

## LA GEOLOGIA DEL TUNGSTENO EN ARGENTINA

POR W. C. STOLL

Escuela de Geología, Universidad de Chile

### RESUMEN

En las Sierras Pampeanas los yacimientos de tungsteno están relacionados con intrusivos tonalíticos a graníticos del ciclo tectomagmático Precámbrico. Otros depósitos similares en la Cordillera Frontal de San Juan y Mendoza están probablemente relacionados a granitos hercínicos. El tungsteno se presenta en la forma de diseminaciones en granito, pegmatitas y aplitas con tungsteno, vetas de cuarzo con wolframita o scheelita, o ambas, y yacimientos de reemplazo de scheelita en caliza cristalina y granulita. Las vetas son de origen pneumatolítico e hidrotermal y los depósitos de reemplazo son pneumatolíticos de contacto. Salbandas micáceas, algunas de ellas ricas en especies minerales y elementos raros, son características de las vetas formadas a mayores temperaturas. Las salbandas son zonas de reacción entre los fluidos mineralizantes y las rocas encajadoras.

Los yacimientos de tungsteno tienen un origen común con otros yacimientos que contienen estaño, molibdeno y fluor. Vetas de oro-cuarzo y cuarzo-galena-esfalerita precámbricas en las Sierras Pampeanas son probablemente de la misma descendencia que los yacimientos de tungsteno.

Los yacimientos de reemplazo se encuentran en rocas metamórficas generalmente distantes de intrusivos graníticos. Las vetas se encuentran tanto en rocas metamórficas como en granitos. Pueden ser distinguidas como rellenos de fallas o de diaclasas. Las vetas en diaclasas son a menudo subhorizontales y se presentan como haces.

Los yacimientos de tungsteno y minerales relacionados se formaron por la diferenciación de magmas pegmatíticos residuales que resultaron de la cristalización de batolitos graníticos. Primero se intruyeron pegmatitas, seguidas de la formación de yacimientos de reemplazo y más tarde, vetas.

Las Sierras Pampeanas son una provincia de tungsteno-estaño-bismuto, como resultado en primer lugar, según se cree, del relativamente alto contenido de estos metales en los magmas graníticos relacionados. Esto está indicado por la amplia ocurrencia de estos yacimientos y por la formación repetida de ellos en el Precámbrico, Hercínico y en la faja de estaño-tungsteno en Bolivia, la cual es, al menos en parte, de edad terciaria. Estas repeticiones podrían significar una diferencia original de la composición de la corteza entre estas regiones y otras.

Una vez que la corteza en una región adquiere una serie distintiva de metales raros, estos metales no son necesariamente agotados por una sola época de mineralización. Aun más, muchos metales raros en los yacimientos minerales de una región son conservados dentro de sus límites y eventualmente sometidos a entierro, deformación y reabsorción por magmas, por lo cual los metales pueden en parte regresar a la corteza más profunda.

Si muchos magmas tonalíticos a graníticos de regiones continentales se forman por fusión parcial o total de diferentes capas de una corteza estratificada que varía hacia abajo de granítica a básica, entonces esas capas pueden por lo tanto ser la fuente de los metales raros, y la distribución de ellos puede variar con la profundidad en una forma análoga a las asociaciones entre metales y rocas ígneas conocidas por el estudio de yacimientos minerales. Los magmas originados de este modo a diferentes niveles de la corteza podrían, según esto, contener diferentes asociaciones de metales raros.

Los metales raros contenidos en magmas graníticos producidos por anatexis diferencial de una capa u otra de la corteza dependerían de los metales presentes en las rocas fundidas, del grado de fusión y de la solubilidad de los metales en el líquido granítico. Los más solubles serían los metales granitófilos, como W, Sn, Bi, Be, etc. La diferenciación geoquímica (en parte debida a anatexis diferencial) podría haber dado como resultado la subida y concentración de los elementos granitófilos en el sial, mientras los calcófilos y siderófilos tenderían a hundirse en el substratum (Rankama). Tal proceso sería opuesto por otros, tales como la subida de gases del manto hacia la corteza, la irrupción de magmas básicos de la corteza más baja a la más alta y la destilación de elementos volátiles calcófilos (Sb, As, Hg, Te, Se, etc.) en la corteza superior.

La diferenciación geoquímica puede haber alcanzado diferentes grados de aproximación al equilibrio en diferentes épocas y lugares. Una indicación del grado de aproximación alcanzado en una región dada sería la concentración de elementos granitófilos y otros en el sial de esa región.

Repetidas metalogénesis caracterizadas por elementos granitófilos indicarían que los magmas graníticos a los cuales los yacimientos minerales están relacionados, se originaron por refusión del sial, y si los yacimientos contienen elementos granitófilos con exclusión de otros, entonces el sial habría alcanzado un estado de equilibrio en relación a la diferenciación geoquímica postulada. Esto puede ser en forma aproximada, el caso del sial en las Sierras Pampeanas y en menor grado de la faja boliviana de estaño-tungsteno.

