UNIVERSIDAD POLITECNICA DE MADRID

TESIS

**MINERALIZACIONES DE Sn-W-Nb-Ta
ASOCIADAS A LAS CUPULAS
GRANITICAS DE EXTREMADURA**

por

MARIA TERESA GONZALEZ AGUADO

**ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS
DE MINAS**

Madrid, Septiembre 1985

Leida el 10-10-85

UNIVERSIDAD POLITECNICA DE MADRID

TESIS

MINERALIZACIONES DE SN-W-NB-TA
ASOCIADAS A LAS CUPULAS
GRANITICAS DE EXTREMADURA

por

MARIA TERESA GONZALEZ AGUADO

ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS
DE MINAS

Madrid, Septiembre 1985

A mis padres y a Pedro

RESUMEN

En esta Tesis, se aborda el estudio petrológico y geoquímico de cuatro cúpulas graníticas de la provincia de Cáceres (El Trasquilón, El Palancar, Acebo y Torrecilla de los Angeles) consideradas como formadas por granitos especializados estanníferos potencialmente mineralizados en Sn-W-Nb-Ta-Li, pertenecientes al Macizo Hespérico Español.

Las cúpulas, constituídas fundamentalmente por granitos moscovíticos, están afectados por procesos postmagmáticos de albitización, microclinización y greisenización, directamente relacionados con las mineralizaciones. El estudio geoquímico, basado en análisis de elementos mayores y los elementos traza siguientes: Rb, Ba, Sr, Li, Cu, Pb, Zn, Sn, W, Nb, Ta; determina que se trata de granitos metalogénicamente "especializados", originados durante las etapas finales de la cristalización magmática y emplazados en niveles superiores de la corteza.

En las cúpulas del Trasquilón y de Torrecilla de los Angeles que tradicionalmente han sido explotadas durante algunos años,

se han estudiado más en profundidad las características metalogénicas de sus yacimientos.

Finalmente, se establecen correlaciones de estos granitos con otros dentro del Macizo Ibérico, Dominio Hercínico Europeo y con algunos granitos estanníferos del mundo.

- - -

ABSTRACT

This thesis consist of a petrological and geochemical study of the four granitic cupolas in the province of Cáceres (El Trasquilón, El Palancar, Acebo y Torrecilla de los Angeles) considered to be formed by espezialized tin-bearing granites potentially mineralized in Sn-W-Nb-Ta-Li, found in the Spanish Hesperic Massif.

The cupolas, fundamentally composed of muscovite granites, are affected by post-magmatic processes of albitization, microclinization, and greisenization, directly related to the mineralizations. The geochemical study, based on the analysis of major elements and the following traces elements: Rb, Ba, Sr, Li, Cu, Pb, Zn, Sn, W, Nb, Ta; determines that the cupolas are composed of metallogenically espezialised granites, originated during the final stages of the magmatic crystallization, and intruded in superior levels of the crust.

The cupolas of Trasquilón and of Torrecilla de los Angeles, that have traditionally been exploited during several years,

have been studied in greater depth as concerns the metallogenic characteristics of their deposits.

Finally, correlations are established between these granites and others within the Iberian Massif, the European Hercynien Belt, and various tin-bearing granites of the world.

- - -

AGRADECIMIENTOS

No sólo quiero expresar mi agradecimiento a las personas que han contribuido de una manera científica a esta Tesis, sino también a todas las personas que por encima de sus conocimientos me han ayudado con algo más que con su saber; con su ilusión, amistad y cariño.

A la Cátedra de Mineralogía y Petrología de la ETSIMM, le agradezco su colaboración en todo momento, particularmente a José María García de Miguel, Director de esta Tesis; a Cueto y a Ignacio.

Al Instituto Geológico y Minero, en la persona de su Director, le agradezco la posibilidad de haber efectuado en sus laboratorios, los análisis de las muestras de esta Tesis.

Al Profesor Antonio Arribas, le debo el apoyo constante y aportación de ideas en todo momento.

A Pablo Gumiel, maestro y colaborador estrecho en tantos trabajos, le debo la sugerencia del tema y el impulso para seguir siempre adelante.

A Billiton Española-Promotora de Recursos Naturales, en las personas de sus Directores A. Anda y M. Rodríguez, les agradezco la aportación de datos importantes para esta Tesis, así como la inestimable ayuda de la preparación de muestras.

A Pedro, como siempre, le debo el esfuerzo, la confianza y la ilusión con la que hemos convivido todos los momentos de esta Tesis.

Y por último, a Tomás y a Lupe, Gracias, porque esta Tesis resultase un poco más bonita.

I N D I C E

	<u>Págs.</u>
I.- <u>INTRODUCCION</u>	1
II.- <u>LOS GRANITOS Y SUS MINERALIZACIONES ASOCIADAS</u>	7
II.1. EVOLUCION DE LAS IDEAS SOBRE LA GENESIS DE LAS ROCAS GRANITICAS. . .	9
II.2. EVOLUCION DE LAS CLASIFICACIONES DE LAS ROCAS GRANITICAS	23
II.3. LOS GRANITOS MINERALIZADOS EN Sn-W- Mo y Nb-Ta	37
II.3.1. <u>Principales áreas de granitos fértiles en el mundo</u>	53
II.3.1.1. <u>Provincia del sureste asiático</u>	53
II.3.1.2. <u>Provincia nigeriana</u>	58
II.3.1.3. <u>Provincia variscica</u>	69

	<u>Págs.</u>
II.4. LA ESPECIALIZACION DE LOS GRANITOS. .	83
III.- <u>YACIMIENTOS DE Sn-W y Nb-Ta ASOCIADOS A</u> <u>ROCAS GRANITICAS</u>	91
III.1. TIPOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS DE Sn A NIVEL MUNDIAL	93
III.1.1. <u>Clasificación de las provincias me-</u> <u>talogénicas de estaño de TAYLOR</u> (1978, 1979).	96
III.1.2. <u>Clasificación de yacimientos de Sn</u> <u>según SMIRNOV, S.S. (1968) MAGA-</u> <u>K'YAN (1968)</u>	113
III.1.3. <u>Clasificación de las mineralizacio-</u> <u>nes relacionadas con el magmatismo</u> <u>ácido (en particular para los yaci -</u> <u>mientos de Sn de la URSS). Según</u> <u>RUNDKVIST, D.V. (1978)</u>	118
III.2. TIPOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS DE Sn-W DEL MACIZO HESPERICO	121
III.2.1. <u>Tipología de los yacimientos de Sn-W</u> <u>de Extremadura</u>	128

	<u>Págs.</u>
III.3. LOS YACIMIENTOS DE Sn-W y Nb-Ta ASOCIADOS A ALBITITA-GREISEN.	147
IV.- <u>ENCUADRE GEOLOGICO DEL AREA DE ESTUDIO.</u>	173
IV.1. EL MACIZO HESPERICO	175
IV.1.1. <u>Rasgos geológicos</u>	175
IV.1.2. <u>Paragénesis minerales</u>	193
IV.2. REGION EXTREMEÑA	213
IV.2.1. <u>Geología general</u>	213
IV.2.2. <u>Tectónica</u>	215
IV.2.3. <u>Historia geológica</u>	217
V.- <u>CUPULAS GRANITICAS DE EXTREMADURA</u>	219
V.1.- LA CUPULA DEL TRASQUILON	225
V.1.1. <u>El marco geológico</u>	225
V.1.1.1. <u>Serie metamórfica enca-</u> <u>te</u>	225
V.1.2. <u>La cúpula granítica</u>	227
V.1.2.1. <u>Caracteres petrográficos.</u>	227
V.1.2.3. <u>Caracteres geoquímicos</u> .	230

	<u>Págs.</u>
V.1.3. <u>El yacimiento del Trasquilón</u>	247
V.1.3.1. <u>Morfología de la mineraliza-</u> <u>ción</u>	247
V.1.3.2. <u>Control estructural</u>	251
V.1.3.3. <u>Caracters metalogénicos</u>	255
V.1.3.4. <u>Modelo genético</u>	261
V.1.3.5. <u>Tipología del yacimiento y</u> <u>correlación con otros seme-</u> <u>tes</u>	264
V.2. LA CUPULA DEL PALANCAR	271
V.2.1. <u>El marco geológico</u>	271
V.2.1.1. <u>Serie metamórfica encajante</u>	271
V.2.1.2. <u>Rocas básicas</u>	279
V.2.2. <u>La cúpula granítica</u>	282
V.2.2.1. <u>Caracteres petrográficos</u>	282
V.2.2.2. <u>Caracteres geoquímicos</u>	289
V.2.3. <u>Mineralizaciones asociadas a la cúpula</u>	310
V.3. LA CUPULA DE ACEBO	323
V.3.1. <u>El marco geológico</u>	323
V.3.1.1. <u>Serie metamórfica encajante</u>	323

	<u>Págs</u>
V.3.1.2. <u>El batolito de Hoyos</u>	326
V.3.2. <u>La cúpula granítica</u>	330
V.3.2.1. <u>Caracteres petrográficos</u>	330
V.3.2.2. <u>Caracteres geoquímicos.</u>	334
V.3.3. <u>Mineralizaciones asociadas a la cúpula.</u>	352
V.4. LAS CUPULAS DE TORRECILLA DE LOS ANGELES	363
V.4.1. <u>El marco geológico</u>	363
V.4.1.1. <u>Serie metamórfica encajante.</u>	365
V.4.2. <u>Las cúpulas graníticas</u>	368
V.4.2.1. <u>Caracteres petrográficos</u>	368
V.4.2.2. <u>Caracteres geoquímicos</u>	373
V.4.3. <u>Mineralizaciones asociadas a las cúpulas</u>	383
V.4.3.1. <u>Morfología de la mineralización</u>	383
V.4.3.2. <u>Control estructural</u>	386
V.4.3.3. <u>Caracteres metalogénicos.</u>	387
VI.- <u>CONCLUSIONES</u>	395
<u>BIBLIOGRAFIA</u>	431

I.- INTRODUCCION

La minería del estaño, wolframio y metales raros asociados (Nb-Ta-Li) en el Macizo Hespérico, ha tenido durante todo el siglo XX, una serie de peculiaridades distintivas debido no sólo a las características intrínsecas de estos dos metales, sino también, debido a la asociación de estos yacimientos con las rocas graníticas.

La minería de "rapiña", tan famosa en Galicia, Zamora, Salamanca y Extremadura, no es exclusiva de España, pues se trata de un método rudimentario de extracción utilizado también en Portugal, Inglaterra (Cornwall), Macizo Armoricano Francés y Bretaña (Francia), o sea, en todo el Macizo Hercínico Europeo Occidental. Por otra parte, las connotaciones sociales y económicas de las Dos Guerras Mundiales del s.XX han determinado la utilización de este método, ya que era una de las maneras de hacerse rico en muy poco tiempo en unos momentos trágicos de depresión económica a nivel mundial. Esto ha conllevado, a una cantidad enorme de indicios de los cuales se tiene muy poca información, ya que se ignora cual es el tonelaje real extraído, que leyes explotaban, e incluso que tipo de mineral extraían, ya que en muchos casos (sobre todo en Galicia) be

neficiaban minerales de Nb- Ta, denunciándolos como wolframita.

Este método, de tipo familiar, consistía principalmente, en obtener unos cuantos kilos de mineral, con herramientas rudimentarias (muy pocas veces usaban explosivo para no alertar a la población) y la mayoría de las veces por la noche, explotando así las concentraciones más ricas de los filones o masas mineralizadas. Al disminuir la demanda de mineral, se iban abandonando las explotaciones, hasta que al final todas estas zonas se convertían en una concentración de "agujeros" sin ningún orden minero.

Muchas son las razones por las cuales este método de explotación está asociado a las mineralizaciones de Sn-W-Nb-Ta: en primer lugar, el precio del mineral es muy alto y la densidad elevada con lo cual el volumen de mineral es muy pequeño con relación a la masa; las mineralizaciones están muy diseminadas, sin aparecer grandes concentraciones de mineral, pudiendo abrir varios frentes de explotación en un área muy pequeña; las alteraciones hidrotermales típicas a las que van asociadas las mineralizaciones estanno-wolframíferas son principalmente caolinizaciones y sericitizaciones, produciendo una disgregación de la roca y favoreciendo la extracción del mineral sin necesidad de explosivos; los minerales extraídos generalmente casiterita, wolframita, columbita-tantalita, tienen una concentración alta del metal en cuestión por lo que prácticamente no necesitan un lavado y preconcentrado del mineral; y por último, son mine-

rales muy estables mecánica y químicamente, detectándose fácilmente su presencia en los arroyos por la batea.

En el Macizo Hespérico, la mayor parte de las mineralizaciones estanno-wolframíferas y con metales raros, están asociados a rocas plutónicas de tipo granítico, por lo cual se pensó en una estrecha relación entre la petrología y geoquímica de este tipo de rocas con las mineralizaciones. Trabajos de TISCHENDORF (1977) y del grupo del MAWAM (Mineralization associated with acid magmatism) nos sugirió la posibilidad de estudiar el tema de la especialización en los granitos más evolucionados dentro del Macizo Hespérico, por lo cual se eligieron las cúpulas graníticas de Extremadura.

Estas cúpulas, están fundamentalmente constituídas por granitos moscovíticos con procesos postmagmáticos de tipo albitización, microclinización, moscovitización y greisenización, y con procesos hidrotermales de caolinización, turmalinización, fosfatación, etc... Este tipo de procesos postmagmáticos o tardimagmáticos es lo que caracteriza la diferenciación y evolución de estos granitos, así como el tipo de mineralizaciones que aparecen asociadas a ellos. Por esto, es por lo que se ha estudiado con mayor profundidad la intensidad de estos fenómenos y su relación con la intensidad de la mineralización y el tipo de ésta.

II. - LOS GRANITOS Y SUS MINERALIZACIONES ASOCIADAS.

II.1. EVOLUCION DE LAS IDEAS SOBRE LA GENESIS DE LAS ROCAS GRANITICAS.

Desde un principio, el origen de las rocas graníticas ha sido y es muy controvertido, distinguiéndose dos criterios muy diferentes: el origen metamórfico y el magmatista.

El origen metamórfico del granito fue admitido por casi todos hace un siglo, siendo siempre apoyado por petrólogos de la escuela francesa. Fuera de Francia, sin embargo, no se admitió este concepto hasta que Rozenbusch en 1877 demostró el origen magmático intrusivo de ciertos granitos europeos. A partir de aquí, estas ideas quedaron olvidadas durante medio siglo. No obstante, en las dos últimas décadas de este siglo, ha vuelto a resurgir la opinión geológica a favor del origen metamórfico de por lo menos algunas rocas graníticas.

Ahora bien, si se excluyen las hipótesis extremas de granitización por difusión sólida, tal y como las proponen PERRIN, ROUBAULT, BUGGE y RAMBERT, se encuentra una sorprendente unanimidad de opinión de los autores modernos sobre el origen y evolución general de los magmas graníticos. Para todos éstos, la génesis del

magma granítico se atribuye a la fusión diferencial de rocas mixtas en los basamentos continentales.

Así, RASTALL agrupó las masas graníticas en tres categorías:

1. Las enormes masas generalmente neísicas de los escudos continentales precámbricos.
2. Batolitos en los núcleos de cadenas montañosas plegadas.
3. Las masas intrusivas graníticas de tamaño relativamente pequeño, como diques, diques circulares, lacolitos, etc.

La primera categoría la atribuye a metasomatismo regional, la segunda a fusión en la base de los geosinclinales y la tercera a la inyección de magma granítico en estado fundamentalmente líquido.

Un dato interesante respecto al problema del origen magmático o metasomático de las rocas graníticas es el que aporta la clase de composición química encontrada en las grandes masas de estas rocas, así como las composiciones medias de los tipos de rocas dominantes (TURNER & VERHOOGEN, 1963). Por ejemplo, la composición global en las series tonalita-granodiorita-granito de las grandes masas plutónicas concuerda precisamente con la de las series volcánicas andesita-dacita-riolita. Esta semejanza química se pone claramente de manifiesto comparando los diagramas de variación para las asociaciones plutónicas y volcánicas correspondientes (Fig. 1). Todo

Figura 1

Diagramas de variación para las rocas volcánicas de la provincia volcánica de Yellowstone (líneas continuas) y para las rocas plutónicas del batolito de Baja California (líneas de trazos). (Según E.S. Larsen, de TURNER & VERHOOGEN, 1963).

esto no está de acuerdo con la tesis de que las rocas plutónicas son productos del metasomatismo de una serie mixta de rocas medias mientras que las rocas volcánicas han cristalizado a partir de magmas. Dentro de un intervalo dado de condiciones físicas, la misma asociación mineralógica (p. ej. cuarzo, ortosa, oligoclasa, biotita) puede desarrollarse por cristalización de una mezcla fundida, por metasomatismo o por cualquier otro medio apropiado. Pero puede ser realmente sorprendente que mecanismos de petrogénesis tan radicalmente distintos sean capaces de producir el mismo conjunto de minerales en idénticas proporciones, de tal forma que sus productos finales (p. ej. dacita y granodiorita) tengan la misma composición global, incluso de los constituyentes menores como Mn, Cr, V, Ba, Li, Zr y P. Puesto que la serie andesita-dacita-riolita es de origen magmático, es por lo menos muy probable que magmas similares hayan tenido un papel importante en la génesis de sus homólogos plutónicos las tonalitas, granodioritas y granitos.

La relación entre migmatismo y volcanismo es otro problema que se han planteado diversos autores. Los complejos migmatíticos se presentan típicamente en medios metamórficos de alta temperatura y algún modelo que pretende relacionar los dos tipos de actividad magmática, como es el caso de las series graníticas de READ, necesariamente se apoya en una especulación (CARMICHAEL, TURNER & VERHOOGEN, 1972). No existe relación directa entre las dos y RAGUIN (1965) incluso concluye que los "granitos anatécnicos no pa -

rece que generen volcanismo".

GILLULY (1963) concluye así mismo que "el plutonismo depende de procesos con una escala de tiempo de un orden diferente a la del volcanismo y tectonicismo". Sugiere además que los magmas volcánicos derivan de la corteza volcánica y los plutónicos de materiales más silíceos.

Algunos batolitos graníticos se localizan en cadenas orogénicas y a veces en estratos metamorfizados regionalmente. Tan común es esta situación que uno de los criterios más firmes de la tectónica es la existencia de algún tipo de conexión de magmas graníticos en una amplia escala.

En una escala más detallada, se puede identificar plutones graníticos como sintectónicos (síncronos, sincinemáticos) o posttectónicos (subsecuente, postcinemático) con respecto a un episodio de plegamiento en particular. Los criterios son esencialmente estructurales, haciendo énfasis en el grado de concordancia o discordancia entre la estructura interna y la configuración de plutones y la geometría o estilo de plegamiento en las rocas encajantes.

La mayor parte de los plutones graníticos son sinorogénicos con respecto a las cadenas de plegamiento con las que se asocian. Sin embargo, BUDDINGTON (1959), notó que algunos batolitos americanos "se forman en una vieja estructura eugeosinclinal, pero han podido ser emplazados siguiendo el desarrollo de un miogeosinclinal u otro tipo de estructura en la misma región".

Por otra parte desde principios de siglo, las migmatitas han estado en discusión sobre el origen de los magmas graníticos a todas las escalas, en áreas que han sido afectadas por deformación síncrona y alto grado de metamorfismo regional. Es justo en este medio (la "caíazona" de Buddington) donde han sido mejor estudiadas y donde los fenómenos son más variados.

Existe ahora un acuerdo sobre las clases de procesos físicos que ocasionan el estado heterogéneo de las migmatitas: parcial o completa fusión de la roca hasta llegar a mezclar anatécicas ("graníticas"); desplazamiento relativo de la mezcla con respecto al material sólido asociado; y difusión de iones, esencialmente Na^+ y K^+ , facilitada por lámina acuosa intergranular a través de rocas calientes.

Además existe un énfasis creciente del papel de la fusión en la evolución migmatítica, o sea, una creencia general de que el componente granítico de la mayoría de las migmatitas es anatético primariamente. Se debe haber formado por fusión parcial de la roca "in situ" y por segregación del fundido, del residuo no fundido. O la fase fundida puede haber migrado del lugar de origen y entonces haberse inyectado en la roca de caja. Ambas posibilidades fueron reconocidas por geólogos escandinavos (en especial Sederholm y Holmquist) que originaron y desarrollaron el concepto de migmatita.

Entonces se plantea una pregunta: ¿Si el componente granítico de algunas migmatitas sintectónicas es anatético, se obser-

van actualmente magmas graníticos y granodioríticos en proceso de formación; "in situ"? MEHNERT (1963, 1968) piensa que si en zonas de un interreno metamórfico pre-variscico de la selva Negra al suroeste de Alemania.

Muchas de las variedades estructurales de migmatitas reflejan flujo o productos móviles de anatexia con respecto al sólido más rígido que les rodea. Evidencia de flujo se ha visto a todas las escalas: en contacto intrusivos entre núcleos anatéticos graníticos y el metamórfico que envuelve a los domos granito-neis, y entre sistemas de venas aplíticas y graníticas.

En 1977, WHITE y CHAPPELL presentaron un modelo para explicar las características geoquímicas y mineralógicas de los granitoides y sus inclusiones. Se basaron sobre todo, en que el producto del ultrametamorfismo es fundido + residuo, y ambas cosas se pueden mover en masa en el lugar de cristalización. Es también un punto importante para su hipótesis, los estudios que realizaron en el Lachlan belt del sureste de Australia, donde reconocieron granitoides derivados de rocas metasedimentarias (tipo S) y derivados de rocas ígneas (tipo I).

El ultrametamorfismo ha sido clásicamente considerado como un tipo de metamorfismo dentro de la corteza terrestre donde las temperaturas han sido lo suficientemente altas como para que las rocas empiecen a fundir (GRUBENMANN and NIGGLI, 1924). La función se presenta con razonables cantidades de agua, temperaturas por en-

cima de 750°C y entonces el ultrametamorfismo es considerado como un fenómeno crustal, con presiones de menos de 10 Kb, o menos de 15 Kb, si los granitoides se han originado en regiones donde la corteza es muy delgada durante la orogénesis.

Las fusiones formadas por ultrametamorfismo son de composición granitoidea. Estas se forman porque el granitoide es el mínimo fundido en cualquier sistema que contiene feldespatos y cuarzo, y éstos son los minerales más comunes de la corteza.

En la región original, el producto de la fusión parcial es una mezcla de fundido y material sólido residual, este último a veces denominado "restita". La proporción de fundido y sólido residual depende sobre todo del grado de fusión parcial y éste es primero dependiente de la composición de la roca madre, la temperatura y el contenido en volátiles. En menor grado la cantidad de fundido depende de otros parámetros tales como la $f\text{O}_2$. Los productos de la fusión parcial (fundido y restita) pueden moverse hacia arriba, en masa, para formar plutones granitoides o rocas volcánicas.

El material intruido para formar plutones granitoides, que atraviesan comúnmente 5-20 Km. y que colectivamente constituyen los batolitos del mundo, es magma granitoideo, donde magma, por definición, implica una mezcla de fundido y material sólido. WHITE y CHAPPELL (1977), creen que el material sólido cristalino de los magmas granitoides no ha precipitado necesariamente todo de un fun-

dido, sino que la mayor parte de este material en los granitoides y otros magmas "orogénicos" tales como andesitas y dioritas, es material origen. Grandes cuerpos de granitoides que han cristalizado de un fundido puro, de composición granitoidea, se consideran raros.

Del origen, composición y génesis de los granitoides. I y S se hablará con detalle en el capítulo de las clasificaciones, ya que estos autores han basado su clasificación en un criterio de tipo genético.

En contradicción con lo anterior, y más concretamente con el concepto de ultrametamorfismo, PITCHER (1979) afirma que ninguna de las temperaturas alcanzadas durante el ultrametamorfismo, en la corteza profunda y con las concentraciones de agua dadas, son suficientemente altas como para permitir la fusión (p. ej. BROWN y HENNESSY, 1978). Pero a este respecto, hay que decir que existe una gran diferencia entre los granitos generados por colisión y los cinturones móviles de tipo subducción. En estos últimos, la fusión de la deshidratada corteza es improbable que ocurra sin introducción externa de calor y volátiles, pero en los cinturones tipo colisión el agua suficiente puede salir de la deshidratación de las micas, particularmente durante el metamorfismo progrado de las delgadas capas sedimentarias.

Las interrelaciones entre magmatismo, tectónica y emplazamiento han sido discutidas por muchos autores. Así, en la tabla

1 se observan los diferentes granitoides según los tipos de orógenos, siendo ZWART (1967) quien compara los caracteres de las orogénias de tipo hercínico y de tipo alpina, extendiendo esto a la andina. Indudablemente, tales tabulaciones son demasiado simples ya que cada cadena móvil sólo tiene grado único, pero lo que sí parece cierto es que en orógenos final de placa oceano-continente, incluyendo partes externas, en suelo de corteza oceánica y bajo alta presión - baja temperatura de metamorfismo, raramente se desarrollan magmas graníticos; mientras que aquellos que incluyen partes internas, por encima de la corteza continental y bajo una profundidad de metamorfismo no deformativa se desarrollan inmensos y múltiples batolitos de series composicionalmente expandidas de granitoides tipo I.

