke en las rocas magmáticas varía muy poco, bajando en las ultrabásicas (1×10^{-5} %) y aumenta un poco en las rocas ácidas (1.5×10^{-4} %). Como fuente de las concentraciones industriales de tungsteno se considera a los magmas graníticos de la corteza, los cuales están sobresaturados con alúmina, con alta acidez y con altos contenidos de componentes volátiles como fluor y boro. De las cámaras magmáticas el tungsteno es sacado por fluidos hidrotermales gaseosos los cuales son ligeramente ácidos. La sedimentación de los minerales del tungsteno principia a una temperatura no mayor de 350-400° C.

Bajo condiciones exógenas los minerales de tungsteno son muy estables y pueden formar placeres.

Entre los minerales de tungsteno tienen significado industrial los siguientes: wolframita $(Mn,Fe)WO_4$ (60.5%), ferberita $FeWO_4$ (60.5%), guibnerita $MnWO_4$

(60.7%) y scheelita $CaWO_4$ (63.9%). El 75% de la producción mundial es de la wolframita y guibnerita, el 25% restante a la scheelita.

Metalogenia

Los depósitos endógenos de tungsteno son formaciones postmagmáticos de magmas graníticos. Se formaron principalmente en la tercera etapa de desarrollo geosinclinálico, así como también con relación zonas cratónicas que han sufrido activización tectónico-magmática. El magmatismo que produce la mineralización con tungsteno esta relacionada con zonas tectónicas (orógenos, macizos intermedios), las cuales se caracterizan por tener una corteza continental. Los placeres continentales se forman en la etapa cratónica.

En la historia del desarrollo geológico de la corteza terrestre, tanto para el molibdeno como estaño, el número de depósitos de tungsteno aumenta desde las épocas metalogenéticas antiguas hacia las más jóvenes. En las épocas del arqueozóico y proterozóico se formaron pequeños depósitos de pegmatitas (Silver Hill,EUA) y skarns (Brasil y Suecia). Depósitos más grandes del tipo hidrotermal se formaron en la época caledoniana (Kazaxstán, EX-URSS). En la época hercínica se formaron grandes depósitos tipos skarn, greisen e hidrotermales (Asia central, Portugal y Australia). Pero las épocas más productivas tanto para depósitos endógenos como exógenos (placeres) de tungsteno son la kimmeridgiana y alpina (EX-URSS, Corea del Sur).

Tipos de Depósitos Industriales

Los depósitos industriales de tungsteno se dividen en: 1) greisen, 2) skarns, 3) hidrotermales plutonogénicos, 4) hidrotermales vulcanogénicos, 5) placeres.

No se ha establecido si tienen significado industrial los depósitos metamorfogénicos de menas estratificadas de scheelita en las rocas cristalinas del precámbrico, las cuales se conocen en Austria, Portugal y Noruega.

Depósitos de Greisen

Los depósitos de greisen de tungsteno, muy frecuentemente con molibdeno o con estaño se conocen en : EX-URSS, Alemania, Checoeslovaquia, Francia, Mongolia, Rep. Popular de China y Australia. Están ubicados en las partes apicales de las cúpulas de los intrusivos de granitos leucocráticos y a veces de granitos pegmatíticos, distribuyéndose hasta en 300-500 m. (endogreisens), así como en las rocas encajonantes hasta 1200-1500 m. (exogreisens). Los depósitos de greisen tienen forma de stocks (originados por un metasomatismo masivo), criaderos en masa y raramente vetas, los cuales utilizan fallas o juntas prototectónicas. Los cuerpos en forma de vetas tienen desde unas decenas de metros hasta 1000 m. de rumbo, con un echado de 300-400 m., con un espesor de 0.3-0.5 m. raramente hasta 1 m.

Las menas de tungsteno están relacionadas principalmente con greisens del tipo cuarzo-topacio, cuarzo-micas y cuarzo. Los principales minerales

metálicos son: wolframita, molibdenita, casiterita, en menor cantidad magnetita, bismutinita, pirrotita, pirita, calcopirita, esfalerita y galena; con nometálicos como: cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasas ácidas y microclina; en menor cantidad: turmalina, topacio, fluorita. Las rocas encajonantes están greisenizadas y presentan un metasomatismo que produce rocas con mucha muscovita, biotita y silicificación.

La mineralización se lleva a cabo en varias etapas, de las cuales las dos primeras son de greisenización acompañadas por wolframita, molibdenita, casiterita y bismutinita, una tercera de cuarzo-wolframita, cuarta de sulfuros y quinta postmetálica con cuarzo-carbonatos. Las temperaturas de emplazamiento de la mineralización son similares a los depósitos de greisen de molibdeno, en un intervalo de 540 a 300° C.

El zoneamiento vertical se refleja con respecto al aumento de la profundidad de los greisens en una disminución en la cantidad de topacio, aumento de las micas y cuarzo, así como una disminución en los contenidos de tungsteno y molibdeno en los horizontes más profundos, en algunos casos con un aumento en la cantidad del estaño.

Los depósitos de greisens de tungsteno se formaron en las zonas orógenas de los geosinclinales y en zonas de activización en cratones a una profundidad de 5 a 1 km. desde la superficie, con un intervalo de mineralización promedio de 300-500 m.

Depósitos de Skarn

Este tipo de depósitos se conocen en Corea del Sur, Rep. Popular de China, Canadá, EUA, Australia y EX-URSS. Están relacionados con skarns de granates-piroxenos y skarns calcáreos, los cuales se forman en el contacto de rocas graníticas con rocas carbonatadas, un poco alejadas del contacto y raramente dentro de los intrusivos. Los cuerpos tienen la forma de lentes, estratos, chimeneas y vetas. Su tamaño varía desde cientos de m. hasta los primeros km. a rumbo, desde decenas hasta 800 m. según el echado, con un espesor de 1-2 hasta 50 m. Como minerales principales tenemos scheelita, a veces molibdenita; en menor cantidad casiterita, bismutita, magnetita, pirrotita, pirita, arsenopirita, wolframita, calcopirita, esfalerita y galena. Como minerales nometálicos tenemos granates, piroxenos, plagioclasas, cuarzo y en menor cantidad epidota, clorita y carbonatos.

La mineralización se efectua en 5-6 etapas, entre las cuales son importantes: skarns de piroxenos-granates (600-210°C) dentro de la cual se separa la scheelita (450-300°C); cuarzo-sulfuros (450-110°C) con scheelita tardía (160-110°C) y cuarzo-calcita sin metales (130-80°C).

Los depósitos de skarn de tungsteno están relacionados con intrusivos ligeramente ácidos durante la tercera etapa de desarrollo geosinclinálico y con activizaciones de zonas plegadas y cratones. La profundidad de su formación varía de 4 a 1 km. Este tipo de depósitos se pueden dividir en depósitos de scheelita (Sang-Dong, Corea del Sur) y scheelita-molibdenita (Tirniauz, EX-URSS).

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Este tipo de depósitos frecuentemente acompañados de molibdeno o de estaño, se conocen en Portugal (Panascueira), Inglaterra (Cornwall), Francia, Mongolia, Rep. Popular de China, Canadá, Australia, EX-URSS. Se asocian con las cúpulas de los macizos graníticos y con los stocks de porfidos graníticos y se ubican principalmente en la zona del exocontacto y más raramente en la zona del endocontacto.

Los cuerpos están compuestos por vetas y criaderos en masa. Las vetas están relacionadas con sistemas de juntas de deslizamiento vertical o con juntas de separación. Los criaderos en masa se pueden relacionar con pequeñas juntas o con clivaje. Las vetas se pueden seguir por decenas y cientos de m., sus trazas por varios km., con respecto al echado pueden seguirse hasta 300-500 m. a veces hasta 800 m., su espesor varía de 0.1 hasta 4-5 m. Los criaderos en masa tienen de 400-500 hasta 1000 m. de largo.

Como principales minerales tenemos: wolframita raramente scheelita; en menor cantidad casiterita, molibdenita, bismutinita, arsenopirita, pirrotita, pirita, calcopirita, esfalerita y galena. Como mineral principal de ganga tenemos al cuarzo y en menor cantidad a turmalina, muscovita, plagioclasas ácidas, microclina, topacio, fluorita, apatita, sericita y carbonatos. Las rocas encajonantes presentan greisenización, turmalinización, pirita-sericita, silicificación y sericitización.

Como principales etapas de mineralización tenemos 1) cuarzo-wolframita, 2) sulfuros, 3) cuarzo-fluorita, 4) postmetales con carbonatos. El tungsteno se presenta en las etapas 1 y 3. La mineralización se caracteriza por un intervalo de temperaturas de 380-100°C siendo la metalífera entre 380-200°C. Existe un zoneamiento horizontal, el cual es frecuentemente concéntrico sobre todo en las zonas de criaderos en masa; y se refleja en que en las partes centrales se presentan asociaciones de altas temperaturas con tungsteno, en la intermedia temperaturas medias con sulfuros y en las márgenes temperaturas más bajas con asociación de cuarzo-fluorita. El zoneamiento vertical puede ser progresivo cuando en los niveles inferiores tenemos asociaciones minerales de altas temperaturas y van cambiando hacia arriba donde se presentan las de bajas temperaturas, también puede ser regresivo cuando ocurre lo contrario, es decir en los niveles inferiores tenemos las asociaciones minerales de bajas temperaturas y en los superiores las de altas temperaturas.

La profundidad de la formación de este tipo de depósitos es parecida a los depósitos de greisen (5-1 km.), si bien las vetas de cuarzo-tungsteno se ubican un poco más alto que los greisens. Se pueden dividir en las siguientes formaciones: 1) cuarzo-wolframita, 2) cuarzo-hübnerita, 3) casiterita-wolframita, 4) cuarzo-scheelita, 5) cuarzo-sulfuros-wolframita-hübnerita.

Depósitos Hidrotermales Vulcanogénicos

Este tipo de depósitos contienen menas conjuntas como (Sn-Ag-W, Hg-Sb-W, Hg-Sb-W, Au-W, Mn-W), se conocen en la Rep. Popular de China, Japón, Turquía, Canadá, EUA, Bolivia, Perú, Australia y EX-URSS. Se ubican en zonas de

vulcanismo joven, muchas veces se acompañan de fuentes termales. Se forman bajo condiciones subvolcánicas, cercanos a la superficie y superficiales. Están relacionados con las formaciones de andesitas-dacitas-riolitas, las cuales son caracterizadas por su alta alcalinidad. Frecuentemente se relacionan con fácies extrusivas, de domos y subvolcánicas; a veces están relacionados con capas tobáceas o sedimentarias. Las estructuras encajonantes son cúpulas volcánicas, cuellos, zonas sinvolcánicas de brechamiento y juntas. Los cuerpos metálicos son vetas onduladas y criaderos en masa, raramente lentes concordantes. Las vetas tienen tamaños pequeños: decenas a centenas de m. a rumbo, con echados de 250-300 m., raramente 600-700 m. y un espesor de 0.1 a 5 m. a veces hasta 10 m. en las ondulaciones de las vetas.

Se pueden dividir en 1) antimonita-scheelita-ferberita, 2) plata-oro-scheelita, 3) psilomelano-tungstita. Este tipo de depósitos se forman en intervalos de temperaturas de 350-70° C.

Depósitos de Placer

Se conocen en la Rep. Popular de China, Birmania, Indonesia, Tailandia, Congo, Bolivia, EUA, EX-URSS. Están relacionados directamente con depósitos endógenos y por lo tanto se trabajan conjuntamente. Se forman principalmente por la destrucción de depósitos de greisen e hidrotermales plutonogénicos de las formaciones cuarzo-casiterita-wolframita, cuarzo-wolframita, cuarzo-hübnerita y cuarzo-scheelita. Los placeres más desarrollados son los de casiterita-wolframita y wolframita, raramente de hübnerita y scheelita. Las leyes pueden variar de 0.3 a 20 kg/m^3. Pertenecen al tipo de placeres aluviales y eluviales con largos que pueden llegar hasta 5 km.

CAPITULO XV

DEPOSITOS DE MOLIBDENO

El molibdeno fué descubierto por C. Scheele en el año de 1778, pero se empezó a utilizar solo en el siglo XX. Se utiliza fundamentalmente en la industria de la metalurgia (85-90%), para dar ligereza a los aceros y otras combinaciones con V, W, Cu, Ni y Co, así como también con C. También el molibdeno se utiliza en las industrias de la electrotécnica, termotécnica, química y refinación del petróleo y en calidad de microelemento en los fertilizantes.

El molibdeno se extrae de menas de molibdeno, tungsteno-molibdeno, cobre-molibdeno y uranio-molibdeno.

El precio de la tonelada de concentrado de molibdeno es de 6300 dólares. Llegando a 77000 USdólares la tonelada de óxido de Molibdeno (2008). La producción de concentrados llegó en 1985 a 75.5 mil t., se tienen como reservas exploradas 5.4 millones de t., y reservas generales de 8.4 millones de t. Como depósitos únicos en el mundo se consideran a aquellos que tienen más de 500 mil t. del metal (Climax en EUA), se consideran como depósitos muy grandes aquellos que tienen de 500 a 100 mil t., grandes de 100 a 50 mil t., medianos de 50 a 25 milt. y pequeños a los que tienen menos de 25 mil t. Las menas ricas contienen más de 0.5 %, menas marginales de 0.5 a 0.2 % y menas pobres de 0.2 a 0.1 %.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen siete isótopos estables de molibdeno con números 92, 94-98, 100, entre los cuales prevalece el 98 (23.75%). Este metal posee dos valencias : la cuatro en condiciones endógenas y la seis en condiciones exógenas. El clarke del molibdeno es de 1.1×10^{-4}%, su coeficiente de concentración es 5000. Su clarke varía de las rocas con poca sílice hacia las rocas con alta sílice, o sea en las rocas ultrabásicas tiene 2×10^{-5}% y para los granitos 2×10^{-4}%. De acuerdo con lo anterior el molibdeno esta relacionado con magmas ácidos, depositándose bajo condiciones postmagmáticas a partir de los fluidos hidrotermales.

El molibdeno es transportado bajo condiciones endógenas a manera de uniones complejas como $SiO_2 12MoO_3 nNa_2OH_2O$ en fluidos ácidos o ligeramente ácidos, bajo una presión de 600 kgf/cm^2 y temperaturas de 600°C, durante la disminución de estas condiciones los complejos se destruyen, y bajo la presencia de azufre se forma la molibdenita y se silicifican las rocas encajonantes.

Bajo condiciones exógenas el molibdeno se oxida formando uniones fácilmente solubles como $MoSiO_2$ y H_2MoO_4. Se introduce en las menas que contienen pirita formando la ferrimolibdenita, en las rocas carbonatadas forma la povellita o también migra junto con las aguas superficiales por lo cual esta relacionado con hidrocarburos, carbones y con lutitas carbonosas.

El principal mineral de molibdeno es la molibdenita MoS_2, el cual puede contener Re; en menor cantidad se encuentra la molibdenoscheelita $Ca(Mo,W)O_4$ (0.5-15%), que se conoce en algunos depósitos de skarns, en mucho menor cantidad encontramos a la povellita $CaMoO_4$ (48%), la ferrimolibdenita $Fe_2O_32MoO_37H_2O$ (60%) y la wulfenita $PbMoO_4$ (46%) se desarrollan en las zonas de oxidación.

Metalogenia

Los depósitos endógenos de molibdeno pertenecen a la formaciones postmagmáticas de los magmas graníticos. Se formaron en la etapa media y sobre todo en la tercera etapa del desarrollo geosinclinálico, así como también relacionados con cratones que han tuvieron activización magmática. De acuerdo con V. Pokalov (1972), los depósitos de cobre-molibdeno están asociados con monzonitas, granodioritas y granosienitas; los depósitos solo de molibdeno se asocian con granitos normales de biotita-horblenda; los depósitos de tungsteno-molibdeno con granitos leucocráticos subalcalinos. La distribución de todos estos intrusivos (con su respectiva mineralización) es siempre controlada por grandes fallamientos.

Bajo condiciones exógenas el molibdeno que se concentra en las rocas carbonosas es relacionado con la primera etapa del desarrollo geosinclinálico, pero si bien se han observado muy grandes reservas éstas concentraciones están en el orden de las milésimas de % por lo cual se podrían considerar reservas para un futuro lejano (año 2200 ?).

En la historia del desarrollo geológico de la corteza terrestre se observa la tendencia a aumentar el número de depósitos de molibdeno de las épocas más antigüas hacia las más jóvenes. En el arqueozóico y proterozóico se conocen solo algunos depósitos de este metal en Canadá y en Noruega. Los depósitos más significativos desde el punto de vista económico se ubican en las épocas kimmeridgiana y alpina Rep. Popular de China, EX-URSS, EUA y Canadá.

Tipos de Depósitos Industriales

Tenemos entre los depósitos industriales a: 1) skarns, 2) greisens, 3) hidrotermales plutonogénicos, 4) hidrotermales vulcanogénicos.

Depósitos de Skarn

Se conocen en :Rumania, Rep. Popular de China, Marruecos, EUA, Brasil, Turquía y EX-URSS. Pertenecen a los skarns del tipo calcáreo, desarrollados en el contacto entre rocas graníticas y rocas calcáreas.

Los cuerpos tienen la forma de estratos, lentes, vetas o formas complejas, a veces se presentan criaderos en masa en las rocas graníticas. Como principales minerales metálicos tenemos: molibdenita y pirita, así como scheelita (a veces molibdeno-scheelita), calcopirita y magnetita; en menor cantidad: esfalerita, galena y tenantita-tetraedrita; raramente se presentan minerales nativos del

bismuto, plata y oro. Como minerales del skarn hay granates (grosularita-andradita), piroxenos (hedenbergita-diópsida), plagioclasas, epidota y vesubianita; como minerales de ganga tenemos cuarzo, muscovita, clorita, fluorita y carbonatos. La mineralización es acompañada por alteración de las rocas encajonantes como metasomatitas de cuarzo-plagioclasas. La mineralización se lleva a cabo en varias etapas en el intervalo de 500-200°C. En las primeras etapas cuando se forman los skarns con scheelita, en la siguientes se forma la molibdenita y más tarde los sulfuros de polimetales, principalmente la calcopirita.

Este tipo de depósitos se pueden dividir en dos formaciones metálicas: scheelita-molibdenita y calcopirita-magnetita-molibdenita.