El origen de algunas provincias metalogenéticas puede obedecer principalmente a factores como la composición de la corteza, el grado de diferenciación geoquímica de la corteza de la provincia, y la profundidad de formación de los magmas a los que los depósitos minerales están relacionados. Una metalogénesis que se origina en magmas derivados de una capa dada de la corteza puede ser superimpuesta a otra metalogénesis anterior originada en otra capa diferente.

### ABSTRACT

In the Pampean Ranges, tungsten ore deposits are related to tonalitic to granitic intrusives of the pre-Cambrian tectomagmatic cycle. Other and similar deposits in the Frontal Cordillera of San Juan and Mendoza are probably related to Hercynian granites. The types of tungsten occurrence are disseminations in granite, tungsten-bearing pegmatites and aplites, quartz veins with wolframite or scheelite or both, and replacement deposits of scheelite in crystalline limestone and granulite. The veins are of pneumatolytic and hydrothermal origin and the replacement deposits are contact-pneumatolytic. Micaceous selvages, some rich in mineral species and in rarer elements, are characteristic of the veins formed at higher temperatures. Selvages are zones of reaction between mineralizing fluids and wall rocks.

The tungsten deposits have a common origin with other deposits containing tin, molybdenum and fluorine. Pre-Cambrian gold-quartz and quartz-galena-sphalerite veins in the Pampean Ranges are probably of the same line of descent as tungsten deposits.

The scheelite replacement deposits are in metamorphic rocks, commonly distant from granitic intrusives. Veins are found alike in metamorphic and granitic rocks. They may be distinguished either as fault-or joint-fillings. The joint-veins often are flat-lying and occur in swarms.

The tungsten and related ore deposits were formed by the differentiation of residual pegmatitic magma resulting from the crystallization of granitic batholiths. Pegmatites were intruded first, followed by the formation of replacement deposits and, later, veins.

The Pampean Ranges are a tungsten-tin-bismuth province, primarily as a result, it is thought, of the high content of these metals in the related granitic magmas. This is indicated by the widespread occurrence of these ores and by the repeated formation of them in pre-Cambrian, Hercynian and, in the Bolivian tin-tungsten belt, in Tertiary times at least in part. These repetitions might signify an original difference of crustal composition as between these and other regions.

One the crust of a region acquires a distinctive suite of rare metals, these metals are not necessarily exhausted by a single epoch of mineralization. Furthermore, many rare metals in the ore deposits of a region are conserved within its limits and are eventually subject to burial, deformation and resorption in magmas, by which the metals may return in part to the deeper crust.

If many tonalitic to granitic magmas of continental regions form by partial or total fusion of different layers of a stratified crust varying downward from granitic to basic, then these layers may likewise be the source of rare metals, and the distribution of them may vary with depth in a way analogous to the metal and igneous rock association known from the study of ore deposits. Magmas originating thus at different crustal levels might accordingly contain different rare metal assemblages.

The rare metals contained in granitic magma produced through differential anatexis would depend on the metals present in the rocks being melted, on the degree of melting and on the solubility of the metals in the granitic liquid. The most soluble would be the granitophile metals, including W, Sn, Bi, Be, etc. Geochemical differentiation (in part through differential anatexis) may have resulted in the rise and concentration of the

granitophile elements in the sial, while the chalcophile and siderophile elements tended to sink into the substratum (Rankama). Such a process would be opposed by other processes such as the rise of gases and magmas from the mantle into the crust, the irruption of basic magmas from the lower into the upper crust and the distillation of volatile chalcophile elements (Sb, As, Hg, Te, Se, etc.) into the upper crust.

Geochemical differentiation may have reached different degrees of approximation to equilibrium at different times and places. One indication of this degree of approximation reached in a given region would be the concentration of granitophile and other elements in the sial of that region.

Repeated metallogenesis characterized by granitophile elements would indicate that the granitic magmas to which the ore deposits are related originated by refusion of the sial, and if the ore deposits contain granitophile elements to the exclusion of others, then the sial may be judged to have reached an equilibrium state in regard to geochemical differentiation of the kind postulated. This, approximately, may be the case in the sial of the Pampean Ranges and to a lesser extent in the Bolivian tin-tungsten belt.

Some metallogenic provinces may be caused principally by original crustal composition, degree of geochemical differentiation in the crust of the province, and depth of origin of the magmas to which ores are related. A metallogeny originating in magmas derived from a given crustal layer may be superimposed on an earlier metallogeny arising in a different layer.

## 1. DISTRIBUCION Y EDAD GEOLOGICA DE LOS YACIMIENTOS

Los yacimientos de tungsteno se encuentran principalmente en las Sierras Pampeanas. Se conocen algunos pocos en otras regiones, en las provincias de Jujuy, San Juan, Mendoza y Río Negro. Debe haber, en total, casi mil yacimientos conocidos en el país.