En orógenos intraplaca, que son generalmente debidos a colisión continental y que soportan baja presión y de baja a alta temperatura de metamorfismo, también se desarrollan batolitos, aunque de mucho menor volumen y dominados composicionalmente (pero no exclusivamente) por tipos S, composicionalmente restringidos. Tales contrastes son probablemente la consecuencia del diferente mecanismo de deformación crustal ya que esto determina la duración de los procesos, el grado de participación de rocas básicas derivadas del manto, e incluso la naturaleza de la corteza inferior. En orógenos hercínico-tipo esta última es de carácter siálico y puede derivarse de deformación tectónica, mientras que en orógenos andino-tipo es gracias a un resultado de subducción de material ígneo fundido proveniente de la corteza -

TABLA 1.- Caracteres diferenciadores de los orógenos (desde el punto de vista estructural, no cronoestratigráfico, según ZWART, 1967 y modificado por PITCHER, 1979)

OROGENIA DE TIPO ALPINO: Arcos-isla derivados de sedimentos volcano clásticos y lavas depositadas en fosas oceánicas; estrechamiento de la corteza dando lugar a cabalgamientos con mantos predominantes; metamorfismo regional de alta presión; rocas ultrabásicas abundantes. Ausencia característica de batolitos granitoideos.

OROGENIA DE TIPO ANDINO: Arcos-isla derivados de sedimentos volcano clásticos y lavas depositadas en cubetas de tipo eugeo-sinclinal en bordes continentales, asociados con barras de facies clásticas de plataforma; poco estrechamiento de la corteza, pero con movimientos verticales dominantes; metamorfismo regional debido a la presión hidrostática. Batolitos granitoideos composicionalmente expandidos, disarmónicos, con importantes asociaciones plutónicas básicas y volcánicas andesíticas. Granitos tipo I: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0.706$; incluyen material restítico de la corteza inferior.

OROGENIA DE TIPO HERCINICO: Sedimentos continentales no volcánicos, en cuencas intraplacas de tipo miogeosinclinal, estrechamiento de la corteza con foliación vertical y esquistosidad; metamorfismo de baja presión con zonación progrado; rocas ultrabásicas raras. Batolitos granitoideos composicionalmente restringidos, armónicos, con menor asociación básica y generalmente carecen de contemporáneos volcánicos. Granitos tipo S o mixtos S e I; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.706$.

za oceánica y el manto.

La diferencia entre batolitos en cadenas andinotipo o hercinotipo no se extiende sólo a la asociación volcánica, composición y génesis, sino probablemente también al modo de emplazamiento. La naturaleza de la corteza puede determinar si los magmas rellenan predominantemente calderas o predominantemente diapiros batolíticos (PITCHER, 1978, 79), o si el régimen del extremo de una placa continental rígida por encima de una zona de subducción es tensional, como en los Andes centrales, ó de compresión, régimen distal de un orogeno intracontinental, tal como el Hercínico del Suroeste de Europa.

Por encima de todo, los magmas rellenan calderas, esencialmente los relativamente secos provenientes de destrucción de márgenes de placa, necesitando ser canalizados y rápidamente inyectados según fracturas mayores, creando un estrecho penacho de calor "heat plume" dentro de una fría corteza superior. Tales magmas calientes, derivados en parte del manto, pueden tener una suficientemente baja viscosidad, donde aislados en sus cámaras, permiten la diferenciación "in situ" dando lugar a derivados volcánicos (PITCHER, 1979).

Por último, el modelo genético de los granitos tipo A desarrollado por COLLINS, E. et al. (1982), es el de fusión parcial de granulita félsica.

Para estos autores, la roca origen de estos granitos

australianos es el residuo que queda en la corteza inferior después de la producción de un previo granito. Alta temperatura y fusión ausente de vapor de la fuente granulítica, genera una baja viscosidad, relativamente anhidra, que funde conteniendo F y posible Cl. La estructura de esta fusión es considerada distorsionada por la presencia de estos haluros disueltos, permitiendo a los cationes grandes altamente cargados formar estructuras estables de alta coordinación. La alta concentración de Zr y probablemente otros elementos tales como REE en peralcalinas o casi peralcalinas fusiones tipo A es un resultado del efecto de ión "mostrador", donde el exceso de cationes alcalinos estabiliza estructuras en la fusión tales como alcali - zirconio silicatos. La estructura de la fusión determina la composición de elementos traza del granito.

La separación de una fase fluida de un magma tipo A resulta de la desestabilización de complejos de coordinación y participa en la formación de depósitos de metales raros comúnmente asociados a la fluorita. En este estado el papel del Cl en el transporte del metal se considera más importante que el F.

II.2. EVOLUCION DE LAS CLASIFICACIONES DE LAS ROCAS GRANÍTICAS:

Los granitos y las rocas granodioríticas son las rocas más extendidas en los escudos continentales y en cadenas de geosinclinal.

Se encuentran en la superficie (después de haber sufrido erosión) en forma de simples o compuestos batolitos, discretos plutones o en complejos migmatíticos.

El término granito, en su sentido más amplio, se emplea para las rocas holocristalinas granudas de grano grueso y aspecto plutónico (pero no necesariamente de origen ígneo), compuestos principalmente por cuarzo, feldespato potásico y/o plagioclasa sódica, biotita, moscovita, hornablenda o piroxeno accesorios y, con textura hipidiomórfica. CARMICHAEL et al. (1972), indican que el término granítico cubre la amplia gama de rocas plutónicas con un 10% o más de cuarzo modal.

Las primeras clasificaciones de rocas graníticas que se obtuvieron, se basaron principalmente en el estudio de los aspectos de estas rocas en cuanto a forma, tamaño, estructura interna y re

laciones de contacto con las rocas adyacentes de la región, o sea características extrínsecas de tipo morfológico. Sobre esta base, varios autores dividieron los batolitos graníticos en dos clases opuestas (TURNER & VERHOOGEN, 1963):

Clase 1. - Las rocas graníticas son muy variables en composición y estructura. Los afloramientos son alargados paralelamente al eje del plegamiento contemporáneo. Los límites son concordantes a grandes rasgos con la estructura de la roca encajante, aunque las discordancias en menor escala no son raras. Cerca de los bordes el granito tiende a ser fuertemente foliado y puede estar lleno de xenolitos de la roca regional alineados. Los retazos de techo incluidos en él son numerosos. Los contactos generalmente son graduales, aparentemente como resultado de intercambio de material entre el granito y la roca encajante. En los bordes, el granito puede pasar a una zona de roca mixta (migmatita), consistente en una roca encajante metamorfizada, venulada y bandeada por granito y pegmatita. Típicamente las rocas de la región llevan el sello del metamorfismo regional.

Clase 2. - Los granitos son más uniformes en sus caracteres, y son o bien masivos o bien débilmente foliados. Los bordes de los batolitos, atraviesan las estructuras de las rocas encajantes. Los contactos tienden a ser tajantes y las zonas de migmatita son poco notables o faltan. Hay pocas pruebas directas de intercambio de material a través de los contactos. Las rocas vecinas han sido conver-

tidas en cornubianitas por un metamorfismo de contacto, cuya intensidad está claramente relacionada con la proximidad a los límites del granito.

Esta y otras clasificaciones dobles similares de los batolitos graníticos reflejan otro de los problemas suscitados durante largo tiempo por los petrólogos, y es el del mecanismo de emplazamiento de estas masas. E. SUESS, R. DALY y H. CLOOS en los años 1930, suponen que el emplazamiento es debido siempre a la intrusión de un magma ácido. CLOOS y sus seguidores atribuyen las características distintivas de los batolitos de la primera clase a la inyección forzada del magma inclinada y ascendente, a lo largo de superficies inclinadas estructuralmente débiles, separando gradualmente las rocas encajantes a medida que la intrusión continúa. Este mecanismo debe exigir una deformación regional (orogenia) contemporánea de la intrusión. Con este criterio los batolitos de la Clase 1 se denominaron sincrónicos (con respecto a la orogenia). SUESS y DALY desarrollaron hipótesis totalmente diferentes de ascensión de magma granítico sin necesidad de deformación acompañante, sobre todo para los batolitos de Clase 2. DALY además apoya el mecanismo del "piecemeal stopping" (TURNER & VERHOOGEN, 1963).

ESKOLA concibe la evolución de los granitos en función de la profundidad, y tanto él como WEGMANN constituyeron modelos alternativos de petrogénesis granítica, estudiando las relaciones existentes entre los diferentes tipos de granito y la profundidad.

En la hipótesis de ESKOLA (1933) se reconocen tres tipos de profundidad de límites indefinidos, sujetos a desplazamientos locales hacia arriba en las zonas orogénicas, o a inversión local en las regiones en las que ha habido migración lateral importante de magma (TURNER & VERHOOGEN, 1963).

1) La zona de anatexis diferencial. En la mayoría de las rocas en esta zona de basamento profundo (salvo las rocas ígneas muy básicas), los espacios intergranulares se rellenan por una mezcla fundida silicatada rica en agua (magma) de composición aplítica o granítica, que proviene en parte de la fusión diferencial en la misma roca y en parte de un flujo ascendente de magma, el mismo, probablemente de origen palingenético, desde profundidades aún mayores. El material residual en la roca huésped constituye el componente metamórfico de la migmatita resultante, y su composición global (y por tanto composición mineralógica) está naturalmente alterada por la naturaleza selectiva de la fusión incipiente. La fase líquida de neoformación tiende a ser exprimida hacia arriba por los movimientos corticales ayudados por la gravedad, y así se reúnen en masas mayores y más continuas a medida que emigra a lo largo de las superficies de mínima resistencia. Gran parte del magma permanece, sin embargo dentro de la roca bien sea como líquido o bien segregado en venas y bandeado en venulillas. En algunos casos la roca misma parcialmente fundida se hace lo suficientemente móvil para ser inyectada en forma de mezcla de cristales y líquido, es decir, como un magma parcialmente líquido, de

forma que la migmatita granitizada llega a tener contactos intrusivos bien definidos con otras migmatitas que no han llegado nunca a la condición móvil.

2) La zona de inyección y metasomatismo potásico. El magma granítico ascendente en gran parte líquido, se ha reunido ahora en masas intrusivas de proporciones facolíticas o batolíticas, que disminuyen y se desplazan hacia arriba en una franja de venas de pegmatita y aplita, a través de la zona superior o de contacto. Muchas de las intrusiones graníticas de esta zona pueden quizás considerarse con más propiedad como migmatitas movilizadas en un periodo avanzado de granitización, inyectadas como mezclas de líquido y cristales, en este estado pastoso. Cerca de las intrusiones, las rocas huéspedes son transformadas con frecuencia en migmatitas por inyección e impregnación combinadas con el magma granítico invasor y las mezclas silicatadas fundidas ricas en agua (magmas pegmatíticos) derivadas de él. Las migmatitas venuladas resultantes son principalmente arteritas, tales como las descritas por SEDERHOLM en Finlandia. Más allá de los contactos intrusivos la zona de migmatitas puede pasar a zonas de metasomatismo que representan el avance de los frentes de sodio, potasio, o magnesio-hierro, y que marcan la transición entre las migmatitas y las rocas metamórficas propiamente dichas. Estas a su vez dan paso a las zonas más remotas de metamorfismo de contacto puro, sin metasomatismo notable.

3) En la zona superior este metasomatismo, cuando se presenta, es principalmente regional y puede ir acompañado de metasomatismo puramente hidrotermal. Las intrusiones graníticas y venas de pegmatitas son raras, pero las venas cuarzosas de origen hidrotermal son abundantes y representan la única contribución de material expulsado por los magmas.

Un paso importante en la evolución de las clasificaciones de las rocas graníticas fue el modelo de READ (1960), que desarrolló el concepto de las series graníticas, fuertemente influenciado por la escuela francesa de petrología. Estas series graníticas presentan "una secuencia unificada de procesos plutónicos que se suceden ((pueden sucederse)) en el tiempo y el espacio de una zona orogénica", y además comprenden una secuencia de productos evolutivos de la fusión parcial cortical desarrollada de forma continua en el tiempo. Los primeros miembros de la serie tienden a ser profundos, sintectónicos y de composición granodiorítica; los finales tienden a invadir los niveles superiores, o ser sintectónicos póstumos o postectónicos, y a tener una composición más potásica (TURNER & VERHOOGEN, 1963).

1.- La serie empieza en las profundidades con el desarrollo de migmatitas por granitización en la que interviene un "estado de movilidad química externa" (es decir, fusión incipiente). El resultado es un batolito anatéxico o complejo migmatítico de límites indefinidos e irregulares.

2.- Ciertos sectores de la migmatita en la que está avanzando la granitización "empiezan a moverse", principalmente debido a la "movilidad química" (es decir, la fracción hundida aumenta localmente en cantidad hasta un punto en que empieza a conferir movilidad al sector afectado). Los batolitos subautóctonos así formados han "ascendido suavemente desde sus raíces anatéticas" y, por lo menos localmente, cortan a las rocas regionales metamórficas.

3.- El núcleo granitizado "abandona su envoltura" de rocas regionales metamorfizadas y "empieza la verdadera movilidad mecánica" (es decir, grandes volúmenes de material en parte líquido y en parte cristalino son expulsados hacia arriba y arrastran porciones residuales metamórficas en gran parte sólidas del complejo). El producto granítico adquiere la forma de batolitos intrusivos con contactos claramente discordantes.

4.- Finalmente, el material granítico "puede liberarse totalmente de sus asociados plutónicos y desplazarse hacia las partes superiores de la corteza, incluso hacia regiones no plutónicas" (es decir, el magma en gran parte o totalmente líquido, expulsado de la zona profunda de anatexia, invade el ambiente ligeramente metamorfozado o no metamórfico de la corteza externa) y, los resultados son pequeños batolitos, diques circulares, y lacolitos discordantes.

Posteriormente, el gran desarrollo de la geoquímica y de algunas técnicas de análisis y prospección, al principio de los años

setenta, sentó la base para que las clasificaciones de rocas graníticas desde Read hasta ahora, se hayan basado en las características geoquímicas de diferentes asociaciones graníticas. No obstante, hay que resaltar que el simple reconocimiento geoquímico no es suficiente para llegar al conocimiento de la evolución y génesis de los magmas constituyentes de los granitoides, o sea una clasificación genética, pero sí puede ser un arma eficaz en la distinción entre granitos desde un punto de vista metalogenético.

Así, los granitos granofídicos que están asociados a gabros, tal y como sucede en los centros volcánicos terciarios de las Islas Británicas, son estériles metalogenéticamente, contrastando fuertemente con los ricos en niobio, ligeramente granitos alcalinos, tal y como caracteriza a los complejos mesozoicos de Nigeria, y los claramente alcalinos, sienogranitos agpaíticos, de los que son un buen ejemplo los que rodean a Oslo de edad Pérmica. Diferentes también son los a menudo ricos en estaño, granitos de dos micas que dominan la Europa Hercílica, y los granitoides calcoalcalinos que son muy abundantes en el Mesozoico Andino y que tienen asociados "porphyry cooper" (PITCHER, 1979).

Una de las clasificaciones más importantes existentes, es la de WHITE and CHAPPELL (1974), basada en los estudios de geoquímica de los granitoides de Lackan Fold Belt en el sureste de Australia. Dividieron los granitoides en dos tipos, llegando a conclusio -

nes de tipo genético, ya que pensaban que si los granitoides son una mezcla de fundido cristalizado y restita, su composición será en su mayor parte un reflejo de su origen.

Así los que derivan de ultrametamorfismo de rocas que han sufrido procesos de meteorización (sedimentación) en la superficie de la tierra, se consideran como granitos tipo S; y los que nunca han sufrido tales procesos, sino que derivan directamente de rocas preexistentes de origen ígneo, se denominan granitos tipo I.

Granitos tipo S (WHITE & CHAPPELL, 1982)

En los procesos de meteorización el sodio y el calcio son removidos en solución y concentrados en el agua del mar. Así mismo, las evaporitas y las calizas tienen arcillas que absorben potasio durante la sedimentación y la diagénesis. En cualquier caso se producen rocas pelíticas sedimentarias, que son fuertemente peraluminosas en el sentido de SHAND(1950)

$$\frac{\text{Al}}{(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}/2)} > 1.1$$

y tienen baja relación Na/K.

Los granitoides tipo S derivan del ultrametamorfismo de estas rocas pelíticas, teniendo sus mismas características químicas. Ejemplo de esto son los granitoides de Kosciusko Batholith del Sudeste de Australia, y los granitoides hercínicos de Cornwall, España y Portugal.

Durante los procesos de meteorización y deposición, las rocas pelíticas se enriquecen en Rb relativo al Sr, y con el tiempo esta roca madre puede llegar a estar más enriquecida en estroncio radiogénico, por ello la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ alta es característica de los granitoides que derivan de una roca pelítica, incluso si el granitoide es fundido mínimamente puro, sin una traza de material residual.

Las inclusiones (xenolitos o enclaves) en los granitoides tipo S son la mayoría de las veces reconocidas como de tipo sedimentario. Las inclusiones de cuarzo lechoso son frecuentes, y presumiblemente proceden de venas de cuarzo común en terrenos de alto grado de metamorfismo.

También estos granitoides demuestran más irregularidades composicionales que los de tipo I, ya que las fuentes metasedimentarias son más heterogéneas. Son armoniosos metamórficamente y se les atribuyen mineralizaciones de estaño.

Granitos tipo I (WHITE & CHAPPELL, 1982)

El origen de los granitoides tipo I se considera como una roca de composición ígnea. Puede ser de composición basáltica, eso explica la gran abundancia de granitoides en cadenas plegadas, y es menos probable la composición intermedia ($\sim 60\% \text{SiO}_2$). Alto Na/K y alto total Na, K y Ca con relación al Al son características de las rocas ígneas que han sufrido un ciclo de alteración, y estas caracte-

rísticas son retenidas durante la producción del magma granitoideo.

Para afirmar la hipótesis de origen ígneo hay que decir que a bajo grado de metamorfismo, las rocas madre ígneas de composición andesítica o basáltica se caracterizan por feldespatos + cuarzo + anfíbol + filosilicatos, y en los más altos grados por granulitas de los dos piroxenos con cuarzo y feldespatos. El ultrametamorfismo de tales máficos de composición intermedia da fundido + plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno. El residuo es una granulita. El agua liberada por reacciones de deshidratación durante el ultrametamorfismo será además disuelta por el fundido. Se ha demostrado recientemente que la eliminación del fundido granítico conteniendo agua es un método por el que las rocas de facies anfíbolita llegan a deshidratarse produciendo granulitas. Por lo cual, basándose en la hipótesis de fundido + restita, las inclusiones de los granitoides tipo I son máficos ricos en hornblenda.

Los granitoides tipo I son mucho más regulares en la composición química e isotópica, porque derivan de una fuente más homogénea (ígnea). Son disarmoniosos metamórficamente (p. ej. con aureolas superpuestas), y se les atribuye mineralizaciones de tipo pórfido de cobre.

Según PITCHER (1979), nos movemos hacia una clasificación ambiental de los granitos, e incluso hacia la introducción de una nueva nomenclatura. Un ejemplo sería, dos tipos de series graní-

ticas contrastadas que caracterizan a dos tipos diferentes de cadenas orogénicas. Ambas series son calcoalcalinas, pero una de ellas es composicionalmente expandida, la otra composicionalmente restringida, la primera se caracteriza por una proporción de grabo-diorita/tonalita-granodiorita/ granito cercana a 15:50:35, y la otra por una cercana a 2:18:80.

Por último, y recientemente, COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R., and CHAPPELL, B.W., (1982) clasificaron un cierto tipo de rocas graníticas, como series tipo A. Estas series son metaluminosas, aunque granitos tipo A peralcalinos y peraluminosos aparecen en Australia y en cualquier sitio. Las series se definieron en el Lachlan Fold Belt del Sureste de Australia, donde las series graníticas del Devónico Superior fueron emplazadas después de los granitos tipo I del Devónico Inferior del Batolito de Bega.

Los plutones individuales de las dos series tipo A son homogéneos y los granitos se caracterizan por tener "annita" (tipo de biotita) intersticial tardía. Químicamente se distinguen del resto de los granitos tipo I con contenidos similares de SiO_2 del batolito de Bega, por la más alta abundancia de grandes cationes tales como Nb, Ga, Y y REE, y más baja en Al, Mg y Ca; es un diagnóstico la alta relación Ga/Al.

Los análisis químicos han demostrado que todos los granitos tipo A de las series Gabo y Mumbulla (Australia) tienen alto

ratio $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$, aunque ninguno son peralcalinos. Granitos

con similares características a éstos de Australia se encuentran por todo el mundo. Algunos están asociados en espacio y tiempo con complejos alcalinos que incluyen granitos biotíticos, granitos peralcalinos, cuarzosienitas y sienitas nefelínicas, tales como Kola (URSS), Gardar (Groenlandia), Oslo (Noruega), Massachusetts (USA), Nigeria, etc.

Estos granitos han sido llamados tipo A por LOISELLE & WONES (1979) porque son alcalinos, anorogénicos y anhidros.

- - -

II. 3. LOS GRANITOS MINERALIZADOS EN Sn - W - Mo y Nb - Ta.

Los granitos que tienen asociados depósitos endógenos se presentan en todos los ambientes metalogenéticos de la Tierra, en cadenas orogénicas, márgenes de placa, cratones y áreas de reactivación tectónica; fueron emplazados en épocas que van desde el Precámbrico hasta el Terciario y aunque alguno de ellos presenta relaciones espaciales con menas tales como Sn, W, Mo, Be, Nb y Ta, los denominados granitos estériles también pueden presentarse en una provincia metalogénica.

Las teorías que relacionan el papel del plutonismo con el desarrollo del geosinclinal, sitúan el origen de los granitoides fértiles, a moderadas profundidades, mientras que conceptos más recientes usando modelos de tectónica de placas sugieren un origen ligado a la parte más profunda de la zona de Benioff metiéndose debajo del continente (MITCHELL & GARSON, 1972). El hecho de que el emplazamiento de muchos granitoides fértiles esté controlado por lineamientos que cortan a las unidades estructurales de un área particular, se puede explicar por la reactivación de material cratónico en estados postorogénicos (SHCHEGLOV, 1968), o incluso a fuentes subcrustales posiblemente asociadas con "mantle plumes" (SILLITOE, 1974).

Las teorías actuales apuntan hacia una asociación de granitos fértiles con material profundo del manto. El ciclo geoquímico incluye el transporte de metales derivados de la profundidad del manto, hacia provincias metalogénicamente fértiles a relativamente someras profundidades en la corteza terrestre.

Los granitos fértiles pueden variar en tamaño desde pequeños plutones (unos pocos Km^2) con diques asociados, hasta grandes y complejos plutones con afloramientos de hasta unos pocos miles de Km^2 . Típicamente, estos cuerpos están internamente zonados y la mineralización no se relaciona tanto con la repetida intrusión forzada, sino más con el intenso metasomatismo.

La dependencia general de los yacimientos de estaño, wolframio, molibdeno, niobio, tántalo y berilio con la proximidad de los contactos del granito es bien conocida, ilustrado más recientemente por RUNDKVIST (1977) en su estudio de 800 yacimientos endógenos (Fig. 2).

La clasificación de los granitoides fértiles varía ampliamente entre las actuales escuelas de petrología. De acuerdo con GINSBURG (1972) se pueden distinguir tres grandes grupos de granitoides fértiles:

a) Granitos moscovíticos, conteniendo elementos raros: de acuerdo con los petrólogos franceses, éstos pueden ser sinónimos de leucogranitos, o parcialmente sinónimos de los granitos "standard"

FIGURA 2.

DISTRIBUCION DE LA FRECUENCIA DE LOS YACIMIENTOS DE ESTAÑO, EN BASE A SU POSICION RELATIVA CON RESPECTO AL CONTACTO GRANITO-ROCA DE CAJA, REFERIDO A UNA MUESTRA DE 800 YACIMIENTOS (RUNDKVIST, 1.977). 1.- GRANITO; 2.- ROCA DE CAJA. SEGUN STEMPROK (1.979).

(KOVALENKO, 1977). Este grupo puede incluir granitos con biotita, de dos micas, aplitas, amazonitas y alaskitas.

b) Granitos plumasíticos con lepidolita: estos pueden corresponder a los apogranitos con lepidolita-amazonita-albita (BEUS et al., 1962) o a los granitos de litio-fluorita (KOVALENKO, 1977).

c) Granitos con riebeckita-arfvedsonita-aegirina: corresponden a los granitos alcalinos (agpaíticos) de KOVALENKO y también se pueden denominar como granitos peralcalinos o feldespatos-alcalinos.

Las composiciones medias de los granitos comunes fértiles (biotíticos, moscovíticos y de dos micas) se agrupan fuertemente por encima de la baja temperatura mínima del cotéctico cuarzo-feldespato en el diagrama normativo Q-Ab-Or (STEMPROK & SKVOR, 1974). Las composiciones de granitos más especiales como los plumasíticos con lepidolita (litio-fluorita) o los denominados "ongonitos" (diques equivalentes a los granitos con litio-fluorita) se agrupan más cerca del ángulo de la Ab en el diagrama (Fig. 3).

Los granitos normalmente son subsolvus y sus normas generalmente presentan baja anortita y algo de corindón. Textualmente, no difieren de los granitos normales careciendo generalmente de cavidades miarolíticas, consideradas previamente como la evidencia de la presencia de constituyentes volátiles.

La composición mineral de los granitos dependen fuer-

FIGURA 3

COMPOSICION MEDIA NORMATIVA DE GRANITOS ESTANNIFEROS PROYECTADOS EN EL DIAGRAMA Q-Ab-Or PARA VARIAS PROVINCIAS. 1.- GRANITOS ALCALINOS (KOVALENKO, 1977); 2.- GRANITOS ESTANNIFEROS (STEMPROK Y SKVOR, 1974); 3.- GRANITOS CON LITIO-FLUORITA (KOVALENKO, 1977); 4.- "ONGONITOS"; 5.- CAMPO EN EL QUE SE PROYECTAN LOS GRANITOS COMUNES, 6.- CAMPO PARA LOS GRANITOS MINERALIZADOS, 7.- LINEA COTECTICA FELDESPATO-CUARZO A 500 Kb. E₁ Y E₂ SON PUNTOS EUTECTICOS A 5 Kb Y 10 Kb RESPECTIVAMENTE. SEGUN LUTH, JAHNS Y TUTTLE (1964). SEGUN STEMPROK (1979).

temente de las alteraciones secundarias que han sido denominadas por varias escuelas como tardimagmáticas, deutéricas, autometamórficas, autometasomáticas o postmagmáticas. Una clasificación general para la secuencia de estas alteraciones fue presentada por BEUS y ZALAS HKOVA (1962) que distinguían entre alteraciones postmagmáticas o metasomatismo feldespató potásico, (I), y albitización (II). Las últimas investigaciones en algunas provincias del mundo (Europa Central, Nigeria) generalmente concuerdan con este esquema. Estas alteraciones pueden conducir a cambios en la composición normativa de los granitos como se indica por flechas en el diagrama Q-Ab-Or de la Fig. 4.