Depósitos de Greisen

Los depósitos de greisen de molibdeno, y frecuentemente de tungsteno-molibdeno se conocen en : Mongolia, Argentina y EX-URSS. Están relacionados con las cúpulas de los granitos, ubicándose dentro de ellos en 300-500 m. y también en las rocas del contacto hasta 1200-1500 m. Los gresisens metalíferos utilizan fallas, juntas longitudinales y circulares así como también zonas de clivaje.

Los cuerpos tienen forma de vetas, criaderos en masa, stocks a veces chimeneas. Los greisens están compuestos de micas (biotita, muscovita), cuarzo, plagioclasas ácidas, microclina, turmalina, topacio y fluorita. Como principales minerales metálicos tenemos a la molibdenita y wolframita, en menor cantidad: bismutita, casiterita, magnetita, pirita, calcopirita, esfalerita y galena.

El proceso de mineralización se lleva a cabo en un período muy largo y no es continuo y se efectua sincrónicamente con el desarrollo de las estructuras encajonantes. las etapas fundamentales de este proceso son: 1) greisenización; 2) vetas de cuarzo y cuarzo-plagioclasas; 3) sulfuros; 4) post-metálica de cuarzo-carbonatos. Las etapas productivas para el molibdeno y tungsteno son las primeras tres. Las temperaturas varían de la greisenización de 470-360°C y de las vetas de cuarzo de 540-300°C. El zoneamiento vertical se refleja en que en los horizontes inferiores se desarrollan las tierras raras, zircones y mineralización de tantalio y niobio; en los horizontes medios: molibdeno-estaño-tungsteno, más arriba Be y Bi; y en los superficiales: plomo-zinc-cobre.

Los depósitos de molibdeno-tungsteno se formaron en las zonas plegadas y en regiones que sufrieron activización a una profundidad de 5-1 km.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Este es el tipo de depósitos de molibdeno más ampliamente distribuido y el que tiene mayor significado industrial. Se puede dividir en tres formaciones metálicas: 1) cuarzo-molibdenita, 2) cuarzo-molibdenita-sericita y 3) cuarzo-molibdenita-calcopirita-sericita.

1) Depósitos de la formación cuarzo-molibdenita: se conocen en Noruega, EUA, Canadá y EX-URSS. Están relacionados con las aureolas de los granitos de biotita-hornblenda y granitos de biotita-muscovita. Los cuerpos metálicos a

manera de vetas o criaderos en masa están relacionados con diques tardíos de composición ácida a subalcalina.

Como minerales metálicos principales tenemos: molibdenita, a veces con wolframita; en menor cantidad hay casiterita, scheelita, pirita, arsenopirita, pirrotita, bismutita, calcopirita, esfalerita y galena; como minerales de ganga tenemos cuarzo, feldespatos y plagioclasas, en menor cantidad muscovita, turmalina, fluorita y carbonatos.

La mineralización se lleva a cabo en varias etapas: 1) pre-metálica cuarzo-turmalina, 2) temprana de cuarzo-molibdeno, 3) tardía cuarzo-wolframita-molibdenita, 4) sulfuros, 5) post-metálica fluorita-calcedonia-carbonatos. Las rocas encajonantes (granitos) se convierten en metasomatitas feldespáticas o de cuarzo-plagioclasas, en algunos casos a greisens. El zoneamiento vertical se refleja en un cambio de arriba hacia abajo de la mineralización de molibdeno por tugsteno-molibdeno y posteriormente a veces a mineralización de polimetales. En los criaderos en masa se observa un zoneamiento concéntrico desde el centro con etapas tempranas y de más altas temperaturas de cuarzo estéril, cambiando hacia la periferia a etapas tardías y de más baja temperatura con mineralización de molibdeno y más hacia afuera aparecen los polimetales.

2) Depósitos de las formaciónes cuarzo-molibdenita-sericita y cuarzo-molibdenita-calcopirita-sericita: Están representados por grandes depósitos de molibdeno o de cobre-molibdeno de menas diseminadas y/o vetillas. Se conocen en la Rep. Popular de China, EUA (Climax), Canadá y EX-URSS. Están relacionados con intrusivos porfiríticos de dioritas, granodioritas y granitos de la serie potásica y potasio-sodio, que están asociados con complejos vulcano-plutónicos. Los depósitos se ubican en los endocontactos de los intrusivos o en sus exocontactos; tienen relación con stocks o diques de pórfidos graníticos, pórfidos granodioríticos, pórfidos sieníticos y pórfidos monzoníticos. Están controlados por fallamientos , frecuentemente se localizan en sus cruzamientos.

Los cuerpos minerales están representados por criaderos en masa de forma concéntrica o lineal, conocidos como pórfidos de molibdeno o pórfidos de cobre-molibdeno. De éstos el 80-90% está compuesto por vetillas de cuarzo-molibdenita y cuarzo-sulfuros, las cuales tienen espesores de 1-2 hasta 2-3 cm., también hay diseminaciones y zonas masivas de sulfuros, más raramente vetillas de sulfuros. Los criaderos en masa concéntricos tienen tamaños de cientos de metros a los primeros km. de diámetro, los lineales se siguen por algunos km. con un espesor de cientos de metros. Como principales minerales de las menas primarias tenemos a: molibdenita y pirita (a veces calcopirita), en menor cantidad hay magnetita, hematita, bornita, tennantita-tetraedrita, galena y esfalerita; como minerales de ganga tenemos a plagioclasas, epidota, cloritas y carbonatos. El contenido promedio de molibdeno para los pórfidos de molibdeno es de 0.05 a 0.5% y para los pórfidos de cobre-molibdeno de 0.005 a 0.025%.

Climax: se localiza en el estado de Colorado en EUA, es considerado como el típico ejemplo de la formación cuarzo-molibdenita-sericita. El depósito contiene 1.4 millones de t. de molibdeno de las cuales ya se han extraido más de la mitad. La cantidad total de menas con un contenido de 0.2% de Mo se estima en 550

millones de t.. Las leyes explotables han variado en el tiempo de 0.9% de MoS_2 en 1920 a menos de a 0.4% de MoS_2 en la actualidad.

La zona está compuesta por un stock de edad paleocénica de 1 km. de diámetro de forma complicada, es de composición pórfido cuarzo-monzonítico que corta a la secuencia pre-cámbrica.

Los cuerpos metálicos de Climax son criaderos en masa, formados principalmente por vetillas de cuarzo-molibdenita (97% de las reservas de molibdeno), los cuales se conocen tanto en las rocas pre-cámbricas (60%), como en los pórfidos (40%), están ubicados en zonas de juntas genéticamente relacionadas con el stock. El depósito está compuesto por tres cuerpos, los cuales tienen forma, estructura, composición y zoneamiento mineral parecidos.

El cuerpo superior es el más grande y mejor estudiado, tiene forma en planta de un anillo y en sección de un arco, su espesor promedio es de 250 m. a profundidad el cuerpo se sigue por 800 m. Como minerales principales : metálicos- pirita, molibdenita; ganga- cuarzo y sericita; en menor cantidad- calcopirita, wolframita, casiterita y esfalerita, así como topacio, calcita y rodocrosita. Las menas presentan textura de vetillas. La zona de oxidación está desarrollada muy poco. Conjuntamente con el Mo se explota W, Sn, TR y Th (en la monacita).

Las vetillas se formaron en tres etapas: 1) cuarzo-molibdenita, 2) cuarzo-calcopirita-pirita, 3) cuarzo-sericita. La mineralización ocurrió en el intervalo de temperaturas de 400-360°C, y fué precedida por una intensa feldespatización, la mineralización fué acompañada por fuerte silicificación, la cual prosiguió aún después de ella.

El zoneamiento vertical en los cuerpos se refleja por un cambio de abajo hacia arriba de molibdenita, pirita y después hübnerita. El zoneamiento concéntrico: se refleja en tres zonas, central (de 120 hasta 300 m.) compuesta por cuarzo masivo de grano pequeño y solo en los flancos en los horizontes profundos aparece una mineralización débil (hasta 0.1% Mo); intermedia (anular, la cual tiene un espesor de 100 a 400 m.) hay desarrollo de vetillas de cuarzo-molibdenita y cuarzo-molibdenita-ortoclasa en donde se tiene el 97% de las reservas de Mo con contenidos de 0.2-0.5%, en esta zona se encuentran molibdenitas de 1 a 2 cm de origen metasomático; la exterior con espesor de hasta de 600 m. la cual presenta débil silicificación y pobre mineralización de molibdeno, pero muestra una intensa sericitización y piritización, acompañada de mineralización de tungsteno (0.06% WO_3) y estaño.

Depósitos Hidrotermales Vulcanogénicos

Este tipo de depósitos se ubican en la formación de uraninita-molibdenita. Están relacionados con la serie de rocas volcánicas andesitas-dacitas-riolitas y se relacionan con stocks hipabisales, cuellos y cúpulas volcánicas, las cuales es común que estén cortadas por diques, brechas explosivas, mantos de diabasas, dioritas y porfidos graníticos, los cuales se ven cortados por fallamientos relacionados con los centros explosivos.

Los cuerpos minerales están alojados a los lados de los cuellos volcánicos y en el contacto con las rocas volcánicas de alta porosidad las cuales son tapadas por rocas más compactas que no dejan pasar los fluidos hidrotermales. Los cuerpos tiene forma de criaderos en masa y bolsas, en algunos casos se presentan cuerpos tabulares. La mineralización es precedida por alteración de las rocas encajonantes que consiste en la adición de cuarzo-albita. La mineralización se efectua en varias etapas: 1) a temperaturas de 400-300°C se forma vetillas de cuarzo-turmalina-biotita, en algunos casos con rutilo y muscovita, 2) alrededor de los 300°C se forma el cuarzo, sericita, clorita, pirita, arsenopirita y calcita, 3) en esta etapa de 220-210°C se forma la uraninita asociada con la molibdenita y pequeñas cantidades de otros sulfuros como pirita, marcasita, arsenopirita, calcopirita y tennantita-tetraedrita, 4) a temperaturas de 200-190°C se acumula la calcita, cuarzo, sericita, clorita. pirita, hematita y pequeñas cantidades de uraninita.

CAPITULO XVI

DEPOSITOS DE BISMUTO

El bismuto fué descubierto en el año de 1799 por el químico sueco T. Bergman. Una cantidad considerable de bismuto se utiliza como aleaciones, sobre todo de las llamadas ligeras; en la metalurgia se utiliza como adicionante a los aceros inoxidables. El bismuto también se utiliza en la industria química, óptica, electrónica, textil, termonuclear y electrotécnica. El bismuto solo en una pequeña parte se explota de depósitos propiamente de bismuto, 90% de de las necesidades mundiales se cubren con la explotación de menas conjuntas como: Co-Ni-Bi-Ag-U, As-Bi, Cu-Bi, así como de menas de Pb y Cu que contienen bismuto.

El precio del bismuto es de 26000 USdólares la tonelada en el 2008.. La explotación es de 4000 t. al año, con unas reservas generales de 90,000 t. Como depósitos únicos tenemos en Australia (Tennant-Creek). Las menas ricas contienen más de 1% de bismuto, marginaales de 1-0.2% y pobres de menos de 0.2% (en menas conjuntas).

Geoquímica y Mineralogía

El bismuto solo tiene un isótopo número 209. Su clarke es de 9×10^{-7}%. El coeficiente de concentración es muy alto 500,000. El contenido del bismuto aumenta de las rocas ultrabásicas (1×10^{-7}%) hacia las ácidas (1×10^{-6}%).

En las etapas magmáticas el bismuto no se concentra. Su acumulación se relaciona con procesos post-magmáticos de magmas graníticos. De las cámaras magmáticas se separa conjuntamente con los fluidos hidrotermales a manera de uniones con cloro o hidratos.

Bajo condiciones exógenas las menas primarias de sulfuros se oxidan muy fácilmente después de pasar como sulfatos se acumulan en las zonas de oxidación como uniones de óxidos y carbonatos. Bajo una menor oxidación la bismutinita y el bismuto nativo pueden formar parte de los placeres.

Se conocen más de 90 minerales de bismuto, pero de significado industrial solo hay unos cuantos minerales: bismuto nativo (99.9%), bismutinita Bi_2S_3 (81.3%), vittihenita Cu_3BiS_3 (42.15%), tetradimita Bi_2Te_2S (59.27%), galenobismutita $PbBi_2S_4$ (55.48%), cosalita $Pb_5Bi_2S_5$ (42.1%), aikinita $CuPbBi_2S_3$; en las zonas de oxidación se forma bismita Bi_2O_3 (89.6%) y bismutita $BiO_2(CO)_3$ (80%).

Metalogenia

Todos los depósitos endógenos de bismuto pertenecen a las formaciones post-magmáticas de los magmas graníticos. Se formaron en las etapas media y tardía del ciclo geosinclinálico, así como también relacionados con fenómenos de activización tectónico-magmática.

Los depósitos de bismuto pertenecen a las siguientes épocas metalogenéticas: proterozóico (Canadá), hercínica (EX-URSS, Checoeslovaquia), kimmeridgiana (Corea del Sur) y alpinos (Bolivia).

Tipos de Depósitos Industriales

Se conocen los siguientes tipos de depósitos de bismuto o contenedores de bismuto: 1) greisens, 2) skarns, 3) hidrotermales plutonogénicos, 4) hidrotermales vulcanogénicos.

Depósitos de Greisens

Los depósitos de greisen están representados por menas conjuntas (W-Sn-Bi), los cuales se describen en los capítulos de los depósitos de tungsteno y estaño.

Depósitos de Skarns

Los depósitos de skarns de scheelita, los cuales contienen bismuto se describen en el capítulo de los depósitos de tungsteno.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Este tipo de depósitos se conocen Alemania, Checoeslovaquia, Perú, EUA (Arizona), Canadá (El Dorado) y EX-URSS. Están relacionados con intrusivos graníticos. Los cuerpos minerales tienen la forma de vetas o lentes. La alteración de las rocas encajonantes se refleja en una skarnificación pre-mineral, cloritización, sericitización y silicificación, en algunos casos hay hematización.

La mineralización se lleva a cabo en varias etapas: 1) de arsenopirita, 2) cuarzo-bismutita, 3) sulfuros con bismutinita, 4) post-mineralización de cuarzo-carbonatos. No se presenta zoneamiento claro, si bien los minerales de bismuto se presentan de una manera importante en los niveles superiores de los depósitos. Entre los depósitos hidrotermales plutonogénicos de bismuto se presentan dos formaciones metálicas: 1) arsenopirita-bismuto y 2) la formación de los cinco elementos (Co-Ni-Ag-Bi-U).

1) Arsenopirita-bismuto: están relacionados con stocks de monzonitas, diques de sienitas, pórfidos granodioríticos y de plagiogranitos, los cuales afectan zonas en donde existen rocas carbonatadas que por sus características estructurales tales como fracturas, flexuras o zonas de debilidad intraformacionales , pueden ubicar a la mineralización de bismuto.

Los cuerpos minerales presentan la forma de estratos, lentes, así como cuerpos discordantes como vetas. Se pueden encontrar de menas de arsenopirita-bismuto, pirrotita-bismuto y cuarzo bismuto. Como principales minerales: metálicos- arsenopirita, pirrotita, pirita, bismutinita, bismuto nativo, cosalita y covellita; como de ganga- cuarzo, tremolita y clorita; en menor cantidad tenemos: calcopirita, esfalerita, galena, burnonita, boulangerita, coseita, galeno-bismutita, así como calcita siderita, flogopita y apatita.

2) Formación de los cinco elementos: como típico representante tenemos a El Dorado (Canadá). Esta formación se caracteriza por tener los cinco elementos pero no todos son siempre económicos, se presentan una gran variedad de minerales a manera de arsenatos, sulfuros y sulfosales. El proceso de mineralización es por lo general poliestádico: 1) se forman el cuarzo y hematita, 2) uraninita, 3) se forman la base fundamental de minerales de arsénico con cobalto y níquel, 4) sulfuros, 5) carbonatos y minerales de plata los cuales se ubican en las partes altas de las vetas. A lo largo de las vetas las rocas encajonantes sufrieron cambios hidrotermales como argilitización, cloritización, hematización y carbonatación.

Depósitos Hidrotermales Vulcanogénicos

Este tipo de depósitos son raros en la naturaleza. Se conocen en: Bolivia, Italia y EX-URSS. Están relacionados con rocas dacíticas-riolíticas, se ubican en estructuras volcánicas, cuellos y diques subvolcánicos, fallamientos juntas sinvolcánicas, las cuales pueden pasar a veces hasta el basamento sedimentario o metamórfico. Los cuerpos mineralizados tienen la forma de vetas onduladas, lentes y zonas de criaderos en masa, raramente chimeneas.

La mineralización se lleva a cabo en varias etapas: 1) cuarzo-arsenopirita, a veces pirita-hematita, 2)calcopirita-bismutita, 3) galena-esfalerita, 4) post-metálica de carbonatos. Las rocas encajonantes presentan varias alteraciones como propilitización, silicificación, sericitización y cloritización, en algunos casos turmalinización. Se forman a una profundidad de 0.5-1 km.. Se pueden dividir en dos formaciones metálicas: calcopirita-bismutita y casiterita-bismutita.

Calcopirita-bismutita: presentan como minerales principales: metálicos- pirita, hematita, arsenopirita, calcopirita, berrita y emplektita; como ganga- cuarzo y clorita, en menor cantidad bismutita, bismuto nativo, arsenopirita, pirrotita, bornita y esfalerita, así como ortoclasa y sericita.

Casiterita-bismutita: este tipo de depósitos se tratan en el capítulo de depósitos de estaño.