En las Sierras Pampeanas los yacimientos de tungsteno están relacionados a las intrusiones graníticas del ciclo tectomagmático precámbrico. La mineralización estuvo estrechamente vinculada con magmas pegmatíticos y aplíticos.

La edad geológica de los yacimientos fuera de las Sierras Pampeanas no es conocida en todos los casos. Las vetas de cuarzo y wolframita de la mina Josefina, en la Cordillera Frontal de Mendoza, están probablemente relacionadas con los granitos hercínicos. Lo mismo sucede con los yacimientos de Arre Quintín y Agua Negra (San Juan), estudiados por Angelelli (1943), y el yacimiento hipotermal de oro-plata-bismutina San Francisco de los Andes, que también contiene algo de wolframita.

Casi se puede establecer, pues, que la mineralización del tungsteno acompañada con estaño y bismuto ocurrió

dos veces. Si uno toma en consideración la faja estannífera de Bolivia, al menos en parte de edad terciaria, que contiene muchos yacimientos importantes de tungsteno (p. ej., Pacuni, Bolsa Negra, Kami), se da cuenta que el mismo tipo de metalización se ha repetido varias veces.

## 2. TIPOS DE YACIMIENTOS Y SU MINERALOGIA

Los yacimientos argentinos se pueden clasificar según el siguiente esquema: 1) diseminaciones en granito; 2) yacimientos pegmatíticos y aplíticos; 3) vetas de cuarzo-wolframita; 4) vetas de cuarzo-wolframita-scheelita; 5) vetas de cuarzo-scheelita; 6) yacimientos de reemplazo de scheelita en granulita, y 7) yacimientos de reemplazo de scheelita en caliza.

Las diseminaciones en granito y las pegmatitas y aplitas con tungsteno son escasas y sin importancia económica. Sirven sólo para indicar la génesis del mineral. Las vetas de cuarzo con tungsteno son pneumatolíticas hasta hipotermas, o, quizás, mesotermas. Vetas epitermas con tungsteno se conocen en otras partes (p. ej., Boulder County, Colorado), pero todavía no en la Ar-

gentina. Los yacimientos de reemplazo son mayormente de alta temperatura, correspondientes a la clase "neumatolítico de contacto".

Los filones de cuarzo con wolframita son los más abundantes y productivos. Están compuestos en gran parte de cuarzo grueso, que contiene wolframita bien cristalizada en bolsones y clavos aislados. El hábito bolsoneo de las vetas es su característica más destacada. Los bolsones son de dos tipos genéricos: geodes, en los cuales los cristales de wolframita han crecido hacia dentro en espacio libre, y los núcleos de crecimiento ("soles", "ruedas"), en los cuales la wolframita ha crecido radialmente hacia afuera, a expensas del cuarzo. Mucha wolframita se halla también en las salbandas micáceas que forman los bordes de algunas vetas.

Pequeñas cantidades de scheelita acompañan a la wolframita en muchas vetas de cuarzo-wolframita. Otras clases de vetas contienen scheelita en cantidades aproximadamente iguales a las de wolframita. Esta variación en la relación cuantitativa de scheelita y wolframita se debe a las variables concentraciones de calcio en los flúidos metalíferos. El calcio probablemente provino de las calizas atravesadas por los flúidos durante su ascensión. Las vetas de cuarzo-scheelita se forman en rocas metamórficas, rara vez en granitos.

La scheelita se encuentra tanto en el cuerpo cuarzoso de las vetas como en las salbandas. Menos común es encontrarla en las cajas alteradas.

Aparte del cuarzo, los minerales de ganga más comunes en todas las vetas son muscovita y turmalina negra. Los minerales accesorios principales son: fluorita, apatita, bismutina y calcopirita. De vez en cuando se encuentra feldespato, berilo, molibdenita y bismuto nativo; pirita y blenda son más escasos. Covelina, bornita, galena y topacio son raros. Los sulfuros son siempre escasos. La casiterita se encuentra en

algunos filones wolfrámicos de La Rioja y Catamarca.

Las salbandas son típicas de muchas vetas, en especial las que yacen en rocas metamórficas. Se componen principalmente de muscovita, cuarzo y turmalina. Pueden contener, además, wolframita, scheelita, berilo, apatita, fluorita, rutilo y magnetita. Las salbandas son ricas en las especies minerales y también en las concentraciones de los elementos raros. Se produjeron por reacción química entre las rocas de caja y los flúidos silíceos con su contenido de W, Be, Cu, F, P, etc. Son indicios de alta temperatura de formación.

En los yacimientos de reemplazo en mármol, la scheelita se encuentra en tactita, cuyos componentes principales son: tremolita-actinolita, epidoto, granate, cuarzo, biotita y calcita. Mucha tactita no contiene scheelita. El epidoto es más común que el granate y muchos yacimientos no contienen granate. Apatita, titanita, diópsido, clorita y talco son menos comunes, y microelina, turmalina y wollastonita son bien escasos. Pequeñas cantidades de cordierita se presentan en tactita en la mina El Peje, en cerro El Morro (San Luis).