La comparación entre los contenidos de óxidos en granitoides fértiles y estériles no ha revelado diferencias significativas. Cálculos simples de STEMPROK y SKVOR (1974) y TISCHENDORF (1977) demuestran que los granitos estanníferos parecen ser silíceos y ricos en K_2O pero pobres en otros óxidos.

Los elementos traza ofrecen algunos de los más firmes criterios para diferenciar entre un granito potencialmente fértil y otro que no lo es. Una clasificación de granitos, basada en los contenidos de los elementos traza, fue descrita por TAUSON (1977) que registró los rangos de variación en los contenidos de los elementos traza presentes en diferentes tipos de granitos (Fig. 5). Los granitos potencialmente fértiles los clasificó como leucogranitos agpaíticos y plumbíferos, granitos de series alcalinas que tienen un alto contenido en

FIGURA 4

TENDENCIAS EN EL CAMBIO DE LA COMPOSICION NORMATIVA DE LOS GRANITOS DE ACUERDO CON LOS PROCESOS DE ALTERACION POSTMAGMATICA INDICADOS (STEMPROK Y SKVOR, 1.974). SEGUN STEMPROK (1.979).

FIGURA 5 Contenidos medios de algunos elementos trazas en varios tipos geoquímicos de granitos según TAUSON (1977). comparados con los contenidos medios de estos mismos elementos en granitos mineralizados según TISCHENDORF (1977). (Según STEMPEK, 1979).

F, Li, Sn, y Rb y un bajo contenido en Sr y Ba. Se invocan varios modelos para explicar estos enriquecimientos y empobrecimientos, algunos incluyen cristalización fraccionada, alteración postmagmática sobreimpuesta y/o "leaching" hidrotermal.

Diferenciación entre granitos fértiles y estériles.

En este tema las opiniones varían de las optimistas (que sugieren posibilidades de encontrar menas de acuerdo con el tipo de granito al que se asocian), a las pesimistas (que establecen que los granitos fértiles sólo pueden ser identificados por la presencia de yacimientos).

Los siguientes criterios han sido presentados por TISCHENDORF (1977) para identificar los granitos potencialmente fértiles:

- . Geotectónicos (postcinemático, polifásico, complejos intrusivos empleados en niveles hipoabisales y confinados hacia el techo de un batolito).

- . Geoquímicos (exceso de sílice y potasio y defecto de otros óxidos; incremento de elementos traza como lo muestra la fig. 4, especialmente desde los relativamente más viejos a las fases intrusivas más jóvenes).

- . Mineralógicos (composición leucogranítica, cristalización temprana de cuarzo, fuerte alteración postmagmática, asociación común de minerales accesorios tales como: casiterita, fluorita, topacio,

turmalina, columbita-tantalita, y otros).

En la Unión Soviética, se ha establecido una distinción entre granitoides ilmenita-monacita y esfena-allanita, sugiriendo que los primeros son los estanníferos.

La presencia, sin embargo de estas características "fértil" no asegura necesariamente la presencia de yacimientos asociados. Factores adicionales reflejan otros procesos geológicos que deben ser considerados.

La distribución de los granitos fértiles en cadenas orogénicas ha sido interpretada por KOPTEV-DVORNIKOV y RUB (1964) como resultado de la generación de granitos en zonas previamente ricas en metales en la corteza y en el manto. Rocas primarias magmáticas intrusivas pueden concentrar aquellos elementos que están en exceso por encima de su contenido normal, tales como el estaño, berilio, tántalo y niobio. Para que estos metales sean suficientemente concentrados, como para formar yacimientos económicos, otros requisitos previos son requeridos. Estos incluyen la existencia de constituyentes volátiles, apropiadas condiciones físico-químicas para el emplazamiento del granito, rocas encajantes, favorable ambiente tectónico, y factores cristalquímicos que puedan conducir a la dispersión o concentración de elementos.

Otra escuela de pensadores sugirieron que un granito no tiene porqué haber sido originariamente rico en ciertos elementos.

OVCHINNIKOV (1970) y RYABCHIKOV (1975) creen que los metales son capaces de ser concentrados en algún magma granítico a través de la acción de agua con soluciones ricas en halógenos, y formar depósitos. Por ejemplo, la fluorita se considera como el principal agente para la extracción, transporte y concentración de estaño, berilio y otros elementos litófilos. Esto además es reafirmado por la hipótesis de que el estaño proviene del granito a través de la fusión parcial de sedimentos con una contribución significativa de F, Cl, B y H_2O que son los agentes importantes para el transporte y la concentración de Sn(CHAPPELL y WHITE, 1974; WHITE, BEAMS y CRAMER, 1977).

Cuatro modelos alternativos son normalmente usados para describir el transporte y la deposición de menas (STEMPROK, 1979):

1) Emanación. Diferenciación.

Este modelo postula el traspaso de metales a volátiles que se acumularían en domos de los techos de batolitos en proceso de solidificación. La deposición se localizaría en fisuras y fallas en el granito o rocas encajantes vecinas, o se dispersaría en el mismo granito. Mientras que los volátiles pueden llegar a ser localizados en una cámara superior, la cristalización simultánea del magma en una cámara inferior se considera (por TAUSON, 1977) responsable de la aureola superimpuesta hidrotermal del granito (Fig. 6).

2) Cristalización fraccionada.

Este modelo postula la diferenciación por cristaliza -

FIGURA 6.

UN ESQUEMA HIPOTETICO DE ACUERDO CON TAUSON (1.977), PARA LA CRISTALIZACION DE UNA INTRUSION HIPOABISAL CON UN ALTO CONTENIDO DE CONSTITUYENTES VOLATILES.

- 1.- ZONA DE CONCENTRACION DE LA MINERALIZACION DE ALTA TEMPERATURA.
- 2.- AUREOLA DE EMANACION EN LA ROCA ENCAJANTE.
- 3.- DIRECCION DEL MOVIMIENTO DE VOLATILES.
- 4.- FLUIDOS MINERALIZADORES DE ALTA TEMPERATURA.
- 5.- ZONA DE ENFRIAMIENTO Y CRISTALIZACION TEMPRANA.
- 6.-CAMARAS DE FUNDIDOS.
- 7.- ROCA DE CAJA, SEGUN STEMPROK (1.979).

ción fraccionada a través de la eliminación de cristales del sistema. GROVES & MCARTHY (1978) calcularon la repartición de Ba, Sr, Rb entre los cristales y fundidos, desarrollando su modelo de cristalización de los granitos estanníferos en Sudáfrica, representado en la Fig. 7.

3) Secreción lateral.

Este concepto aparece para explicar los efectos post-magmáticos observados que siguen a la solidificación de un plutón granítico. Los elementos litófilos capturados por micas (a menudo biotita) y por feldespatos (esencialmente plagioclasa) son redistribuidos en el estado postmagmático por soluciones que circulan por la roca sólida. El modelo gráfico para tal autometamorfismo/metasomatismo es tomado de SHCHERBA et al. (1964) y presentado en la Fig. 8.

Los tres modelos presentados anteriormente están de acuerdo en que los fluidos derivan de la cristalización de un magma. Recientes datos isotópicos (SHEPPARD, 1977) indican que durante la evolución de sistemas mineralizantes, el dominio inicial de soluciones magmáticas hidrotermales se pierde como resultado del influjo de aguas meteóricas, conatas y agua de mar. Por ejemplo, el agua meteórico-hidrotermal parece haber sido dominante o componente mayor de los fluidos involucrados en la greisenización, asociado con los yacimientos de estaño-wolframio cornubianos.

4) Fuentes infracrustales.

FIGURA 7

MODELO PARA MINERALIZACIONES DE ESTAÑO DE ACUERDO CON GROVES Y Mc CARTHY (1.978) = a) CRISTALIZACION INICIAL DE UN GRANITO COMPUESTO POR HORNABLENDA, BIOTITA, PLAGIOCLASAY CUARZO (NO EVOLUCIONADO), b) CONTINUACION DE LA CRISTALIZACION DEL MAGMA CON CAMBIO PROGRESIVO EN LA MINERALOGIA DE SUS DIFERENCIADOS, SEPARACION DE CRISTALES TEMPRANOS DEL FUNDIDO PARA FORMAR UN CUERPO SIN HORNABLENDA, c) CONTINUACION DEL PROCESO DE SEPARACION DE CRISTALES TEMPRANOS, DURANTE LA CRISTALIZACION, d) CONTINUACION DE LA CRISTALIZACION DEL FUNDIDO, LLEGANDO AL PUNTO DE SATURACION DE AGUA, SEPARACION DE UN VAPOR POBRE EN ESTAÑO QUE SE CONCENTRA EN ZONAS ALTAS DE TECHO Y ESTRUCTURALMENTE FAVORABLES, FORMANDOSE PEGMATITAS LAMINARES ESTERILES, e) EL FUNDIDO SATURADO EN AGUA CRISTALIZA DANDO LUGAR A UN GRANITO MOSCOVITICO ROJO ó PARDO MIAROLITICO, VAPORES RICOS EN Sn, Fy/o B CONCENTRADOS EN LOS DIFERENCIADOS TARDIOS LIQUIDOS, PRODUCEN LA GREISENIZACION POR DEBAJO DE LA ZONA DE TECHO, SE PUEDEN DESARROLLAR ZONAS RICAS EN CASITERITA ADYACENTES AL GRANITO GREISENIZADO, LA MINERALIZACION PUEDE TAMBIEN PRESENTARSE A LO LARGO DE FRACTURAS TARDIAS. 1.- MINERALIZACION DE ESTAÑO EN FRACTURAS TARDIAS, 2.- CONCENTRADOS DE GRANITO GREISENIZADO RICO EN CASITERITA, 3.- PEGMATITAS LAMINARES ESTERILES, 4.- GRANITO MOSCOVITICO DE COLOR ROJO ó PARDO, 5.- ZONAS CON BIOTITA- FELDESPATO POTASICO- PLAGIOCLASA- CUARZO, 6.- ZONAS CON HORNABLENDA- BIOTITA- PLAGIOCLASA- CUARZO, 7.- FUNDIDO SATURADO EN AGUA, 8.- FUNDIDO NO SATURADO EN AGUA, 9.- DIRECCION DE CRISTALIZACION, 10.- INTRUSION DEL MAGMA GRANITOIDEO. SEGUN STEMOK (1.979).

FIGURA 8

AUTOMETAMORFISMO DE UNA INTRUSION DE ACUERDO CON SHCHERBA, et al. (1964); PRODUCIDA POR SOLUCIONES POSTMAGMATICAS.
 1.- PEGMATITAS. 2.- GREISEN. 3.- FILONES. 4.- STOCKWORKS. 5.- GRANITO MICROCLINIZADO. 6.- GRANITO ALBITIZADO. 7.- GRANITO GREISENIZADO. 8.- GRANITO "NORMAL". 9.- ROCA DE CAJA MAS ó MENOS METAMORFIZADA ó ALTERADA. 10.- DIRECCION DEL MOVIMIENTO DE SOLUCIONES POSTMAGMATICAS. 11.A.- ZONA DE MICROCLINIZACION. 11.B.- ZONA DE ALBITIZACION. 11.C.- ZONA DE DEBIL GREISENIZACION. 11.D.- ZONA DE MICROCLINIZACION II. 11.E.- ZONA DE ALBITIZACION II. SEGUN STEMPROK (1979).

FIGURA 9

MOVIMIENTO Y CONCENTRACION DE SOLUCIONES MINERALIZADORAS DESDE LA CORTEZA INFERIOR HACIA LA ZONA DE TECHO DENTRO DE UN CUERPO GRANITICO (STEMPROK, 1963). 1.- ROCA DE CAJA, 2.- GRANITO SOLIDIFICADO, 3.- ORIGEN DEL GRANITO MINERALIZADO, 4.- ORIGEN DEL HIPOTETICO FUNDIDO RICO EN ALCALIS, 5.- ZONA DE DEPOSICION DE LA MINERALIZACION, 6.- DIRECCION DEL MOVIMIENTO DE SOLUCIONES POSTGRANITICAS, 7.- DIRECCION DEL MOVIMIENTO POR LA ADICION DEL MATERIAL DEL MANTO. SEGUN STEMPROK (1979).

En este modelo los granitos no se piensa que son la fuente directa de los elementos económicos. En cambio, granitos y menas provienen de una fuente común profunda (STEMPROK, 1963). El líquido peralcalino, que es el material origen probablemente de algunos granitos, puede producir granitos peraluminosos con constituyentes metálicos que siguen las vías del granito ascendente (Fig. 9) y pueden presentar fuertes alteraciones. Otro soporte para este modelo es el desarrollo de los depósitos de estaño de Nigeria derivados del manto y de la corteza (BOWDEN, 1979) en el Paleozoico y Mesozoico (KINNAIRD, 1979). Esto puede implicar una fuente subcrustal disponible a través de un largo período de tiempo geológico.

II.3.1. Principales áreas de granitos fértiles en el mundo

Las provincias metalogénicas principales de granitos fértiles en el mundo son tres: la provincia del sureste asiático, la provincia nigeriana y la provincia varíscica.

II.3.1.1. Provincia del sureste asiático.

La faja del estaño del SE Asia, que tiene aproximadamente 3.500 Km de largo y 400-800 Km. ancho, es probablemente uno de los mejores ejemplos de una provincia metalogénica (Fig. 10).

La producción anual de estaño en el mundo (alrededor

Figura 10

Mapa regional en el que se muestra la distribución aproximada de los granitoides en la provincia estannífera del SE de Asia. La zona de subducción de la litosfera oceánica dentro de Sumatra se indica en la parte inferior izquierda. Según BECKINSALE (1979).

de 230.000 toneladas) se tasa alrededor de $3 \cdot 10^9$ U.S.\$. y, alrededor del 60% de esta producción procede del SE de Asia.

La mayor parte de la mena de estaño procede de placeres cuaternarios, ya sea en la costa o fuera de ella, y una uniforme y creciente proporción de la producción anual procede de las operaciones por draga fuera de la costa y en aguas más profundas cada vez. En 1978, por ejemplo, alrededor del 35 % de la producción de estaño de Indonesia procedió de operaciones fuera de la costa.

La producción actual de estaño, en minería de interior, de mineralizaciones primarias de estaño es poco importante, aunque existen un gran número de operaciones a pequeña escala. Las minas de interior con una producción actual sustancial son sólo las de Pahang Consolidated Mine y Sungei Lembing cerca de Kuantan, Malasia y la de Kelampa Kampit Mine en Billiton, Indonesia. La mineralización primaria de estaño está especialmente asociada con granitos fértiles, por ejemplo: a) Venas en "swarms" hidrotermales (cuarzo-casiterita-wolframita) cortando al granito y a la roca de caja en "cúpulas" a techo de intrusiones graníticas, p. ej. Mawchi Mine, Burma, Hermingyi Mine, Burma. b) La presencia de los denominados "depósitos diseminados", en los que la casiterita está más o menos diseminada en las rocas greisenizadas de un granito en la zona de techo, tal como el yacimiento de Haad Som Pan en Tailandia. c) La presencia común de pegmatitas estanníferas y aplitas que intruyen al granito y a la roca de caja y que se encuentran especialmente en las zonas de techo

de las intrusiones; aunque las últimas son típicamente intrusiones pequeñas (2 m) que a menudo presentan grano grueso, y frecuentemente tienen casiterita visible a simple vista.

Aunque está claro que la mineralización primaria de estaño está especialmente asociada a granitos fértiles evolucionados, las relaciones geoquímicas entre el granito y la mineralización de estaño no está muy bien estudiada.

En general se ha establecido que las pegmatitas que contienen casiterita y que intruyen a un granito, sean fracciones del mismo magma. Similarmente, el origen de los fluidos involucrados en la formación de venas "swarms" hidrotermales o en la alteración neumatolítica que produjo el tipo de yacimiento diseminado de Haad Som Pan, es desconocido. Por analogía con depósitos similares, sería razonable suponer que el agua meteórica debe estar implicada (TAYLOR, 1974).

Finalmente, en el este de Malasia y en Billiton, Indonesia, existen indicios mineros de mineralización primaria de estaño de mayor significancia económica que consiste en capas de casiterita-pirrotina-magnetita interestratificadas con sedimentos. Estas menas han sido tradicionalmente consideradas como de origen pirometasomático, similares a los depósitos de skarn conteniendo casiterita y malaquita ($\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot \text{SiO}_2$) tales como el de Pinyok Mine en Tailandia y relacionados también de alguna manera con los granitos de edad triá-

sica. Sin embargo, si la hipótesis actual de que estas capas pueden ser de origen volcanogenético-exhalativo, es correcta, entonces estas menas deberán ser más viejas que cualquiera de los granitos datados a los que intruyen.

A pesar de estas áreas inciertas, es evidente, según BECKINSALE, que los depósitos de estaño tienden a presentarse en asociación con granitos de características geoquímicas altamente evolucionadas. Más aún, el granito con estaño más típico del SE de Asia debía ser clasificado como un granito tipo S (CHAPPELL & WHITE, 1974) o granito de la serie ilmenita (ISHIHARA, 1977) mejor que de tipo I o de la serie magnetita (BECKINSALE et al. 1979).

BECKINSALE (1979) propone un modelo simple para explicar la historia geológica de la cadena de estaño del SE de Asia. El se basa en la idea de que, según los modelos actuales de tectónica de placas, para que se produzca una cadena a escala batolítica de granitos tipo S (que son los responsables de la mineralización de estaño) por la vía de fusión crustal, debe ser por subducción, colisión entre continentes o colisión entre un continente y un arco magmático. Es importante recordar sin embargo, que tales colisiones sólo ocurren cuando un océano o cuenca marginal se cierra, y este cerramiento sólo puede ocurrir por subducción de la litosfera oceánica. Entonces, se deberá esperar encontrar una cadena de viejos granitos tipo I, relacionados con la temprana subducción de litosfera oceánica, en la parte continental de una cadena joven de granitos tipo S.

Por todo lo cual, las hipótesis básicas de este modelo son: a) las cadenas de granitos tipo I y los yacimientos asociados "porphyry copper", se relacionan con la subducción de litosfera oceánica, b) las cadenas de granitos tipo S con yacimientos asociados de estaño se relacionan a colisiones continentales con una vieja cadena de granitos tipo I en la parte continental de ellos.

En conclusión, el modelo presentado para la provincia de estaño del SE de Asia es que el estaño se concentra generalmente en la corteza continental y la mineralización primaria de estaño puede desarrollarse donde las rocas de la corteza experimentan una fusión parcial (ciclo de cristalización fraccionada), produciendo granitos tipo S con caracteres geoquímicos altamente evolucionados.

II.3.1.2. Provincia nigeriana

En la provincia nigeriana, existen dos períodos distintos de mineralización. Una mineralización Paleozoica temprana, posiblemente relacionada con un magmatismo calcoalcalino, y una mineralización Mesozoica tardía asociada con la formación de granitos anorogénicos subvolcánicos en complejos circulares. El estilo de cada mineralización y los minerales asociados son muy diferentes y se pueden relacionar a contrastes tectónicos y evolución magmática, según MARTIN & PIWINSKI (1972).

La mineralización Paleozoica de estaño está limitada

a algunas pegmatitas cuarzo-micáceas-feldespáticas en la región de Kafanchan (Fig. 11). Su mineralogía consiste en microclino, oligoclasa, biotita, moscovita, lepidolita, apatito, granate, cuarzo y casiterita y tantalita como económicamente importantes. También son minerales utilizados después como gemas, variedades de berilo y turmalinas verdes y rosas. En contraste, los granitos anorogénicos mesozoicos del Norte de Nigeria, no contienen turmalina ni tantalita, y en muchas localidades tienen altas concentraciones de columbita. También presentan tierras raras, minerales accesorios ricos en uranio y torio, y lo más importante de todo es la abundancia de esfalerita con casiterita, calcopirita, galena, pirita, topacio, fluorita, monacita, arsenopirita, genthelvita, pirrotina y molibdenita. El zinc es un elemento traza enriquecido en los granitos anorogénicos, concentrándose en las micas y los anfíboles en casi un 1% en peso. Por lo cual no es sorprendente que en muchos de los filones mineralizados, el principal mineral de la mena sea esfalerita excediendo muchas veces a la casiterita.

Los granitos anorogénicos del Norte de Nigeria ("younger granites") intruyeron como complejos circulares en el basamento del Paleozoico Inferior. Más de 40 complejos individuales se presentan variando en dimensiones desde un área de 1.500 Km^2 a menos de 2 Km^2 . En general esta "suite" de complejos se concentra en una zona de 200 Km de ancho en forma de cadenas de complejos que se extienden a lo largo del meridiano noveno (Fig. 11). Los complejos son circulares o

Figura 11

elípticos, y vienen definidos por un "ring-dyke" externo fayalita-granito-pórfido que a su vez está rodeado por el basamento.

Estudios realizados en el norte de Nigeria (BOWDEN, 1979) han demostrado que el desarrollo de estos complejos circulares comenzó con la erupción de basaltos (toleitas olivínicas, cuarzo-toleita) procedentes de centros volcánicos. Estos a su vez se asociaron con traquiandesitas, andesitas y en menor cantidad riolitas. Durante el subsecuente colapso de la caldera, secuencias voluminosas de ignimbritas riolíticas dominaron el conjunto volcánico. Más tarde, fluyeron lavas ácidas post-caldera y domos endógenos silícicos ocuparon el piso del cráter. Dentro de esta pila volcánica intruyeron los granitos subvolcánicos muchos de los cuales contienen fayalita, henderbergita subalcalina, anfíboles alcalinos y biotita. Otro grupo menor en cantidad, pero importante en cuanto a rocas asociadas, son las sienitas y sienomonzonitas, y por último se encuentran rocas básicas preintrusión y postintrusión de los magmas graníticos. La petrología de los granitos y rocas asociadas fue muy bien descrito por BUCHANAN et. al. (1971). Investigaciones recientes han demostrado que el zinc juega un papel muy importante no sólo como elemento dispersado sustituyendo a otros elementos en la celdilla ferromagnesiánica de micas y anfíboles, sino también como constituyente de esfalerita y genthelvita en filones mineralizados. El zinc es más abundante que el estaño dentro de la provincia y está mucho más enriquecido que el wolframio o el niobio en los granitos y filones.

Para comprender la mineralización mesozoica relacionada con los granitos es conveniente considerar por separado los granitos peralcalinos y los peraluminosos (BOWDEN, 1979; KINNAIRD, 1979).

Los granitos peralcalinos de riebeckita-albita presentan una mineralización dispersa asociada con recristalización y formación de albita y microclino subsolidus. Ellos pueden contener también: pirocloro, criolita y fluorita. Confirman la abundancia del zinc, aunque no se han encontrado minerales. Los análisis de roca total dan para el zinc 1000 ppm. que se concentra sobre todo en los anfíboles pudiendo contener hasta un 1% en peso de ZnO. Está enriquecido en Na, Nb, F, y Zn y además en Th, Sn, Be, Li, Cs, Sb, Cd, Mo, Rb, y Sr. Solamente existen cinco de estos granitos peralcalinos y todos son adyacentes o cercanos a granitos biotíticos mineralizados.

En contraste con una sola fase de mineralización dispersa asociada a los granitos peralcalinos, los granitos biotíticos pertenecientes a la rama aluminosa, presentan dos estados distintos de mineralización:

- 1.- Una fase temprana dispersa de mineralización, en la que la columbita es un mineral importante, que afecta a las partes apical y marginal de las intrusiones de granitos biotíticos. Es un estado temprano post-magmático que se conforma durante el enfriamiento y recristalización subsolidus. La recristalización efectúa un cambio textural con nuevo crecimiento de microclino y albita, y en el que se in-

roducen columbita, xenotimo, thorita y circones enriquecidos en Hf y Cl. Altos contenidos de columbita coinciden con altos de thorita.

Este estado de mineralización está representado por muchos de los granitos biotíticos de grano fino de la provincia Nigariana, pero el enriquecimiento mejor conocido es el encontrado en partes muy localizadas del complejo Jos-Bukurn. Dos zonas estrechas de granitos biotíticos dentro de este complejo fueron valoradas por encima del 0'4% $Nb_2 O_5$ (WILLIAMS, et. al. 1956). La tabla 2 muestra la abundancia de $Nb_2 O_5$ comparada con la de $Sn O_2$ en una serie de muestras cogidas en este granito.

2.- La fase tardía de mineralización asociada con granitos aluminosos es tardipostmagmática. Esta se conforma después de que la roca encajante ha recristalizado y consolidado rellenando venas o filones. La esfalerita predomina en estos filones, aunque casiterita, pirita, galena y calcopirita son también bastante abundantes. Monacita, arsenopirita, genthelvita, pirita, galena y calcopirita son también comunes, aunque no abundantes, y siderita, greenockita, calcosina, covellina, cobre nativo, fenaquita, bismutinita y uraninita se presentan en alguna localidad. El niobio de la fase previa no es importante en esta fase aunque altos valores de niobio se pueden presentar en filones que cortan granitos con altos valores de niobio (Tabla 3).