CAPITULO XVII

DEPOSITOS DE ANTIMONIO

El antimonio es uno de los metales que se conocen desde la antigüedad, cuando se utilizaba en la preparación de pinturas. Ya en el año de 1604 el alquimista alemán V. Valentin lo describió. Su utilización en escala industrial empezó en el siglo XX. El antimonio se combina con el Pb, Cu y Zn con los que forma aleaciones que poseen solidez, dureza y propiedades anticorrosivas, así como resistencia al fuego. Las industrias que más utilizan el antimonio son: automotriz, imprentas, química, vidrio-cerámica, electrotécnica, electrónica. El antimonio se obtiene de menas de antimonio, mercurio-antimonio y oro-antimonio, conjuntamente con menas de polimetales, estaño y tungsteno. El precio del antimonio es de alrededor de 6800 USdólares la tonelada en el 2008, la producción de concentrado de antimonio es de 50,000 t., como reservas generales se tienen 1.625 millones de t.. Como depósitos únicos se tienen en la Rep. de Africa del Sur con más de 100,000 t. del metal, depósitos grandes son de 100,000 a 30,000 t., medianos de 30,000-10,000 t., y pequeños de menos de 10,000 t. Las menas ricas contienen más del 5% de antimonio, marginales de 5-2% y pobres de menos de 2%.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen dos isótopos estables de antimonio 121 y 123, prevaleciendo el primero. El clarke es de 5×10^{-5}%, el coeficiente de concentración es muy alto 100,000. El clarke en las rocas magmáticas varía muy poco, aumentando a 1×10^{-4}% en las rocas producto de magmas basálticos. El origen del antimonio, así como del mercurio según la mayoría de los geólogos es juvenil (subcortical). Los fluidos hidrotermales, que contienen antimonio llegan a los horizontes superiores de la corteza terrestre por medio de fallamientos muy profundos. Se transporta en solución en uniones complejas con S y Na, así como con Cl con el cual tiene muy alta volatilidad. Los minerales de antimonio se separan de los fluidos a temperaturas de 400-50°C. Bajo condiciones exógenas el antimonio se oxida rápidamente formando sulfatos altamente inestables, que se convierten en óxidos rápidamente. El antimonio se acumula en las zonas de oxidación de los depósitos endógenos.

Se conocen 75 minerales de antimonio, entre los cuales el principal es la antimonita Sb_2S_3 (71.4%), menor importancia tienen: en las menas primarias livingstonita $HgSb_4S_7$ (51.6%), bertierita $FeSb_2S_4$ (57%), gudmundita FeSbS (57.8%), tetraedrita $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ (29.2%), jamesonita $Pb_4FeSb_6S_{14}$ (35.4%), boulangerita $Pb_5Sb_4S_{11}$ (25.7%); en las zonas de oxidación valentinita Sb_2O_3 romb. (83.5%), senarmontita Sb_2O_3 cub. (83.5%), cervantita Sb_2O_4 (79.2%), kermesita Sb_2SO (75%).

Metalogenia

Los depósitos de antimonio se formaron relacionados con fluidos hidrotermales de baja temperatura, ligados paragenéticamente con productos de magmas basálticos de cámaras magmáticas subcorticales. Se formaron en la tercera etapa de desarrollo geosinclinálico y principalmente en las zonas cratónicas y regiones plegadas que han tenido activización tectónico-magmática, por tal motivo siempre están relacionados con zonas donde existe influencia de fallamientos profundos.

Depósitos de antimonio de edad caledoniana y más antigüos no se conocen. Se empezaron a formar en la época hercínica y la mayoría de los depósitos se formaron en el kimmeridgiano y principalmente en la época alpina.

La mayoría de los depósitos de antimonio (con excepción de los de Africa del Sur) se ubican en los cinturones metalogenéticos del Mar Mediterráneo, Asia central y Océano Pacífico.

Tipos de Depósitos Industriales

Entre los depósitos minerales de antimonio tenemos: 1) hidrotermales plutonogénicos, 2) hidrotermales vulcanogénicos, 3) estratiformes.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Se dividen en dos formaciones metálicas: cuarzo-antimonita (solo el mineral antimonita, a veces con oro) y menas conjuntas que contienen Sb, As, Au, Ag, W, Cu, Pb y Zn.

Depósitos de cuarzo-antimonita: se conocen en Checoeslovaquia, Rep. de Africa del Sur, Turquía, Tailandia, Australia, Bolivia, México y EX-URSS. Estos depósitos se ubican en rocas encajonantes de afinidad aluminio-silicatadas como areniscas, lutitas, esquistos y gneises. Están relacionados con fallamientos regionales, zonas de fracturamientos y juntas. La forma de los cuerpos metálicos es principalmente de vetas, los sistemas de vetas se pueden seguir por varios km hasta decenas de km. a rumbo, por 1000 a 1200 m. a profundidad sin cambiar su composición mineralógica. Las vetas tienen de 300 a 500 m. de rumbo y de echado, con un espesor de 0.1 hasta 5-6 m., en las ondulaciones llegan hasta 20 m., con un promedio de 1-2 m. Las menas ricas contienen de 2 hasta 40 %, con un promedio de 10 %.

La composición mineralógica es muy sencilla: antimonita, ganga cuarzo, en menor cantidad se presentan pirita, arsenopirita, así como clorita, sericita y siderita. La mineralización ocurre en dos etapas fundamentales: temprana de cuarzo y tardía de sulfuros. Las rocas encajonantes presentan alteraciones como: silicificación, cloritización y piritización que acompañan a la etapa temprana.

Depósitos de menas conjuntas: se pueden considerar menas de scheelita-oro-antimonita (Rep. Popular de China), tungsteno-antimonita-cinabrio (EX-URSS, Rep. Popular de China), antimonita-argentita-galena-esfalerita (EUA) y casiterita-

antimonita (EX-URSS). Estos son depósitos medianos y pequeños. Las rocas encajonantes son terrígenas, a veces carbonatos o graníticas. Las estructuras encajonantes son fallas, juntas y en algunos casos plegamientos. La forma de los cuerpos es predominantemente de vetas, en algunos casos criaderos en masa, chimeneas y lentes concordantes. A rumbo se siguen por decenas a primeros cientos de m., a echado hasta 250-300 m., con un espesor de 0.1 hasta 2-3 m.

La composición mineralógica es muy variada, siendo el principal mineral metálico la antimonita; en menor cantidad: bertierita, gudmundita, arsenopirita, pirita, ferberita, scheelita, calcopirita, galena, esfalerita, antimonio nativo, jamesonita, folkmanita y boulangerita; como minerales de ganga cuarzo, a veces carbonatos. La mineralización ocurre en el intervalo de 300-200°C con dos etapas principales: temprana bertierita-antimonita y tardía scheelita-ferberita-antimonita. Se observa un zoneamiento vertical muy definido: en las partes altas y medias menas conjuntas con cuarzo calcedonia, ferberita, scheelita, cinabrio y antimonita; y en los horizontes más profundos menas más simples como cuarzo-antimonita.

Depósitos Hidrotermales Vulcanogénicos

Este tipo de depósitos se conocen en: Rumania, Turquía, Argelia y EUA. Se ubican en regiones con vulcanismo joven, así como en relación con fuentes termales. Están relacionados con rocas andesíticas y riolíticas. Frecuentemente ligadas con rocas de fácies de cuellos o subvolcánicas, en algunos casos relacionadas con capas carbonatadas-arcillozas. Como estructuras encajonantes tenemos las de origen volcánico: cuellos, juntas lineáles y circulares, así como zonas tectónicas de fracturamiento y diaclasas. Los cuerpos minerales están constituidos por vetas onduladas, criaderos en masa, chimeneas, lentes concordantes y otras formas más complicadas como combinaciones de lentes y vetas. Su tamaño es pequeño: primeras decenas de m. a rumbo, por 200-250 m. a echado, con un espesor de 0.1 hasta 10 m.

Las menas son de antimonio y conjuntas- arsénico-antimonio, antimonio-plata y antimonio-estaño. Como principal mineral tenemos a la antimonita, nadorita (Sb-Pb) o servantita; en menor cantidad: livingstonita, tenantita-tetraedrita, galena y esfalerita; de ganga cuarzo calcedonia, sericita y carbonatos. En las zonas de oxidación se desarrollan cervantita, estibioconita y limonita. Las alteraciones de las rocas encajonantes son silicificación y caolinización. La mineralización se lleva en una sola etapa rápida.

Depósitos Estratiformes

Se conocen en: Rep. Popular de China, Bulgaria, Italia, México y EX-URSS. Los depósitos se formaron en las zonas miogeosinclinales y en los cratones; están relacionados con capas carbonatadas, las cuales se cubren por lutitas. Es característico estructuras plegadas muy anchas, braquianticlinales y pliegues en abanico. El plegamiento pude complicarse con cabalgamientos y fallamientos normales fuertes, los cuales juegan un papel muy importante como canales conductores de las soluciones. En los ejes de los anticlinales es frecuente que se formen estratos muy potentes (hasta 200 m.) entre calizas silicificadas

(jasperoides, frecuentemente brechados). Este tipo de estructuras la mineralización son propicias para la formación de cuerpos en forma de lentes o estratos, los cuales son cubiertos por barreras impermeables como las lutitas. Los cuerpos puden medir de cientos de metros a los primeros km. a rumbo, con echados de hasta 1000 m. y con un espesor de unos cuantos de metros hasta 40-50 m. Este tipo de depósitos se consideran dentro de la formación de cuarzo-fluorita-antimonita. Las menas son de antimonio, antimonio-mercurio. Con contenidos de 1 a 12 % , en promedio de 1.5-3 %.

Como minerales principales tenemos a antimonita y cuarzo, en menor cantidad: cinabrio, marcasita, pirita, arsenopirita, boulangerita, jamesonita, esfalerita, calcopirita, orpimente y rejalgar, así como: calcita, fluorita, sericita y barita. La alteración de las rocas encajonantes se lleva a cabo en la etapa pre-mineralización y consiste en silicificación, carbonatación y piritización. La mineralización se efectúa en 2-3 etapas. En la etapa temprana a una temperatura de 205-105°C se forma la base fundamental de la antimonita y cuarzo que la cementa, en una etapa más tardía a un temperatura de 100-70°C se forman la barita y calcita que se acompañan por rejalgar y oropimente y pequeña mineralización de antimonio. Este tipo de depósitos son considerados que se forman a poca profundidad, si se toma en cuenta las texturas que presentan y que pueden ser de brechamiento y metacoloidales.

CAPITULO XVIII

DEPOSITOS DE MERCURIO

El mercurio nativo se conoce desde hace más de 2000 años antes de nuestra era, el cinabrio como pintura, medicina y como cosmético se conocia ya por los griegos y romanos. Se explotaba el mercurio en los siglos IX-XI en la parte sur de Europa y en el medio Oriente. El mercurio tiene como características: se evapora a temperatura ambiente, se expande cuando se le calienta, es capaz de disolver otros metales, forma amalgamas con el Au, Ag, Zn, Pb y Al. El mercurio se utiliza en la medicina, en la industria química, electrónica, construcción de instrumentos, en materiales explosivos, en la industria energética, nuclear y en la agricultura. El mercurio es muy tóxico. El mercurio se obtiene de menas de: mercurio, mercurio-antimonio, mercurio-arsénico y mercurio-oro, así como de menas de polimetales, de tungsteno y de estaño. El precio de la tonelada de mercurio varía alrededor de 28000 USdólares en el 2005. Se explotan 5300 t. al año, con unas reservas de 450,000 t.

Como depósitos únicos en el mundo tenemos (Almadén, España) a los que tienen más de 1000,000 t. del metal, muy grandes de 100,000 a 25,000 t., grandes de 25,000 t. a 10,000 t., medianos de 10,000 a 3,000 t. y pequeños de menos de 3,000 t.. Las menas ricas contienen más de 1 % de mercurio, las marginales de 1 a 0.2 % y las pobres de menos de 0.2 %.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen siete isótopos estables de mercurio:196, 198-202 y 204, entre los cuales prevalece el 202. El clarke del mercurio es de 8.3 x 10^{-6}%; el coeficiente de concentración es muy alto alrededor de 100,000. En todas las rocas magmáticas el contenido de mercurio es cercano al clarke, solo aumenta en las rocas alcalinas, las cuales son producto de magmas basálticos a la cantidad de 1 x 10^{-4} a 1 x 10^{-2}%. La mayoría de los investigadores consideran al mercurio como elemento juvenil o sea subcortical. Los fluidos hidrotermales que contienen Hg, Sb y As provienen del manto y ascienden por medio de fallamientos muy profundos. Los sulfuros de mercurio se sedimentan a partir de los fluidos hidrotermales cuando ocurre la oxidación y disminución del pH de ellos.

La formación de los minerales en los depósitos de mercurio ocurre en el intervalo de temperaturas de 350 a 50°C y una presión de 1500 hasta 300-400 kgf/cm^2, y bajo condiciones superficiales las cuales influyen grandemente en la reducción de la temperatura y la presión.

Como mineral principal de mercurio tenemos al cinabrio, el cual es muy estable en las zonas de oxidación y se conserva en los afloramientos de los cuerpos que contienen mercurio.

Se conocen 20 minerales de mercurio, pero significado industrial tienen: el cinabrio trig. HgS (86.2%), metasinabarita cub. HgS (86.2%), mercurio nativo,

shvatsita $(Hg,Cu)_{12}Sb_4S_{13}$ (17%), livingstonita $HgSb_4S_7$ (22%), corderoita $Hg_3S_2Cl_2$ (82%) y calomel Hg_2Cl_2 (85%).

Metalogenia

Los depósitos de mercurio son formaciones hidrotermales post-magmáticas de bajas temperaturas. Tienen una relación paragenética lejana con cámaras magmáticas subcorticales de composición basáltica. Se forman principalmente en la etapa tardía del desarrollo geosinclinálico, así como en relación con activización tectónico-magmática de regiones cratónicas y plegadas. Frecuentemente están relacionados con zonas de fallamientos profundos; se conocen también en zonas de cinturones volcánicos.

No se conocen depósitos de edad caledoniana o más antiguos, posiblemente fueron destruidos por procesos erosivos o por metamorfismo. En la época hercínica se formaron varios depósitos; la mayoría de los depósitos de mercurio se formaron en las épocas kimmeridgiana y alpina. Los principales depósitos de mercurio están ubicados en los cinturones del Mediterráneo, Asia-central y Oceáno Pacífico.

Tipos de Depósitos Industriales

Entre los depósitos industriales de mercurio tenemos: 1) hidrotermales plutonogénicos, 2) hidrotermales volcanogénicos, 3) estratiformes.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Este tipo de depósitos se conocen en: Rep. Popular de China, Irlanda, Turquía, Túnez, EUA y EX-URSS. Se ubican entre rocas terrígenas, carbonatadas, graníticas, ultrabásicas y metamórficas. Están relacionados con fallamientos regionales, en algunos casos con zonas de fallamientos profundos o de juntas. Los cuerpos metálicos tienen la forma de vetas, chimeneas, lentes y criaderos en masa. Las más fracuentes son vetas onduladas pequeñas de los primeros cientos de metros a rumbo y a echado, con un espesor de 1-2 m., las chimeneas poseen areas de decenas de metros cuadrados, siguiéndose hasta 1000 m. de profundidad.

Se pueden dividir en dos formaciones metálicas: 1) cuarzo-clorita-sericita-cinabrio, dentro de los cuales están los depósitos de Vosi en la Rep. Popular de China, Hortdram en Irlanda, Humusler en Turquía y Jabel-Adja de Túnez. 2) magnesio-carbonatos-cinabrio, dentro de los cuales están los depósitos de Chagan-Uzun Kazaxstán EX-URSS y New Almaden en EUA.

El primer grupo son se caracteriza por ser pequeños depósitos que tienen menas conjuntas de: mercurio-antimonio, mercurio-oro-plata, mercurio-tungsteno-arsénico, mercurio-estaño, mercurio-cobre y mercurio-polimetálicos. Como principales minerales metálicos tenemos: cinabrio y shvatsita, en menor cantidad antimonita, ferberita, scheelita, arsenopirita, galena, esfalerita, calcopirita; como minerales de ganga cuarzo y en menor cantidad carbonatos, sericita, clorita,

fluorita y barita. Como alteraciones de las rocas encajonantes tenemos en las rocas silicatadas una fuerte silicificación y cloritización, y en las carbonatadas hay silicificación, carbonatación, baritización y fluoritización.

La mineralización se efectua entre 250 y 150°C. Hay un zoneamiento vertical que consiste en que los minerales del mercurio ocupan las partes altas de los depósitos, se piensa que estos depósitos están relacionados con intrusivos de composición ácida.

El segundo grupo se caracteriza por tener una mineralogía sencilla, prevaleciendo el cinabrio y en menor cantidad pirita, arsenopirita y antimonita. Como mineral de ganga tenemos a la dolomita ferrífera, dolomita, ankerita y cuarzo; en menor cantidad magnesita, calcita. El intervalo de temperaturas de la mineralización de Hg varía de 150-100°C. Las rocas encajonantes están argilizadas, silicificadas, también hay carbonatación y formación de micas . Este tipo de depósitos se pueden seguir por más de 1000 m. a profundidad sin cambios en su mineralogía. Están ubicados en zonas en donde hay fallamientos profundos acompañados por rocas hiperbásicas, con las cuales se piensa que están relacionadas genéticamente.

Depósitos Hidrotermales Volcanogénicos

Se conocen en Italia, Yugoeslavia, Argelia, Turquía, Japón, EUA y EX-URSS. Se ubican en zonas de volcanismo terciario y moderno, así como en zonas de manifestaciones termales, están asociados con rocas de la serie andesitas-riolitas, los cuales son derivados de magmas basálticos. Los depósitos están ubicados en rocas volcánicas, tobas, de fácies subvolcánicas y de cuellos. Frecuentemente están controlados por estructuras volcánicas, depresiones volcano-tectónicas, cuellos subvolcánicos, fallamientos sinvolcánicos circulares, fallas normales, fallas inversas y así como con zonas de juntas.

Los cuerpos minerales tienen la forma de vetas, criaderos en masa, chimeneas, lentes y formas más complicadas. El tamaño de los cuerpos es por lo general pequeño: cientos de metros de rumbo, por un espesor desde unos metros a primeras decenas de m., a profundidad están restringidos a solo 200-250 m., si bien en algunos casos como en Monte Amiata,Italia se siguen por un km.

Las menas tienen una mineralogía muy variada. Entre los minerales principales de mercurio tenemos: cinabrio, metasinabarita y mercurio nativo, a veces se encuentra calomel y corderoita. Entre los minerales no-metálicos se encuentran: opalo, azufre nativo, alunita, caolinita, yeso, barita. El contenido de Hg varía de 5 a 3% en las menas ricas y 0.2 a 0.1% en las pobres. Los minerales de Hg se forman en una sola etapa, en algunos caos ésta es precedida por mineralización de galena, esfalerita y calcopirita.

Este tipo de depósitos es caracterizado por un diapasón de temperaturas muy amplio de 400 a 70°C, siendo el intervalo de mineralización metálica de 190-70°C., considerándose que los minerales de Hg se forman a temperaturas bajo 100°C.