La cristalización de scheelita en los yacimientos de reemplazo en calizas siguió durante varias etapas de formación de tactita. Una parte de la scheelita reemplazó directamente al mármol, junto con epidoto, titanita, apatita, etc. Estos minerales fueron a su vez reemplazados con tremolita y biotita. Más scheelita fue depositada con cuarzo como una de las últimas etapas de la formación de los yacimientos. Kerr (1946, p. 19-20) ha observado que scheelita en depósitos de este tipo en Norteamérica se fue acumulando durante largo tiempo por el pasaje de flúidos de baja concentración en tungsteno a través de un medio precipitante. Los yacimientos argentinos deben estar en el mismo caso.

En cerro Los Cocos (San Luis), la scheelita se presenta en capas plegadas

de granulita, que están entremetidas en esquistos micáceos. La granulita consta esencialmente de cuarzo y andesina-oligoclasa, con cantidades menores de biotita y granate. Los minerales accesorios son scheelita, muscovita, microclina, tremolita-actinolita, turmalina, zircón, pirita, apatita, titanita, clorita y escapolita. Estos depósitos se originaron por la cristalización metamórfica de sedimentos silíceos y su metasomatismo por flúidos provenientes de un magma granítico en sus últimas etapas de cristalización.

### 3. YACIMIENTOS DE TRANSICION

Los yacimientos de tungsteno están emparentados con otros tipos de depósitos, lo cual se deduce por la observación de los yacimientos transicionales. El estaño se presenta en algunos pocos yacimientos de tungsteno, mientras molibdeno, bismuto y flúor se presentan en muchos. Los yacimientos mixtos de tungsteno y estaño son transiciones entre los ya conocidos tipos de veta con wolframita y las con casiterita.

La molibdenita se presenta en muchas vetas tungstíferas, pero las vetas de cuarzo-molibdenita parece que no se conocen en la Argentina. En cambio unas cuantas pegmatitas y aplitas con molibdenita han sido descriptas.

Algunas vetas de wolframio, notablemente las de Los Cóndores y La Bismutina, contienen minerales de bismuto (bismutina, bismutita y bismuto nativo) en cantidades suficientes como para recuperarlos económicamente. El yacimiento de oro-plata-bismutina de San Francisco de Los Andes (San Juan) contiene también wolframita en reducidas cantidades.

La fluorita es un componente muy común en los yacimientos de tungsteno. Wolframita se halla en venillas de fluorita cerca de Los Arboles (Catamarca). Vetas de wolframita, cerca de Valcheta

(Río Negro), se encuentran vecinas a yacimientos de fluorita.

Estas observaciones demuestran el parentesco que hay entre los yacimientos tungstíferos y los de estaño, bismuto, molibdeno y fluor. Todos éstos, a su vez, están en relación con pegmatitas y aplitas, productos indudables de la diferenciación magmática de cuerpos intrusivos graníticos.

En las Sierras Pampeanas, los depósitos de W, Sn, Bi, Mo, F, etc., tienen, además, relación probable con otros yacimientos precámbricos de caracteres muy distintos, así como las vetas de cuarzo aurífero y las de cuarzo con galena, blenda y calcopirita. Según Rigal (1934), las vetas de oro-cuarzo de San Ignacio contienen cantidades pequeñas de wolframita, y según Bodenbender, algunas vetas de cuarzo con galena y blenda en la provincia de Córdoba tienen concentraciones de wolframita y turmalina que las liga a los yacimientos de cuarzo y wolframita.

A base de éstas y otras observaciones es muy probable que los yacimientos con tungsteno, estaño y los otros elementos "pegmatíticos" o "granitófilos" posean origen común con los de oro-cuarzo y con algunos de los de plomo-zinc-cobre. Todos formarían una gran serie zonal que va desde la etapa pegmatítica por la neumatólitica e hipotermal hasta la mesotermal. Todos fueron formados durante una prolongada época de mineralización relacionada con el ciclo de magmatismo granítico precámbrico que González Bonorino ha esclarecido (1950).

### 4. ESTRUCTURA DE LOS YACIMIENTOS

Los yacimientos de reemplazo yacen en rocas metamórficas, mientras los filones tungstíferos yacen tanto en rocas metamórficas como en granitos. Los filones a menudo se pueden distinguir como rellenos de fallas o como rellenos de diaclasas. El mayor número de ellos

siguen diaclasas, en las cuales el movimiento ha sido solamente una dilatación o separación de las cajas. Estas son mayormente muy estrechas (rara vez más de 30 cm), pero son largas y constantes en su espesor y su dirección. Muchas vetas del tipo diaclasa se inclinan desde pocos grados hasta estar casi horizontales, y se asocian en haces o "swarms".