Datos de campo demuestran que en el área de Rishi, en el complejo de Saiya-Shokobo, la distribución del campo filoniano no se asocia con las zonas marginales y apicales de las intrusiones de

TABLA 2.- Contenidos de $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{SnO}_2$ en muestras

del granito de Rayfield Gona

	ppm Nb_2O_5	ppm SnO_2		ppm Nb_2O_5	ppm SnO_2
88 A	90	25	10 D	900	520
88 B	770	200	10 E	2290	1450
88 C	510	165	10 F	1200	68
88 D	460	165	10 G	30	<20
88 E	470	70	10 H	1280	350
88 F	610	140	10 J	1720	430
88 G	55	50	10 K	750	360
88 H	470	130	10 L	500	20
88 J	770	50	10 M	1050	28
88 K	520	56	10 N	820	<20
88 L	1115	50	10 O	320	<20
88 M	590	120			
88 N	630	120			

TABLA 3.- Composición química comparativa entre dos tipos de filones

Composición	Filón blanco de grano fino	Filón gris oscuro de grano grueso
	Muestra 5 L	Muestra 5 AL
SiO ₂	90.9	54.2
TiO ₂	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	1.2	9.7
Total Fe (as FeO)....	3.4	27.3
MnO.....	0.05	0.31
MgO.....	<0.02	0.02
CaO.....	0.24	0.12
Na ₂ O.....	0.15	0.11
K ₂ O.....	0.81	5.85
SnO ₂	0.14	0.88
ZnO.....	n.d.	0.10
	97.01	98.69
Li.....	760 ppm	4645 ppm
Fe.....	2	6

granito biotítico. Sin embargo, hacia el sur donde la erosión ha denu
dado niveles superficiales y donde las sucesivas intrusiones graníti-
cas han tendido a modificar primeros contactos, los rellenos de filo-
nes son menos abundantes y sus relaciones con la roca encajante son
menos obvias. Los filones, que primariamente están asociados con
granitos biotíticos, pueden también encontrarse asociados con el neis
del basamento, granito de fayalita y rocas volcánicas, aunque nunca
con granitos peralcalinos.

En los filones aparecen series de procesos de alte-
ración que se conforman según una secuencia distinta, aunque en mu-
chos casos los procesos se desarrollan en tiempo y en espacio. El
principal proceso de alteración que ha sido reconocido incluye argi-
lización, fluorización, alteración clorítica, alteración serícítica,
greisenización y silicificación. El orden en que estos estados se pre-
sentan no ha sido firmemente establecido pero datos de campo indican
que puede variar el orden establecido en otras provincias metalogéni-
cas.

La alteración argilítica que transforma la alteración par-
cial de feldespatos a minerales de las arcillas, no es una fase impor-
tante de desarrollo de mena, aunque se acompaña de una introducción
de esfalerita. En contraste, la fase de fluorización es la más impor-
tante que acompaña al desarrollo de mineralización, desde el primer
momento en que todo el volumen de sulfuros y monacita empiezan a
introducirse en este estado. Existe una correlación directa entre el
contenido de fluorita y la concentración de la mena. En adición al in-

cremento de fluorita, también es significativo el incremento del contenido de hierro que partiendo de menos de un 2% en los granitos biotíticos, llega a ser más de un 20% en algunos filones. Los incrementos en los contenidos de Zn, Cu, Pb, Li, Ce, y As son también significativos, formando todos especies minerales excepto el litio que se introduce en la celda de las micas. La biotita original de la roca encajante puede ser parcialmente cloritizada en estos filones o experimentar una alteración. Por lo tanto, los filones mineralizados afectados por la fase de fluorización pueden contener además del cuarzo, biotita férrica o clorita y abundante fluorita, esfalerita, casiterita, galena, calcopirita, pirita, monacita, genthelvita, greenockita, arsenopirita y molibdenita.

En la fase sericitica de alteración, solo son minerales comunes asociados con ella: esfalerita, galena y casiterita. La alteración sericitica que se forma como resultado de la rotura de los feldespatos es muy pequeña en comparación con el grado que se ha descrito en otras provincias. La sericita resultante forma agregados de grano fino con cuarzo y topacio.

La greisenización que es más común, se presenta en los filones, por cuarzos distorsionados, largos plumeros de siderofilita, o menos común aún protolitionita blanca, con cantidades menores de topacio. La casiterita es el único mineral asociado con este tipo de alteración, y se encuentra a menudo entre mica en forma de cristales maclados y zonados.

TABLA 4.- Contenidos de estaño, zinc, wolframio y niobio en granitos biotíticos, granitos biotíticos alterados y filones mineralizados de Nigeria

	Sn	Zn	W	Nb	
N 75	40 ppm		4 ppm		granito biotítico
N 77	110		4		"
N 91	25		4		"
N 92	50		4		"
N 94	25		4		"
N 58 A	160	292	1320		granito alterado
N 58 C	100	331	720	180	"
N 58 B	350	2400	860	93	filón mineralizado
JB 22	520	0'82%	4	84	filón mineralizado
JB 118 A	120	1'92	4	74	"
JB 64 H	1000	0'04	4	132	"
JB 120	200	40 ppm	4	249	filón de cuarzo
SS 117	6150	0'1%	40	122	filón mineralizado
SS 2 C	330	0'65	12	500	"
SS 106 A	200	1'73	4	7	"
SS 102	850	1'68	4	7	"
SS 109 A	840	1'35	4	2	"
SS 109 C	190	2'16	8	2	"
SS 109 B	1'94%	0'82	4	10	"

N = Liruei Complex.

JB = Jos Bukuru Complex.

SS = Saiya Shokobo Complex.

Químicamente, estos filones muestran un ancho rango en composición pero esto es debido al porcentaje de siderofilita que contiene la roca.

Sólo una pequeña cantidad de minerales de la mena se asocian con la fase de silicificación, pero es muy importante en este estado la asociación con wolframita. La mineralización de zinc se asocia con un cortejo filoniano pegmatítico, que aparece en el estado más tardío.

Lo que parece evidente es que el zinc es abundante en todos los estados del desarrollo granítico. En los filones mineralizados se presenta como esfalerita y genthelvita ($\text{Zn}_3 \text{Fe Be}_3 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$ S) y en algunos puntos el contenido de esfalerita excede en gran cantidad a la casiterita. En la Tabla 4 se indican los valores de estaño, wolframio, zinc y niobio en algunas muestras de granito biotítico y filones mineralizados.

II. 3. 1. 3. Provincia Varíscica

Los depósitos primarios de estaño y wolframio de la provincia varíscica europea se localizan geográficamente en el noroeste de Bohemia (Checoslovaquia) Sajonia y Vogtland (República Democrática Alemana) Gran Bretaña y el Macizo Central (Francia), Cornwall y Devon (Gran Bretaña), y la Península Ibérica (España y Portugal). Estas áreas pertenecen a la provincia varíscica europea componiéndose principalmente de rocas precámbricas y paleozoicas intruí -

das por granitoides sincinemáticos y postcinemáticos.

La división de las Variscides Europeas (oeste y central) se basa en su posición geotectónica y desarrollo paleogeográfico como se demuestra en la Fig. 12, de acuerdo con los datos de AUBOIN (1965) y LOTZE (1945). Una característica principal de la metalogenia en esta área es la localización de muchos depósitos en una serie de macizos. Estos son grandes bloques cratonizados formados predominantemente por rocas precámbricas rodeados de series sedimentarias plegadas o no, de edad Cámbrica a Pérmica. Los macizos que se pueden distinguir en las Variscides Europeas importantes para el desarrollo de la mineralización de estaño y wolframio, serían los siguientes (SHCHEGLOV, 1968; MAGAKYAN, 1974): Bohemia (I), Macizo Central (Francia) (II), Armoricano (Bretaña) (III), Cornwall (IV) y Hespérico (V) (Fig. 12).

Hay que resaltar que la distribución de los distritos de estaño y wolframio no está estrictamente controlada por las principales estructuras geotectónicas, sino que estos distritos cortan a las estructuras bajo ángulos variables.

Aunque el pequeño tamaño relativo de esta provincia no permite correlaciones, sí se pueden distinguir dos puntos principales en los distritos de las Variscides Europeas en términos de zonas, lineamientos o cadenas.

1.- Los lineamientos atraviesan las unidades geológicas

Figura 12

Figura 13

Relaciones entre los grandes yacimientos de Europa Ocidental y los lineamientos A- FAVORSKAYA and TOMSON (1974) y con los cinturones estanníferos (SCHVILLING, 1967), B- Ibérico, C - Armoricano, D- Zona con mineralización en metales raros según RUNDKVIST, et. al. (1971) (modificado). Según STEMPROK (1980).

cas mayores de las Variscides y conectan áreas de diferente posición geotectónica y posiblemente de una diferente edad geológica. Por lo cual SCHUILLING (1967) conectó el área mineralizada de Cornwall con la de Bretaña y el Oeste del Macizo Central y, buscó la continuación de la mineralización de estaño hacia Italia en Elba y Toscana. FAVORSKAYA & TOMSON (1974) postularon la existencia de dos lineamientos meridionales en el oeste de Europa, uno de ellos conecta la mineralización del área de Cornwall con la del Macizo Armoricano en Francia y con la del Macizo Hespérico (Fig. 13).

2.- Zonas paralelas a la principal división geológica. RUNDKVIST, et. al. (1971) sugiere la continuación de la mineralización de estaño-wolframio del Macizo Hespérico con Cornwall, siguiendo el alabeo de esta zona hacia el Macizo Armoricano, Macizo Central y Macizo Bohemiano. Esta interpretación es la que da todo el peso a la división de las Variscides en unidades geológicas mayores (Fig. 13).

La asociación de áreas estanníferas en Europa con provincias estanníferas en el mundo es bastante especulativa. Sin embargo, la dependencia espacial de zonas de magmatismo ácido y mineralización en metales raros en provincias planetarias de algunos miles de Km. de extensión es bastante evidente según RUNDKVIST (1977). Por otra parte SCHUILLING (1967) propuso una conexión de la provincia de Sud-Africa-Nigeria con la Ibérica, si la hipótesis de la deriva continental es aceptada.

Los granitoides de la cadena Variscica son miembros

de series de rocas intrusivas que constituyen los macizos del orógeno Variscico. Los granitos forman cuerpos polifásicos que afloran parcialmente en forma de macizos simples, teniendo que inferir sus continuaciones subterráneas por la entidad de sus aureolas metamórficas de contacto y por estudios gravimétricos.

Las características petrográficas de los granitoides que contienen yacimientos de estaño y wolframio y que están espacialmente asociados, son similares a lo largo de la provincia. Los granoides muestran una relación espacial muy fuerte con yacimientos endógenos de estaño y wolframio que varían en composición desde las granodioritas con hornblenda-biotita a las alaskitas y granitos ricos en litio-albita. Son muy corrientes las manifestaciones de alteraciones tectomagmáticas y postmagmáticas tales como microclinización, albitización, muscovitización y greisenización.

En muchas áreas, se pueden reconocer dos series graníticas distintas de edad tardi-hercínica. Así, SOEN (1970) diferenció, en la parte noroeste del Macizo Hespérico, una serie de granitos "older" clasificados como granitos de dos micas ricos en albita o granodioritas con un grado importante de albitización postmagmática y muscovitización, y una serie de granitos "younger" clasificados como granitos de dos micas o biotíticos, localmente granodioritas de hornblenda-biotita y apogranitos.

ARRIBAS (1975) indica que en muchos granitos de la parte española del Macizo Hespérico existe un enriquecimiento en alu-

minio de éstos y una tendencia sílico-potásica en su composición. SAAVEDRA (1978) describe granitos en la zona Centro-Oeste de España y los divide en: a) granitoides alcalinos a granitos (a menudo en la provincia de Cáceres) y b) granodioritas y adamellititas (Linares, granito de la Alberca). Los granitos de ambos grupos contienen minerales ortomagmáticos ricos en aluminio (cordierita, andalucita), topacio y cuarzo temprano. Los granitos españoles contrastan intensamente con las características petroquímicas y petrográficas de las dos series graníticas en la zona Krusné hory-Erzgebirge, o sea con los complejos intrusivos "older" y "younger". Según LANGE et. al. (1972) y BAUMANN, et. al. (1974), los granitos del complejo intrusivo "older" son esencialmente monzonitas biotíticas caracterizadas por oligoclasa zonal, biotitas Mg-Fe, y carecen de una intensa albitización y greisenización postmagmática y tardimagmática. Los granitos del complejo intrusivo "younger" son sieno y monzo-granitos, biotíticos o de dos micas, con un relativamente alto contenido de cuarzo y una variable relación de feldespato potásico, asociado con plagioclasas de un bajo contenido en anortita. Esta última serie se caracteriza por una intensa albitización postmagmática o tardimagmática, metasomatismo de feldespato potásico, y greisenización. Dentro de este grupo de granitos se les puede atribuir una posición genética especial a los granitos con litio y albita, también llamados "apogranitos" con zinwaldita o protolitionita como principales micas.

En el Macizo Central Francés (DIDIER, et. al. 1973),

el primer grupo de granitoides lo componen granodioritas y granitos monzoníticos mientras que el segundo grupo se representan por leucogranitos que son esencialmente granitos biotíticos o de dos micas. En este último grupo tendremos también los granitos de Echassière y Montebrazas que tienen una composición muy especial y que los podríamos considerar también como granitos con litio y albita, ya que por ejemplo el granito de Beauvoir en Echassière es un granito de albita-lepidolita con contenidos de Li_2O de 0'60-1'25% (BURNOL. et. al. 1974).

En el suroeste de Inglaterra, generalmente los granitos no se pueden dividir en grupos "older" y "younger", sino que posiblemente todos pueden ser relacionados con series graníticas "younger" de otros distritos. EXLEY & STONE (1964) diferencian un grupo de granitos de biotita, litionita y fluorita, y otras rocas ígneas en menor cantidad como leucogranitos, aplitas y pegmatitas.

Los granitoides Variscos del Macizo Armoricano pertenecen petrográficamente a los granitos biotíticos y de dos micas (CHAURIS, 1965, 1977) a menudo con turmalina y muscovita; los granitos de Sterec-Terenez y St. Catherine tienen diseminado berilo (CHAURIS, 1965).

El granito con litio de Tregonning (Goldolphin) de Cornwall (STONE 1975) muestra cierta similitud con los granitos de litio-albita de Krusné hory-Erzgebirge y con algunas facies del granito del Trasquilón (Cáceres) (GONZALEZ AGUADO & GUMIEL, 1983).

Según STEMPROK (1980), los tipos de depósitos de

estaño asociados a rocas graníticas en las Variscides Europeas se podrían dividir en: (Tabla 5).

a) Pégmatitas

b) Skarns

c) Filones de cuarzo con greisen (turmalinitas)

a) Las pegmatitas ricas en estaño no tienen importancia económica en la provincia Variscica Europea, si bien aparecen, aunque raras, en Cornwall, Devon, Krusné hory-Erzgebirge. En el Macizo Hespérico de Portugal, THADEU (1965, 1973), describe pegmatitas estanníferas pobres en otras mineralizaciones, y unas muy locales mineralizadas en niobio-tántalo, berilio y fosfatos de manganeso. En España se han descrito pegmatitas estanníferas con amblygonita en las minas del Trasquilón y las Navas en Cáceres (GONZALEZ AGUADO y GUMIEL, 1984). Hay que tener en cuenta que algunos filones cuarzo-feldespáticos con casiterita y wolframita no son verdaderas pegmatitas sino que representan porciones feldespaticizadas de filones de cuarzo (STEMPROK, 1964; HOSKING, 1969).

b) El término "skarn" se refiere a "pirometasomático" o "contacto metasomático". Se origina en el contacto de granodioritas o granitos con rocas carbonatadas o alúmino-silicatadas. Las formaciones de "skarn" más generalizadas son las de scheelita (ferberita), siendo más raros los de molibdenita scheelita como es el caso de Flamanville en el Macizo Armoricano (CHAURIS, 1965). THADEU (1973) distinguió en la parte portuguesa del Macizo Hespérico, skarns

Unidades morfológicas y litológicas	Wolframíferas	Estanno - wolframíferas	Estanníferas
Pegmatitas			(1) <u>casiterita</u>
Skarns	(1) <u>scheelita (ferberita)</u> (2) <u>molibdenita - scheelita</u> (3) <u>oro - scheelita</u> (4) <u>cobre - scheelita</u>	(1) <u>scheelita - casiterita</u>	(2) <u>casiterita</u>
Filones de cuarzo y greisens (zonas, stockworks)	(5) <u>wolframita - cuarzo</u> (6) <u>metales raros - molibdenita - wolframio (wolframita-scheelita)</u> (7) <u>oro - wolframio (scheelita - ferberita)</u>	(2) <u>wolframita (scheelita) casiterita - cuarzo</u>	(3) <u>casiterita - cuarzo</u> (4) <u>casiterita - silicatos - sulfuros.</u>
Filones, stockworks, cuerpos masivos	(8) <u>Estibina - ferberita</u>		(5) <u>casiterita - sulfuros.</u> (6) <u>estaño madera (riolita)</u>
Capas	(9) <u>Hierro - hidróxidos de manganeso</u>		

----- Formaciones más extendidas e importantes económicamente en las Variscides centro-occidentales de Europa.

----- Distribución rara o subordinada, menos importante económicamente.

estaño asociados a rocas graníticas en las Variscides Europeas, deberían dividir en: (Tabla 5).

a) Pegmatitas

b) Skarns

c) Filones de cuarzo con greisen (turmalinitas)

a) Las pegmatitas ricas en estaño no tienen importancia económica en la provincia Variscica Europea, si bien aparecen aunque raras, en Cornwall, Devon, Krusné hory-Erzgebirge. El Macizo Hespérico de Portugal, THADEU (1965, 1973), describe pegmatitas estanníferas pobres en otras mineralizaciones, y unas pocas mineralizadas en niobio-tántalo, berilio y fosfatos de manganeso. En España se han descrito pegmatitas estanníferas con amblygonita en las minas del Trasquilón y las Navas en Cáceres (GONZALEZ AGUADO y GUMIEL, 1984). Hay que tener en cuenta que algunos filones de cuarzo-feldespatíticos con casiterita y wolframita no son verdaderas pegmatitas sino que representan porciones feldespaticizadas de filones de cuarzo (STEMPROK, 1964; HOSKING, 1969).

b) El término "skarn" se refiere a "pirometasomático" o "contacto metasomático". Se origina en el contacto de granitoides o granitos con rocas carbonatadas o alúmino-silicatadas. Las formaciones de "skarn" más generalizadas son las de scheelita (casiterita), siendo más raros los de molibdenita scheelita como es el caso de Flamanville en el Macizo Armoricano (CHAURIS, 1965). THADEU (1973) distinguió en la parte portuguesa del Macizo Hespérico, seis

Unidades morfológicas y litológicas	Wolframíferas	Estanno - wolframíferas	Estanníferas
Pegmatitas			(1) <u>casiterita</u>
Skarns	(1) <u>scheelita (ferberita)</u> (2) molibdenita - scheelita (3) oro - scheelita (4) cobre - scheelita	(1) scheelita - casiterita	(2) <u>casiterita</u>
Pilones de cuarzo y greisens (zonas, stockworks)	(5) <u>wolframita - cuarzo</u> (6) metales raros - molibdenita - wolframio (wolframita-scheelita) (7) oro - wolframio (scheelita - ferberita)	(2) <u>wolframita (scheelita) casiterita - cuarzo</u>	(3) <u>casiterita - cuarzo</u> (4) <u>casiterita - silicatos - sulfuros.</u>
Filones, stockworks, cuerpos masivos	(8) <u>Estibina - ferberita</u>		(5) casiterita - sulfuros. (6) estaño madera (riolita)
Capas	(9) Hierro - hidróxidos de manganeso		

----- Formaciones más extendidas e importantes económicamente en las Variscides centro-occidentales de Europa.

----- Distribución rara o subordinada, menos importante económicamente.

estaño asociados a rocas graníticas en las Variscides Europeas se podrían dividir en: (Tabla 5).

a) Pegmatitas

b) Skarns

c) Filones de cuarzo con greisen (turmalinitas)

a) Las pegmatitas ricas en estaño no tienen importancia económica en la provincia Variscica Europea, si bien aparecen, aunque raras, en Cornwall, Devon, Krusné hory-Erzgebirge. En el Macizo Hespérico de Portugal, THADEU (1965, 1973), describe pegmatitas estanníferas pobres en otras mineralizaciones, y unas muy locales mineralizadas en niobio-tántalo, berilio y fosfatos de manganeso. En España se han descrito pegmatitas estanníferas con amblygonita en las minas del Trasquilón y las Navas en Cáceres (GONZALEZ AGUADO y GUMIEL, 1984). Hay que tener en cuenta que algunos filones cuarzo-feldespatícos con casiterita y wolframita no son verdaderas pegmatitas sino que representan porciones feldespatizadas de filones de cuarzo (STEMPROK, 1964; HOSKING, 1969).

b) El término "skarn" se refiere a "pirometasomático" o "contacto metasomático". Se origina en el contacto de granodioritas o granitos con rocas carbonatadas o alúmino-silicatadas. Las formaciones de "skarn" más generalizadas son las de scheelita (ferberita), siendo raros los de molibdenita scheelita como es el caso de Flamanville en el Macizo Armoricano (CHAURIS, 1965). THADEU (1973) distinguió en la parte portuguesa del Macizo Hespérico, skarns

TABLA 5.- Clasificación de formaciones endógenas de Sn-W (Modificado de M.M. POVILAITIS, 1976, y C.A.

TANANERVA, 1976) (Según STEMPROK, 1980)

Unidades morfológicas y litológicas	Wolframíferas	Estanno - wolframíferas	Estanníferas
Pegmatitas			(1) <u>casiterita</u>
Skarns	(1) <u>scheelita (ferberita)</u> (2) molibdenita - scheelita (3) oro - scheelita (4) cobre - scheelita	(1) <u>scheelita - casiterita</u>	(2) <u>casiterita</u>
Filones de cuarzo y greisens (zonas, stockworks)	(5) <u>wolframita - cuarzo</u> (6) metales raros - molibdenita - wolframio (wolframita-scheelita) (7) oro - wolframio (scheelita - ferberita)	(2) <u>wolframita (scheelita) casiterita - cuarzo</u>	(3) <u>casiterita - cuarzo</u> (4) <u>casiterita - silicatos - sulfuros.</u>
Filones, stockworks, cuerpos masivos	(8) <u>Estibina - ferberita</u>		(5) <u>casiterita - sulfuros.</u> (6) <u>estaño madera (riolita)</u>
Capas	(9) Hierro - hidróxidos de manganeso		

Formaciones más extendidas e importantes económicamente en las Variscides centro-occidentales de Europa.

----- Distribución rara o subordinada, menos importante económicamente.

con scheelita pobres en sulfuros y skarns con scheelita y wolframita ricos en sulfuros.

Como último estado de la mineralización, los skarns pueden ser cortados por filones de scheelita y wolframita.

c) Este grupo comprende los más importantes yacimientos de estaño y wolframio en esta provincia europea. La mayor parte de los cuerpos mineralizados están limitados a la zona cerca del contacto del granito con los cuerpos, y a veces es frecuente que les acompañe alteración de la roca de caja como greisenización, turmalinización, sericitización o silicificación.

El filón se rellena esencialmente por cuarzo, con cantidades variables de micas (moscovita o micas de litio), topacio, turmalina, feldespato potásico, fluorita y siderita (rara). Las características principales de estos filones son que, en una misma área se presentan filones puramente estanníferos, o bien wolframíferos, o mezclas de estaño-wolframio. La molibdenita es un mineral que se asocia muy a menudo con la casiterita, así como la wolframita y scheelita, y algunas veces también van asociados minerales de bismuto.

La fase sulfurada de estos filones consiste en sulfuros simples entre los cuales predominan arsenopirita, pirita, pirrotina, galena, blenda, calcopirita, bismutinita y estannina.

En las Variscides del centro y Oeste de Europa las paragénesis minerales cuarzo-wolframita, wolframita-scheelita casi

terita-cuarzo son las más características, mientras que oro-wolframio (scheelita-ferberita) o casiterita-cuarzo con ambligonita son las más escasas. La paragénesis de molibdeno-wolframio, que tiene mucha importancia en algunas áreas, tales como Kazakhstan Central, Altai, Urales y Transbaikalia, no es económicamente importante en esta provincia.

Más problemática es la posición en este grupo de la paragénesis casiterita-silicatos-sulfuros. Esta formación se representa por unas asociaciones características de turmalina-clorita con sulfuros comunes y cuarzo subordinado que está casi exclusivamente limitada al área de Cornwall. Sin embargo, está bien definida en otras provincias que tienen otras situaciones geológicas que las Variscides Europeas, aunque su asociación con la turmalinización de la roca de caja parece justificar su posición dentro de este grupo.

En resumen, la distribución de las principales paragénesis como se ha definido anteriormente, no es uniforme en toda la provincia. Existe una concentración densa de yacimientos primarios de estaño y wolframio en las áreas de Cornwall, Devon y Krusné-hory-Erzgebirge, y una diseminación muy grande de depósitos en los macizos Armoricano y Hespérico. Las áreas también difieren en su productividad estannífera, contrastando con el Macizo Hespérico que tiene una productividad relativamente alta en wolframio.

La mayor producción se obtiene de los yacimientos de casiterita-cuarzo, wolframita-cuarzo o casiterita-wolframita-cuarzo

que son los predominantes, mientras que la formación casiterita-silicatos-sulfuros se restringe al área de Cornwall. La principal característica es que en estas mismas áreas, se presentan por separado tipos estanníferos, wolframíferos o estanníferos-wolframíferos con distintas alteraciones de la roca de caja.

Según STEMPROK (1980) los cambios en las asociaciones minerales y en la productividad de metal de unas áreas a otras se puede explicar de la siguiente manera:

1) Diferenciación primaria de los elementos metálicos debido al desarrollo de centros emanativos a lo largo de cinturones profundos en el planeta. Esto puede explicar la discontinuidad de áreas enriquecidas en estaño y wolframio en la cadena orogénica Variscica y su posible especialización en estaño y wolframio debido a su relación con cinturones transcontinentales con mineralización en metales raros.