Ejemplo: Monte Amiata, Italia: en los últimos 100 años se explotaron 100,000 t. de Hg, se considera que hay todavía entre 240 y 350,000 t.. El depósito está

compuesto por un basamento de rocas sedimentarias carbonatadas, encima de las cuales descansan las traquitas del volcán Monte Amiata. El depósito se ubica en una falla normal. La zona mineralizada esta relacionada con el contacto brechado entre los sedimentos calcáreos y las rocas volcánicas que las cubren. El manto brechado se sigue por 30 km. por un ancho de 10 km. Tiene la forma de un estrato que consite en bloques de menas combinado con las rocas encajonantes. En la zona mineralizada hay lentes de 5-10 m. y chimeneas las cuales se siguen por 100-150 m. a profundidad. En las partes altas las leyes son de 3-4% de Hg y en las partes bajas disminuye a 0.7%, con un promedio de 1.5-1.8% de Hg. Como mineral principal tenemos al cinabrio y en menor cantidad rejalgar, oropimente, azufre nativo y fluorita. Las rocas encajonantes están fuertemente argilizadas. La edad del depósito es del terciario, relacionado con el volcanismo y con fuentes termales ubicadas en las zonas de los fallamientos.

Depósitos Estratiformes

Se conocen en España (Almadén), Rep. Popular de China, Perú y EX-URSS. Se caracterizan por una ausencia de rocas ígneas con las cuales se les podría relacionar, por esto se les conoce también con el nombre de amagmatogénicos o teletermales. Este tipo de depósitos se desarrollan en zonas de rocas terrígenas o carbonatadas, las cuales se encuentran formando estructuras anticlinales, en ocasiones fuertemente dislocadas. El plegamiento forma fallamientos inversos y cabalgaduras.

Los cuerpos están constituidos principalmente por mantos y lentes entre las rocas terrígenas y carbonatos silicificados brechados, conjuntamente con los cuerpos concordantes aparecen cuerpos discordantes como vetas o criaderos en masa. El espesor de los cuerpos varía de unos cuantos metros a 30-40 m., siguiéndose por cientos de m. hasta los primeros km. a rumbo, y con 800-1000 m. a echado, conservándose la mineralización y solo disminuyendo el %, en las partes altas puede llegar a 10-15% y a profundidad a menos de 1%, en algunos casos hay varios horizontes mineralizados.

Como mineral principal tenemos al cinabrio, en algunos casos aparece la antimonita; en menor cantidad hay metasinabarita, rejalgar, oropimente, pirita, marcasita, arsenopirita, livingstonita, galena, esfalerita, calcopirita y tennantita-tetraedrita, como minerales de ganga tenemos a cuarzo, calcita, dikkita y fluorita, en menor cantidad a dolomita, barita, calcedonia, sericita y montmorillonita.

Las temperaturas de la mineralización varían de 220 a 105°C, ocurriendo la mineralización entre el intervalo de 170-120°C.

Se pueden dividir en 1) cuarzo-dikkita-cinabrio (Almaden,España), 2) cuarzo-fluorita-antimonita-cinabrio (Asia Media EX-URSS), 3) carbonatos-cinabrio (EX-URSS, Rep. Popular de China).

Ejemplo: Almadén, España: A lo largo de 2000 años se han extraido alrededor de 500,000 t. de Hg, con leyes de 10-12% de Hg, actualmente se explotan anualmente entre 1500-2000 t. de Hg, bajo leyes de 1.5-3% de Hg.

La zona está contituida por rocas del devónico-silúrico de composición terrígena y volcánicos con un espesor de 4000 m. Las rocas volcánicas están constituidas por lavas y tobas basálticas, doleritas y andesitas cuarcíferas, son

cortadas por stocks de granitos leucocráticos de 320 m.a., diques de doleritas, riolitas. Las capas vulcano-sedimentarias forman una estructura sinclinal con longitud de 25 km., la cual es cortada por fallamientos transversales.

Los cuerpos tienen la forma de mantos y lentes, y se ubican entre horizontes de cuarcitas y lutitas, los cuerpos metálicos tienen de 250-300 m. de rumbo por 2-14 m. de espesor. La mineralización se sigue por 400 m. verticalmente. Como mineral principal tenemos al cinabrio, en menor cantidad mercurio nativo, pirita, calcopirita, pirrotita, marcasita, galena, esfalerita y como ganga cuarzo y en menor proporción barita, calcita, zeolitas y dikkita.

Respecto a la edad de la mineralización algunos geólogos (Smirnov, 1968) piensan que se formó en la época alpina a partir de fluidos hidrotermales, lo que se ve apoyado por la existencia de bonanzas ricas cercanas a los fallamientos, a lo largo de los cuales se observa caolinización y mineralización de Hg; otros geólogos piensan que se formó el depósito en la época caledoniana y lo consideran vulcano-sedimentario, con alguna reformación posterior.

METALES NOBLES

Dentro del grupo de los metales nobles se consideran al oro, plata y a los minerales del grupo del platino. Se llaman nobles debido a su capacidad para conservar su composición y no verse influenciados por corrosión en el aire, agua y bajo la influencia de alguna materia química.

CAPITULO XIX

DEPOSITOS DE ORO

El oro fué uno de los primeros metales que conoció el hombre. Hay joyas de oro de la época neolítica (5-4,000 a.n.e.). En los territorios de Africa, Asia y en el sur de Europa el oro ya se explotaba en 3 a 2 milenio a.n.e. En México ya sus habitantes lo conocian antes de la venida de los españoles.

La mayor parte del oro se encuentra en los bancos nacionales de distintos países, siendo alrededor de 45,000 t. Un porcentaje de lo explotado se transforma en joyas (50%), también en la industria electrónica (35%) y en la medicina (10%).

Durante la fundición del oro se extraen otros elementos como plata, platino, uranio, cobre, tungsteno, bismuto, telurio. El oro se explota conjuntamente con otros elementos principales como cobre, zinc, plomo, níquel, antimonio, si bien esta cantidad de oro explotada conjuntamente con otros metales es tan solo de un 7% de la producción total.

El valor del oro ha variado por influencia de la oferta y la demanda, así como las políticas de los bancos nacionales al liberar sus monedas del patrón oro, actualmente se encuentra en alrededor de 800 dólares la onza, habiendo llegado en marzo de 2008 hasta 1002 USdólares la onza de 31 gramos.

Se calcula que en toda la historia del hombre se han extraido alrededor de 125,000 t. de oro. Actualmente se tiene una producción aproximada de entre 1200 y 1600 t. al año.

Actualmente se tienen unas reservas de alrededor de 40,000 t., y con reservas probables de 80,000 t.

Como depósitos únicos en el mundo tenemos a Witwatersrand en la Rep. de Africa del Sur, con reservas de 25,000 t., de donde se extraen el 75 % de la producción mundial.

Como depósitos grandes tenemos a: Kalgoorlie (Australia) con 1200 t. de oro, Homestake (EUA) con 1100 t., Houraki (Nueva Zelandia) con 1360 t., Kolar (India) con 800 t., Bendigo (Australia) con 600 t.; como depósitos medianos: Timmins y Porcupine (Canadá) con 330 t., Kerr Addison (Canadá) con 300 t., Morro Velho (Brasil) con 300 t., Salsigne (Francia) con 200 t., en México: Guanajuato con 145 t., Pachuca con 215 t., Tayoltita 215 t., Carlin (EUA) con 130 t. y depósitos pequeños como Cortez (EUA) con 34 t.

Las leyes que se explotan varían desde varios kg. hasta unos cuantos gramos por t., en los placeres de varios cientos de gramos a cientos de miligramos por metro cúbico de arenas.

Geoquímica y Mineralogía

Se conocen 14 isótopos de oro con números del 192 al 206, si bien solo es estable el 197. El clarke es de 4.5×10^{-7}%. Varía de la siguiente forma: en el agua de mar 0.4, en las rocas sedimentarias 1, en las rocas metamórficas de 0.7 a 4.2, en las rocas ácidas 2, en las rocas básicas 2 a 10, de 1×10^{-7}. Su coeficiente de concentración es 2000 en promedio.

El aumento del contenido del oro en las rocas de afinidad basáltica indica su origen subcortical. Si bien el oro no forma concentraciones industriales en los magmas tanto básicos como ácidos. Se concentra en los productos post-magmáticos en forma de sulfatos y cloruros, formando gran cantidad de variados depósitos hidrotermales. Bajo condiciones exógenas el oro es capaz de liberarse de otros minerales y formar concentraciones en las zonas de oxidación así como formar placeres.

Como mineral principal tenemos al oro nativo, en el cual pueden estar contenidos muchos elementos como plata, platino, cobre, fierro, plomo, bismuto y antimonio. La calidad del oro se evalúa en kilates siendo 24 kilates 100% de oro. Según Petrovskaya, 1973, la calidad del oro está en relación con: aumenta de los depósitos jóvenes hacia los más antiguos, de los de bajas temperaturas hacia los de altas temperaturas, de los superficiales a los más profundos, de las menas no alteradas hacia las alteradas.

El oro en las menas tiene la forma de dendritas, hilos, granos y otras formas irregulares, raramente se presentan cristales. El oro puede ser de tamaños microscópicos hasta de varios mm. o en algunos casos grandes pepitas de varios kg. El oro en todo tipo de depósitos está distribuido muy irregularmente, formando en algunos casos bonanzas.

Aparte del oro nativo tenemos más de 20 minerales: electrum AuAg, orocuprita Au_2Cu_3, oroestibita $AuSb_2$, rodita Au(Pt,Rh,Ir,Pd), calaverita $AuTe_2$, silvanita $(Au,Ag)Te_4$, crennerita $(Au,Ag)Te_2$ y petzita Ag_3AuTe_2.

Metalogenia

Para los depósitos de oro la metalogenia se puede dividir en metalogenia del arqueozóico y metalogenia post-arqueozóico. En el arqueozóico los depósitos de oro están ligados con magmas basálticos subcorticales los cuales definieron los llamados cinturones de rocas verdes. En la edad post-arqueozóico a sea el proterozóico los magmas de composición granítica jugaron un papel más importante, durante éste período los depósitos de oro se formaron en los geosinclinales y en los cratones o ligados también con sus activizaciones tectónico-magmáticas.

En la primera etapa de desarrollo geosinclinálico no se formaron depósitos de oro, si bien hay algo de oro en los depósitos de sulfuros masivos

vulcanogénicos marinos y ligados con los skarns que en esta etapa se forman. En la segunda etapa y ligados con los batolitos graníticos en algunas partes se formaron pequeños depósitos hidrotermales (parte norte de Baja California). La etapa más importante es la tardía, en la cual podemos encontrar depósitos hidrotermales ya sea ligados con pequeños intrusivos hipabisales con los que están ligados los depósitos hidrotermales plutonogénicos y depósitos ligados con vulcanismo andesítico-riolítico con el cual están ligados los depósitos hidrotermales volcanogénicos de oro-plata (muy abundantes en México).

En las zonas cratónicas en su parte inferior se formaron los depósitos metamorfogénicos, mientras que en la parte superior se acumuló el oro en las zonas de oxidación de antiguos depósitos y también se formaron los placeres muy ligados con los depósitos endógenos, y en especial con los depósitos hidrotermales plutonogénicos.

En los cratones que han sufrido intensa actividad tectónico-magmática en algunas partes se formaron depósitos hidrotermales de oro ligados con granitos.

A lo largo de la historia de la tierra se pueden diferenciar cuatro épocas principales cuando se formaron los depósitos de oro. En la época arqueozoica (3.5 a 2.5 miles de millones de años) se formaron los grandes depósitos de los cinturones de rocas verdes, que se conocen en Canadá, Rep. de Africa del Sur, India y Australia Occidental. En la época proterozóica (2.2 a 1.8 miles de millones de años) se formaron los grandes depósitos estratiformes y entre ellos los llamados conglomerados auríferos del Witwatersrand que se ubican en la Rep. de Africa del Sur. Al final de la época hercínica (300 a 200 millones de años) se formaron muchos depósitos hidrotermales plutonogénicos. En la época meso-cenozóica correspondiente al ciclo alpino se formaron también depósitos hidrotermales plutonogénicos, pero los más desarrollados y abundantes son los ligados al volcanismo andesítico-riolítico llamados depósitos hidrotermales volcanogénicos entre los cuales los de oro-plata son muy abundantes.

Tipos de Depósitos Industriales

Entre los depósitos de oro los que tienen significado industrial son los siguientes: 1) skarns, 2) hidrotermales plutonogénicos, 3) hidrotermales volcanogénicos, 4) metamorfogénicos, 5) placeres.

Depósitos de Skarn

Los depósitos de skarns de oro se pueden considerar como raros, se conocen en EUA (Montana y Nevada), Canadá (Hedley en la montaña Nickel Plate), Nicaragua (Rosita, La Luz), Rep. Popular de China (Jolten, Suain) y EX-URSS (Siberia, Caúcaso, Gorni-Altai). La mayoría de éstos depósitos están relacionados con skarns de granates-piroxenos con sulfuros que contienen oro.

Ejemplo: Hedley, Canadá: La columna está compuesta por cuarcitas, brechas, calizas delgadas, calizas masivas con intercalaciones de cuarcitas, el intrusivo responsable de la mineralización es un stock de cuarzo-dioritas con el que están asociados diques y mantos. Los cuerpos mineralizados están asociados con las fisuras de los diques y mantos. Los minerales principales son

granates, epidota, tremolita, axinita, calcita, cuarzo, arsenopirita aurífera, pirrotita, calcopirita, pirita y galena. Este depósito ha producido 50 t. de oro, 60 t. de plata y 2000 t. de cobre.

Depósitos Hidrotermales

Los depósitos de oro más ampliamente distribuidos son los depósitos hidrotermales. Algunos autores tratan de dividirlos según profundidades, otros según temperaturas. Todos los depósitos presentan varias etapas de mineralización y temperaturas que fluctuan de 420 a poco menos de 100°C, localizándose las etapas productivas principales entre los 260 y 150°C.

Los depósitos hidrotermales se pueden dividir en plutonogénicos y vulcanogénicos dado que presentan distintas condiciones geológicas en su formación, diferente mineralogía y distinta génesis de las estructuras encajonantes.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

En éste tipo de depósitos las formaciones metálicas más importantes son de cuarzo-oro y cuarzo-oro-sulfuros. Están relacionados con batolitos graníticos de la etapa media del desarrollo geosinclinálico, con pequeños intrusivos hipabisales de la tercera etapa y con intrusivos hipabisales de los cratones que han sufrido activización. Están ampliamente distribuidos en todas las épocas metalogenéticas.

Depósitos de la formación cuarzo-oro: Como ejemplo típico tenemos a Bendigo en Victoria, Australia: las rocas encajonantes son una serie de lutitas, areniscas y pocas calizas del ordovícico inferior, las rocas están fuertemente plegadas combinadas con cabalgamientos y fallamientos transversales. Cercanas a las zonas tenemos intrusivos graníticos del devónico superior, con los cuales geneticamente está relacionada la mineralización de Bendigo. Toda la sección anterior esta cortada por lamprófidos del terciario.

En la zona aparecen 13 zonas paralelas de anticlinales con mineralización, se encuentran separados uno de otro por 200-400 m., los cuerpos minerales presentan la forma de vetas unidas con otras formas como sillas de montar en las partes de los anticlinales, saliendose la mineralización un poco hacia los estratos, se presentan varios pisos, trabajandose hasta una profundidad de 1400 m., teniendo una longitud de varios km. con un ancho de 7 a 15 m.de las sillas y un espesor de 10 m. Las menas están compuestas por cuarzo con oro, en menor importancia hay albita, ankerita, sericita y carbonatos. El contenido de los sulfuros no pasa del 1-2 % de arsenopirita, pirita, pirrotita, galena, esfalerita y antimonita. Los fragmentos de oro más grandes están acompañando al oro, mientras que oro fino está con los sulfuros. No se notan alteraciones de los respaldos de la mineralización. De este depósito se han extraido alrededor de 600 t. de oro bajo una ley de 5 a 27 g/t. Se estima que los placeres asociados al depósito han producido otro tanto.

Depósitos de la formación cuarzo-oro-sulfuros: Ejemplo Kolar en la India, está ubicado en una zona donde afloran rocas metamórficas en una angosta

estructura de 3-5 km. por 75 km. de largo, formando un monoclinal. Tanto al norte como al sur aflora un granito de también edad arqueozoica. El depósito en sí está restringido a una zona de 25 x 1 km. donde se desarrollan capas con vetillas auríferas, concordantes con la estratificación de los gneises y amfibolitas, las vetas y vetillas onduladas con longitudes de hasta 8 km., con anchos de 0.5 a 15 m. con promedio de 1.5 m., con un espesor de algunos cuerpos de 2 cm. a 1.2 m., la profundidad de los trabajos llega a 3500 m. La composición mineralógica se presenta en dos tipos: vetas de cuarzo-oro y cuarzo-oro-sulfuros, en el primero la cantidad de los sulfuros no pasa del 1%, presentándose pirrotita, pirita, arsenopirita, galena, scheelita, magnetita, ilmenita, hessita, con un promedio de 10-15 g/t. de oro; los cuerpos de cuarzo-oro-sulfuros , presentan hasta 15% de sulfuros, teniéndose: pirrotita, arsenopirita, pirita, calcopirita y galena con promedio de oro de 6 g/t. La alteración de las rocas encajonantes se presenta de manera zonada , primero diópsida, despues hornblenda con epidota y más alejada de las vetas aparecen las lutitas con cuarzo-biotita. El depósito de Kolar ha dado alrededor de 800 t. de oro.

Depósitos Hidrotermales Vulcanogénicos

Este tipo de depósitos se pueden dividir en dos grupos: 1) cinturones de ofiolitas del arqueozóico ligados a cratones y 2) zonas de andesitas-riolitas de la etapa tardía del desarrollo de los geosinclinales, entre los cuales son muy importantes las regiones metalíferas del anillo circumpacífico y las partes internas de los Cárpatos. Todos éstos depósitos se ven caracterizados por tener mineralogía muy variada, texturas rítmicas y colloformes, presentar alteraciones de las rocas encajonantes como turmalinización, propilitización, argilitización y alunitización; presentan la mineralización no uniforme, en la mayoría de los casos en forma de bonanzas, frecuentemente se acompañan de plata y la mineralización tiene un intervalo vertical muy corto alrededor de 700 m. raramente pasan de los 1000 m.

Se pueden dividir en varias formaciones metálicas: 1) cuarzo-oro-calcedonia-sulfuros, 2) cuarzo-oro-plata-adularia, 3) oro-sulfuros.