La estructura interna de las vetas indica que fueron formadas por un proceso de simple relleno durante una sola breve pulsación de flúidos silíceos metalíferos. No se ven evidencias de re-fracturamientos complejos ni de mineralizaciones cambiantes.

Los yacimientos de reemplazo rara vez se alojan en contactos ígneos intrusivos. Sin embargo, su mineralogía es parecida a la de muchos yacimientos de metamorfismo de contacto. La tactita con scheelita yace a lo largo de los bordes de capas de caliza cristalina que están interestratificadas con otras rocas metamórficas. Los cuerpos de tactita son delgados, aunque las calizas sean bancos gruesos.

## 5. GENESIS

Hay una asociación regional entre los yacimientos y cuerpos graníticos. Una conexión entre el tungsteno y los magmas graníticos se comprueba también por la observación de vetas de wolframita alojadas en plutones graníticos y rellenando fracturas que han sido producidas por movimientos del plutón mismo durante su emplazamiento (p. ej., El Chacho, Aguas de Ramón).

La mineralogía y las relaciones geológicas en el campo indican una estrecha relación entre los yacimientos minerales y pegmatitas o aplitas. Estas últimas casi siempre afloran cerca de los yacimientos y algunas veces contienen minerales de tungsteno. Algunos minerales "pegmatíticos" —casiterita, berilo, turmalina, flourita, apatita y

también muscovita y feldespatos— son componentes comunes de las vetas de cuarzo con tungsteno.

La estructura de las vetas, en cambio, es distinta de la de las pegmatitas. Además son más jóvenes que éstas. Aplita y pegmatita, por un lado, y yacimientos de tungsteno por otro, deben representar fracciones distintas de un magma residual pegmatítico que se acumuló mientras se fue terminando la cristalización principal del magma granítico de los batolitos. Estas dos fracciones fueron inyectadas una tras otra, bajo condiciones diferentes de temperatura, presión y estructura geológica.

El carácter geoquímico de los elementos pegmatíticos no permite que ellos encuentren alojamiento en los minerales ígneos comunes que se forman durante el período principal de la cristalización, con lo cual se explica su concentración en el magma residual (Goldschmidt).

La separación del tungsteno, estaño, bismuto, molibdeno, etc., del magma residual es otro problema aparte. Se sabe que esta separación tuvo lugar porque los minerales de tungsteno, etc., son abundantes en ciertas vetas de cuarzo, mientras son muy escasos en las pegmatitas y aplitas. La propiedad geoquímica que gobernó la repartición del tungsteno entre las dos fases puede buscarse en la volatilidad de los compuestos que existieron durante el proceso. Daubree (1841) explicó la asociación de Si, Sn, F, B, P, Li y W en yacimientos estanníferos por la alta volatilidad de los fluoruros de estos metales. Se nota, en esta conexión, la ancha distribución de la fluorita en los yacimientos argentinos.

Es posible también que los flúidos suficientemente ricos en tungsteno como para formar yacimientos se hubiesen podido acumular en las cámaras magmáticas solamente después que la gran masa de magma pegmatítico ya acumulada hubiese sido expulsada. Sin esta

expulsión e inyección de magma pegmatítico en las rocas suprayacentes, la acumulación de los flúidos metalíferos y la posterior formación de los yacimientos podría haber sido imposible. Así quizás se pueda explicar porqué los yacimientos se encuentran asociados con pegmatitas, pero casi siempre atravesándolas. Es probable que algunas pegmatitas tengan relación con yacimientos tungstíferos, mientras otras no.

En primer término las pegmatitas fueron inyectadas a lo largo de planos de estratificación y esquistosidad bajo fuerte presión magmática. Siguieron más tarde los flúidos tungstíferos que, en un principio, penetraron las rocas impulsados también por grandes presiones. Los yacimientos de reemplazo se formaron durante esta etapa. A continuación más flúidos metalíferos subieron, conducidos por fracturas post-pegmatíticas, las que debieron haber reducido considerablemente las presiones, originándose así las vetas tungstíferas.

En los yacimientos de reemplazo faltan fracturas u otros conductos de acceso de los flúidos metalíferos. Tampoco se encuentran los yacimientos a lo largo de contactos ígneos intrusivos. Parece necesario asumir o que los flúidos se movieron difusamente a través de las rocas desde una fuente batolítica más o menos lejana, o, en cambio, que los flúidos se originaron más cerca, en las pequeñas intrusiones pegmatíticas o aplíticas. La primera explicación es la más probable en la mayoría de los casos. Según esto, flúidos acuosos de temperaturas sobre críticas, con contenidos de W, P, Ti, Si, B, etc., e impulsados por una presión magmática muy grande, atravesaron las rocas sobreyacentes a la cámara magmática y precipitaron scheelita, apatita, titanita y otros minerales de calcio sólo cuando penetraron a las rocas cálcicas, tales como calizas y granulitas. Así se formaron muchos de los yacimientos de scheelita de reemplazo.