Los yacimientos son un resultado de los procesos que conducen a la producción de un granito. Esta es la razón por la cual en toda la provincia, la mayor parte de los yacimientos de estaño y wolframio se han desarrollado después del emplazamiento de los miembros más tardíos de la serie "younger" de los granitos. Como sugiere WYLLIE et. al. (1976) los granitos no pueden ser magmas primarios derivados del manto peridotítico o de corteza oceánica de naturaleza gabroica subducida. Datos experimentales demuestran que la composición de los líquidos graníticos coexistiendo con cuarzo y feldespatos

alcalinos se va modificando hacia composiciones más ricas en albita en la corteza inferior a grandes presiones. Parece probable que los granitos albiticos que acompañan a algunos de los miembros más tardíos de los plutones fértiles se relacionan con esos líquidos graníticos en profundidad (muy posiblemente también via soluciones postmagmáticas). Como los depósitos de estaño y wolframio certifican el origen de la mayoría de estos granitos, parece razonable deducir que la fuente de los magmas graníticos ricos en albita y las soluciones mineralizadoras, sea la misma o muy próxima la una de la otra. Así, la diferenciación principal de los fluídos mineralizadores dentro de sus formaciones individuales puede haber ocurrido en la corteza inferior (o manto superior) mejor que al nivel de las intrusiones batolíticas.

2) Un origen diferente de los magmas batolíticos por fusión parcial de rocas ígneas y sedimentos con contenidos variables en elementos traza. Por ejemplo, series sedimentarias conteniendo boro pueden ser responsables de la especialización en boro de ciertos complejos ígneos que pueden haberse formado por fusión parcial.

3) Una diferente profundidad de erosión. Una erosión superficial puede explicar que se hayan preservado las cúpulas y los depósitos greisen, tales como Cornwall, Krusné hory-Erzgebirge y Cáceres (Macizo Hespérico Español), y se hayan removido en zonas muy erosionadas en macizos, como el Macizo Central Francés.

4) La influencia de las rocas encajantes.

5) La aparición de wolframita con filones de cuarzo.

En muchas áreas, la asociación espacial de la wolframita con filones de cuarzo es aparente, mientras que la casiterita puede distribuirse en filones de cuarzo y greisens. Así, la impregnación típica de algunos tipos de depósitos puede mostrar la predominancia de casiterita o scheelita, contrastando con los rellenos de filones de cuarzo de wolframita pura o asociaciones casiterita-wolframita.

- - -

II.4. LA ESPECIALIZACION DE LOS GRANITOS.

Los análisis metalogénicos de los distritos mineralizados en estaño demuestran que los granitoides que existen en estos distritos, son distintos que otros granitoides. Se caracterizan por criterios geológicos, tectónicos, geoquímicos y petrográficos. (TISCHENDORF, 1978).

Usualmente, estos granitos son denominados como "granitos estanníferos", "granitos especializados" o "granitos especializados metalogenéticamente" respectivamente. Se puede decir que entre el complejo intrusivo granítico y su correspondiente yacimiento de metales raros asociados (Sn, Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Mo, F) no sólo existe una relación espacial, sino también una relación genética.

Existe posiblemente un número de peculiaridades geológicas, tectónicas, geoquímicas y petrográficas de estos granitos especializados metalogenéticamente que pueden ser usados como criterios para su reconocimiento (TISCHENDORF, 1978). La aplicación de estos criterios ayuda al reconocimiento de estos distritos prometedores en relación a la existencia de yacimientos de metales raros.

En resumen, estos granitos especializados poseen una serie de características peculiares que se pueden resumir en seis puntos según TISCHENDORF (1978).

1.- Los granitos metalogenéticamente especializados o complejos granitoides intrusivos se distinguen por:

- a) Su confinamiento hacia la mitad del último estado de una orogenia.
- b) Un pronunciado magmatismo siálico presumiblemente de origen palingenético.
- c) Un verdadero carácter intrusivo.
- d) Su asociación a complejos intrusivos polifásicos post - cinemáticos a niveles de intrusión hipoabisales.
- e) Su confinamiento a estados apicales de batolitos y su morfología relativamente ondulada (stocks...)
- f) Los contenidos específicos de algunos elementos principales que se desvian de los granitos normales:

SiO ₂	73' 38 ± 1' 39
TiO ₂	0' 16 ± 0' 10
Al ₂ O ₃	13' 97 ± 1' 07
Fe ₂ O ₃	0' 80 ± 0' 47
Fe O.....	1' 10 ± 0' 47
MnO	0' 045 ± 0' 040
MgO	0' 47 ± 0' 56

CaO.....	0'75 ± 0'41
Na ₂ O.....	3'20 ± 0'61
K ₂ O.....	4'69 ± 0'68

Comparados con los granitos normales, los granitos especializados son caracterizados por más altos contenidos de SiO₂ y K₂O y por más bajos contenidos de TiO₂, Fe₂O₃, MgO y CaO. Diferencias significativas entre ambos tipos de granitos se presentan con un cierto decrecimiento en CaO, TiO₂ y MgO.

g) Un incremento en los contenidos de elementos raros es específico en comparación con los granitos normales (especialización regional). Contenidos medios propuestos para algunos elementos traza son:

Fluor.....	3700	± 1500 ppm.
Rubidio	580	± 200 "
Litio	400	± 200 "
Estaño.....	30	± 20 "
Berilio	13	± 6 "
Wolframio	7	± 3 "
Molibdeno	3'5	± 2 "

Comparados con los contenidos medios de los granitos, en los especializados los elementos granitófilos (B, Nb, Ta, Cs, U, Th, RE, Li), están enriquecidos, mientras que los elementos granitófobos (Ni, Cr, Co, V, Sr, Ba), están empobrecidos.

h) Una distribución regional asimétrica (log normal) de los elementos raros, caracterizada por un fuerte incremento en la cantidad de elementos granitófilos desde el núcleo del plutón hacia el margen externo (especialización zonal).

i) Un fuerte incremento de elementos granitófilos desde la más antigua de las fases intrusivas dentro de los complejos intrusivos especializados, hacia la más joven (especialización temporal).

j) Una relativamente alta dispersión de los elementos que participan en la especialización.

k) Una cierta composición mineralógica, que guía hacia su clasificación, de acuerdo con criterios petrográficos, como granitos alaskíticos, leucogranitos, granitos aplíticos, granitos de dos micas (sienogranitos y granitos alcalifeldespáticos en sentido de STRECKEISEN). El contenido medio propuesto para una composición mineral (en vol. %) es:

Cuarzo	35 ± 3
Feldespato alcalino	33 ± 6
Plagioclasa	25 ± 3
Mica oscura	3 ± 1
Mica clara	3 ± 1
Accesorios	1

Debido a la importancia que tienen los portadores y concentradores de elementos raros, todos los minerales que constituyen la roca deben ser considerados, especialmente los accesorios. Las micas oscuras,

por ejemplo, juegan un papel muy particular como portadores o bien como concentradores.

l) Por una asociación especial de los accesorios, de los cuales casiterita, topacio, fluorita, turmalina o bien columbita-tantalina y berilio son los más importantes.

m) Por una secuencia paragenética de cristalización de los minerales que constituyen la roca que se desvía de la de los granitos normales. El cuarzo aparece como producto de cristalización temprana y la mica oscura como uno del último. Esto es probablemente debido al alto contenido de volátiles, particularmente flúor, en el fundido.

n) Por procesos autometasomáticos tardimagmáticos que producen microclinización, moscovitización y albitización. Estos procesos representan el primer estado de formación de los apogranitos (en el sentido de BEUS).

o) Por metasomatismo postmagmático (greisenización) con la formación de depósitos de elementos raros.

2.- Los granitos especializados o complejos granitoides intrusivos se pueden distinguir por la suma de sus características mencionadas anteriormente. Considerando los elementos químicos, se puede decir que los granitos especializados muestran desviaciones considerables de los granitos normales en el contenido de elementos raros (Sn, Li, Be, Rb, F), variaciones en cuanto a los elementos menores

(Ca, Mg, Ti,)), y sólo muy ligeras e insignificantes desviaciones en los elementos mayores (Si, Al, Fe, Na, K). No se puede esperar que con sólo una característica o unas pocas características, se pueda predecir si un granito es fértil o no. La detección de granitos especializados, además, sólo establece algo sobre la capacidad de formación de menas del correspondiente fundido especializado, pero no dice nada acerca de la existencia real de yacimientos. Para la formación de depósitos se requieren una serie de prerequisites (presencia de estructuras de producción de menas y de concentración de éstas).

3.- Es posible distinguir rocas intermedias o ácidas (adame - llitas) que aparecen en regiones enriquecidas en estaño, como precursores de granitos especializados. Al igual que éstos últimos, también pueden formar complejos intrusivos. Su posición geotectónica y emplazamiento geológico es el mismo que el de los complejos especializados. En algunas propiedades (contenidos de elementos, composición petrográfica, asociación de los accesorios), estos precursores son enteramente similares a los granitos normales. En otras propiedades (contenidos incrementados de elementos raros granitófilos, como Sn, Li, Rb, Be), son similares a los granitos especializados. Tienen típicamente bajo contenido en fluor. El preenriquecimiento en los elementos raros granitófilos es considerado como una indicación de herencia y como una precondition para una acumulación más grande aún en los términos más fraccionalizados y que darán lugar a los granitos especializados. De gran importancia para la formación de granitos espe

cializados es una tendencia magmática siguiente a la formación de precursores que permita un alto enriquecimiento en volátiles, especialmente en flúor, para que se desarrollen.

4.- La utilización de la existencia de especialización en rocas granitoideas como la base para detectar yacimientos minerales, es, de acuerdo con el presente conocimiento, aplicable sólo donde exista una relación directa entre concentración mineral y complejos intrusivos espacialmente relacionados. Esto es válido, obviamente, para Sn, Li, Rb, Be, Nb, Ta. En el caso del W y Mo es probable, y para el Cu, Pb, Zn, improbable.

5.- La causa de una especialización geoquímica - petrográfica se considera debida a un cierto preenriquecimiento del elemento correspondiente en el magma y a condiciones específicas de su formación. Tales granitos especializados son emplazados a altos niveles de la corteza terrestre, debido probablemente a la gran abundancia de volátiles, especialmente flúor. Las condiciones especiales de formación demoran la acumulación de elementos raros, si los procesos de cristalización dispersa prevalecen, y los estimulan, si los procesos de emanación y concentración prevalecen. Altos contenidos de flúor no sólo parece que estimulan la secuencia de cristalización y los procesos autometasomáticos, sino que también parece ser un requisito fundamental para la migración del estaño y otros elementos traza. Se puede decir que para la formación de depósitos de estaño, altos contenidos de flúor son incluso más importantes que altos contenidos de estaño.

III.- YACIMIENTOS DE Sn-W Y Nb-Ta ASOCIADOS A

ROCAS GRANITICAS

III.1. TIPOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS DE Sn A NIVEL MUNDIAL.

Los yacimientos de Sn-W encuadran dentro del grupo de los denominados hipotermales-hipercríticos (de alta temperatura).

Para la escuela alemana (Schneiderhön y Niggli) son los neumatolíticos, para la americana (Lindgren) son los hipotermales, para la escuela francesa son los de "partida ácida" (Routhier) y para la escuela rusa (Smirnov) son los yacimientos postmagmáticos.

Objetivamente, lo que les individualiza es lo siguiente:

- a) Engloban en su totalidad a las mineralizaciones filonianas de Sn y W y en gran parte las de Mo y Bi.
- b) Suelen ser ricos en componentes volátiles: F, B, Li y P.
- c) Asociación espacial y genética con rocas graníticas o granitoides en general y en particular con determinados tipos.
- d) Se encuentra en el espacio y en el tiempo entre los yacimientos pegmatíticos y los hidrotermales.
- e) Las menas frecuentes son: casiterita, wolframita, scheelita, molibdenita, acompañada de sulfuros: Py, Cp, Sph, Gal, etc.
- f) Las gangas están compuestas por cuarzo, minerales de F,

B, topacio, turmalina, fluorita, axinita, lepidolita, etc.

g) La geometría externa de las mineralizaciones presenta un marcado control estructural, apareciendo como filones, stockworks, pipas, etc.

Hay que hacer constar que en la totalidad de las clasificaciones existentes, se contemplan ambos elementos juntos (Sn y W). No obstante en 1978, BURNOL, GEFROY y SOLER proponen una importante clasificación exclusivamente para los yacimientos de W y RUNDKVIST en 1979 propone una para los yacimientos de Sn de la URSS.

Es evidente que del conocimiento tipológico de los yacimientos, en el que se contemplan aspectos de situación y posición geológica con respecto a un cuerpo intrusivo, composición mineralógica, efectos de alteración de la roca encajante y demás características, se desprenderán importantes consideraciones de índole práctica para la prospección.

En el amplio repaso histórico de las diferentes clasificaciones de los yacimientos de Sn, W y Mo, hay que destacar espe- cialmente las de Fuchs, Posepny, Groddeck, Phillips, Von Cotta, Lindgren, Niggli, Tatarinov y Magakian, Zakharov, Volfson, Smirnov , Sainsbury, Varlamoff, Denisenko, etc.

A lo largo de este siglo y parte del pasado los criterios empleados para las diferentes clasificaciones se basaban en la utilización de distintas variables, las cuales pueden agruparse en:

1) Variables medibles directamente:

- . Posición geológica.
- . Composición mineralógica.

2) Variables medibles indirectamente:

- . Profundidad del yacimiento.
- . Temperatura de los fluidos mineralizadores.
- . Presión, composición y estado de los fluidos.

En general se concede la mayor importancia a dos de las variables medibles indirectamente: la temperatura y el estado de las soluciones mineralizadoras.

Por lo que se refiere a la temperatura, los resultados obtenidos en numerosas mediciones demuestran la existencia de un amplio rango de variación para muchos yacimientos.

Según STEMPROK, pequeñas variaciones de la temperatura de deposición por ejemplo entre 200 y 300° C son insuficientes para explicar la gran diferenciación que presentan numerosos yacimientos.

Igualmente, el criterio basado en el estado de las soluciones mineralizadoras es muy discutible, ya que el límite hipotético entre los estados neumatolítico e hidrotermal no justifica de forma razonable la consiguiente inclusión de muchos yacimientos en uno de aquellos dos grupos.

Las más recientes e importantes clasificaciones de ya

cimientos de Sn son:

- 1) Clasificación de las provincias metalogénicas de Sn de TAYLOR, R.G. (1978, 1979) (Australia).
- 2) Clasificación de yacimientos de Sn según SMIRNOV, S.S. y MAGAK'YAN (1968).
- 3) Clasificación de las mineralizaciones relacionadas con el magmatismo ácido (en particular para los yacimientos de Sn de URSS) según RUNDKVIST, D.V. (1978).

Estas clasificaciones tienen un ámbito global a escala internacional excepto la de RUNDKVIST que es para los yacimientos de la URSS.

III.1.1. Clasificación de las provincias metalogénicas de estaño de TAYLOR (1978, 1979). (Basada en la idea de ITSIKSON y STEMPROK, 1969).

Se basa en parámetros relacionados con la situación geológica de los yacimientos. Del análisis de más de 50 provincias estanníferas, propone una clasificación provisional sujeta a modificaciones, ya que hay provincias insuficientemente conocidas que se adaptan mal al modelo propuesto.

Los ambientes en los que se encuentran importantes concentraciones de Sn, se agrupan de la siguiente forma:

Tipo 1.- CINTURONES OROGENICOS (yacimientos asociados a granitoides orogénicos).

A.- Yacimientos asociados a rocas efusivas o piro -
clásticas.

Estilo Mejicano (Fig. 14).

Este emplazamiento extrusivo se caracteriza por pequeñas venas y venillas, que son generalmente erráticas y de baja ley en estaño. Las venas son predominantemente fisuras rellenas de sílice en variadas formas con incrustaciones de hematites especular y casiterita. La casiterita se presenta frecuentemente como estaño madera (variedad coloforme). Recientemente concentraciones diseminadas de baja ley se han encontrado en México, en forma de pipas y zonas tabulares en el seno de riolitas brechificadas.

El conjunto filoniano parece característico y la presencia de estaño madera se ha registrado en todos los medios de este tipo, por ejemplo: México, USA (Nevada y Nuevo México), Bolivia y URSS Este.

B. Yacimientos relacionados con complejos intrusivos de carácter subvolcánico y asociados a efusiones volcánicas.

Estilo Boliviano

Los yacimientos que están en este grupo están contro-

Figura 14

Diagrama ilustrativo de las principales características de la provincia volcánica de estaño. Estilo Mejicano. Según TAYLOR (1979)

lados predominantemente por zonas de permeabilidad que se forman en el dominio frágil de fracturas. Por lo cual, venas, pipas y brechas son las formas estructurales más importantes.

Los sistemas filonianos asociados a zonas apicales de pequeñas intrusiones son las formas predominantes, y varían desde venillas netas hasta venas más grandes de tipo "swarms". Las morfologías de los sistemas filonianos son muy diversas como se puede observar en las Figs. 15 y 16.

Mientras que en Bolivia son muy raros los yacimientos metasomáticos de contacto (skarn), son bastante comunes en medios similares donde las rocas calcáreas son muy abundantes.

Las brechas "colapso" y las intrusivas son muy comunes en el medio subvolcánico y ofrecen excelentes condiciones de permeabilidad y deposición. SILLITOE et. al. (1975) han encontrado brechas intrusivas hidrotermales en Bolivia, aunque las leyes en casiterita son bajas.

Aunque presentan una variación muy grande en cuanto a la mineralogía, el medio subvolcánico se caracteriza por menas ricas en sulfuros polimetálicos, por ejemplo yacimientos de sulfuros de casiterita que pertenecen a series ricas en hierro y en plomo-zinc (plata). Es muy frecuente la deposición en "telescoping" ya que los minerales más frecuentes son estables en un ancho rango de medios. Sería la asociación xenotermal de BUDDINGTON (1935). Son comunes las sulfosales complejas y algunas de las especies más raras de estaño, así co

Figura 15

Algunos ejemplos de tipos de yacimientos en la provin -
cia Boliviana. (TAYLOR 1978).

A.vista general del sistema filoniano de Llallagua (mo -
dificado de TURNEAURE, 1960). B. corte del sistema filoniano de
Llallagua (modificado de TURNEAURE, 1960). C. corte de la Mina
San José, Oruru (modificado de CHACE, 1948). D. corte de la Mina
Itos, Oruru (modificado de CHACE, 1948).

Figura 16

Composición de un yacimiento de estaño tipo Boliviano.
(De SILLITOE et al., 1975). (Según TAYLOR, 1978).

mo: tealeíta, franckeíta, cilindrita, estannina, etc.

La clorita es muy común en este medio. Las pegmatitas son casi desconocidas, mientras que las venillas de cuarzo-casiterita son muy raras. Una forma inusual de yacimiento ha sido registrada por ITSIKSON (1960) en la provincia de Sikhote-Alin: se trata de una región apical de un granitoide ultraácido conteniendo cavidades miarolíticas ocupadas parcialmente por cristales de cuarzo-feldespató-topacio-casiterita.

C.- Yacimientos asociados a complejos intrusivos de carácter mixto (ambiente volcánico profundo a plutónico poco profundo)

Estilo Herberton (Australia)

Este tipo de medios se trata como un nivel equivalente más profundo de la zona subvolcánica, y como tal contiene una gran variedad de tipos estructurales y mineralógicos. Las formas estructurales dominantes son venas, pipas y reemplazamientos irregulares. La asociación "greisen" puede aparecer, aunque las formas pegmáticas y aplíticas son muy raras (Figs. 17 y 18). Los conjuntos filonianos son generalmente de extensión limitada, aunque siempre se presentan excepciones (Cornwall) donde estos sistemas están muy bien desarrollados.

Una nota característica de los yacimientos Mt. Bischoff, Cleveland y Renison Bell es el relleno por carbonatos.

Figura 17

Diagrama ilustrativo de las características de una provincia de estilo subvolcánico. Provincia de Herberton, Queensland, Australia. (Según TAYLOR, 1979).

Figura 18

Diagrama representativo de yacimientos de estaño primarios en el Suroeste de Inglaterra (Cornwall). (De HOSKING, 1969). Según TAYLOR (1978).

D.- Yacimientos asociados a complejos intrusivos de carácter plutónico (Asociación greisen).

Estilo Erzgebirge

Este tipo de depósitos parece ser que se caracteriza por una asociación magmática pasiva, que entraría dentro del dominio de asociación-greisen. Parece ser que la asociación filoniana cuarzo-casiterita-wolframita también pertenece a esta tipología, y un ejemplo típico de este estilo se puede observar en Tasmania (Fig. 19) y Panasqueira (Portugal) (Fig. 20).

Este ambiente no necesita de gran profundidad, pero sí de un medio intrusivo específico. La asociación se presenta en provincias estanníferas epizonales bien establecidas, aunque generalmente como un estilo subordinado p. ej. en Herberton (Australia) (Fig. 17).

ITSKSON (1960) observó que este estilo de mineralización se puede considerar como batolítico/subabisal aunque reconoce que también se presenta dentro de emplazamientos hipoabisales.

Las morfologías dominantes y económicas más importantes son las zonas masivas de greisen y sistemas filonianos importantes, aunque también se presentan frecuentemente "swarms" no económicos y stockworks de filoncillos menores. Este estilo particular es muy común y está muy bien representado en el SE de Asia. En esta última área el primer tipo de morfología es muy raro, aunque HOSKING (1973) indicó la posibilidad de una larga historia de desarrollo con deposición

Figura 19

Diagrama ilustrativo de las características de la provincia estilo greisen. Provincia NE de Tasmania (Blue Tier) Australia. Según TAYLOR (1979).

Figura 20

Ejemplos de la "asociación greisen". (Simplificado de RUNDKVIST et al., 1971). Según TAYLOR (1978)

a lo largo de una variada gama de profundidades a diferentes edades. Parece ser que las distintas mineralizaciones al Este y Oeste de Malasia soporta esta línea de argumento.

Otros yacimientos que se presentan junto a las morfologías principales que hemos definido anteriormente son: reemplazamiento en carbonatos (skarns) (muy bien definido en Malasia); pegmatitas estanníferas y ejemplos bastante raros de casiterita en diques de aplita y sills.

Tipo 2.- YACIMIENTOS ASOCIADOS A GRANITOS ANOROGENICOS.

Estilo Nigeriano

Los yacimientos en medios subvolcánicos anorogénicos de Nigeria y Rondonia son muy diferentes a sus equivalentes orogénicos de Bolivia. Generalmente, carecen de sistemas filonias bien desarrollados, y algunas provincias se caracterizan por pequeños filones localizados o microfiloncillos de cuarzo o cuarzo-greisen. Solamente en Liruei, Nigeria, ésto se aproxima a una escala económica.

En algunos subcentros nigerianos, los filones de cuarzo se asocian con casiterita diseminada en granito alterado. La diseminación se presenta dentro de la región apical asociada con bolsas difusas de greisen (¿albitización?). Otra forma de bajo grado de concentración se presenta como microvenas pobres en cuarzo y diseminaciones asociadas con viejos granitos descompuestos y con materiales me-

Figura 21

Diagrama ilustrativo de la geología general y los tipos de yacimientos de la provincia Nigeriana. Según TAYLOR (1978).

tamórficos. La conexión precisa de este estilo con los granitos anorogénicos es incierta (Fig. 21).

Tipo 3.- PEGMATITAS PRECAMBRICAS

Las provincias precámbricas estanníferas se caracterizan usualmente por un predominio de pegmatitas estanníferas con filones asociados de cuarzo-casiterita, por ejemplo: Africa Central, Swaziland, Pilbara (Australia), Broken Hill (Australia), Brasil, URSS y Nigeria. Las concentraciones eluviales/aluviales son las que proveen la mayor parte de la producción, y si se realiza otro tipo de minería, tiene que ser a costa de minerales asociados valiosos y/o una profundidad de roca alterada que pueda dar lugar a una extracción rentable. La mayor parte de los afloramientos son pequeños y no económicos debido a la concentración errática o limitada de la casiterita. Sin embargo, existen excepciones espectaculares como la de la provincia de Africa Central. Estas pegmatitas tienen 4-5 km. de largo y aunque contienen baja ley, producen cientos de toneladas de estaño. (Fig. 22) (PELLETIER, 1964, SAINSBURY, 1969). Las asociaciones minerales son más variables y varían de simples a compuestas incluyendo cuarzo, feldespato y micas, silicatos ricos en litio, berilio, turmalina, etc., Columbita/Tantalita son accesorios valiosos en muchas regiones por ejemplo Greenbushes y Pilbara en Australia. En la provincia de Africa Central existen indicaciones de una "asociación greisen" (VARLAMOFF, 1972).

Figura 22

Plano y sección de una zona del yacimiento pegmatítico de Bikita, Rodesia, Africa Central; ilustrando la complejidad de la distribución mineral. (De PELLETIER, 1964). Según TAYLOR (1978).

Figura 23

Cortes geológicos del área minera de estaño de Zaaiploaats - Roodepoort. Provincia de Bushveld, Sudáfrica. (De STRAUSS, 1954). Según TAYLOR (1978).

Tipo 4.- RAFAKIVIS PRECAMBRICOS

Tipo 5.- TIPO BUSHVELD

Esta provincia presenta algunos tipos de yacimientos bastante raros. La morfología dominante es la de relleno de fisuras pero la producción más significativa sale de los yacimientos en forma de pipa que son bastante enigmáticos. Una impresión general de este tipo de depósitos se refleja en la Fig. 23.