1) cuarzo-oro-calcedonia-sulfuros: éste tipo de depósitos está representado por Cripple Creek (Colorado, EUA): está relacionado con vulcanismo del terciario, en medio de una zona de granitos pre-cámbricos. La zona volcánica se formó en el lugar de un gran graben rellenado por conglomerados, areniscas y más arriba por tobas de más de 900 m., cortados por diques de fonolitas, sienitas y basaltos, al término del volcanismo hubo colapsamiento formandose un cráter con fracturamientos de orientación NW y NE. En la zona se presentan tres tipos de cuerpos: vetas de hasta 1.5 km. con espesores de hasta 0.6 m. y profundidades de hasta 900 m.; cuerpos irregulares formados en el cruzamiento de fracturas y chimeneas formadas en las zonas de la salida de las brechas explosivas con diámetro de alrededor de 100 m.. Los cuerpos se formaron en tres etapas: 1) alteración de las rocas encajonantes acompañandose por cuarzo, adularia, fluorita y pirita, 2) vetas de cuarzo-fluorita-pirita con dolomita, ankerita, esfalerita, galena, tetraedrita, teluros y celestita, 3) cuarzo-calcedonia con marcasita y cinabrio. Es importante señalar que en la zon hay una abundancia de telurio

formándose la calaverita y no presentándose oro nativo. Esta depósito ha dado alrededor de 600 t. de oro con leyes de 10 a 12 g/t..

2) cuarzo-oro-plata-adularia: éste tipo de depósitos se describirá más ampliamente en los depósitos de plata.

3) oro-sulfuros: dentro de éste grupo se pueden considerar los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos marinos que se forman en la primera etapa del desarrollo geosinclinálico, donde el oro se presenta en cantidades pequeñas y los principales elementos explotables son el cobre, zinc y plomo, si bien en algunos casos pueden constituirse como depósitos de oro cuando han sufrido mucha oxidación y se han acumulado el oro y la plata en cantidades significativas que hacen económica su explotación por si mismos.

Depósitos Metamorfogénicos

Este tipo de depósitos se puede dividir en dos: metamorfizados los cuales están representados por los conglomerados metalíferos antiguos y los metamórficos representados por las antiguas lutitas negras auríferas.

Conglomerados auríferos metamorfizados: como ejemplo típico tenemos a Witwatersrand: se ubica en la parte sur del continente africano en la Rep. de Africa del Sur, ocupando un área de 350 km. por 200 km. Geológicamente es un bloque de rocas del arqueozóico el cual mantuvo subsidencia durante casi toda la historia geológica, acumulandose gran cantidad de detritos en la salida de un gran delta. Las rocas del proterozóico están compuestas por conglomerados, cuarcitas y lutitas intercaladas con volcánicos. Los conglomerados auríferos tienen un espesor de 14,000 m. formados en el período de 2750 a 2500 m.a.. Los cuerpos en sí tienen espesores que llegan a 3 m. con rumbos y echados de hasta 70 km. Las capas auríferas han sido trabajadas hasta una profundidad de 3600 m. y con barrenos se conocen hasta una profundidad de 4600 m. Los conglomerados están constituidos por cuarzo claro y lutitas de 3 a 6 cm. el cementante es cuarzo, clorita, biotita, sericita, epidota, carbonatos, materia orgánica y otros minerales metálicos dentro de los cuales del 5 al 10 % es pirita, también se presentan marcasita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, arsenopirita, molibdenita, pentlandita y otros, junto con los conglomerados se presentan zircones, granates, rutilos diamantes, apatita, turmalina y monacita.

De las menas del Witwatersrand se extraen oro, plata, platinos, uranio y diamantes. Con leyes de 8 a 20 g/t., la relación de plata oro es de 1:20.

Witwatersrand es considerado como el depósito de oro más grande del mundo, desde 1887 se han explotado más de 32500 t. de oro, 1500 t. de plata, 1500 t. de platinos, uranio desde 1953 88000 t. Las reservas de Witwatersrand son de más de 25000 t. de oro.

Este depósito ha sido objeto de controversias: unos geólogos lo interpretan como sedimentario y otros como epigenético. La posibilidad de que el uranio y las piritas se conservaran tan bien en un medio sedimentario a la luz de los estudios recientes es imposible, por lo que tenemos que tomar en cuenta que las condiciones atmosféricas y de sedimentación fueron completamente diferentes durante el proterozóico, no existía el oxígeno en la atmósfera y las condiciones sedimentarias se vieron influenciadas grandemente por ello.

Lutitas Negras Metamorfizadas: éste tipo de depósitos está muy ampliamente distribuido en la naturaleza y se conocen en: EUA (Homestake, Juno-Alaska), Brasil (Morro-Velho) y EX-URSS (Siberia). Todos están ubicados en zonas de lutitas negras carbonosas de edad pre-cámbrica que contienen oro disperso, y la cual por influencia del metamorfismo se agrupó y formó depósitos minerales.

Ejemplo: Homestake se ubica en el estado de Dakota del Sur, compuesto por lutitas negras carbonosas, lutitas cuarcíferas y sericíticas de edad pre-cámbrica las cuales se encuentran muy plegadas y cortadas por diques básicos convertidos a anfibolitas, la secuencia anterior es cubierta por rocas horizontales del paleozóico y cortadas por rocas terciarias de composición riolítica. En Homestake se presenta la mineralización en dos formas: 1) lutitas negras con pirita y calcopirita con poco oro el cual no es de interés económico por lo pronto, y 2) zonas estratificadas de composición biotita-clorita cortadas por vetillas de cuarzo con sulfuros y otros minerales con volumen de 7-8 % de pirrotita, pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, galena, tetraedrita, magnetita, ankerita, cummingtonita, biotita, granates, albita, fluorita, sericita, calcita, yeso y oro nativo. El hecho de que existan las lutitas negras con poco oro es indicativo que fueron las rocas madres de las zonas mineralizadas que se formaron por efectos del metamorfismo, si bien otros geólogos piensan que el magmatismo terciario puede haber contribuido, si bien Rye y Rye (1974) han demostrado que las relaciones isotópicas del azufre de los sulfuros son distintas para los minerales del terciario y para los de Homestake son diferentes, por lo que el depósito es considerado como del pre-cámbrico.

La cantidad de metal extraido y en reservas en Homestake es de más de 1100 t. de oro y 240 t. de plata con leyes que varian de 6.5 a 20 g/t.

Depósitos de Placer

El oro por sus características de peso y estabilidad química es ideal para formar placeres, se conocen muchos tipos de placeres pero los de significado económico son principalmente los aluviales de valles y terrazas. Los placeres aluviales resultan de la destrucción de los depósitos de raíz de oro por el intemperismo y la erosión. Los fragmentos de oro de 0.3-0.5 mm. se depositan muy cercanos al depósito, mientras que los fragmentos más finos tienden a dispersarse hasta por una distancia de 15 km de su fuente. Las vetas de cuarzo con oro son ideales para dar placeres, mientras que las vetas que contienen cuarzo-plata-oro-sulfuros de origen hidrotermal vulcanogénico presentan los fragmentos de oro tan pequeños que se dispersan y no forman placeres económicos.

Los placeres se conocen en muchos países y pueden ser considerados paleo-placeres o recientes, si bien éstos últimos son los más abundantes, también pueden ser continentales o cercanos a costas. En diferentes épocas ha habido fiebres de oro que son provocadas por placeres encontrados por gambusinos, Siberia EX-URSS, Veta Madre de California, Nome en Alaska, EUA, Witwatersrand en Africa del Sur, Bendigo-Ballarat en Australia, Jacobina en Brasil, Tarkwa en Ghana, Klondyke, Blind River en Canadá y también en la India.

Ejemplo: Nome, se ubica en la parte centro-occidental de Alaska, descubierto en 1897, es considerado como uno de los pocos depósitos de placer cercanos a costas, se formaron en la salida de un delta y debido a procesos tectónicos que actuaron la línea de costa se movió lo cual provocó la formación de distintos placeres subparalelos uno de los cuales se encuentra actualmente a 25 metros arriba del nivel del mar y a 7 km. de ella mientras que otros se ubican a una profundidad de hasta 24 m. y 7 km. mar adentro, la zona de los placeres tiene 25 km. a lo largo de la costa, por 10 km. de ancho. Los placeres en sí tienen de 1 a 2 km. por 100 a 180 m. con un espesor de 1.2 a 1.5 m. con un contenido de oro de 0.1 a 1 g/metro cúbico. De los placeres de Nome se han extraído más de 145 t. de oro.

CAPITULO XX

DEPOSITOS DE PLATA

De acuerdo con Plinio, Herodoto y Homero, la plata es considerada como un metal muy antiguo, conocido desde 1500 años antes de nuestra era. En México ya se explotaba antes de la venida de los españoles. Una gran cantidad de la plata (70%) se utiliza en la industria (fotografía, electrotécnica), en la joyería (20%) y en la acuñación de monedas y medallas (40%).

En toda la historia de explotación de la plata, hasta 1975 inclusive, se ha obtenido 650 mil toneladas de la corteza terrestre. En la última década en los países capitalistas se ha explotado entre 7000-8000 ton. de plata al año. El precio de la plata en 1980 llegó a 1.5 dólares el gramo, actualmente (2008) varía entre 12 y 14 USdólares la onza. Las reservas probadas de plata en el mundo son del orden de 210 mil toneladas y las reservas generales de 300 mil t.

La mayor parte de la plata se obtiene de menas combinadas que contienen plata. Durante la explotación y beneficio de polimetales se obtiene cerca de 70%, de menas auro-argentíferas 10-15% y de menas de plata de 15 a 20% de la producción mundial de este metal.

El contenido de plata en las menas de polimetales varía de 10 a 100 gramos por tonelada, de menas auro-argentíferas de 200 a 1000 gramos por tonelada, y en menas de plata de 900 a 2000 gramos por tonelada, a veces llega a las primeras decenas de kilogramos por tonelada.

Geoquímica y Mineralogía

En la naturaleza se conocen dos isótopos estables de plata 107 y 109, en una proporción de 51.35% y 48.65%. El clarke de la plata para las rocas ácidas, intermedias y básicas no cambia tajantemente, y varía de 5 a 7 x 10^{-6}. El coeficiente de concentración de la plata es 1000.

Si bien la plata se encuentra distribuida uniformemente tanto en magmas basálticas como en graníticas, la plata no forma concentraciones industriales en la etapa magmática, y se concentra en productos movibles post-magmáticos en forma de tiosulfatos y cloruros, formando depósitos hidrotermales. Bajo condiciones exógenas, en aguas sulfatadas ácidas, características de las zonas de oxidación de depósitos con sulfuros, la plata en forma de sulfato o tiosulfato se convierte en solución y se deposita en el fondo en forma nativa y en forma de sales. Tan sólo una muy pequeña parte de plata en forma nativa se encuentra a veces en raros placeres aluviales.

Se conocen 60 minerales de plata y contenedores de plata que entran en la composición de sulfuros, sulfosales, teluros, seleniuros, sales y elementos nativos. Los minerales importantes para la obtención de la plata son: Plata nativa (80-100), argentita Ag_2S (87.1), pirargirita Ag_3SbS_3 (59.8), proustita Ag_3AsS_3 (65.4), polibasita $(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$ (62.1-84.9), estefanita Ag_5SbS_4 (68.3). El mineral más típico es la Plata nativa la cual contiene oligoelementos como oro hasta 10%, cobre 6-7%, fierro 1% a veces antimonio, bismuto, mercurio. Se le

conoce tanto en menas hipogénicas como hipergénicas en formas irregulares, dendritas de tamaños microsópicos hasta fragmentos de 20 toneladas.

Metalogenia

En el estadio temprano de la etapa geosinclinal, con relación con magmatismos basálticos, así como en el estadio intermedio en el período de formación de batolitos graníticos, los depósitos de plata no se forman. La gran mayoría de los depósitos hidrotermales de polimetales que contienen plata surgen con relación a la formación de pequeños intrusivos hipabisales del estadio tardío de la etapa geosinclinal, y la mayor parte de los depósitos auro-argentíferos y propiamente argentíferos pertenecen a la formación volcánica de este mismo estadio.

En la etapa de plataforma, bajo condiciones exógenas se formaron depósitos de plata secundaria, en la zona de oxidación de menas de sulfuros que contienen plata.

Dado que los depósitos que contienen plata entran en un grupo grande de formaciones hidrotermales de polimetales, tienen sus épocas de mineralización correspondientes a cada formación dada. Los depósitos propiamente argentíferos volcanogénicos hidrotermales, ligados con las formaciones volcánicas de los estadios tardíos de las etapas geosinclinales del desarrollo geológico, aparecen en el proterozóico, al final del ciclo hercínico, son más notorios al final del ciclo kimmeridgiano y abundan en los complejos de rocas volcánicas del final del ciclo alpino. Esto determina su distribución en los cinturones volcánicos, sobre todo representados en los segmentos americano y asiático del anillo circumpacífico y en las partes interiores del arco carpático.

Los cinturones volcánicos se originaron en condiciones superficiales hacia el final de la etapa geosinclinal, ubicados en las uniones de regiones plegadas y plataformas o de regiones plegadas de distintas edades. Se componen de edificios volcánicos de tipo central y lineal, derrames de lavas, depósitos de ignimbritas, lavobrechas, capas de tobas y rocas volcano-sedimentarias del tipo continental, su espesor puede ser de unas cuantas decenas de kilómetros. Generalmente la formación de rocas volcánicas empezó con andesitas, raramente basaltos, cambiando a dacitas, latitas y terminando con riolitas, con las cuales está ligada la masa fundamental de depósitos volcanogénicos hidrotermales. Con las rocas volcánicas están asociados cuerpos subvolcánicos de composición de pórfidos a riolitas, y también macizos de granitos hipabisales. Los cinturones volcánicos llevan consigo muchos depósitos volcanogénicos hidrotermales, entre los cuales hay de composición aurífera, auro-argentífera y propiamente argentífera.

Tipos de Depósitos Industriales

Todos los depósitos industriales de plata pertenecen a las formaciones post-magmáticas. Hay depósitos que contienen plata pero este metal no es el principal que se explota, sino secundario, y hay depósitos de plata propiamente

dicho, es decir en los cuales la plata es el metal principal que se explota y los demás son considerados secundarios.

La mayor parte de la plata se encuentra dispersa en depósitos de otro tipo de metales, aproximadamente 90% de las reservas. Entre ellos tenemos depósitos hidrotermales plutonogénicos y sobre todo hidrotermales volcanogénicos de oro-plata, los cuales contienen plata de unos cuantos granos hasta 500 gr/ton. Muy importantes son también los depósitos de plomo-zinc-plata, los cuales contienen plata de 10 a 2000 gr/ton. Los sulfuros masivos polimetálicos contienen de 100 a 350 gr/ton. Los skarns polimetálicos de 10 a 850 gr/ton. de plata. En las menas de los pórfidos cupríferos de 0.5 a 85 gr/ton. de plata y en las areniscas con cobre de 0.5 a 250 gr/ton. de plata.

Entre los depósitos propiamente argentíferos, es muy raro encontrarlos ligados con plutones, la mayoría de ellos pertenecen a los llamados depósitos hidrotermales volcanogénicos.

Depósitos Hidrotermales Plutonogénicos

Algunos depósitos hidrotermales plutonogénicos de plomo, zinc, oro, menas complejas de uranio, contienen grandes concentraciones de plata que ésta se convierte en el metal principal.

Ejemplo: Mangazeiski (EX-URSS): Este depósito pertenece a los depósitos de plata-polimetálicos de la región del Distrito de Verjoyan (Asia oriental). En el distrito afloran areniscas y lutitas del carbonífero superior y pérmico; las cuales están plegadas e intrusionadas por stocks y diques de granitos y pórfidos cuarcíferos del cretácico, con los cuales se relaciona genéticamente la mineralización. Las lutitas del paleozóico superior forman 2 estructuras anticlinales, separadas por un sinclinal muy estrecho. En estas estructuras se localizan algunas vetas paralelas a la estratificación. El depósito mineral se formó en dos etapas. En la etapa temprana se formaron pequeñas vetillas de cuarzo, galena, esfalerita y tetraedrita. En la etapa posterior se depositó la mayor parte de los metales, esta última se divide en seis estadios. En el primer estadio se depositó cuarzo, pirita, arsenopirita; en el segundo estadio cuarzo, esfalerita obscura, manganosiderita; en el tercer estadio cuarzo, galena, manganosiderita, shternbergita ($AgFeS_3$); en el cuarto estadio cuarzo, auguerita, freibergita $(Cu,Ag)_{12}Sb_4S$, ovijita (Ag_2Pb_5-Sb_6S_{15}), diaforita ($Ag_3Pb_2Sb_5S_8$), miargirita ($AgSbS_3$), pirargirita, oro y plata nativos, en el quinto estadio manganosiderita y esfalerita clara, en el sexto estadio cuarzo, manganosiderita, calcita. La temperatura de formación de la asociación mineralógica del cuarto estadio (productivo) varía de 300 a 150°C. En las menas del depósito de Mangaizeski la relación Ag: Au = 500-1000:1.

Depósitos Hidrotermales Vulcanogénicos

La mayoría de los depósitos de plata son de este grupo, están relacionados con cinturones volcánicos y ubicados en estructuras tipo fallas normales,

grabenes del basamento, bloques de levantamientos volcánicos y cuencas de compensación.

Los cuerpos minerales frecuentemente se localizan en estructuras volcánicas especiales como cuellos volcánicos, fracturas cónicas, de calderas o radiales. Como rocas encajonantes pueden ser volcánicas, subvolcánicas, intrusivos hipabisales, así como en las rocas del basamento, lo que demuestra que las fuentes de la materia son muy lejanas. Los depósitos se forman a poca profundidad de unos cuantos cientos de metros hasta los primeros km. bajo condiciones de caida de temperaturas y presiones muy rápidas. Las temperaturas pueden ser inicialmente de 600-500°C pero bajan muy rápido hasta 200-100°C. Esta rapidez provoca que las asociaciones minerales se formen muy rápido en un intervalo vertical muy reducido y un zoneamiento muy corto. Muchas vetas ricas en plata-oro a profundidad a unos cuantos cientos de metros cambien a sulfuros con valores marginales de Ag-Au. Para estos depósitos es característico alteraciones hidrotermales inmediatas a los cuerpos como silicificación y sericitización, más alejada aparece la argilitización y después caolinización y posteriormente montmorilonitización y completándose una amplia aureola de propilitización y formación de zeolitas.