Es posible también que algunos yacimientos de esta clase fueran formados por flúidos que emigraron fuera de intrusiones locales de magma pegmatítico. Las pegmatitas observadas por el autor en varias minas de scheelita poseen estructura no zonal y textura cataclástica, debido a que se cristalizaron durante movimientos tectónicos. Fuertes movimientos habrían impedido la formación de zonas, o las habrían destruido, a la vez expulsando los componentes fugaces antes de su posibilidad de cristalización. Por lo tanto, la composición de pegmatitas —en especial su contenido en elementos raros como tungsteno— obedece en parte a la relación temporal entre la intrusión y cristalización y la orogénesis.

La asociación de los elementos Sn, Mo, Bi, Be y F en los yacimientos tungstíferos, y su presencia también —en otras proporciones— en otros tipos de yacimientos (p. ej., vetas de casiterita, de fluorita, pegmatitas con Mo) da base para suponer que todos los depósitos de estos tipos que se encuentran en una misma región son comagmáticos. En las Sierras Pampeanas hubo una mineralización precámbrica de W, Sn, Mo, Bi, Be, F, B y Li que se fue cambiando paulatinamente desde la etapa pegmatítica a través de la neumatolítica hasta la hidrotermal. Fue predominantemente una mineralización de elementos pegmatíticos, dando lugar a la formación de yacimientos de menas de óxidos y silicatos y algo de sulfuros.

Esta fase de la mineralización está ligada a otras fases, así como las que dieron origen a los yacimientos de oro-cuarzo y de cuarzo-galena-blenda, los que son hidrotermales, pero de menor temperatura de formación que aquéllos.

Algunas vetas tungstíferas se asemejan a pegmatitas porque se formaron poco después de la etapa de formación de las pegmatitas, mientras los yacimientos de oro y de plomo-zinc fueron formados mucho después, y a veces en

lugares lejanos de zonas de pegmatización.

Las Sierras Pampeanas, en aquellas partes que han sido muy intruídas por granitos, son ante todo una provincia metalogenética caracterizada por el tungsteno, estaño, berilo, etc., y los yacimientos de sulfuros son de una menor difusión y abundancia. Surge, pues, la pregunta si esto es el resultado de alguna particularidad de composición o de génesis de los magmas graníticos relacionados, o, en cambio, si sólo es el resultado de la profunda erosión que ha sufrido la faja tectomagmática precámbrica —erosión que haya expuesto a luz de sol la zona tungstífera-estannífera, y que haya arrasado otros yacimientos totalmente distintos que se encontraron en los miles de metros de formaciones superiores ya removidos. A continuación se presentan argumentos indicando que la abundancia de los yacimientos tungstíferos está más bien relacionada con el carácter del magma madre granítico.

En primer término los yacimientos tungstíferos están ampliamente distribuidos y no se limitan a unos pocos centros. Es posible, además, que los minerales de tungsteno fueran formados durante varias etapas distintas del ciclo magmático precámbrico. Algunos yacimientos se formaron en conexión con plutones sinkinemáticos. Otros pueden haber sido formados en relación con intrusiones graníticas apotectónicas, y, por lo tanto, en un nivel más superior de la corteza, o quizás más tarde durante el mismo ciclo.

El tungsteno, bismuto y estaño no se limitaron a la mineralización precámbrica, sino que participaron en una metalogenia probablemente hercínica, así como en los yacimientos de La Josefina (Mendoza), San Francisco de Los Andes, Arrequintín y Agua Negra (San Juan). Yacimientos ricos en wolframita fueron formados nuevamente durante la mineralización mesozóica (?) y

terciaria de la faja estannífera boliviana. Es cierto, pues, que los magmas graníticos de la Argentina y de Bolivia han sido ricos en tungsteno durante un lapso de tiempo geológico, y que este metal, muchas veces junto con estaño y bismuto, ha aparecido repetidamente en yacimientos originados en distintas épocas y bajo condiciones de temperatura y profundidad muy diferentes entre sí.

Turneure (1955) cita casos semejantes: del uranio de Great Bear Lake y del cobre de Arizona. Estas repeticiones de la misma metalización pueden indicar heterogeneidad de la corteza terrestre, significando diferencias de composición de las capas de la corteza entre una región y otra.

#### 6. CONSIDERACIONES SOBRE LA DIFERENCIACION GEOQUIMICA DE LA CORTEZA Y SU POSIBLE RELACION CON EL ORIGEN DE ALGUNOS YACIMIENTOS METALIFEROS

Una vez que la corteza terrestre de una región determinada adquiere un séquito distintivo de metales raros, se puede entender, quizás, cómo estos metales se repiten en las mineralizaciones sucesivas. El contenido metálico de la corteza profunda no se agota necesariamente en una sola época de mineralización. También muchos elementos metalíferos de una región se conservan dentro de sus límites en toda clase de depósitos primarios y secundarios. Estos, con el tiempo, están sujetos al entierro, deformación y resorbección en magmas. A través de estos procesos los metales pueden retornar a las capas terrestres más profundas.