En esta clasificación hay que destacar el estilo ERZ - GEBIRGE (tipo 1 D), dada su importancia dentro del Macizo Ibérico Español y su correlación con otros núcleos antiguos de Europa (Macizo Armoricano y Macizo Central Francés, Alemania, etc) En este estilo predominan granitos y granodioritas, con algunas alaskitas, leucogranitos y otros granitos geoquímicamente especializados. Abundan las texturas plutónicas y son comunes las pegmatitas y aplitas. Corresponde con la denominada "Asociación-greisen" de los autores rusos.

III. 1.2. Clasificación de yacimientos de Sn según SMIRNOV S.S.(1968) MAGAK'YAN (1968).

Esta clasificación está de gran vigencia y actualidad en la URSS y en el resto de los países. Subdivide los depósitos en tres principales tipos de conjuntos:

1.- Pegmatitas estanníferas.

Están ampliamente desarrolladas en muchas regiones estanníferas, especialmente en áreas donde la mineralización se asocia con intrusiones graníticas profundas. Las pegmatitas son del tipo cuarzo-microclino con albita, moscovita, frecuentemente topacio, espodumena y turmalina. La casiterita está diseminada irregularmente en el cuarzo-pegmatítico y se presenta en cristales bipiramidales. Estos cristales son negros o marrón oscuro y contienen cantidades considerables de niobio-tántalo. El tiempo de deposición de la casiterita coincide con la albitización del microclino y con la formación de minerales neumatolíticos más tardíos formando áreas greisenizadas en la pegmatita.

Las pegmatitas estanníferas y los placeres derivados de ellas se explotan en muchos sitios (en URSS, Congo, Nigeria, Ruanda-Urundi, etc.) sin embargo, los depósitos generalmente son pequeños. Existen dos excepciones, Busango en Ruanda-Urundi y Manono-Kitatolo en Nigeria, donde se explotan dos grandes yacimientos de pegmatitas, y placeres eluviales y aluviales derivados de ellas, contribuyendo a más de un 10% de concentrado de casiterita en el mundo, y cantidades grandes de columbita-tantalita.

2.- Venas de cuarzo-casiterita, stockworks y greisens.

En su mayor parte, formados por íntima asociación genética con las mismas intrusiones graníticas ácidas con los que aparecen relacionadas las pegmatitas estanníferas. Existe frecuentemente

una transición gradual entre estas pegmatitas y las venas de cuarzo casiterita y greisens. En la mayor parte de las áreas, sin embargo, los yacimientos de cuarzo-casiterita están asociados con granitos más superficiales, están especialmente relacionados a stocks de granitos hipabisales y desarrollan zonas de endocontacto y exocontacto. Los yacimientos de cuarzo-casiterita son más superficiales que las pegmatitas estanníferas.

Este tipo de yacimiento se caracteriza por una alteración intensiva de las rocas encajantes (greisenización), abundante formación de topacio, aparición frecuente de fluorita, la típica asociación de casiterita y wolframita, menos frecuente con bismutinita, molibdenita, arsenopirita, columbita-tantalita, y minerales de uranio y cobre. Los yacimientos consisten en venas de cuarzo, stockworks y áreas de rocas greisenizadas con grandes cristales de casiterita, wolframita y otros minerales. Estos depósitos se pueden designar como hidrotermales de alta temperatura y pneumatolíticos, debido a la asociación típica de sus minerales, íntima asociación de casiterita con topacio (el estaño fue probablemente transportado como SnF_4), y greisenización de las rocas encajantes.

Este tipo es el más generalizado de todos los depósitos de estaño, al cual pertenecen un grupo de depósitos en la Unión Soviética (en la región del Transbaykal y en la parte noreste del país), la mayor parte de los depósitos del Sudeste de Asia (Malasia, Indonesia, Burma y Tailandia), los yacimientos de Erzgebirge (Zinwald, Altenberg

Figura 23

Cortes geológicos del área minera de estaño de Zaaiploaats - Roodaport. Provincia de Bushveld, Sudafrica. (De STRAUSS, 1954). Según TAYLOR (1978).

Tipo 4.- RAPAKIVIS PRECAMBRICOS

Tipo 5.- TIPO BUSHVELD

Esta provincia presenta algunos tipos de yacimientos bastante raros. La morfología dominante es la de relleno de fisuras pero la producción más significativa sale de los yacimientos en forma de pipa que son bastante enigmáticos. Una impresión general de este tipo de depósitos se refleja en la Fig. 23.

En esta clasificación hay que destacar el estilo ERZ - GEORGE (tipo 1 D), dada su importancia dentro del Macizo Ibérico Español y su correlación con otros núcleos antiguos de Europa (Macizo Armoricano y Macizo Central Francés, Alemania, etc) En este estilo predominan granitos y granodioritas, con algunas alaskitas, leucogranitos y otros granitos geoquímicamente especializados. Abundan las texturas plutónicas y son comunes las pegmatitas y aplitas. Corresponde con la denominada "Asociación-greisen" de los autores rusos.

III. 1.2. Clasificación de yacimientos de Sn según SMIRNOV, S.S.(1968) MAGAK'YAN (1968).

Esta clasificación está de gran vigencia y actualidad en la URSS y en el resto de los países. Subdivide los depósitos en tres principales tipos de conjuntos:

y otros), Portugal, Cornualles, así como algunos yacimientos en el norte de Bolivia, Nigeria y la República del Congo. Raramente se presentan grandes depósitos primarios (Cornualles en Inglaterra) pero sí yacimientos tipos placer muy ricos. Este tipo de formación (principalmente los placeres) aparta el 60% o 70% del concentrado de casiterita en el mundo.

3.- Depósitos de casiterita ricos en sulfuros - conjunto "sulfuros-casiterita".

Estos yacimientos son independientes de los anteriores y están genéticamente relacionados con granitoides moderadamente ácidos, que han solidificado en condiciones cercanas a la superficie. Basándose en las condiciones de mineralización, esta formación se puede dividir en:

a) Yacimientos hidrotermales de casiterita (con turmalina, clorita, pirrotina, arsenopirita) de alta y media temperatura, relacionados con intrusiones de granitoides hipoabisales o cercanos a la superficie. Este tipo de depósitos es económicamente importante debido a la extensión de la mineralización y las menas de alta calidad. SMIRNOV sugirió que este grupo se dividiera en dos subtipos: yacimientos con sulfuros y yacimientos con turmalina y clorita no conteniendo sulfuros. A este tipo pertenecen los grandes depósitos con menas de alta ley en la Unión Soviética (en la región del Transbaykal, Maly Khingan, Bolivia, Tasmania y Japón).

b) Yacimientos tipo Skarn en los que la casiterita se asocia con arsenopirita, scheelita, pirrotina, marmatita y clorita. A este tipo de depósitos pertenecen los pequeños depósitos de Asia Central, Suroeste de Africa y Alaska.

c) Yacimientos hidrotermales de alta temperatura de casiterita coloforme ("wood tin") en asociación con hematites especular en rocas ácidas extrusivas. Tipo Mejicano.

Pequeños yacimientos de este tipo se conocen en la Unión Soviética, México y los Estados Unidos (Nevada, Nuevo México).

d) Yacimientos hidrotermales de estaño-plomo-zinc de temperatura intermedia. En estas menas la casiterita de grano muy fino está intercrecida con galena y esfalerita. Los yacimientos están genéticamente asociados con intrusiones graníticas emplazadas a profundidades superficiales dentro de series extrusivas. A este tipo pertenecen un grupo de yacimientos en la Unión Soviética, Bolivia y México.

e) Yacimientos hidrotermales de estaño-plata de baja e intermedia temperatura. Estos yacimientos están conectados con stocks de riolita cercanos a la superficie y similares en composición a los yacimientos del grupo anterior, sin embargo, con mineralización de plata más abundante. A este tipo pertenecen los grandes depósitos de Potosí en Bolivia y Pirquitas en Argentina. Los yacimientos de sulfuros-casiterita aportan el 20 o 30% de estaño en la Unión Soviética.

4.- Placeres (eluviales y aluviales) de Sn.

Este tipo de yacimientos son muy importantes económicamente ya que aportan alrededor del 70% de los concentrados de casiterita en el mundo. Se encuentran principalmente en Malasia, Indonesia, China, Burma, Tailandia, Nigeria, República del Congo y Ruanda-Urundi. Los placeres de estaño en todas estas regiones se forman por erosión de yacimientos primarios de cuarzo-casiterita y parcialmente de formaciones pegmatíticas.

III.1.3. Clasificación de las mineralizaciones relacionadas con el magmatismo ácido (en particular para los yacimientos de Sn de la URSS) Según RUNDKVIST, D.V. (1978).

Esta clasificación particularizada para los yacimientos de la URSS se basa en los caracteres geológicos y mineralógicos.

Así se establecen siete tipos principales:

1.- Pegmatitas con casiterita (de poca importancia en la URSS).

2.- Skarns con casiterita (no muy ampliamente representados).

3.- Cuarzo-casiterita de tipo greisen.

4.- Turmalina-Clorita-Casiterita.

5.- Casiterita-Estannina-Sulfuros, con cobre y otros subti-

pos metálicos.

6.- Formaciones con casiterita xilofórmica desarrolladas en los cinturones volcánicos orogénicos más recientes.

7.- Yacimientos de Sulfuros (pirríticos) con estaño (establecido recientemente).

Los tipos 3, 4 y 5 son los de mayor importancia económica en la URSS. En opinión del autor, el principal fallo de esta clasificación radica en los límites tan precisos que se han establecido para definir los diferentes tipos, ya que en la naturaleza existen numerosos yacimientos que poseen características intermedias y que por ello quedan fuera de esta clasificación.

Por ello, el autor propone una clasificación de los yacimientos relacionados con granitoides teniendo en cuenta la composición y las características estructurales de dichas rocas. En primer lugar se establecen 2 clases principales: una de yacimientos relacionados con la rama evolutiva Gabro-Granito-Leucogranito, y otra con la del Granito-Alaskita-Granito alcalino. En la primera clase se establecen 3 familias, las cuales corresponden a los tres tramos de esa misma serie evolutiva, que son yacimientos relacionados con gabrodioritas-plagiogranitos, y con granitos-leucogranitos. Dentro de cada familia se establecen varios tipos, en total 11, para esta primera clase, de acuerdo con las características morfológicas y la composición de los yacimientos. En la segunda clase, y siguiendo el mismo sistema, se establecen otras 4 familias, a las que corresponden 9 tipos.

III.2. TIPOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS DE Sn-W DEL MACIZO HESPERICO.

La mayor parte de la documentación existente sobre yacimientos de Sn-W en el Macizo Hespérico, está muy restringida en zonas concretas en las cuales hay o ha existido algún tipo de actividad minera. Sin embargo, existen muy pocos trabajos de carácter regional, en los que se haya intentado establecer una tipología de estos yacimientos. En este sentido, hay que destacar la clasificación paragenética de ARRIBAS (1979), en la que se definen las paragénesis características de los más importantes yacimientos españoles relacionados con la metalogenia variscica de la Península, y la tipología establecida por GUMIEL (1984) de los yacimientos de Sn-W del Macizo Ibérico.

Este autor, divide los yacimientos de Sn-W en dos grandes grupos (Tabla 6), según estén relacionados con procesos ígneos o metamórficos. En los relacionados con procesos ígneos, diferencia cuatro subgrupos; los dos primeros los establece según sea la situación intra o extratolítica de los cuerpos mineralizados, y además teniendo en cuenta los caracteres morfológicos y la naturaleza de las rocas encajantes. El tercer subgrupo lo constituyen las pegmatitas estanníferas, y el cuarto los yacimientos de Sn-Nb-Ta asociados a cúpulas al

TABLA 6.- Tipología de los yacimientos de Sn-W del Macizo Ibérico

(Según GUMIEL, 1984)

I) YACIMIENTOS DE Sn-W RELACIONADOS CON PROCESOS IGNEOS

1.- HACES FILONIANOS Y STOCKWORKS INTRABATOLITICOS

1.1.- Filones de cuarzo con wolframita-casiterita: Santa Comba, San Finx, Fontao, Monteneme, Lovios, Jálama y Montánchez.

1.2.- Filones de cuarzo con wolframita: Cabeza Líjar.

1.3.- Filones de cuarzo con casiterita: Logrosán, Hoyo de Manzanares.

1.4.- Filones de cuarzo con scheelita: Barruecopardo, La Lapa, Santa Genoveva y Ponferrada.

2.- HACES FILONIANOS Y STOCKWORKS EXTRABATOLITICOS

2.1.- Filones de cuarzo con wolframita-casiterita: San Finx, Casayo, Beariz, Peña del Seo, Navasfrías, Garrovillas, San Nicolás, Guadalix de la Sierra y algunos indicios de Los Pedroches.

2.2.- Filones de cuarzo con wolframita: Minas Mari Juli y Virgen de Gracia, Oliva de la Frontera.

2.3.- Filones de cuarzo con casiterita: Mina Teba, Valdeflores, Logrosán, Arcillera, Villadepera, Calabor y Lumbrales.

2.4.- Filones de cuarzo con scheelita-casiterita: La Parrilla

3.- PEGMATITAS ESTANNIFERAS: Las Navas, Tres Arroyos, El Trasquilón, Piedras Albas, La Fregeneda, Bernoy, Lalín y Beariz.

4.- MINERALIZACIONES DE Sn-Nb-Ta ASOCIADAS A CUPULAS ALBITICAS.

4.1.- Diseminaciones intragraníticas: Trasquilón, Goñpejas, Torrecilla de Los Angeles, Laza, Penouta, Losacio y Portezuelo-Cañaveral.

4.2.- Mineralizaciones filonianas: Trasquilón, Torrecilla de Los Angeles, Laza, Penouta y Losacio.

II) YACIMIENTOS DE W RELACIONADOS CON PROCESOS METAMORFICOS. (GRUPO SEDIMENTARIO-METAMORFICO)

1.- YACIMIENTOS ESTRATIFORMES DE SCHEELITA: Morille, Virgen de la Encina.

2.- YACIMIENTOS FILONIANOS DE SCHEELITA: Tornadizos.

3.- YACIMIENTOS FILONIANOS DE WOLFRAMITA: Virgen de la Encina.

III) PLACERES CON ESTAÑO: Santa María, El Cubito, Verín, Valle de la Serena y Hoyo de Manzanares.

bálticas, contemplándose tanto las mineralizaciones filonianas, como las diseminaciones intragraníticas. El grupo sedimentario-metamórfico pertenece a las paragénesis prevariscicas establecidas por ARRIBAS (1979), y agrupa aquellos yacimientos de scheelita relacionados con procesos metamórficos. Se distinguen las mineralizaciones estratiformes de las filonianas, las cuales han sido originadas como consecuencia de removilizaciones de las mineralizaciones preexistentes, durante la orogénica hercínica (GUMIEL, 1984).

Los placeres de estaño, constituyen un grupo aparte, formados como consecuencia del desmantelamiento y erosión de las mineralizaciones primarias, y que pueden llegar a formar concentraciones de interés económico. No se conocen placeres de wolframio, al menos económicamente importantes.

Los principales yacimientos e indicios considerados por GUMIEL en su estudio son los siguientes: (Fig. 24).

- 1.- San Finx, La Coruña
- 2.- Santa Comba, La Coruña
- 3.- Monteneme, La Coruña
- 4.- Fontao, Pontevedra
- 5.- Lalín, Pontevedra
- 6.- Lovios, Orense
- 7.- Beariz, Orense
- 8.- Laza, Orense
- 9.- Penouta, Orense
- 10.- Río Támega, Verín, Orense
- 11.- Casayo, Orense
- 12.- Ponferrada, León
- 13.- Peña del Seo, León
- 14.- Virgen de la Encina, León
- 15.- Arcillera, Zamora
- 16.- Villadepera (Rosario, Sta Bárbara, Dorinda), Zamora

- 17.- Calabor, Zamora
- 18.- Losacio, Zamora
- 19.- Lumbrales, Salamanca
- 20.- Golpejas, Salamanca
- 21.- Barruecopardo, Salamanca
- 22.- Santa Genoveva, Salamanca
- 23.- Morille, Salamanca
- 24.- Tornadizos, Salamanca
- 25.- La Fregeneda, Salamanca
- 26.- Bernoy, Salamanca
- 27.- El Cubito, Salamanca
- 28.- Navasfrías, Salamanca
- 29.- La Lapa, Cáceres
- 30.- Teba, Cáceres
- 31.- Jálama, Cáceres
- 32.- Logrosán, Cáceres
- 33.- Montánchez, Cáceres
- 34.- La Parrilla, Cáceres
- 35.- Trasquilón, Cáceres
- 36.- Torrecilla de los Angeles, Cáceres
- 37.- Valdeflores, Cáceres
- 38.- Garrovillas, Cáceres
- 39.- Portezuelo-Cañaveral, Cáceres
- 40.- Santa María, Cáceres.
- 41.- Las Navas, Pedrosco de Acim, Cáceres
- 42.- Piedras Albas, Cáceres
- 43.- Tres Arroyos, Badajoz
- 44.- San Nicolás, Badajoz
- 45.- Oliva de la Frontera (Mari Juli y Virgen de Gracia), Badajoz
- 46.- Valle de la Serena, Badajoz
- 47.- Guadalix de la Sierra, Madrid
- 48.- Hoyo de Manzanares, Madrid
- 49.- Cabeza Lijar, Madrid
- 50.- Indicios de los Pedroches

Las características de los yacimientos agrupados en los subgrupos 1 y 2 del Grupo I, son bastante análogos a las de otros tipos filonianos hidrotermales de alta temperatura. Las potencias de los filones son normalmente pequeñas, entre decimétricas y métricas, raramente alcanzan varios metros. Los cuerpos filonianos presentan frecuente boudinage, o se disponen en relevo, dando lugar a formas

muy características. Las salbandas son prácticamente inexistentes o escasas, apareciendo los filones en contacto neto con la roca encajante. En muchos filones los contenidos son inversamente proporcionales a la potencia, presentando mayor interés económico las finas venillas que las grandes cajas de cuarzo.

El subgrupo 3 engloba a las pegmatitas estanníferas. Estas son bastante frecuentes y se encuentran en muchos yacimientos filonianos del grupo anterior. Normalmente, dan lugar a yacimientos de casiterita de pequeña dimensión y ocasionalmente de Nb y Ta. Frecuentemente suelen contener minerales de litio (lepidolita, espodumena y ambligonita principalmente), de ahí que encuadren en la asociación (Na, Li) pegmatitas sódico-líticas de ARRIBAS (1979).

Las pegmatitas simples, dependiendo del grado de evolución, pasan a ser recrystalizadas y de reemplazamiento metasomático, según el mayor o menor desarrollo de zonas de albitización y greisenización. Los tipos con albita-espodumena son los más evolucionados, debido al desarrollo de un intenso metasomatismo sódico. En estas pegmatitas estanníferas, la casiterita rellena huecos y cavidades y tiende a concentrarse hacia la periferia de los cuerpos y no hacia el núcleo que suele ser de cuarzo.

Morfológicamente son cuerpos subhorizontales o verticales, con potencias que oscilan entre centimétricas y métricas.

La única pegmatita estannífera actualmente en explo -

tación es la de Las Navas en la provincia de Cáceres, siendo esporádica la explotación de otras como la Fregeneda (Salamanca) y El Trasmorquión (Cáceres).

El subgrupo 4, mineralizaciones de Sn-Nb-Ta asociadas a cúpulas albíticas constituye un grupo con características bien definidas dentro del ambiente ígneo. Las mineralizaciones beneficiables -principalmente de casiterita y columbita-tantalita- se encuentran por una parte, diseminadas en cúpulas albíticas y relacionadas con los estadios finales de la evolución magmática, y por otra, en filones que morfológicamente constituyen stockworks.

Pertenecen a las llamadas mineralizaciones de diseminación magmática (SOO JIN KIN, 1979), o a las asociadas con granitos anorogénicos (TAYLOR, 1979). También a los yacimientos tipo albitita-greisen (SMIRNOV, 1976), y en España corresponden con los microgranitos con casiterita-columbita (K-Nb-Sn) de ARRIBAS (1979).

Las paragénesis se componen de cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita, casiterita, columbita-tantalita, tapiolita, ilmenita, rutilo y apatito. El desarrollo de fenómenos de albitización, greisenización y caolinización puede llegar a ser muy importante.

El subgrupo 1 del tipo II corresponde a la paragénesis (Sk . W) -scheelita en rocas calcosilicatadas (tipo skarnoide)- y que está definida por los siguientes factores (ARRIBAS, 1979 y 1980b):

- Carácter estratiforme.

- Frecuente boudinage de los niveles calcosilicatados, en los que ocasionalmente se desarrolla una zona anfibolítica por difusión metasomática del Ca, Mg, Al y Si, en el contacto entre los boudines y las rocas pelíticas encajantes.

- Falta de relación directa con rocas efusivas o volcano-sedimentarias contemporáneas de la mineralización.

- Metamorfismo en la facies de los esquistos verdes y/o de las anfibolitas granatíferas.

- Textura granoblástica de la scheelita, que a veces aparece incluida dentro de los granates y otros minerales metamórficos, y deformada con ellos.

- Deformación de la mineralización por la primera fase hercínica, es decir, con anterioridad al emplazamiento de los granitos.

- Estos yacimientos encajan en el grupo de yacimientos "sedimentario-metamórficos" estratiformes de BURNOL et. al., (1978).

Y por último, los subgrupos 2 y 3 del tipo II siempre están asociados a mineralizaciones estratiformes de scheelita.

III.2.1. Tipología de los yacimientos de Sn-W de Extremadura.

La distribución espacial de las mineralizaciones de Sn-W de Extremadura está íntimamente ligada a la aparición de los grani-

tos hercínicos (Fig. 25).

Este tipo de distribución se traduce por la disposición de las mineralizaciones de Sn-W, alrededor de las cúpulas graníticas, de una manera zonal. En Extremadura, están representados desde pegmatitas con Sn y/o filones de cuarzo con Sn, a filones de Sn-W y al final filones de cuarzo-W. Parece que la casiterita tiene tendencia a ser más abundante en las zonas de endocontacto, y la wolframita en el exocontacto. Aunque existen excepciones como mina "Teba" (Cáceres) (GUMIEL, 1981).

En lo que concierne a la sucesión de deposición de los minerales que constituyen la paragénesis de los yacimientos de Sn-W, los primeros en depositarse son: casiterita, wolframita y scheelita, seguida de una fase sulfurada, que por lo general se presenta en dos fases: una primera fase, con arsenopirita, que a veces se acompaña de bismuto y bismutinita, y una segunda, más tardía, con deposición de pirrotina, calcopirita, estannina, blenda y pirita. El cuarzo, suele aparecer en una generación temprana, en relación con la mineralización de Sn-W, y otra tardía asociada a la deposición de sulfuros

Por otra parte, y siguiendo siempre con GUMIEL (1981), los fenómenos de alteración deutérica de las rocas encajantes son muy importantes. En los yacimientos intragraníticos, el tipo de alteración más generalizado es la greisenización, y cuando encajan en rocas pelíticas, es la turmalinización el más importante.

Figura 25

Situación de los principales yacimientos de Sn-W en Extremadura (España) (base geológica del Mapa Geológico de España, 1: 1.000.000 simplif.). Según GUMIEL (1981).

La clasificación propuesta por GUMIEL para los yacimientos de Sn-W, concuerda con las ideas de STEMPROK(1978), el cual considera que una clasificación razonable es la que se basa en la posición relativa del yacimiento en relación con la intrusión a la que va asociado, y en la composición mineralógica (paragénesis). Estas dos variables son medibles directamente.

La clasificación se ha subdividido en función de factores tales como la morfología y las alteraciones de rocas encajantes. Finalmente, GUMIEL presenta una clasificación gráfica variable, octogonal (STEMPROK, 1978) para los yacimientos más representativos de la provincia de Cáceres, basada en los minerales metálicos que están presentes, y en las fases de mineralización.

Los principales yacimientos de Sn-W de Extremadura se pueden agrupar en los tipos siguientes:

I. Mineralizaciones filonianas peribatolíticas y diques pegmoaplíticos.

1. Hoyos; 2. Montehermoso; 3. Aceituna; 4. Garrovillas; 5. Montánchez; 6. Trujillo; 7. Plasenzuela; 8. Casas de D. Antonio ; 9. Piedras Albas; 10. Tres Arroyos; 11. Mérida.

II. Yacimientos tipo Albitita-Greisen.

12. El Trasquilón; 13. Desquites (Torrecilla de los Angeles) 14. Logrosán; 15. Acebo.

III. Yacimientos intragraníticos de scheelita, tipo "Barreco pardo".

16. La Lapa (Hernán Pérez).

IV. Yacimientos sin relación conocida con un plutón.

Stockworks en las zonas de exocontacto.

17. Mina Teba (Serradilla); 18. Mina Adelaida - La Parrilla (Miajadas);
19. Filones de Valdeflores; 20. Grupo Minero San Nicolás (Valle de la Serena); 21. Minas Mari Juli y Virgen de Gracia (Oliva de la Fronte -
ra).

V. Yacimientos extratolíticos en niveles básicos.

22. Perales del Puerto.

VI. Yacimientos tipo placer, eluviones y aluviones.

23. Mina Santa María (Portezuelo); 24. Mina Mary (Valle de la Serena).

I. Mineralizaciones filonianas peribatolíticas y diques pegmatíticos.

Estas son muy abundantes en las dos provincias. Normalmente se disponen alrededor o cerca de los bordes de los plutones. Encajan en los materiales metamórficos, a veces en el granito o en el contacto entre los dos.