Se pueden dividir en varias formaciones metálicas: 1) plata-oro, 2) plata-sulfuros, 3) plata-estaño, 4) plata-arsénico.

1) Depósitos de la formación plata-oro: son parecidos a los depósitos de oro u oro-plata, la diferencia consiste en que la relación de Ag:Au es mayor de 100, debido a que el valor de un gramo de oro es igual a 100 gramos de plata.

Ejemplos de tales depósitos son: Pachuca y Guanajuato en México, Tonopa, Comstock en EUA, Konomoi y Titosi en Japón y Xakandzha en EX-URSS.

Ejemplo: Guanajuato: la zona esta constituida por un basamento metamórfico del cretácico inferior, cubierto por rocas clásticas tipo molasas y vulcano-sedimentarias y coronandose por una secuencia de andesitas-riolitas del oligoceno. La columna terciaria volcánica sobrepasa los 900 m., toda la secuencia se efecta por fallas normales de orientación NW 30° y por otras transversales con orientación NE 40°. Las vetas están agrupadas en tres zonas: La Sierra, Veta Madre y La Luz, siendo la más importante la zona de la Veta Madre, en donde el desplazamiento vertical del bloque caido sobrepasa los 1700 m. por una longitud de más de 25 km. por un espesor promedio de 1.5 m., si bien hay muchas zonas de brechamiento relacionadas con las ondulaciones de la veta, las cuales llegan a tener más de 40 m. de ancho. La mineralización es de edad oligocénica (28 m.a.).

La mineralización no es continua, se presenta a manera de bonanzas de 500-1000 m. de longitud por 1.5 m. de espesor por hasta 500 m. de distancia vertical, las cuales están ligadas a las ondulaciones tanto verticales como a rumbo de la veta madre, los minerales se presentan a manera de diseminación en cuarzo y cuarzo-calcita, en texturas rítmica columnar y diseminada. Guanajuato es un distrito rico en selenio por lo cual hay selenio adicionado en muchos minerales formándose la serie acantita-aguilarita-naumannita, electrum, polibasita, pipilita, estefanita, plata nativa, esfalerita, calcopirita, galena y pirita; como no-metálicos se presentan el cuarzo, calcita, adularia y cuarzo amatista. Las

rocas encajonantes muestran fuerte alteración como propilitización, potasificación, sericitización, argilitización, caolinización y montmorilonitización, es típico que en los afloramientos de las vetas se vea una intensa argilitización y o silicificación, la potasificación se encuentra ligada con los cuerpos minerales. La mineralización se llevó a cabo en tres etapas 1) sulfuros de Cu, Pb y Zn, 2) cuarzo transparente y cuarzo-calcita con los minerales principales de oro y plata, 3) cuarzo amatista-calcita sin mineralización. Las temperaturas varian de 200 a 260°C para la etapa principal de la mineralización de oro-plata. Como muchos depósitos de este tipo Guanajuato presenta un intervalo de mineralización de oro-plata, el cual pasa a profundidad a mineralización de sulfuros (de cobre principalmente) con bajos valores de oro y plata. Durante la época colonial Guanajuato dió leyes muy altas de Ag y Au, actualmente hay valores de más de 300 g/t. de Ag y acompañadas por 1-2 g/t de oro; en la parte oriental del distrito se ha encontrado en los últimos años mineralización típicamente aurífera dado que las leyes llegan a pasar en algunos casos los 100 g/t. de Au con muy bajos valores de Ag, ésta mineralización aurífera está relacionada con domos riodacíticos-riolíticos que son los que coronan a la secuencia volcánica terciaria. Se calcula que en toda la historia de Guanajuato se han extraido más de 50,000,000 de t. con diversas leyes, lo cual da más de 145 t. de oro y más de 35,000 t. de Ag.

2) Depósitos de la formación plata-sulfuros: Hay algunos depósitos de Pb y Zn que contienen grandes cantidades de plata que pueden ser considerados como depósitos de plata, entre ellos tenemos a Casapalca y Morococha en Perú; y Taxco y Angangueo enMéxico.

3) Depósitos de la formación plata-estaño: Se conocen en América del Sur en Bolivia donde es muy famoso el depósito El Potosí: la zona está compuesta por un basamento de terrígenos plegados del ordovícico cubiertos por rocas volcánicas de edad terciario inferior de composición andesitas-dacitas-riolitas con un espesor de 1500 m., la se secuencia se ve cortada por stocks porfiríticos de dioritas y riolítas. Las vetas se circunscriben a el stock y se prolongan hasta el basamento, en un área de 1 km. cuadrado hay gran cantidad de vetas las cuales tienen longitudes que varian hasta 350 m. con espesores de 2 cm. a 1 m. se conocen hasta una profundidad de 875 m. pero la mineralización se limita hasta la profundidad de 350 m.

La mineralización se efectuó en cinco etapas: 1) cuarzo, casiterita, wolframita, bismutita, arsenopirita, pirrotita. 2) calcopirita y estanita. 3) esfalerita, tetraedrita, andorita ($AgPbSb_3S_6$) y matildita ($AgBiS_2$). 4) pirargirita, jamesonita, boulangerita, esfalerita y galena. 5) alunita. En las primeras etapas las temperaturas fueron de 500-400°C pasando a las últimas etapas a 150-100°C. Se presentan alteraciones como sericitización a profundidad y silicificación en las partes altas. De éste depósitos desde 1544 han sido extraidas más de 35,000 t. de Ag, con leyes de 300 a 3000 g/t. y 4 % de estaño.

4) Depósitos de la formación plata-arsénico: En este tipo de depósitos se conocen los que presentan arsenatos de Ni y Co, en algunos casos con Uranio y Bismuto. Dentro de este grupo tenemos a los depósitos de Cobalt-Gowganda en

Canadá. La zona esta constituida por rocas del arqueozóico y proterozóico consistentes en sedimentos, volcánicos, lavas de composición ácida y básica, conglomerados, cuarcitas y grauvacas todos plegados y afallados, una de estas fallas es Cobalt Lake con la cual están relacionados los cuerpos mineralizados que consisten en vetas de 100-150 m. con un espesor de hasta 0.5 m., las vetas se cierran a una profundidad de 30-60 m., muy raramente llegan a los 100 m. La mineralización se llevó en tres etapas: 1) cuarzo, calcita, arsenopirita, cobaltita, escuterudita, esmaltina, safflorita, liolingita, plata nativa y bismutinita. 2) calcita, dolomita, niquelita, rammelsbergita, hersdorfita, cloantita y breithauptita. 3) calcita, pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, galena, bismutinita, discrasita, argentita, sulfosales de plata y plata nativa. La plata esta asociada conlos arsenatos de Ni-Co. Las diabasas encajonantes presentan albita y cuarzo con clorita, calcita, apatita, barita y pequeñas cantidades de sulfuros. Esta zona ha producido desde 1903 más de 26,000 t. de plata, 20,000 t. de cobalto, 7300 t. de níquel y 2300 t. de cobre, en algunas vetas las leyes de plata fueron muy grandes llegando a 5% de Ag, 8% de cobalto y 14% de níquel.

INDICE GENERAL

Abonos, 15
Acantita-aguilarita-naumannita, 105
Acero, 14, 22, 26, 33, 41, 70, 75, 81
Actinolita, 17, 18, 43, 67
Activización, 27,30,42,46,49,50,57,65,66,71,72,76,77,81,85,89, 94,96
Acuñación, 101
Addison, 93
Adición, 6, 14, 22, 26, 70, 79
Adirondak, 17
Adularia, 59, 66, 67, 97, 105
Afganistán, 54
Africa, 16,17,19,20,22,24,25,26,27,33,35,42,49,54,55,84,85,93, 95,98,100
Africanda, 17
Ag, 12,52,54,56,57,58,59,63,85,88,94,102,103,104,105,106
AgBiS, 105
AgFeS, 103
AgPbSb, 105
AgSbS, 103
Ag-Au, 9,11,104
Aikinita, 81
Akenobe, 65
Alaska, 66,100
Alaskíticos, 9,65,66
Albania, 27,28,43
Albita, 7,10,18,66,96,99,106
Albita-espodumena, 66
Albita-greisen, 6,7,9,12
Albitización, 62,66
Alemania, 19,20,36,40,43,46,49,54,57,58,59,61,62,65,66,71,82
Almadén, 88,89,91
Alpina, 27,30,43,49,57,65,66,68,71,76,82,85,89,92,95,102
Altai, 19,24
Alteración,8,30,31,43,46,52,53,54,55,59,60,61,66,67,68, 77,79,82,85,87,90,94,97,104,105
Aluminio, 3,15,36,37,37,38,39,40
Alunita, 36,37,68,90,97,105
Alunita-calcedonia, 68
Alúmina, 38,70
Amagmatogénicos, 7,91
Amalgamas, 88
Amapa, 25
Amatista, 105

Amatista-calcita, 105
Amfibolitas, 97
Amiata, 90,91
Anatasa, 30
Andalusita, 36,37,62
Andesitas, 24,53,86,92,102
Andesitas-dacitas-riolitas, 9,11,57,59,68,74,79,90,95,97,104,105
Andesito-basáltico, 23
Andorita, 105
Andradita-grosularita, 17
Anfibolitas, 35,62,99
Anfibolíticas, 21,32
Anfíboles, 17,20,33
Angangueo, 105
Angara, 19
Angaro-Pitski, 16
Anglesita, 57
Anhidrita, 18
Ankerita, 19,59,90,96,97,99
Annaberhita, 42
Anortositas, 28,30,31,34,37
Antártida, 16
Anticorrosivas, 22,26,84
Antigorita, 43,46
Antimonio, 5,36,84,84,85,86,87,93,94,102
Antimonio-estaño, 86
Antimonio-mercurio, 87
Antimonio-plata, 86
Antimonita, 84,85,86,87,89,90,91,96
Antimonita-argentita-galena-esfalerita, 85
Antimonita-scheelita-ferberita, 74
Apalaches, 49
Apatitas-forsteritas, 17
Apatito-calcita, 17
Apatito-magnetitas, 17
Apatito-nefelina, 39
Aral, 40
Areniscas, 10,46,47,49,54,67,85,96,97,103
Argelia, 19,60,86,90
Argentina, 35,50,57,77
Argentita, 59,68,101,106
Argentífera, 102,103
Argilitización, 33,35,51,52,68,83,90,91,97,104,105
Arizona, 51, 82
Arkansas, 38
Arqueozóico, 46,65,66,71,76,94,95,97,98,106
Arqueozóico-proterozóico, 16,23

Arsenatos, 45, 83, 106
Arsenopirita, 19,58,59,61,62,66,67,68,72,73,78,80,82,83,85,86, 87,89,90,91,96,97,98,99,103,105,106
Arsenopirita-bismuto, 82
Arsénico, 15,41,42,45,83
Arsénico-antimonio, 86
Asbolan, 45
Asia, 19,49,56,64,65,69,71,85,89,91,93,102,103
Asteroide, 43
Atlántico, 24, 38
Atmosféricas, 98
Atmósfera, 99
Atómica, 41
Au, 9,10,12,49,50,54,56,85,88,94,103,104,105
AuAg, 94
Auguerita, 103
Aureola, 61,67,77,104
Aurífera, 95,96,97,98,102,105
Auro-argentífera, 101,102
Australia, 14,16,19,20,22,24,29,31,33,35,36,38,41,42,43,46,56, 57,61,62,65,67,68,71,72,73,81,85,93,95,96,100
Austria, 40, 60, 71
AuTe, 94
Autlán, 23,24
Automóviles, 36
Au-W, 73
Av, 108
Aviación, 29,33,36,41,64
Axinita, 96
Ayatski, 16
Azufre, 15,17,18,20,41,52,75,90,91,99
Azurita, 55
Badeleita, 17
Bafing-Bakoicki, 16
Baja, 17,18,20,52,53,64,65,67,68,78,85,95
Balcanes, 27,49
Barcos, 29, 64
Barita, 53,54,59,60,61,68,69,87,90,91,92,106
Barita-galena, 61
Barita-polimetálicos, 61
Baritización, 90
Basaltos, 24,33,53,97,102
Basamento, 20,32,55,60,83,90,104,105
Basáltica, 8,11,15,17,18,27,48,52,57,61,84,85,88,89,90,91,94, 101,102
Baterías, 22
Batolitos, 9,95,96,102

Bauxitas, 9,33,34,35,36,37,37,38,39
Bayer, 36
Báltico, 17, 42
Básicas, 9,15,22,23,26,28,29,31,34,38,34,37,41,45,48,56,64,94,
99,101,106
Bélgica, 20
Belov, 30
Bendigo, 93,96
Bendigo-Ballarat, 100
Bequet, 36
Bergman, 81
Berrita, 83
Bertierita, 84,86
Bertierita-antimonita, 86
Bi, 50,57,66,77,81
Biksbita, 25
Bilibin, 8
Bismuto, 82
Bioquímicos, 6,7,8
Biotita, 20,46,65,67,72,77,98,99
Biotita-clorita, 99
Biotita-granates, 62
Biotita-horblenda, 76
Biotita-hornblenda, 77
Biotita-muscovita, 77
Bird, 65
Birmania, 43,61,66,74
Bismita, 81
Bismutinita, 66,71,72,73,81,82,106
Bismutita, 67,68,69,72,77,78,81,83,105
Bismuto, 4,36,41,76,81,81,82,83,93,94,102,106
Bismuto-tungsteno, 70
Bixar, 16,20
Blind, 100
Boehmita, 37
Boke, 38
Bolivia, 64,65,68,69,73,74,82,83,85,105
Bonanzas, 68,92,94,97,104
Bornita, 43,48,49,51,52,53,54,55,58,59,60,61,78,83
Bornita-calcosita, 55
Boro, 14, 70
Boulangerita, 57,59,68,82,84,86,87,105
Brandt, 45
Brasil, 14,16,20,22,23,24,25,29,31,36,38,42,43,69,71,76,93,
99,100
Braunita, 23,25
Braunita-gausmanita, 24

Brechamiento, 43,51,52,58,61,74,79,86,87,91,95,97,104
Breithauptita, 106
Bretaña, 40
Broken Hill, 56,57,62,63
Bronce, 14,48,56,64
Bronces, 56,64
Bulgaria, 17,24,50,51,52,58,59,60,86
Burnonita, 57,82
Bushveldt, 27,28,34,35
Bussi, 40
Butte, 51,52
Bu-Azzer, 43,45,46
Calamina, 57
Calaverita, 94,98
Calcedonia, 19,59,68,86,91
Calcita, 17,18,19,43,46,51,53,54,59,60,61,66,68,79,80,82,
87,90,91,92,96,99,103,105,106
Calcopirita, 17,19,31,43,48,49,50,51,52,53,54,55,58,59,60,
61,62,66,67,68,72,73,76,77,78,79,80,82,83,86,
87,89,90,91,92,96,97,98,99,105,106
Calcopirita-bismutita, 83
Calcopirita-esfalerita, 59
Calcopirita-galena-esfalerita-pirita, 62
Calcopirita-magnetita-molibdenita, 77
Calcosina, 48,51,52,53,54,55,61
Calcosina-bornita-calcopirita-pirita, 54
Caledonia, 27,41,42,43,44
Caledoniana, 16,27,34,49,57,65,71,85,89,92
California, 16,17,95,100
Calomel, 89,90
Cambrico-ordovícico, 25
Camerún, 36
CaMg, 40
CaMoO, 76
Canadá, 14,16,20,24,29,30,31,34,40,41,42,43,46,49,50,52,58,60,
61,62,64,65,67,68,72,73,76,77,78,82,93,95,100,106
Cananea, 51
Caolinización, 31,37,39,59,68,86,90,92,104,105
Carbonatación, 43,46,54,59,60,83,87,90
Carbonatadas-arcillozas, 86
Carbonatitas, 6,7,16,17,49
Carbonatos-cinabrio, 91
Carbonatos-fluorita-cuarzo, 68
Carbonatos-sulfuros, 68
Carbonífero, 53, 103
Carbón, 11, 14, 54
Caridad, La, 51

Carlin, 93
Carnalita, 40
Carnotita, 34,35
Cárpatos, 97,102
Casapalca, 105
Casiterita, 64,65,66,66,67,67,68,69,71,72,73,77,78,79,105
Casiterita-antimonita, 85
Casiterita-bismutita, 83
Casiterita-cuarzo, 68
Casiterita-plagioclasas, 67
Casiterita-silicatos-sulfuros, 68,69
Casiterita-sulfuros, 68,69
Casiterita-wolframita, 66,73,74
Caspio, Mar, 40
Caúcaso, 17,49,95
CaWO, 70
Cámbrico, 23,25,60
Celestita, 97
Cerámica, 22,45
Cerio, 17
Cerusita, 57
Cervantita, 84,86
Chagan-Uzun, 89
Chamositas, 9,10
Checoeslovaquia, 40,43, 46, 58, 65, 66, 71, 82, 85
Chihuahua, 17
Chile, 18,48,50,51
Chimeneas, 18,21,50,51,58,59,60,65,66,67,72,77,83,86,89,90, 91,97
China, 17,20,29,38,40,57,64,65,66,67,69,71,72,73,74,76,78, 85,86,89,91,95
Chipre, 52
Chuquicamata, 48,50,51
Cilindrita, 65
Cinabrio, 86,87,88,89,90,91,92,97
Circumpacífico, 49,97,102
Clásticas, 19,104
Clifton, 50
Climax, 50,75,78,79
Climáticas, 69
Clinton, 16,19
Cloantita, 42,43,106
Clorita, 17,19,20,27,43,50,53,61,67,72,77,78,80,82,83,85,90, 98,106
Clorita-casiterita, 68
Clorita-cuarzo, 68
Clorita-serpentina-carbonatos, 18