Turner y Verhoogen (1951, p. 344, 350, 358 y 364) llegaron a la conclusión que hay una importante clase de magmas, que varía desde tonalítico hasta granítico, y que se forma en las regiones continentales por la fusión diferencial de distintas rocas, inclusive tipos básicos en las capas más profun-

das de la corteza, y por una fusión más total de rocas ácidas en la capa siálica de más arriba. Estas capas evidentemente pueden ser también las fuentes de los metales raros que los magmas contienen. Si la corteza está estratificada en cuanto a su composición, esta misma estratificación implica una diferenciación no sólo en los tipos petrográficos de roca sino también en sus contenidos de elementos raros. Si la corteza está compuesta de rocas graníticas en la parte superior, con pasajes paulatinos hasta el sialma en profundidad (Barth, 1952, p. 12), luego la distribución de metales raros puede variar con la profundidad. La distribución de metales en una corteza de tal estructura puede ser análoga a las asociaciones entre ciertos tipos de yacimientos metalíferos y ciertos tipos de rocas ígneas, las cuales se conocen de los estudios de los yacimientos minerales del mundo.

Si esto es verdad, los yacimientos que guardan una relación genética con magmas graníticos deben mostrar alguna relación con la profundidad de origen del magma correspondiente. Por ejemplo, sería razonable suponer que magmas graníticos producidos por la fusión parcial de basalto en la base de la corteza deberían contener distintos metales que otro magma semejante que se produjo a través de la fusión parcial o total de capas intermedias de la corteza o del sial mismo. Granitos derivados así de basaltos no deben contener, por ejemplo, mayores cantidades de tungsteno o berilo, pero nada sorprendería si contuviesen cobre. Magmas graníticos portadores de tungsteno probablemente tienen su origen en la parte siálica y poco profunda de la corteza.

Diversos otros factores también tienen que influir en la naturaleza de los yacimientos ligados a magmas graníticos. Estos incluyen la contaminación del magma por rocas u otros magmas encontrados durante su ascensión; también diferencias originarias de compo-

sición de la corteza entre distintas provincias y variaciones en los procesos de diferenciación magmática.

El contenido metálico de un magma en su foco de origen dependería no sólo de los metales presentes en las rocas, sino también del grado de fusión de las rocas y de la habilidad de los metales como para entrar y permanecer disueltos en el líquido granítico. Los metales más solubles en estas condiciones serían los metales granitófilos o sea pegmatíticos.

Tal proceso de anatexis diferencial llevaría a una diferenciación geoquímica de la corteza, así como la visualizada por Rankama (1946), a través de la cual los elementos siderófilos y calcófilos se hundirían y volverían al substrato, y los elementos granitófilos se destilarían hacia arriba en la parte granítica de la corteza.

Semejante proceso puede explicar en parte las supuestas variaciones verticales en la composición de la corteza terrestre y la correspondiente distribución de los metales raros.

Presumiblemente tal proceso de diferenciación geoquímica tiende hacia un equilibrio en el cual cada elemento se alojaría en sus sitios más apropiados desde el punto de vista físico-químico. Es además concebible que la diferenciación hubiese llegado a distintos grados de aproximación al equilibrio en distintos lugares y épocas. Esto dependería del estado inicial de la corteza y de la actividad o no de tendencias en contra. Las contratendencias deberían ser tales como los aportes de gases y magmas provenientes del manto debajo de la corteza (Poldervaart, 1955, p. 132, 144); también la irrupción de magmas básicos, con sus distintos séquitos de metales, desde la corteza inferior hacia arriba en el sial; además la destilación de elementos volátiles calcófilos (Sb, As, Hg, Tc, Se) desde abajo hasta arriba en el sial.

Una determinada capa de la corteza, inclusive la capa granítica, puede variar algo en su contenido de metales raros desde una región a otra, según cuánto tiempo la diferenciación hubiese actuado sin interrupción. Esto dependería de la historia geológica de la región. Por lo tanto, el contenido de metales del sial en una región determinada, si fuese posible conocerlo, podría indicar el grado de aproximación al equilibrio de la diferenciación geoquímica. Mucha aproximación al equilibrio podría ser indicado por la presencia exclusivamente de los metales raros que son específicamente granitófilos, así como W, Be, Li, Mo, Ta, Cb, etc., mientras la existencia en el sial de mucho contenido de cobre y ciertos otros metales indicaría que falta mucho todavía para llegar al equilibrio.

Los magmas graníticos de una región que se caracteriza por repetidas mineralizaciones de tungsteno, estaño, etc., probablemente se han originado por fusión del sial. Si estas mineralizaciones contienen exclusivamente los metales granitófilos, sería probable que el sial haya llegado al equilibrio en el proceso de diferenciación. Este puede ser el caso en las Sierras Pampeanas, y en menor grado en la faja estannífera boliviana.