Estas mineralizaciones vienen representadas en el norte de Cáceres, por un conjunto de indicios filonianos que aparecen principalmente en el borde oriental del batolito de Hoyos, así como por

los indicios existentes en el batolito de Montehermoso, entre Pozuelo de Zarzón y Aceituna. En la zona centro - meridional de Cáceres aparecen también manifestaciones filonianas de Sn-W, alrededor del batolito de Piedras Albas-Garrovillas, así como en Montánchez, Trujillo, Plasenzuela y Casas de D. Antonio. En la provincia de Badajoz, las mineralizaciones filonianas más importantes son las de la mina "Tres Arroyos". Esta está situada al NW de Albuquerque, y se ha explotado filones de cuarzo y diques pegmoaplíticos con casiterita, columbita y lepidolita, de dirección principal NW-SE y potencia entre 2-6 cms.

II. Yacimientos tipo Albitita-Greisen

Los yacimientos de "El Trasmilón" y el Grupo Minero "Desquites", situados en la provincia de Cáceres, se distinguen por su importancia.

El yacimiento de El Trasmilón, pertenece al tipo albitita-greisen, donde la mineralización de casiterita se encuentra diseminada en ciertas facies de alteración del granito y en un cortejo filoniano que morfológicamente, constituye un stockwork. Por otra parte, existe un cuerpo pegmatoide con cuarzo, albita, feldespato potásico y anfiblita, que lleva casiterita diseminada.

El yacimiento de Torrecilla de los Angeles (Grupo Minero Desquites) corresponde a tres apófisis graníticas, en las cuales se observa una serie evolutiva, desde los granitos adamellíticos hasta

rección predominante de N 15° E, y con potencias que varían desde milímetros hasta 60 cm. (Fig. 26). Los haces filonianos son fundamen-
talmente intragraníticos, lo que es un carácter típico de estos yaci-
mientos. El granito está frecuentemente greisenizado en los hastiales
de los filones, hasta una distancia media de unos 10 cm. El greisen es
tá formado esencialmente por cuarzo y mica blanca, con granito, cir-
cón y turmalina como minerales accesorios.

Los minerales de interés económico (scheelita-wolfra-
mita) así como la arsenopirita, se disponen en los filones de una manera
variable, dando las estructuras filonianas siguientes:

- En masas irregulares en el cuarzo, formando estructuras
"en peine".
- En "nidos" aislados, diseminados en el cuarzo.
- En filones de scheelita, con ganga prácticamente inexis-
tente. Acompañando a la scheelita aparecen pirita y arsenopirita, dis-
puestas en los hastiales.
- En diseminación en la roca encajante.

La paragénesis consiste en: scheelita, wolframita, ar-
senopirita, bismuto, bismutinita, pirrotina, calcopirita, esfalerita,
pirita, cuarzo y carbonatos, y como minerales supergénicos: covelli-
na, escorodita y goetita (GUMIEL, 1979) (Fig. 27).

Se puede concluir que el modelo de La Lapa, que se ca

Schéma de l'évolution paragénétique du gîte de "La Lapa" (Cáceres)

a)

b)

c)

d)

Figura 27

Estructura de los filones en el stockwork de "La Lapa" (Cáceres). (De GUMIEL, 1979). Según GUMIEL (1981).

racteriza por una masa granítica que contiene una gran cantidad de wolframio repartido en numerosos filones (intragraníticos), se puede correlacionar perfectamente con el modelo de "Barruecopardo".

IV. Yacimientos sin relación conocida con un plutón: stockworks en las zonas de exocontacto.

Los yacimientos más importantes que pertenecen a este grupo son: el yacimiento de casiterita (Mina "Teba", en Serradilla), y el yacimiento de scheelita (Mina Adelaida - La Parrilla). En la provincia de Badajoz existen el Grupo Minero "San Nicolás", en el Valle de la Serena, y las mineralizaciones de Oliva de la Frontera.

La mina "Teba" está situada al SW de Serradilla. La explotación a cielo abierto se sitúa en el núcleo de un anticlinal cuyo eje sigue una dirección aproximada N 110° E en las facies del Complejo Esquisto-Grauwáquico. La paragénesis está constituida por casiterita como mineral principal, como accesorio scheelita, arsenopirita y pirita; y como gangas cuarzo, moscovita, apatito y turmalina. La disposición filoniana constituye morfológicamente un "stockwork" con filones subverticales, con potencias que oscilan entre 0'5 cm y 60 cm., siendo la potencia media de unos 12 cm. Se observa frecuentemente que la casiterita se dispone en los hastiales de los filones junto con las micas (moscovita). Los fenómenos de turmalinización y silicificación están muy desarrollados en la roca encajante. Según GUMIEL (1981) la formación de este yacimiento debe estar en relación con una apófisis gra-

nítica que no aflora en la superficie, pero que debe existir en profundidad.

La mina "Adelaida" (La Parrilla) está situada al S. de la provincia de Cáceres. Es una de las minas más importantes de España, la explotación a cielo abierto se sitúa en un amplio cierre periclinal en las facies esquisto-grauwáquicas del conjunto Antevordovíco, rodeado por la Cuarzita Armoricana (Fig.28). La formación filoniana constituye morfológicamente un "stockwork" con filones de dirección media N 30° E e inclinaciones entre 45° y 50° SE. Existen también otros de dirección N 110° E (Cruceros), subverticales y más ricos en sulfuros. Las potencias varían de algunos milímetros a 0'50 m. La disposición de la mineralización de scheelita en los filones es irregular a veces en pequeñas bolsadas, formando intercrecimientos con el cuarzo o en texturas "en peine". A menudo, la scheelita se dispone de una forma particular, constituyendo lo que se llama "filones greisen", que tienen una gran importancia económica, debido a su elevada ley. Estos están constituidos, casi exclusivamente, por micas, grandes masas de scheelita idiomorfa de color caramelo sin cuarzo, y un poco de casiterita subordinada. La arsenopirita, que es un mineral muy abundante en el yacimiento, se dispone frecuentemente en la proximidad de los hastiales, dentro del cuarzo y acompaña habitualmente a la scheelita. La disposición de la casiterita es parecida a la de la arsenopirita. Algunas veces, se encuentra en cristales idiomorfos en el centro de cuarzo, aunque estos minerales se disponen más frecuentemente hacia

- Quaternaire
- Tertiaire
- Carbonifère
- Ordovicien inf. - Dévonien
- Ordovicien inf.
- Précambrien
- Discordance
- Faille normale
- Faille inverse
- Schistosité 1^{re} Phase
- Synclinal 2^e Phase
- Anticlinal 2^e Phase
- Synclinal 3^e Phase
- Anticlinal 3^e Phase
- Directions de déformation 4^e Phase
- Synclinal 4^e Phase
- Anticlinal 4^e Phase
- Pendage et direction de (S₀)
- Corta Adelaide (Mine "La Parrilla")

- Filon à scheelite non visible
- Filon à scheelite visible
- Filon à scheelite abondante
- Zone à scheelite filonienne abondante
- Zone à scheelite filonienne visible
- Cassitérite visible
- Sphalérite visible
- Wolframite visible
- Barytine visible

Figura 28

Esquema geológico de la mina "La Parrilla" y ensayo de distribución espacial de la mineralización de scheelita (Corta Adelaide). (De GUMIEL y PINEDA, 1981). Según GUMIEL (1981).

los bordes. Los efectos de alteración de las rocas encajantes, producidos por el fenómeno filoniano, son principalmente: turmalinización, greisenización, silicificación y arsenopiritización. La intensidad de todos estos fenómenos está en relación directa con la proximidad de los filones.

La paragénesis del yacimiento comprende los minerales siguientes: scheelita como mineral principal, arsenopirita, wolframita, casiterita, esfalerita, pirita, calcopirita, pirrotina; como minerales accesorios: marcasita, bismuto y bismutinita, y como supergénicos: escorodita, tungstita, limonita y covellina. Los minerales de ganga dominantes son el cuarzo y la muscovita, y los accesorios: turmalina, granito, rutilo y circón (Fig. 29).

Otras mineralizaciones que pertenecen al mismo tipo son los filones de casiterita-ambligonita de Valdeflores, 3 km. al SE de Cáceres capital. Encajan en un conjunto de pizarras del Ordovícico, y la paragénesis es la siguiente: cuarzo, ambligonita, muscovita, lepidolita, turmalina y casiterita (SANTOS et. al., 1978). Estas mineralizaciones se localizan, como las anteriores, en el exocontacto de los granitos hercínicos, y su génesis está en relación con la existencia en profundidad de una cúpula granítica.

En la provincia de Badajoz, los yacimientos más importantes, pertenecientes al tipo "stockworks en las zonas de exocontacto" son los del Grupo Minero "San Nicolás" y los de Oliva de la Fron-

Schéma de l'évolution paragenétique du gîte de « La Parilla ».

R = Processus de remplacement minéral.

F₁ = Phase de bréchification.

■ = Épaisseur du tracé à peu près proportionnel à l'abondance du minéral dans le gîte.

a

b

d

c

- Scheelite
- Arsenopyrite
- Muscovite
- Cassitérite
- Quartz
- Tourmalinisation
- Argile
- Pre-Ordovicien
- Id. à arsenopyrite disséminée

Orientation de la figure SE-NW

Échelle 10 cm

Figura 29

Esquema de las principales estructuras filonianas en la mina de la Parrilla (Corta Adelaida). (De GUMIEL y PINEDA, 1981). Según GUMIEL (1981).

tera.

Las mineralizaciones de Sn-W del Grupo Minero "San Nicolás" están situadas al Sur Oeste del Valle de la Serena. Son mineralizaciones filonianas que morfológicamente constituyen un stockwork con filones de direcciones principales N 35° - 40° E y E-W. Su potencia varía entre 2 y 50 cm. El yacimiento está situado en una serie de pizarras mosqueadas y cuarcitas en el exocontacto con el granito de La Serena. La paragénesis comprende: wolframita, casiterita, scheelita como accesorio, bismuto, bismutinita, fluorita, tenorita, calcopirita, covellina, calcosina, cobre nativo y pirita, en una ganga de cuarzo y moscovita, y como minerales accesorios: apatito, topacio y berilo. Los fenómenos de turmalinización, de greisenización y de silicificación se manifiestan muy claramente en las rocas encajantes.

Los yacimientos de W-Bi más representativos, son las minas "Virgen de Gracia" y "Mari Juli", en Oliva de la Frontera. Estas mineralizaciones encajan en un conjunto esquisto-grauwáquico con intercalaciones de volcanitas básicas de tipo espilita-queratófido, pertenecientes probablemente al Cámbrico.

Morfológicamente constituyen un tipo de stockwork con filones capa subhorizontales (Mina Virgen de Gracia), de dirección predominante NE-SW y de potencia entre 10 cm y 1 m. La mineralización se presenta en bolsadas más o menos dispersas en el interior de los filones. La paragénesis es la siguiente: wolframita, scheelita, bismuto,

bismutinita, calcopirita, arsenopirita, magnetita, existen también filones de cuarzo con siderita, bornita, enargita, calcosina, covellina y oro. La mineralización con wolframio y bismuto aparece simultáneamente, y la calcopirita acompaña frecuentemente al bismuto. Existen también filones de cuarzo y carbonatos con mineralización de bismuto y calcopirita atravesando las volcanitas básicas.

Hay que resaltar según GUMIEL (1981) que los distintos yacimientos que pertenecen a este tipo de depósitos de "stockworks en las zonas de exocontacto" en las provincias de Cáceres y Badajoz, presentan analogías y diferencias en cuanto a la aparición o desaparición de ciertos minerales de la paragénesis y en cuanto al grado de alteración de las rocas encajantes. Pero el hecho común a todo es su posición relativa con relación a cuerpos intrusivos no aflorantes, apareciendo entonces en las zonas de exocontacto o en la proximidad de cúpulas graníticas escondidas.

V. Yacimientos extratolíticos en niveles básicos (paragénesis pre-variscas).

Un tipo especial de mineralización de wolframio es el yacimiento de scheelita de Perales del Puerto, situado al N de la provincia de Cáceres. Esta mineralización encaja en rocas calcosilicadas de alto grado de metamorfismo del Complejo Esquisto-grauwáquico, y se presenta sin relación conocida con rocas intrusivas (extratolítico).

El yacimiento aparece estratiforme y bajo forma de filones, y en la paragénesis se encuentra: plagioclasa, cuarzo, hornablenda, diopsido, tremolita-actinolita, grosularia, clinozoisita, epidota, biotita, moscovita y calcita, con apatito, rutilo, albita, pirita, calcopirita, pirrotina, ilmenita, magnetita y fluorita. La scheelita aparece diseminada entre estos minerales.

VII. Yacimientos tipo placer: eluviones y aluviones.

A este grupo pertenece el yacimiento de "Santa María", en el N. de la provincia de Cáceres. Se trata de un yacimiento constituido por un depósito detrítico de tipo aluvial, de gran potencia, con gruesos cantos y bloques de cuarcitas y pizarras englobadas en una matriz arcillosa, que forma un conjunto no consolidado, desordenado y caótico. La mineralización de casiterita aparece diseminada en la matriz arcillosa, y también en ciertos cantos de cuarzo filoniano. Por otra parte, también son de interés los aluviones de la "Mina Mary", cerca de la localidad del Valle de la Serena. Estos aluviones mineralizados en casiterita tienen una morfología irregular, con características de láminas en forma de haz alargado según NW-SE. Se trata de aluviones "jóvenes" o recientes.

La asociación mineralógica del aluvión de la Mina Mary es simple y está constituida principalmente por la casiterita, y como minerales accesorios ilmenita, wolframita y scheelita. La mineralización de casiterita se presenta en forma diseminada en las facies

muy finas.

Finalmente, hay que hacer notar que entre todos estos yacimientos, los tipos II, III y IV son, desde el punto de vista económico, los más importantes de Extremadura.

III. 3. LOS YACIMIENTOS DE Sn-W y Nb-Ta ASOCIADOS A ALBITITA-GREISEN

Las Albititas y los greisenes están unidos por un origen común. En los casos típicos están asociados con zonas apicales pertenecientes a macizos de rocas ígneas ácidas y alcalinas hipoabisales, que han sufrido un metasomatismo postmagmático alcalino. Como resultado del metasomatismo sódico, las partes apicales de los domos graníticos y sus apófisis han sido albitizadas mientras que el exceso de potasio ha sido removilizado y acumulado (greisens), en el límite de los granitos albitizados y en las rocas encajantes, cerca de la intrusión. (SMIRNOV, 1976).

Los datos, tomados de los artículos de SHCHERBA (1967) y otros autores en las albititas y greisenes de los granitos mineralizados hercínicos de Kazakhstan, indican el carácter de recombina-
ción de los elementos de las rocas formadas en este proceso.

En la tabla 7 se observa claramente que existe un apreciable incremento en la concentración de sodio durante la albitización mientras que el potasio se acumula durante la greisenización. La roca también es lixiviada de elementos metálicos accesorios, parte de los cuales son redepositados en las albititas y parte en los greisenes.

TABLA 7.-Recombinación de los elementos mayores durante la albitización y greisenización de los granitos de Kazakhstan. (SMIRNOV,1976)

C O N T E N I D O (%)			
Oxido	Granito	Albitita	Mica-bearing greisen
SiO ₂	75.10-77.16	61.46-74.44	44.07-54.84
Al ₂ O ₃	12.22-13.27	11.57-13.89	19.08-34.52
CaO	0.47- 1.19	1.30- 1.56	0.00- 2.38
Na ₂ O	2.08- 3.98	5.35- 6.74	0.30- 1.59
K ₂ O	3.82- 4.69	2.55- 3.86	5.29- 9.00

TABLA 8.- Recombinación de los elementos tipomórficos durante la formación de albititas y greisens de Kazakhstan (SMIRNOV,1976).

Elemento	Clarke	Granito estéril	Granito mineralizado	Albitita	greisen
Nb	2	26	61	1000	No data
Be	5.5	3	17	72	1000
Li	40	40	140	100	1000
Sn	3	5	26	50	3000
W	1.5	2	60	5	5000

Nota: Los valores de los greisen han sido calculados a partir del valor de la mena.

Los metales tipomórficos de las albititas son zirconio, niobio y torio y los de los greisenes berilo, litio, estaño y tungsteno. El proceso es facilitado por el hecho de que los granitos metalíferos llevan un contenido alto de metales que forman la mena. La combinación de los metales tipomórficos que se concentran durante la albitización y greisenización están indicados en la tabla 8.

Durante la recombinación, existen considerables removilizaciones de metales desde las zonas bajas. De acuerdo con BARSUKOV, el estaño contenido en un granito inalterado disminuye de 26 grs. por tonelada a 4 o 5 grs. por Tm. en la zona de removilización; mientras que las biotitas contienen 200 a 300 grs. por Tm. de estaño, las muscovitas formadas a partir de ellas por reemplazamiento contienen solo 20 a 30 grs. por Tm.

El esquema general de la redistribución de los principales elementos de las rocas de neoformación y algunos de los metales tipomórficos, albitización metasomática y greisenización de los granitos, se muestra en la fig. 30. Las curvas de las concentraciones no están a escala.

El conjunto de albitización y greisenización no indica que se presenten siempre juntos o simultáneos. Primero, la formación de estos productos de las alteraciones postmagmáticas alcalinas comienza normalmente con un metasomatismo potásico p. ej. con microclinización. Después, con la inversión del proceso se desarrolla el metasom

Figura 30

Esquema de la redistribución de ciertos elementos durante la transformación metasomática de los granitos 1.- Granito microclinizado, 2.- Albitita, 3.- Roca de techo, 4.- Greisen. Según SMIRNOV (1976).

Figura 31

Gráfico del cambio en el régimen alcalinidad-acidez de las soluciones durante el metasomatismo postmagmático de alta temperatura con cristalización de los granitos (de BEUS and ZALASHKOVA, 1962). Según SMIRNOV, (1976).

matismo sódico conduciendo a la albitización de las rocas. Cuando únicamente se desarrolla el metasomatismo potásico, sólo los greisenes se forman cerca de las áreas de contacto con los granitos microclinizados. Segundo, los metasomatismos descritos están asociados con transformaciones de una serie de rocas que incluyen granitos s/s, granitos de alta alcalinidad, granitos alcalinos, y otras rocas alcalinas. Hay que resaltar que mientras que el volumen de albitización se incrementa cuando pasamos de un granito normal a rocas más alcalinas, el volumen de la greisenización disminuye. Así mismo, es más corriente en la naturaleza encontrarnos depósitos de greisenes sin albitización y depósitos de albititas sin greisenización que una asociación de albititas y greisenes mineralizados.

Kazakhstan y Siberia son las principales provincias de este tipo de yacimientos en la URSS. En el resto del mundo, los principales yacimientos se encuentran en Malasia, Indonesia, Sur de China, Corea, Burma, Australia, África Central y Sur-Oeste, Sudamérica (Argentina, Perú y Chile), México, Francia, España, Portugal, Checoslovaquia, República Democrática Alemana y Gran Bretaña (Cornwall).

Los depósitos de greisen se conocían desde el tiempo de Agrícola, pero las albititas han tenido interés tan sólo desde hace unas décadas.

Y esto fue así debido a que como siempre se han aso -

ciado genéticamente a los greisens, las clasificaciones las consideraban como un solo grupo junto con éstos.

La contribución más importante al estudio de los ya -
cimientos de albitita-greisen en la URSS lo ha dado A.A BEUS, JA.
GOTMAN, I.N. NAKOVNIK, D.V. RUNDQUIST, G.N. SCHERBA y N.
ZALASHKOVA, y en otros países R. JACOBSON, P.F. KERR, M.
STEMPROK, G. TISCHENDORF y F. WILLIAMS.

Ambiente físico-químico de formación.

La formación de los depósitos de albitita-greisen se
presenta en condiciones en donde el calor, actividad química y solu -
ciones postmagmáticas acuosas, actúan en rocas cristalizadas intrusi -
vas. Del estudio de la estructura zonal de las protrusiones de las ro -
cas ígneas que han sufrido metasomatismo alcalino, se han sugerido los
patrones para su transformación (según BEUS 1968).

Inicialmente se desarrolla un metasomatismo potásico
como una microclinización temprana localizada a elevadas presiones en
el núcleo del macizo. Después, como resultado de la inversión del pro -
ceso se comienza a activar un metasomatismo sódico, resultando una al -
bitización temprana localizada principalmente en las periferias de los
macizos, a bajas presiones. Esta progresión de los procesos desarro -
lla un fondo de creciente acidez de las soluciones, reemplazando las ba -
ses fuertes (hidróxidos de potasio) por las débiles (hidróxidos de so -
dio). El incremento máximo en la acidez de las soluciones mineraliza -

doras se presenta cuando pasan desde el estado hipercrítico al hidrotermal durante la greisenización, o sea, cuando los álcalis, aluminio y elementos accesorios son extraídos de las rocas en condiciones de altas actividades de flúor y boro. La transición se acompaña también de alta acidez debido a que los aniones ácidos liberados en la disociación de los complejos ácidos inestables, aparecen en la fase líquida. A continuación después de una ruptura correspondiente al período de greisenización, se comienza a desarrollar un período regresivo en un fondo de disminución de la acidez debido al incremento del contenido en álcalis, pasando primero por una albitización tardía y culminando en una microclinización tardía (Fig. 31).

Las albitizaciones y minoclinizaciones tardías son menos extensas en volumen que las tempranas y se limitan ocasionalmente a venas de adularia y albita.

El carácter de las curvas de la homogeneización de las inclusiones líquido-gaseosas en la mayor parte de los minerales de albititas y greisenes, pone en evidencia el papel más importante de la fase gaseosa en su formación. De ahí que algunos autores las consideren como un grupo especial neumatolítico. Los hechos indican que el proceso se presenta en los estados iniciales, por medio de la acción de soluciones hipercríticas que llegan a ser, con el descenso de temperatura, fluidos hidrotermales de alta temperatura saturados con mineralizadores.

De las investigaciones de las asociaciones paragénesis -

ticas y estudio microtermal de las inclusiones fluídas, se ha obtenido el régimen de temperatura de las formaciones de los depósitos de albititas y greisenes dentro de los siguientes intervalos.

BEUS estima que la profundidad óptima de la albitización está entre 1.560 a 2.000 m. y entre 3.000 a 4.000 m. Aunque teniendo ambientes físico-químicos comunes, los depósitos de albitita y greisen difieren en detalle en los procesos de formación. Las albititas se desarrollan en primer lugar, a partir de soluciones alcalinas de alta temperatura, probablemente hipercríticas, en la parte inferior de la columna metasomática, y los greisens, más tardíos, a partir de soluciones ácidas de baja temperatura hacia el frente metasomático.

Ambiente geológico de las formaciones

• Asociados con formaciones ígneas: Los depósitos de albititas-greisenes se forman en la mitad y última etapa del desarrollo del ciclo geosinclinal, y también durante la activación del magmatismo en antiguas plataformas. Son especialmente característicos de geosinclinales de tipo C y menos de otros tipos. En el estado medio del desarrollo del geosinclinal de depósitos de albitita-greisens están fuertemente asociados con las formaciones de granitos normales y extremadamente ácidos, esto se presenta en el desarrollo de levantamientos axiales en las zonas internas de los geosinclinales. En los últimos estados tienden a presentarse en los granitos más alcalinos de intrusiones menores, la localización de los cuales está controlada por fallas profun-

das. En plataformas estos depósitos están asociados con macizos alcalinos que generalmente forman cadenas levantadas, siguiendo fallas regionales que cortan la plataforma. En todas estas condiciones, se presentan en zonas lineares, por lo cual forman fajas mineralizadas, como describe en detalle SHCHERBA (1967). De este modo se pueden distinguir los tipos de rocas siguientes que dan lugar a depósitos de Albititas-greizens:

- (1) Granitos biotíticos normales y de dos micas.
- (2) Granitos alcalinos de tipo alaskitas, y
- (3) Sienitas alcalinas y nefelínicas.

Edad geológica: Precámbrico (Africa), Caledoniano (Siberia), Hercínico (Africa, Australia, Europa, Kazakhstan y Siberia), Cimmeriano (el Archipiélago Pacífico, China, Mongolia y Siberia), y Alpino (comparativamente muy raro, en el Cáucaso), son los depósitos más conocidos de tipo Albitita-greisen.

Estructuras geológicas: Dos órdenes de estructuras se reconocen en los depósitos de Albititas-Greizens (1) estructuras que controlan las fajas mineralizadas (2) estructuras que determinan la configuración del depósito.

Las estructuras de las fajas mineralizadas son de tres categorías:

- (1) Las que existen a lo largo de los anticlinorios de levantamiento axial, en las zonas internas de geosinclinal, a lo largo de las

cuales se introducen granitos-mineralizados de la etapa media del geosinclinal. Un ejemplo es el cinturón de Kolba Narym al este de Kazakhstan.

(2) Las que vienen controladas por fallas profundas de los granitos y granitos alcalinos de las últimas etapas del geosinclinal, como las estudiadas en el ciclo Hercínico en Kazakhstan-Central.

(3) Finalmente existen fallas regionales entre plataformas, a lo largo de las cuales intruyen stocks de granitos alcalinos, por ejemplo en la plataforma Africana.

Las estructuras de los depósitos están controladas por su localización cerca de los domos de macizos de rocas ígneas poco después de su cristalización. Aquí, existen una serie de peculiaridades tectónicas, la combinación de las cuales determina la configuración de los cuerpos de albitita-greisens. Lo más importante de esos elementos son los siguientes:

(1) La estratificación de las rocas de techo.

(2) Cavidades abovedadas de domos vacíos.

(3) Fracturas cónicas y radiales debido a las presiones ascendentes magmáticas.

(4) Fracturas anulares de subsidencia.

(5) Fisuras de descompresión debidas al enfriamiento.

(6) Zonas de brechas explosivas.

(7) Sistemas regulares de cizallas tectónicas y fracturas de rup

tura para las venas de greisen.

(8) La irregular fracturación tectónica que controla los emplazamientos de los stockworks.