Cloritización, 46,59,82,83,85,90
Cloro-sodico, 18
Cloruros, 94,101
Coahuila, 17
CoAsS, 45
Cobalt, 43,106
Cobaltita, 45,106
Cobaltífera, 45
Cobalto, 4,14,17,24,26,36,41,42,45,46,47,54,83,106
Cobalto-níquel, 41
Cobalto-níquel-plata, 45
Cobalt-Gowganda, 106
Cobre, 4,9,15,24,36,46,47,48,48,49,50,50,51,52,54,55,56,
64,93,94,96,98,102,103,105,106
Cobre-cobalto, 45
Cobre-molibdeno, 48,75,76,78
Cobre-níquel, 28,41,42,45,46,48
Cobre-zinc, 52
Cohetes, 33,41
Colima, 17
Colloformes, 97
Columbita, 69
Comstock, 104
Comunicaciones, 48
Conductividad, 36,48
Conductores, 86
Conduritas, 24,25
Conglomerática, 10
Congo, 74
Construcción, 11,29,33,36,48,56,64,88
Coque, 14
Corderoita, 89,90
Corea, 40,70,71,72,82
Cornwall, 73
Corrosión, 29,36,93
Cortez, 94
Corteza, 6,15,51,70,71,76,84,101
Cosalita, 81,82
Coseita, 82
Cosmético, 88
Covellita, 48,53,54,82
Co-Ni, 46
Co-Ni-Ag, 46
Co-Ni-Ag-Bi-U, 43,82
Co-Ni-Bi-Ag-U, 46,81
Co-Ni-Cu-Pb-Zn, 46
Cr, 12,26,27,28,29,33,37,45

Cráter, 97
Cratones, 9,16,18,23,27,30,37,38,39,42,46,49,50,54,57,60,
65,66,71,72,76,85,86,89,94,95,96,97
Crennerita, 94
Cretácico, 23,103,104
Criaderos en Masa, 46,50,51,52,54,58,59,61,66,67,68,71,73,
74,76,77,78,79,83,86,89,90,91
Criolita, 36
Criolita-arcillas, 36
Cripple Creek, 97
Criptomelanita, 25
Crisocolla, 55
Crisotilo, 46
Crocoita, 26
Cromado, 26
Cromita, 27
Cromitas, 9,10,26,27,28
Cromo, 3,14,26,26,27,28
Cuale, 30
Cuarcitas, 16,20,21,23,25,28,55,59,92,95,98,106
Cuarcífera, 24,46,58,92,99,103
Cuarzo, 17,18,19,20,25,31,37,43,50,51,52,53,54,55,59,60,
61,62,66,67,68,71,72,73,77,78,79,80,82,83,85,86,
87,89,90,91,92,96,97,98,99,103,104,105,105,106
Cuarzo-albita, 79
Cuarzo-antimonita, 85, 86
Cuarzo-arsenopirita, 83
Cuarzo-barita, 53
Cuarzo-biotita, 21,97
Cuarzo-bismutita, 82
Cuarzo-calcedonia, 97
Cuarzo-calcita, 58,72,104,105
Cuarzo-calcopirita-pirita, 79
Cuarzo-carbonatos, 46,61,72,77,82
Cuarzo-carbonatos-fluorita, 66
Cuarzo-casiterita, 66
Cuarzo-casiterita-wolframita, 74
Cuarzo-clorita-sericita-cinabrio, 89
Cuarzo-dikkita-cinabrio, 91
Cuarzo-dioritas, 95
Cuarzo-fluorita, 73
Cuarzo-fluorita-antimonita, 87
Cuarzo-fluorita-antimonita-cinabrio, 91
Cuarzo-fluorita-pirita, 97
Cuarzo-hematitas, 59
Cuarzo-hübnerita, 73,74
Cuarzo-micas, 71

Cuarzo-microclina, 61
Cuarzo-molibdenita, 77,78,79
Cuarzo-molibdenita-calcopirita-sericita, 77,78
Cuarzo-molibdenita-ortoclasa, 79
Cuarzo-molibdenita-sericita, 77,78
Cuarzo-molibdeno, 78
Cuarzo-monzonitas, 52
Cuarzo-monzoníticos, 50
Cuarzo-oro, 96,97
Cuarzo-oro-calcedonia-sulfuros, 97
Cuarzo-oro-plata-adularia, 97,98
Cuarzo-oro-sulfuros, 96,97
Cuarzo-pirita, 61
Cuarzo-plagioclasas, 51,77,78
Cuarzo-plata-oro-sulfuros, 99
Cuarzo-scheelita, 73,74
Cuarzo-sericita, 53,61,68,79
Cuarzo-sericita-clorita, 53,61
Cuarzo-sericita-pirita-carbonatos, 61
Cuarzo-sericíticas, 51
Cuarzo-sulfuros, 67,72,78
Cuarzo-sulfuros-wolframita-hübnerita, 73
Cuarzo-topacio, 71
Cuarzo-tungsteno, 73
Cuarzo-turmalina, 68,78
Cuarzo-turmalina-biotita, 80
Cuarzo-turmalina-casiterita, 68
Cuarzo-wolframita, 72,73,74
Cuarzo-wolframita-molibdenita, 78
Cuba, 19,27,28,42,43
Cubanita, 43,48
Cummingtonita, 20,99
Cuprita, 55
Cupríferos, 48,49,50,51,103
Cuprodescloizita, 35
Cu-Bi, 81
Cu-Mo, 50
Cu-Ni, 41,49
Cu-Pb-Zn, 61
Cu-pirita, 61
Cu-Zn-pirita, 61
Cúpulas, 66,71,73,74,77,79
Dacitas, 65,68,102
Dacíticas-riolíticas, 83
Dakota, 99
Dawsonita, 37
Delta, 55,98,100

Deluviales, 7
Descloizita, 34,35
Devónico, 23,96
Devónico-silúrico, 91
Diabasas, 79,106
Diabásicos, 24,58,67
Diaclasas, 58,86
Diaforita, 103
Diamantes, 98
Diáspora, 37
Dikkita, 91,92
Dioritas, 9,43,46,50,58,67,78,79,105
Diópsida, 18,27,97
Diques, 28,43,51,58,62,67,77,78,79,82,83,92,95,97,99,103
Diquita, 68
Discrasita, 106
Diseminaciones, 10,17,18,28,43,49,50,51,55,61,78,104
Dnepr, 21
Doleritas, 42,62,92
Dolomita, 9,19,40,46,59,60,61,90,91,97,106
Dolomitización, 55, 59, 60, 61, 62
Dolomías, 24,25,40,54,60,67
Domésticos, 14
Dominicana, Rep, 39
Domos, 68,74,105
Dorado, 43,82
Doroba, 17
Dunitas, 19,27,28
Eclogitas, 32
Egid, 57
Egipcios, 14
Egipto, 29, 45, 56
Ekaterino-Blagodatskoe, 59
Electrum, 94,105
Eluviales, 7,74
Emplektita, 83
Enargita, 48,51,52,61
Encajonantes, Rocas 17,18,19,25,28,43,46,51,52,53,54,55,
58,59,60,61,62,63,66,67,68,71,72,73,74,75,77,
78,79,82,83,85,86,87,90,91,96,97,104,105,106
Encinas, Las, 19
Endógena, 6,7,11,15,16,23,29,34,37,64,65,71,75,76,81,84,95
Endogreisens, 71
Eoceno, 58
Epidota, 17,18,50,72,76,78,96,97,98
Epidota-anfibolita, 62
Epidotización, 46

Epigenética, 43,60,61,98
Epihercínicos, 16
Eritrina, 45
Eru, 36
Escandio, 30
Escapolita, 18,43
Escapolita-albita, 17,18
Escudos, 16,17,20,35,62,65
Escuterudita, 43,106
Esfalerita, 17,19,50,51,52,53,54,57,58,59,60,61,62,66,67,
68,72,73,76,77,78,79,82,83,86,87,89,90,91,92,
96,97,98,99,103,105,106
Esfalerita-galena, 61
Esfena, 30,33
Eskarnificación, 18,43
Eskutterudita, 46
Esmaltina, 106
España, 40,52,53,57,60,61,62,88,91
Españoles, 58,93,101
Espesarita, 25
Espilitas-queratófiros, 9
Espinela, 17,18
Espodumena, 66
Esquistos, 20,21,25,32,35,36,39,62,85
Estanita, 65,67,68,69,105
Estaníferas, 65, 66
Estaño, 4,28,36,48,64,64,65,66,66,67,68,69,71,72,73,79,
82,83,84,88,106
Estaño-plata, 64
Estaño-polimetálicas, 64
Estaño-tungsteno, 64,70
Estefanita, 102,105
Estibioconita, 86
Estratificación, 28,97,103
Estratiformes, 7,46,47,49,54,55,57,60,85,86,89,91,95
Estructuras, encajonantes, 20,51,52,54,59,61,65,68,74,77,
83,86,86,87,90,91,96,103,104
EUA, 14,16,17,19,20,27,28,29,30,31,32,33,35,36,38,40,42,
43,46,50,51,52,57,58,59,60,61,62,65,66,71,72,73,74,
75,76,77,78,82,85,86,89,90,93,94,95,97,99,100,104
Eugeosinclinales, 6,19,20,24,27,48,52,61
Europa, 17,49,88,93
Evaporítica, 11
Exalaciones, 24,53,55
Exocontacto, 65,73,78
Exogreisens, 71
Exolución, 16

Exoskarn, 58
Exógenas, 6,7,15,16,23,27,34,38,42,45,48,57,64,65,70,71,
75,76,81,84,94,101,102
EX-URSS, 14,16,17,18,19,20,21,22,23,24,26,28,29,30,35,36,39,40,
41,42,43,46,50,51,54,57,58,59,60,61,62,64,65,66,67,68,
69,71,72,73,74,76,77,78,82,83,85,86,89,90,91,95,99,103,104
Fácies, 16,20,42,54,55,57,58,59,62,63,66,68,74,86,90
Fe, 9,10,11,12,14,15,18,23,24,25,27,30,31,33,34,35,37,38,
39,41,42,45,49,53,70,76
Feldespatización, 78,79
FeO, 15,26,27,28,38
Ferberita, 70,86,89
Ferrimolibdenita, 75,76
Ferrífera, 20,25,90
Ferrosos, 3,14
Fertilizantes, 75
Fiebres, 99
Fierro, 3,9,14,15,15,16,17,18,19,20,21,22,23,24,25,29,31,
38,46,94,102
Fierro-hematita, 24
Fierro-manganeso, 19,24
Filamentos, 70
Filipinas, 19,26,27,28,41,42
Finlandia, 26,32,33,35,42
Fisuras, 95
Flogopita, 18,67,82
Flogopita-forsterita, 17
Fluorita, 28,59,60,62,66,67,68,69,72,73,77,78,87,90,91,97,99
Fluorita-calcedonia-carbonatos, 78
Fluoritización, 90
Folkmanita, 86
Fonolitas, 97
Formacional-petrogenético, 13
Forsterita, 18,67
Fosfáticos, 15
Fosforitas, 9,10,33,35
Fotografía, 101
Fósforo, 15,17,18,20,22
Fósiles, 30
Fracturamiento, 51,54,59,61,66,67,68,82,85,86,97,104
Fraiberg, 57
Francia, 14,16,20,35,36,39,40,60,71,73,93
Franckeita, 65
Freiberg, 59
Freibergita, 103
Fundición, 14,29,56,93
Gabón, 22, 24

Gabros, 16,27,29,30,32,33,34,42,43,52
Gabros-dunitas, 34
Gabro-anortositas, 16,30,31
Gabro-diabasas, 16
Gabro-dioritas, 28
Gabro-noritas, 27,28,43
Gabro-piroxenitas, 34
Gabro-piroxenitas-dunitas, 9,10,30
Gabro-piroxeno-duníticos, 16
Galena, 17,19,43,50,51,52,53,54,57,58,59,60,61,62,66,67,69,
72,73,76,77,78,82,86,89,90,91,92,96,97,99,103,105,106
Galena-esfalerita, 59,62,83
Galena-esfalerita-carbonatos, 68
Galena-esfalerita-pirita, 62
Galena-esfalerita-pirrotita-pirita, 62
Galena-plata, 68
Galeno-bismutita, 81,82
Galvanización, 64
Gambusinos, 99
Garnierita, 42,44
Gaso-líquidos, 6
Gas-petróleo, 11
Gausmanita, 23,25
Geoquímica, 3,4,5,6,15,22,26,29,33,37,41,45,48,56,64,
70,75,81,84,88,94,101
Geosinclinálico, 8,11,13,17,20,23,24,27,30,34,37,38,42,
43,46,48,50,51,54,57,60,65,66,71,72,76,
81,85,89,94,96,98
Gerais, Minas, 16,20
Ghana, 23,100
Gibbsita, 37
Glaciales, 7
Glaucodota, 45
Gonditas, 23,24,25
Gorni, Altai, 19,24,95
Goya, 25
Granates, 17,18,27,33,50,58,62,67,69,72,76,96,98,99
Granates-anfibolita, 62
Granates-piroxenos, 50,72,95
Granitos, 8,9,10,11,12,35,41,43,45,46,48,49,50,51,55,57,58,
59,62,64,65,66,67,70,71,72,73,75,76,77,78,79,81,82,
86,89,92,94,95,96,97,101,102,103
Granodioritas, 9,10,12,50,58,64,76,78,82
Granosienitas, 76
Granulitas, 20,25,62,63
Grauvacas, 54,106
Grecia, 28,36,39,40,43

Gregor, 29
Greisen, 7,10,65,66,66,69,71,72,73,74,76,77,78,82
Griegos, 88
Groenlandia, 31
Grosularita-andradita, 76
Guayanas, 38
Gudmundita, 84,86
Guetita, 15,19
Guibnerita, 70
Guinea, 19,20,36,38
Gulinskii, 17
Guanajuato, 94,105
Guyana, 19,36,38
Haiti, 39
Hall, 36
Hamersly, 20
Harbord, 32
Harzburgitas, 27
Hedenbergita, 62
Hedenbergita-diópsida, 76
Hedley, 95
Hematita,15,17,18,19,20,31,51,52,53,66,68,69,78,80,83
Hematita-ilmenita, 30
Hematización, 16,82,83
Hercínica, 16,27,49,57,65,66,71,82,85,89,95,102
Herodoto, 101
Hersdorfita, 42,106
Hessita, 97
Hg-Sb-W, 73
Hidalgo, 23,24,32
Hidroargilita, 37
Hidroguetita, 15,19
Hidrohematita, 19
Hidrotermal-metasomática, 61
Hidróxidos, 14,19,34,37
Hill, 56,57,62,63,65,71
Hiperbasitas, 27
Hiperbásicas, 41,90
Hipergénicas, 34,102
Hiperstena, 43
Hipogénicas, 33,35,102
Híbridos, 67
Hollandita, 25
Homero, 101
Homestake, 93,99
Hornblenda, 29,97
Hortdram, 89

Houraki, 93
Humusler, 89
Hungría, 39,58
Hübnerita, 74,79
Illvaita, 62
Ilmenita, 16,17,29,30,31,33,43,97
Ilmenita-magnetita, 30
Ilmenito-magnetitas, 33,34, 35
Ilmenito-titanomagnetitas, 16,30
India, 14,16,20,22,23,24,25,26,27,28,29,31,33,36,58,62,
93,95,96,100
Indonesia, 36,43,64,65,67,69,74
Infiltración, 24,60,61
Infiltrados, 7,38
Inglaterra, 29,64,65,67,68,73
Inglés, 29
Intemperismo, 7,8,15,16,19,22,23,23,24,25,29,30,31,34,35,
37,38,40,42,43,44,45,46,47,99
Intervolcánicas, 61
Intracratónicos, 38
Intrageosinclinálicos, 65
Irán, 26,27,28,50,60
Iridio, 9,10
Irkutsk, 18,30
Irlanda, 89
Isótopos, 15,22,26,29,33,37,40,41,45,48,53,55,56,64,70,75,
81,84,88,94,101
Italia, 17,60,83,86,90,90
Jabel-Adja, 89
Jacobina, 100
Jairem, 57
Jalisco, 23,24
Jamaica, 36,39
Jamesonita, 57,68,84,86,87,105
Japón, 17,29,52,57,61,62,65,68,73,90,104
Jolten, 95
Joyería, 101
Juno-Alaska, 99
Jurásico, 23
Kachkanar, 34
Kadjarán, 50
Kalgoorlie, 93
Karelia, 16,65
Kazaxstán, 16,17,18,19,24,40,49,50,51,65,71,89
Keratófiros, 10
Kerch, 16,19,20,35
Kermesita, 84

Kerr, 93
Keweenaw, 52
Kianita, 36,37,39
Kimmeridgiana, 42,43,49,65,66,68,71,75,76,82,85,89,102
Kiwatin, 20
Klondyke, 100
Knopita, 17
Kola, 20,39,46
Kolar, 93,96,97
Konomoi, 104
Korschunovski, 18
Kosaka, 62
Kounrad, 50,51
Kovdor, 17
Krivi, 16
Krivorozhskii, 21
Krivtsov, 50
Kronstedt, 41
Kuroko, 57
Kursk, 16,20
Kuruman, 25
Labrador, 16,20
Laco, 18
Lake, 30,106
Lamprófidos, 67,96
Lanka, 31
Lateritas, 38
Latitas, 68,102
Latón, 48,56
Leona, 31
Leucita, 37
Leucocráticos, 66,71,76,92
Liberia, 20
Licuación, 7,27,41,42,46,48,49
Liolingita, 106
Liulecop, 17
Livingstonita, 84,86,89,91
Lollingita, 46
Loparita, 30
Lopolito, 28,43
Lost, River, 65
Lotaring, 16,19,20,35
Luxemburgo, 20
Luz, 95,98,104
Madagascar, 26,28,31,42
Madre, 100,104
Magmáticos, 6,9,12,16,27,28,30,32,34,41,42,46,48,49,60,61

Mahnesianos, 7,17,67
Magnesio, 4,15,18,36,40,40,42
Magnesio-carbonatos-cinabrio, 89
Magnesita, 40,90
Magnetita, 15,16,17,18,19,20,30,34,43,46,50,51,52,53,66,67,
69,71,72,76,77,78,97,99
Magnetito-anfibolíticos, 21
Magnética, 20,45
Magnocromita, 27
Magnomagnetita, 18
Malaquita, 55
Malasia, 64,65,67,68,69
Mali, 16,19
Malo-Tagulskoe, 30
Mamon, 31
Mangaizeski, 103
Manganesíferas, 25
Manganeso, 3,9,14,19,22,23,24,25,40
Manganita, 23,25
Manganoankerita, 67
Manganocalcita, 23
Manganosiderita, 23,67,103
Mangazeiski, 103
Marcasita, 53,58,59,60,61,80,87,91,92,97,98
Marggraf, 56
Marmatita, 62
Marruecos, 43,45,46,60,76
Martita, 15,17,19
Martín, 50,58
Martín-Sabinas, 57
Matildita, 105
Matu-Groso, 25
Máquinas, 14,29,33,48
Mediterráneo, 49,85,89
Mercurio, 5,36,84,88,89,90,92,102
Mercurio-antimonio, 84,88,89
Mercurio-arsénico, 88
Mercurio-cobre, 89
Mercurio-estaño, 89
Mercurio-oro, 88
Mercurio-oro-plata, 89
Mercurio-polimetálicos, 89
Mercurio-tungsteno-arsénico, 89
Mesopotamia, 56
Metalíferos, 27,28,50,73,77,97,98
Metalúrgica, 14, 22, 26, 29, 36
Metamorfizados, 7,8,16,20,25,32,55,57,62,98