Según estas hipótesis, las provincias metalogenéticas obedecen principalmente a las siguientes causas: composición originaria de la corteza de la región, grado de diferenciación geoquímica logrado en la corteza y profundidad de origen de los magmas portadores de los metales.

Es evidente que una metalogenia proveniente de una capa determinada puede sobreponerse a otra más antigua proveniente de otra capa. Así habrá pasado también en las Sierras Pampeanas, donde la metalogenia precámbrica de tungsteno-estaño-berilo-oro, etc., que tuvo su origen en el sial, tiene otra metalogenia terciaria sobrepuesta.

La metalogenia terciaria está representada por yacimientos de oro-plata-cobre-zinc-plomo, etc., así como Capillitas, Cerro Atajo, Agua de Dionisio, Cerro Blanco, La Carolina, Mogote Río Blanco, Sierra de Famatina, etc. Estos yacimientos se relacionan con el volcanismo del terciario superior, que debería haber provenido de las grandes profundidades de la corteza y sin relación directa con batolitos graníticos.

Uno se pregunta sobre la fuente del agua, que tiene que entrar en abundancia en la formación de yacimientos neumatolíticos e hidrotermales. Debería provenir en parte de las capas profundas, de donde provendrían los metales raros. Poldervaart (1955, p. 132, 144) indica que las rocas cristalinas de la corteza tienen un contenido de 2 1/2 hasta 4 1/2 por ciento de agua. Con esto bastaría.

El estado físico-químico de los metales en las distintas capas sería gobernado por las propiedades de cada metal, por su abundancia, por la temperatura y presión y por la composición petrográfica de la roca. Los metales pueden existir difundidos en las rocas o segregados. El tungsteno en el sial, si es abundante, puede existir en concentraciones parecidas a sus yacimientos comunes. Estos pueden incorporarse y dispersarse en magmas palingenéticos por la asimilación. Después de intruídos los magmas en la corteza más superior, y durante su cristalización, el tungsteno volvería a depositarse, formando así yacimientos nuevos. Kittl (1930, p. 65-88, 97-118) ha atribuido los yacimientos estanníferos de Bolivia a la asimilación de yacimientos paleozoicos por magmas terciarios. En esta conexión es interesante contemplar el hecho que los yacimientos estanníferos precámbricos de Catamarca no distan tanto de la faja estannífera boliviana. Representan un terreno metalífero antiguo que puede pasar por debajo de la faja estannífera, y que puede haber

sido la fuente de algunos de los metales de los yacimientos de aquel país. Yacimientos de semejante génesis corresponderían a los "yacimientos regenerados" de Schneiderhöhn (1962).

Según todo esto, los metales raros que se encuentran en algunos yacimientos de génesis magmática tienen su origen en las capas de la parte cristalina de la corteza. Esto no quiere decir que los metales de ciertos otros tipos de yacimiento epigenético no puedan tener su fuente en las rocas sedimentarias de los geosinclinales.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V. (1943), *El distrito wolfrámico de Arrequeintín, provincia de San Juan.* — Dir. Min. y Geol., Bs. Aires.
- Barth, T. F. W. (1952), *Theoretical Petrology*, Wiley, 387 p., p. 12.
- Daubree, A. (ca. 1841), citado por Shand, S. J. (1951), *Eruptive Rocks*, pp. 161-163.
- González Bonorino, F. (1950), *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo V, nº 3, Buenos Aires.
- Kerr, Paul F. (1946), *Tungsten mineralization in the United States.* — Geol. Soc. Amer. Mem. 15, pp. 19-20.
- Kittl, E. (1930), *Los yacimientos estanníferos de Bolivia.* — Rev. Minera de Bolivia (Oruro), vol. 3, pp. 65-88, 97-118 (citado por Turneaure, F. S. (1955), p. 89).
- Poldervaart, A. (1955), *Chemistry of the earth's crust.* — Geol. Soc. Amer., Special Pap. 62, pp. 119-144.
- Rankama, K. (1946), *On the geochemical differentiation of the earth's crust.* — Comm. Geol. Finlande Bull. 137 (citado por Rankama, K. y Sahama, Th. G. (1950), *Geochemistry*, p. 396).
- Rigal, R. (1934), *La mina de oro de San Ignacio.* — Dir. Minas y Geol., Publ. 104, Bs. Aires.
- Schneiderhöhn, H. (1962), *Erzlagertstätten, Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung.* — G. Fischer Verlag, Stuttgart 371 pp., p. 36-77.
- Turneaure, F. S. (1955), *Metallogenetic provinces and epochs.* — Econ. Geol. Fiftieth Aniv. Vol., Part I, pp. 81-82.
- Turner, F. J. y Verhoogen, J. (1951), *Igneous and metamorphic petrology.* — McGraw-Hill, N. York, pp. 344, 350, 358, 364.

Manuscrito recibido en mayo de 1963.