Metamorfogénica-hidrotermal, 61
Metamorfogénicos, 6,8,16,20,23,25,30,32,34,35,62,63,71,95,98
Metamórficas, 6,15,20,21,23,24,25,31,46,62,89,94,96
Metamórficos, 6,8,32,51,61,62,83,98,104
Metasomáticos, 7
Metasomatismo, 6,9,17,18,27,40,51,53,59,61,62,68,71,72,77,78,79
Meteoritas, 14
México, 2,16,17,18,19,23,24,32,40,50,51,57,58,59,61,67,68,
69,85,86,93,95,101,104,105
Miargirita, 103
Micas, 20,27,65,72,77,90
Michigan, 52
Michoacán, 17,19
Microclina, 66,72,73,77
Microclina-albita, 66
Millerita, 42,43,55,61
Milt, 75
Minas, 2,20
Minas-Gerais, 25
Mississippi-Missouri, 60
Molango, 23, 24
Molibdenita, 51,52,71,72,73,75,76,77,78,79,80,98
Molibdeno, 4,14,26,36,50,71,72,73,75,75,76,77,78,78,79
Molibdenoscheelita, 76
Molibdeno-estaño-tungsteno, 77
Molibdeno-scheelita, 76
Molibdeno-tungsteno, 70,77
Monacita, 79,98
Mongolia, 50,71,73,77
Monoclinal, 97
Monono-kitotolo, 65
Montana, 95
Monte, 90,91
Montmorillonita, 91
Montmorilonitización, 104,105
Monzonita, 58,76,78,79,82
Morococha, 105
Morro, 93
Morro-Velho, 99
Mozambique, 31
Muschketovita, 17
Muscovita, 66,67,72,73,77,78,80
Nadorita, 86
Namibia, 33, 35
Nchanga, 55
Nefelina, 37
Nefeliníticas, 35,36,37,39

Neolítica, 93
Neógeno, 44
Nepuita, 42
Nevada, 95
New, 89
Nicaragua, 95
Nigeria, 69
Nikopol, 23
Niobio, 14,30,77
Niquelita, 42,43,46,106
Nizhnii, 31
Ni-Co, 106
Ni-Co-Ag, 43
Ni-Cu, 43
Ni-Pb-Zn, 43
Níquel, 14,24,29,41,42,43,44,45,46,47,83,93,95,106
Níquel-cobalto, 45
Níquel-cobre, 42
Nobles, 5,9,11,93
Nome, 100
Noritas, 28,34,42,43
Norteamérica, 38
Noruega, 16,27,29,30,33,46,52,61,71,76,77
Nódulos, 58
Obrosche, 24
Oceánicos, 24,51,64,85,89
Ofiolítas, 97
Oligocénica, 23,104
Olivino, 17,42,43,44
Oolitas, 16,34
Opalo,19,68,90
Ordovícico, 60, 96, 105
Oregon, 28
Orgánicas, 34,54,98
Orissa, 16, 20
Oro, 5,14,24,53,69,76,85,93,94,95,96,97,98,99,99,100,
102,103,104,105
Orocuprita, 94
Oroestibita, 94
Oropimente, 87,91
Oro-antimonio, 84
Oro-plata, 95,103,104,105
Oro-sulfuros, 97,98
Ortoclasa, 51,66,83
Osmio, 9
Otanmiaki, 32,35
Ovijita, 103

Pachuca, 94,105
Pacífico, 24,64,85,89
Pakistán, 28
Palabor, 49
Paladio, 9,10
Paleocénica, 23,78
Paleozóico, 34,38,47,50,55,60,62,99,103
Paleo-placeres, 99
Panamá, 50
Panascueira, 70,73
Patronita, 34
Pb, 9,10,11,12,33,34,54,54,56,57,58,59,60,61,62,63,
65,81,84,85,88,103,105
Pb-Zn, 9,54,56,57,58,59,60,61
Pd, 43,94
Pechenga, 46
Pegmatitas, 6,7,9,10,12,62,65,66,69,71
Pentlandita, 42,43,45,98
Peridotitas, 9,10,19,28,42,44
Perovskita, 17
Perovskitas-titanomagnetitas, 17
Perú, 50,59,73,82,91,105
Petrovskaya, 94
Petróleo, 33,75
Petzita, 94
Pérmica, 35,103
Picritas, 42
Pipilita, 105
Pirargirita, 59,68,102,103,105
Pirita, 17,19,31,43,45,50,51,52,53,54,55,58,59,60,61,67,
69,72,73,75,76,77,78,79,80,82,83,85,86,87,90,91,
92,96,97,98,99,103,105,106
Pirita-calcopirita, 53,55,59
Pirita-calcopirita-esfalerita, 53
Pirita-esfalerita, 59
Pirita-galena-esfalerita, 59,62
Pirita-hematita, 83
Pirita-pirrotita, 62
Pirita-polimetálicos, 61
Pirita-sericita, 73
Piritización, 51,53,79,85,87
Piroclásticos, 24,53,59
Pirolusita, 19,23,24
Piroxenitas, 28,29,42
Piroxenos, 17,18,20,33,43,50,58,67,72,76
Piroxenos-granates, 72
Pirrotita, 17,31,43,50,53,58,59,61,62,66,67,68,71,72,73,

78,82,83,92,96,97,98,99,105,106
Pirrotita-bismuto, 82
Pirrotita-pirita-esfalerita-galena, 62
Placeres, 7,8,27,28,29,30,31,32,34,35,64,65,66,69,70,71,
74,81,94,95,96,99,100,101
Plagiogranitos, 12,17,82
Plagiogranitos-sienitas, 9,10
Plata, 5,24,41,48,53,58,68,69,76,83,93,94,96,97,98,99,101,
102,103,103,104,105,106
Plata-arsénico, 104,106
Plata-estaño, 104,105
Plata-oro, 104
Plata-oro-scheelita, 74
Plata-polimetálicos, 103
Plata-sulfuros, 104,105
Plate, 95
Platino, 9,17,28,93,94,98
Plomo, 4,9,15,24,36,56,57,57,60,93,94,98,103
Plomo-zinc-cobre, 77
Plomo-zinc-plata, 103
Plutonogénicos, 9,11,42,43,46,49,50,57,58,61,65,67,68,71,
73,74,76,77,82,85,89,95,96,103
Plutón, 30,31
Pokalov, 76
Polibasita, 102,105
Policrónicos, 55,60,61
Polidimita, 42
Poliestádico, 83
Poligenéticos, 55,60,61
Polimetales, 3,9,22,33,34,35,36,48,51,56,77,78,84,88,101,
102,103
Polimetales-tungsteno, 70
Polimórfica, 30
Políticas, 93
Polonia, 49,54,60
Porcupine, 93
Portugal, 70,71,73
Postmagmáticos, 15,41,45,65,71,75,76,81,89,94,101,103
Post-mineralización, 58,82
Potasificación, 25,50,66,78,105
Potasio, 68
Potásica-sódica, 50,78
Potosí, 65,69,105
Povellita, 75,76
Pórfidos, 9,24,43,48,49,50,51,58,67,78,79,82,102,103
Precámbrico, 17,20,25,65,71
Presión, 8,65,75,88,104

Pre-cámbrico, 30,60,79,97,99
Pre-mineralización, 46,59,66,87
Pre-mineralización-skarn, 58
Proluviales, 7
Propilitización, 51,59,68,83,97,104,105
Proterozóico, 19,20,24,27,28,42,46,49,52,53,55,55,57,62,
65,71,76,82,94,98,99,102,106
Prototectónicas, 71
Proustita, 102
Psilomelano, 19,23,24
Psilomelano-bernadita, 24
Psilomelano-tungstita, 74
Pt, 10,43,49,94
Puerto, 14
Quebec, 30
Queratófiros, 24
Radioelectrónica, 41
Rammelsbergita, 46,106
Refinación, 75
Regeneración, 61,62,63
Regionales, 7,85,89
Revdenskita, 42
Rico, 105
Ridder-Sokolnoe, 57
Riodacíticos-riolíticos, 105
Riolítas, 68,86,99,105
Río-Tinto, 53,57,62
River, 65,100
Río, 19, 21, 60
Rocky, 35
Rodita, 94
Rodocrosita, 23,52,79
Rodocrosita-psilomelano-pirolusita, 23
Rodonita, 25, 62
Rog, 16
Roscoelita, 34
Rosita, 95
Rumania, 17,58,76,86
Rusia, 31,32,36
Rutilo, 29,30,31,32,33,69,80,98
Rutilo-ilmenita, 30
Rye, 99
Safflorita, 43,45,46,106
Salsigne, 93
San, 50,57,58
Sang-Dong, 70,72
Sarbai, 18

Saxalin, 28
Scheele, 70,75
Scheelita, 66,67,70,71,72,73,74,76,77,78,82,86,89,97
Scheelita-ferberita-antimonita, 86
Scheelita-molibdenita, 72,77
Scheelita-oro-antimonita, 85
Sedimentogénicos, 6
Selenio, 105
Sericita, 19,51,53,61,66,67,68,73,79,80,83,85,86,87,90,
91,96,98,99
Sericitización, 46,52,59,62,68,73,79,82,83,99,104,105
Serpentina, 17,18,19,42,43,44,46,47
Shamosita, 15
Shternbergita, 103
Siberia, 16,17,18,19,30,38,40,42,49,65,95,99
Siderita, 15,19,20,59,82,85
Siderofilita, 66
Sideroplesita, 15
Sienítica, 9,78
Silicificación, 15,38,43,46,52,54,59,60,61,62,68,72,73,75,
79,82,83,85,86,87,90,91,104,105
Sillimanita, 36,37,62
Silvanita, 94
Silver, 65,71
Singenéticos, 9,19,43,55,60,61
Sinvaldita, 66
Sinvolcánicos, 59,61,68,74,83,90
Skarns, 6,7,9,10,11,12,15,16,17,18,19,46,48,49,50,57,58,65,
67,71,72,76,77,82,94,95,103
Skarn-magnetita, 67
Smirnov, 2,7,8,92
Smithsonita, 57,59
Sn-Ag, 68
Sn-Ag-W, 73
Sn-Cu, 67
Sn-Pb-Zn, 67,68
Sn-W, 67
Sokolov, 17
Sombrerete, 58
Sonora, 51
Soviética, 2,14
Sódica, 50,52
Spilitas, 10
Springs, 17,35
Sri, 31
Stocks, 66,71,73,77,78,79,82,92,95,103,105
Stockwork, (criadero en masa), 50

Suain, 95
Subvolcánicos, 24,42,68,74,83,86,90,102,104
Sudáfrica, 29
Sudbury, 41,43,46
Suecia, 16,42,52,57,61,62,71
Sukulu, 17
Sulfoarsenatos, 42
Sulfoestanatos, 64
Sulfuros-turmalina, 68
Supergénico, 48,51
Surinam, 19,36,38
Taberg, 16
Tailandia, 74,85
Tantalio, 10,14,30,77
Tantalita, 66,69
Tarkwa, 100
Taxco, 105
Tayoltita, 93
Tectónico-magmático, 65,89
Tectónicamente, 16
Tectónicas, 13,18,28,58,71,86,100
Tectónico-formacional, 8
Tectónico-magmática, 71,81,85,94,95
Tegavus, 16,30,31
Teletermales, 91
Telness, 16,30
Telurio, 93,98
Tennantita, 48
Tennantita-tetraedrita, 51,52,53,54,58,59,61,67,68,76,78,
80,86,91
Tennant-Creek, 81
Terrazas, 99
Terrígenas, 16,38,48,52,54,86,89,91,105
Terrígeno-calcáreas, 16
Terrígeno-carbonatadas, 19
Tetradimita, 81
Tetraedrita, 48,62,84,97,99,103,105
Térmica, 41
Ti, 12,27,30,33,35,37
Timmins, 93
Tintic, 59
Tinto, 53,62
Tipográfica, 64
Tirniauz, 72
Titanio, 3,14,17,29,29,30,31,38
Titanio-carbón, 29
Titanio-vanadio, 29

Titanomagnetita, 9,10,16,17,28,30,33,34,35
Titosi, 104
Tiuringita, 15
Tobáceas, 31, 74
Tonopa, 104
Topacio, 66,69,72,73,77,79
Tóxico, 88
Transgresión, 54
Transvaal, 25
Trig, 89
Tugsteno-molibdeno, 78
Tungsteno, 4,26,36,66,70,70,71,71,72,73,77,79,82,84,88,93
Tungsteno-antimonita-cinabrio, 85
Tungsteno-molibdeno, 75,76,77
Turmalina, 27,66,67,68,72,73,77,78,98
Turmalina-casiterita, 68
Turmalina-cuarzo, 68
Turmalinización, 46,62,68,73,83,97
Turquía, 26,27,28,52,61,73,76,85,86,89,90
Tuva, 43
Túnez, 60,89
Uganda, 17
Ultrabásicas,6,9,12,15,17,19,22,26,28,30,34,40,41,42,43,
44,45,46,49,56,62,64,70,75,81,89
Ultrabásicos-básicos, 49
Ultramáficas, 43
Unión, 14
Urales, 16,17,19,23,24,26,27,28,32,34,39,40,42,43,49,50
Uraninita, 80,83
Uraninita-molibdenita, 79
Uranio, 9,10,34,35,41,54,93,98,103,106
Uranio-molibdeno, 75
Uranio-vanadio, 33
Utha, 16
Valentin, 84
Valentinita, 84
Vanadatos, 34
Vanadinita, 34,35
Vanadio, 3,9,10,14,17,30,33,34,34,35
Velho, 93
Venezuela, 24
Verjoyan, 103
Vernodita, 23
Vesubianita, 17,27,76
Victoria, 96
Vidrio-cerámica, 84
Viet-Nam, 69

Vittihenita, 81
Voclen, 26
Volcanogénicos, 9,46,48,49,57,61,89,90,95,102,103
Volcano-tectónicas, 90
Volcano-terrígenas, 62
Volcán, 91
Volcánica-Continental, 11
Volcánicas, 6,9,12,24,37,51,52,55,59,61,62,65,68,74,79,83,
86,89,90,91,97,98,102,104,105,106
Volcánico-tectónicas, 61
Volcáno-sedimentario, 8
Volumen, 99
Voronezh, 31
Vulcanogeno-metasomáticas, 53
Vulcanogeno-sedimentaria, 63
Vulcanogeno-sedimentarias, 53
Vulcanogénica, 10
Vulcanogénicos, 8,11,16,18,49,52,57,59,61,65,68,71,73,76,
79,82,83,85,86,94,96,97,98,99,104
Vulcano-metasomáticos, 53
Vulcano-plutónicos, 78
Vulcano-sedimentarios, 7,9,16,19,20,21,23,24,30,31,52,53,
58,61,63,92,104
Wilson, 35
Witwatersrand, 93,95,98,100
Wolframio, 9,14
Wolframita, 66,68,69,70,71,72,73,74,77,78,79,105
Wollastonita, 62
Wulfenita, 76
W-Mo, 9, 11
W-Sn-Bi, 82
Xakandzha, 104
Xolodinskoe, 57
Yakovlev, 2
Yeso, 11,90,99
Yugoeslavia, 27,28,39,40,50,52,57,59,60,90
Zacatecas, 50,57,58
Zaire, 47,54,55,65,69
Zambia, 35,47,54,55
Zelandia, 28,31,35,93
Zeolitas, 18,52,92,104
Zgid, 59
Zimbabwe, 17,26,28
Zinc, 4,9,10,11,12,15,24,27,33,36,40,48,53,54,56,57,
58,59,60,61,62,63,84,85,88,93,98,103,105
Zircones, 69,77,98
Zoicita, 17

Zon, 98
Zoneamiento, 28,51,53,54,55,59,61,62,63,66,68,68,72,
73,77,78,79,82,86,90,104.

INSTRUCCIONES PARA CONSULTAR LA BASE DE DATOS BIBLIOGRAFICA

ES RECOMENDABLE QUE HAGA UNA COPIA DE SEGURIDAD DEL DISCO.
LOS ARCHIVOS .DBF SE PUEDEN ABRIR CON LOS PROGRAMAS: DBASE III PLUS, MICROSOFT ACCESS Y EXCEL.

CON DBASE III PLUS:
PARA CARGAR EL PROGRAMA EN LA MEMORIA A PARTIR DEL DISCO DURO HAGA
LO SIGUIENTE: C:\CD DBASE (ENTER) (DBASE ES UNSUBDIRECTORIODEL
DRIVE C QUE CONTIENE EL PROGRAMA DBASE III PLUS)

ESCRIBA: DBASE (ENTER)

ESCRIBA: ASSIST (ENTER)

ESCOJA: Set Up
Database file CON LAS FLECHAS (ENTER)

ESCOJA EL DRIVE A: O DONDE TENGA LA BASE DE DATOS (ENTER)

ESCOJA EL ARCHIVO DESEADO CON LAS FLECHAS VERTICALES (ENTER)

OPRIMA LA LETRA "N"

ESCOJA: Update
Append CON LAS FLECHAS HORIZONTALES Y VERTICALES (ENTER)

MUEVA LAS CITAS BIBLIOGRAFICAS CON LAS FLECHAS O CON LA TECLA
PgDown (Av Pág) O PgUp (Re Pág).

PARA SALIR OPRIMA LA TECLA: ESC

ESCOJA: Set Up
QuitdBASEIIIPLUS CONLASFLECHAS (ENTER)

ARCHIVOS QUE CONTIENE ESTE DISCO:

YMBAPE1.DBF (BASE DE DATOS BIBLIOGRAFICA ORDENADA POR APELLIDO DEL PRIMER AUTOR).
YMBAPE2.DBF (BASE DE DATOS BIBLIOGRAFICA ORDENADA POR APELLIDO DEL PRIMER AUTOR).