. Asociados con otros grupos genéticos: En su formación, los depósitos de albitita-greisen están asociados en primer lugar con pegmatitas y ocasionalmente con skarns. Su asociación con el ambiente formador es muy diferente, las pegmatitas están formadas por el mismo origen de intrusión pero siempre preceden a los depósitos de albitita-greisen. Albitización y greisenización se superponen en la pegmatita simple y son probablemente contemporáneas dentro de las que están alteradas metasomáticamente. Los greisenes formados en rocas carbonatadas están ocasionalmente asociados con skarn; pero de nuevo, son productos tardíos derivados de un macizo magmático común.

Como conclusión de estos procesos, los depósitos de albitita-greisen están asociados con cuarzo hidrotermal, cuarzo-feldespato, cuarzo-turmalina y cuarzo fluorita en venas de origen plutónico que contienen algunos metales que se encuentran en los greisenes. Las venas están formadas en el greisen y fuera de ellos y son contemporáneas con ellos o posteriores a ellos.

Depósitos de Albitita

Los términos de albitita y depósitos albitíticos fueron introducidos en la literatura soviética en la década de los cincuenta después de que BEUS descubrió tales depósitos en el este de Transbai -

kalia. Están en masas "stock-like" en domos metasomáticamente alterados y en apófisis de rocas ígneas, extendidos en áreas de varios km. cuadrados y con profundidad de pocos metros, sobrepasando ocasionalmente los 600 metros. Son bastante raras las albitizaciones que se extienden dentro de la roca de caja.

La Albitita es una roca leucocrática en la cual se encuentran dentro de una masa principal de albita, inclusiones porfídicas de cuarzo y microclino, y láminas de mica y anfíbol alcalino (riebeckita), menos corrientes de piroxeno.

La zonación vertical es corriente en todos estos depósitos. En los granitos s/s se observa el desarrollo de las siguientes zonas (desde la base hacia arriba). (1) Granito biotítico (microclino I, plagioclasa, cuarzo, y biotita); (2) Granito de dos micas (Microclino I, plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita); (3) Granito albitizado (Microclino I, Albita, Cuarzo y Moscovita); (4) Albitita (Albita, cuarzo, moscovita, microclino II) y (5) Greisen (Moscovita y Cuarzo). Las principales características de la composición mineral de las albititas vienen en la Tabla 9.

La composición de los minerales económicos de las albititas también varía de acuerdo con la composición de la roca original. En aquellos apogranitos de la serie neutral el principal mineral es el berilo, en los apogranitos de la serie sub-alkalina los minerales litíferos, de Rubidio, Tantalio y Niobio; en los apogranitos de la serie

TABLA 9.- Composición mineral de las Albititas (SMIRNOV, 1976)

Tipo de Albitita	Minerales principales	Minerales tipomórficos secundarios	Minerales tipomórficos con metales raros.
Moscovita-microclino-cuarzo-albita.	Albita-cuarzo-microclino.	Moscovita	
Litio-microclino-cuarzo-albita.	Albita-cuarzo-amazonita.	Cristobalita, lepidolita, zinwaldita, topacio.	Berilo, crisoberilo, bertrandita, fenacita, euxenita, wolframita, molibdenita, minerales de bismuto, casiterita.
Biotita-cuarzo-albita	Albita-cuarzo-microclino	Biotita	Columbita-tantalita, microclita, pirocloro, casiterita.
Aegirina-albita	Albita-cuarzo-microclino	Aegirina	Pirocloro, circón, fergusonita, columbita, torita, gagarinita, priorita, policrasa, xenotimo, bertrandita, fenacita, bastnasita, molibdenita.
Nefelino-microclino-albita	Albita, nefelino, microclino.	Aegirina, anfíbol alcalino.	Circón, chevnikita, xenotimo, monacita, tritirialita, fergusonita.

alcalina, Zirconio, Niobio y tierras raras de Itrio, y en las rocas Apofelíticas, Zirconio, Niobio y tierras raras de Cerio. Las Albititas prácticamente son la principal fuente de Niobio, Zirconio, Torio, Litio, Berilio y Tierras raras.

Niobio: Está concentrado en acumulados de Tantalita - Columbita y Pirocloro-Microlito dentro de las Albititas procedentes de rocas alcalinas. Está presente en gran cantidad por ejemplo en los depósitos de Kaffo (en el Norte de Nigeria), siendo el contenido de pentóxidos de Niobio de 450.000 tm. con leyes del 0'3%. En los granitos inalterados el niobio y tántalo están presentes en la biotita en proporciones de 1:5 a 1:20; durante la albitización estos ratios llegan a ser más altos 10:1 a 25:1, debido a la facilidad de recombinación del Niobio.

Zirconio: Está acumulado junto con el hafnio en el zircon, cyrtolita y malacón, también en las albititas procedentes de rocas alcalinas; sus concentraciones más ricas son de 0'7%.

Litio: Se deposita con el rubidio en las micas litíferas (Crioilita, Lepidolita y Zinwaldita), en Albititas procedentes de granitos de la serie subalcalina. Sus concentraciones más ricas son de 0'05 a 0'06%.

Berilio: Está localizado en el berilio de las albititas procedentes de granitos normales.

Las tierras raras en las Albititas procedentes de gra

nitos alcalinos son del grupo del Itrio, y las existentes en las albititas derivadas de Sienitas nefelínicas son del grupo del Cerio. Las del primer grupo se concentran principalmente a lo largo del frente de la albitización, y las del segundo detrás de él.

Tipos especiales de depósitos de albititas.

En adición a los depósitos clásicos brevemente descritos anteriormente, dos tipos especiales de albititas con metales raros pueden reconocerse, Fenitas y Albititas Lineares.

. Fenitas: Se desarrollan en las aureolas de las rocas alcalinas, especialmente en donde éstas encajan en los neises graníticos. En estas circunstancias las rocas encajantes sufren primero un metasomatismo potásico de alta temperatura y después un metasomatismo sódico de baja temperatura con la formación de albititas. Los anillos discontinuos de fenitas tienen de decenas a centenas de metros (Fig. 32). Las siguientes variedades se distinguen de acuerdo con la composición de la roca de que derivan y del grado de transformación metasomática: Cuarzo-feldespatos, feldespatos, nefelino-feldespatos, etc. Los minerales tipomórficos con metales raros son: Loparita, Rinkolita, Britolita, Fergusonita, Betafita, Eudialita, Zirconolita, Lavenita, Rosenbuschita, Wöhlerita, Barilita, Eudidimita y Leucofano. Pueden por tanto considerarse fuente de Niobio, Berilio, Zirconio, Hafnio y Litio. Se conocen depósitos económicos como Sill Lake en Canadá, con reservas de óxidos de berilio de 6.000 tm. por metro de minado y un conte -

Figura 32

Bosquejo de la estructura de la zona fenítica del Macizo October (de VLASOV). Según SMIRNOV (1976).
 1.- Foyaita, 2-3.- Fenitas, 2a- Feldespática, 2b- Nefelino-Feldespática, 3.- Feldespática con cuarzo, 4.- Granito, 5.- Granito biotítico, 6.- Gabro-piroxenita, 7.- Neis granítico.

nido de mena de: óxidos de berilio 0'4 a 0'8%, Torio 0'3 a 2'0%, Niobio 0'01 a 0'93%, Lantano 0'02 a 0'4% e Itrio 0'02%.

. Albititas lineares: Estas se presentan a lo largo de zonas de fallas que cortan el basamento cristalino de las plataformas, sin visible conexión con magmatismo. (Fig. 33). Las fallas son de carácter regional, y los límites de estas fallas se localizan a lo largo de las juntas entre dos bloques distintos o bien siguiendo fallas internas. En estas condiciones se observa que la albitización se desarrolla a través de la acción de soluciones químicas activas resultantes del ultrametamorfismo, soluciones que se distinguen por su gran movilidad debido al agua, dióxido de carbono, sílice y álcalis, estos últimos particularmente activos.

"Un descenso de la presión y temperatura de las soluciones, por movimientos hacia la superficie de la corteza, conduce a la ruptura de los complejos de alta temperatura y a la disociación de los ácidos fuertes englobados por ellos. En conexión con ésto y como resultado de la interacción de las soluciones del período de metasomatismo potásico y los minerales de la temprana asociación paragenética, la alcalinidad de las soluciones desciende, lo cual conduce al incremento de la actividad de las bases débiles y el metasomatismo potásico, dando lugar al metasomatismo sódico en un ambiente de gradual incremento de la acidez de las soluciones (RUDNIK y TERENTIEV)". RUDNIK y TERENTIEV consideran que se pueden distinguir cinco tipos de rocas con sus propios minerales, con metales raros.

Figura 33

Bloque diagrama de la estructura geológica de un yacimiento lineal de albitita (de KAZANSKY et al.). Según SMIRNOV(1976).
 1.- Neis, 2.- Granito paligenético, 3.- Pegmatita, 4.- Venas blastomiloníticas, 5.- Albititas y rocas albitizadas, 6.- Cuerpos mineralizados.

Las albititas lineares contienen reservas sustanciales de uranio y Torio, y algo de Tántalo, Niobio y Tierras raras.

Depósitos de Greisen

Greisen es un antiguo término minero alemán usado en la literatura geológica desde los tiempos de WERNER. Greisen significa en alemán rajado o astillado (escamado) y el término se asocia con el hecho de que un típico greisen consiste en un agregado escamoso de mica (Muscovita, Biotita o Zinwaldita) y Cuarzo, en ocasiones con turmalina, Topacio, Fluorita y acompañado de menas (Tabla 10).

La mayor parte de los greisenes se forman en las protrusiones apicales de las masas graníticas y en las rocas silicoaluminosas de su techo (areniscas, pizarras, rocas efusivas y tobas); se originan menos corrientemente en las rocas básicas y carbonatadas del techo. El estado inicial de la greisenización comienza con un incremento de la lixiviación ácida hasta que se forman los monominerales metamórficos. El siguiente período es debido al incremento de la alcalinidad y a la redeposición del exceso de los constituyentes procedentes de la lixiviación. El curso de los procesos en diferentes rocas es como sigue (SHCHERBA, 1967).

. En rocas silico-aluminosas: Granito greisenizado -----
-- Greisen de Muscovita-Cuarzo ----- Greisen de Cuarzo ----- Grei
sen de Topacio-Cuarzo ----- Greisen de Topacio ----- Greisen de
Muscovita ----- Greisen de Turmalina (Hematites)-Cuarzo.

TABLA 10.- Paragénesis mineral de los yacimientos tipo greisen (SMIRNOV, 1976)

Minerales	Minerales principales	Minerales Accesorios	Minerales raros
Ganga	Cuarzo, moscovita	Turmalina, topacio, fluorita, microclino, biotita, albita.	Oligoclase, actinolita, granate, ilmenita, rutilo, circón, monacita, apatito, espinela, corindón, sellaita, escapolita, diásporo, flogopita, margarita, epidota, clorita, sericita, ceolitas, carbonatos.
Mena	Casiterita, wolframita	Molibdenita, berilo, lepidolita, zinnwaldita.	Hematites, magnetita, scheelita, helvita, efesita, danalita, crisoberilo, columbita, fenacita, bertrandita, taffeita, pirrotina, pirita, arsenopirita, brannerita, bismutina, calcopirita, esferita, galena, estannina, cobres grises, bismuto nativo.

. En rocas básicas y ultrabásicas: Anfibolita (serpentinita) Cloritizada y Talcosa ----- A una zona de Margarita-Flogopita o a una zona de Actinolita-Flogopita ----- A una zona de cuarzo-Plagioclasa ----- A zona de Cuarzo-Moscovita.

. En rocas de carbonatos: Calizas cristalinas y rocas skarnificadas ----- Rocas con Mica-fluorita ----- Rocas con topacio-fluorita ----- Rocas microclino (turmalina)- fluorita----- Rocas con sulfuros- cuarzo-fluorita.

Los greisenes originados en diferentes rocas, tienen una constitución zonada y comprenden una sucesión característica de fa - cies. Un esquema general de la estructura zonal de los greisenes se observa en la Fig. 34. La composición de las facies minerales se ob - serva en la tabla 11.

Aunque la introducción de los elementos de la mena durante la formación de los depósitos de greisen se presenta hacia el final de la greisenización, existen una serie de procesos largos y discontinuos, contemporáneos con el desarrollo de las estructuras que controlan la mena (Fig. 35), que comienza con una primera deposición de si - licatos, después los minerales de la mena y termina con el emplaza - miento de la post-mineralización en venas de cuarzo-feldespato y cuarzo-carbonatos. SHCHERBA (1967) distingue 13 generaciones sucesivas de minerales en los greisenes mineralizados del "stockwork" de Kazakhstan. DOLOMANOVA distingue ocho períodos en los depósitos de greisen

Figura 34

Esquema del zonado de los greisens (de CHESHCHERBA, 1967). Según SMIRNOV (1976).

1.- Rocas greisenizadas, 2.- Greisens, 3.- Pegmatitas, 4.- Skarns, 5.- Filones de cuarzo o stockworks, 6.- Límite superior de los granitos.

Figura 35

Esquema de la estructura geológica y de la greisenización. Según SMIRNOV (1976).

1.- Granitos, 2.- Areniscas y pizarras, 3.- Greisenización preminalizadora de los granitos y rocas encajantes, 4.- Venas de greisen y stockworks precoces, 5.- Venas de greisen tardías.

TABLA 11.- Facies características de los greisens (SMIRNOV, 1976)

Roca Madre	Facies de greisen
Aluminosilicatada	Biotita-cuarzo, biotita-moscovita-cuarzo, moscovita-cuarzo, cuarzo-moscovita, cuarzo-topacio-moscovita, topacio-moscovita, turmalina-moscovita, fluorita-moscovita, moscovita - topacio, cuarzo.
Básica	Fluorita-mica, margarita-flogopita, plagioclasita.
Carbonatada	Mica-fluorita, topacio-fluorita, turmalina-fluorita, microclino-fluorita.

de Siberia: (1) Berilo-topacio-cuarzo; (2) Berilo-Feldespató; (3) Ca - siterita-muscovita-topacio; (4) Turmalina-fluorita-sulfuros; (5) Fluorita albita; (6) Cuarzo-fluorita-clorita; (7) Cuarzo columnar con fluorita; (8) cuarzo "combado" con Albita. Diques Intra-mineralizados han sido citados en ciertos depósitos (por ejemplo, en Kazakhstan Central), superpuestos entre los diferentes períodos de su greisenización. Invariablemente son leucocráticos consistiendo en granito-aplitas.

Los greisenes de todos los tipos contienen menos de los siguientes elementos: 1.- Estaño como casiterita; 2.- Tungsteno, principalmente como Wolframita; 3.- Litio en micas litiníferas y 4.- Berilio como berilo en silicatos greiseníferos, como fenacita, bertrandita y helvita en greisenes carbonatados, y como chrysoberilo y esmeralda en los greisenes formados a partir de rocas básicas. Depósitos conocidos como simples (monometálicos) pueden tener los metales agrupados en pares (estaño-tungsteno) (tungsteno-molibdeno) (molibdeno-berilio) (litio-berilio) etc., o en tres (tungsteno-molibdeno-berilio), raramente están en grandes combinaciones.

Es muy raro que en los greisens se encuentren grandes depósitos pero sí contienen generalmente menas muy ricas.

IV.- ENCUADRE GEOLOGICO DEL AREA DE ESTUDIO

IV. 1. EL MACIZO HESPERICO

Las cúpulas graníticas estudiadas se sitúan geológicamente dentro de la unidad más antigua de la Península Ibérica, el Macizo Hespérico.

IV. 1. 1. Rasgos geológicos

Este está constituido por formaciones antemesozoicas cratonizadas desde el fin de la orogenia hercínica. Estas formaciones están recubiertas en muchos puntos por pequeñas manchas de formaciones continentales terciarias y cuaternarias, o más raramente del fin del Mesozoico. Las rocas predominantes en este macizo son por una parte las esquistosas y grauváquicas, y por otra las graníticas.

El Macizo Hespérico pertenece casi en su totalidad a la cadena hercínica.

Las zonas geotectónicas reconocidas en esta cadena son las que han sido definidas por LOTZE (1945), teniendo en cuenta trabajos más recientes de RIBEIRO y CONDE (1973) y de BARD et. al. (1973). Por lo cual, la división de la cadena hercínica en zonas geotectónicas está basada en la revolución paleogeográfica y en las características estructurales, (Fig. 36).

De norte a sur de la Península, se encuentra la zona

Figura 36

Zonación estructural de la cadena hercínica en la Meseta Ibérica. Las flechas indican el sentido de plegamiento de las estructuras de la primera fase de deformación y el sentido de fracturación (de BARD, et al., 1973). Según CAPDEVILA et al., (1973).

Astur-Leonesa que se distingue entre otras características, por presencia de series principalmente Paleozoico Superior, por una fase de Post-Namuriense/Antewesfaliense B, que genera escamas y mantos; por una fase Anteestefaniense B/C que genera pliegues de plano axial/vertical y, por un metamorfismo regional epizonal muy localizado o ausente. En resumen, para CAPDEVILA et. al. (1973) esta zona presenta caracteres de cuenca intracontinental.

La zona de Galicia Media - Tras os Montes se caracteriza por la presencia de algunos macizos del Precámbrico, polimetamórficos, de facies anfibolítica, y en algunos sitios granulítica y eclogítica, y sobre todo por series monometamórficas del Precámbrico Superior y Paleozoico Inferior; por una fase tectónica Anteviseana generatriz de pliegues tumbados o inclinados hacia las zonas externas, seguida inmediatamente por formación de escamas y, por una fase del Antewesfaliense Superior generatriz de pliegues de plano axial vertical.

La zona Centro Ibérica se caracteriza por la presencia de una formación muy potente con facies flyschoide denominada "complejo esquisto-grauváquico". En esta formación se reconocen dos series, una inferior de edad Precámbrico Superior con una litología muy monótona, esencialmente esquisto-grauváquica, mientras que la superior, de edad Cámbrica, es más variada y comprende conglomerados, volcanitas ácidas y algunos lechos de calizas. Es en la parte más al norte donde se encuentra la serie Superior, y al centro Sur aflora la Inferior. El metamorfismo que ha sufrido es epizonal, pero más fuerte

en el norte. Además se caracteriza esta zona, por una fase tectónica anteviseana generatriz de pliegues de plano axial subvertical y por una fase tectónica posterior, antewesfaliense superior, generatriz de megaestructuras de plano axial vertical.

La zona de Ossa Morena está separada de la anterior por un importante cabalgamiento que ha permitido la superposición de los materiales de la zona Centro Ibérica sobre los de Ossa-Morena.

En esta zona, el Cámbrico está muy bien representado, y el Precámbrico, al igual que el Ordovícico, se distingue del de la zona Centro Ibérica, por corresponder a condiciones paleogeográficas diferentes y que justifican la separación de las dos zonas por el cabalgamiento mencionado anteriormente.

A continuación y por último, viene la zona Sud-Portuguesa, la más meridional del Macizo Hespérico. Está separada de la zona anterior por un cabalgamiento que ha superpuesto los materiales de la zona de Ossa-Morena sobre los de la zona Sud-Portuguesa. Se caracteriza por la presencia de formaciones del Devónico Superior y del Carbonífero, estando el Precámbrico totalmente ausente; por una fase de edad wesfaliense medio, que genera pliegues tumbados o inclinados hacia el sur y seguido de formación de escamas; por una fase de creoulación más tardía y, por un metamorfismo epizonal de presión aparentemente elevada. Esta zona según CAPDEVILA et. al. (1973) presenta caracteres de "margen activa", comparable en algunos aspectos con las zonas externas de orógenos de tipo andino.

Los granitoides varíscicos, es decir los que se han emplazado durante la orogenia hercínica o inmediatamente después de ésta, se concentran sobre todo en las zonas de Galicia Media-Tras Os Montes y Centro Ibérica, son menos importantes en la zona de Ossa - Morena, subordinados en la Astur-Leonesa y ausentes en la zona Sud-Portuguesa.

Los trabajos efectuados principalmente en el curso de los últimos quince años han llevado a agrupar estos granitoides en dos grandes series (CAPDEVILA, 1973):

- Una serie que corresponde a granitoides generalmente alcalinos y aluminosos, con relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevados, de emplazamiento precoz, y estrechamente controlados en el tiempo y en el espacio por el metamorfismo regional.

- La otra serie comprende granitoides generalmente calcoalcalinos, con relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajas, de emplazamiento tardío y siempre asociados a productos básicos.

Esta subdivisión en dos series corresponde probablemente a dos orígenes diferentes según CAPDEVILA et.al. (1973). Los granitoides de la primera serie son palingenéticos, formados por anatexia húmeda de la parte media de la corteza (entre las isogradas de anatexia y de facies granulita). Se les designa bajo el término de granitoides palingenéticos o de origen mesocrustal. Los granitoides de la segunda serie, de origen más profundo y siempre asociado a rocas básicas, se han podido formar por diferenciación magmática a partir de pro-

ductos mantélicos, o por fusión seca de la base de la corteza y mezcla con productos básicos. Se les designa bajo el término de granitoides híbridos o de origen "infra o basicrustal".

Teniendo en cuenta esta clasificación, así como otras divisiones realizadas en ámbitos más restringidos, en el NW del Macizo Hespérico se ha establecido una clasificación de rocas graníticas, agrupándolas en diferentes familias en base a unas características mineralógicas y estructurales fundamentales. Así mismo, se han establecido las correlaciones con los granitos geográficamente adyacentes de la vecina región del N de Portugal.

Desde el punto de vista mineralógico, el criterio fundamental se basa en la naturaleza de las micas presentes y en la presencia o no de megacrystales de feldespato potásico; y estructuralmente se subdividen según criterios cronológicos, y relaciones con los eventos deformativos regionales (BARRERA et.al. 1981).

A continuación, se expondrán zona por zona, las características fundamentales de estos granitoides: (Fig. 37).

Zona Astur-Leonesa:

En esta zona se presentan algunos stocks de rocas plutónicas híbridas, en las cuales la composición varía de noritas a granodioritas con biotita. La mayor parte de estas rocas son gabros o dioritas que encierran enclaves básicos y están asociados a filones de microgranitos o granófidios. Aparecen en stocks o en filones postectóni -

Figura 37

cos en los que la superficie de afloramiento no sobrepasa generalmente el kilómetro cuadrado. La mayoría se han emplazado en niveles no metamórficos, a favor según parece de accidentes tectónicos. Dada su composición relativamente básica y su gran nivel de emplazamiento, su origen debe ser infra o basicrustal (CAPDEVILA et. al., 1973).

Zona de Galicia Media-Tras Os Montes.

Se pueden agrupar en series sincinemáticas y postcinemáticas.

a) Series sincinemáticas.

1) Granitoides precoces principalmente biotíticos (macizos precoces híbridos según CAPDEVILA et. al., 1973).

Son cuerpos, generalmente de grandes dimensiones, alargados según las estructuras regionales S_2 y S_3 y con abundantes megacristales de feldespato potásico, que definen una orientación de flujo magmático. Estructuralmente presentan de manera dominante una orientación deformativa coincidente en general con la de flujo magmático y, sus contactos con la roca de caja son netos.

La composición mineralógica fundamental consta de Q-P-Fk-Bi[±]Anf[±]Mo (siempre accesoria). Los tipos litológicos más frecuentes oscilan entre granodioritas y granitos. Con carácter subordinado se encuentran términos de composición más básica, tonalítica-cuarzo-diorítica, que constituyen megaenclaves o a lo sumo, pequeños stocks. La composición mineralógica de estas últimas rocas sería Q-P-Fk[±]Anf[±]Clpx.

Son contemporáneas del metamorfismo regional; en general no sobrepasan la facies anfibolita y en ciertos casos se encuen -

se emplazan en neises pelíticos de facies anfibolita profunda, son más aluminosos y más moscovíticos que los que alcanzan niveles más superficiales. Estas diferencias químico-mineralógicas en función del nivel final de intrusión, corresponde sin duda a una gran capacidad de asimilación del encajante de estas rocas.

Estos granitoides precoces, por su asociación estrecha con rocas básicas y ultrabásicas, por su composición calcoalcalina y por ciertos caracteres mineralógicos, como la presencia de plagioclasas zonadas rítmicamente, deben ser de origen profundo y no se pueden interpretar como derivados de una fusión húmeda mesocrustal.

Por último hay que resaltar, que están casi exclusivamente limitados a zonas fuertemente metamórficas y que se encuentran cortados por los granitos de dos micas deformados, no dándose nunca la situación inversa, por lo que se les considera representantes del primer evento intrusivo hercínico.

2) Granitoides inhomogéneos y granitos de dos micas deformados (granitoides palingenéticos según CAPDEVILA et. al., 1973).

Los granitoides inhomogéneos se encuentran íntimamente ligados a zonas metasedimentarias y ortogneísicas migmatizadas. Su mineralogía es Q - P - Fk - Bi - Mo ± Sill (accesoria).

Estas rocas se presentan, en ocasiones, con transiciones y entremezclas con tipos de granitos de dos micas de carácter homogéneo y sin restos migmatíticos, los cuales intruyen sobre los me

tasedimentos y los granitoides inhomogéneos, existiendo posiblemente un cierto grado de conexión genética entre ambos tipos de granitos.

La mineralogía de estos granitoides es, fundamentalmente, Q - P - Fk - Bi - Mo apareciendo ocasionalmente y en menores proporciones granate y/o sillimanita.

Litológicamente, tanto los granitos de dos micas homogéneos como los inhomogéneos corresponden a tipos bastante leucocráticos y presentan enclaves de metasedimentos o "surmicáceos", encontrándose afectados en grado variable (dependiendo del dominio de emplazamiento) por las deformaciones hercínicas.

b) Series postcinemáticas.

1) Granitoides postcinemáticos fundamentalmente biotíticos

(macizos híbridos tardíos según CAPDEVILA et. al., 1973).

Suelen encontrarse constituyendo macizos circunscritos isodiamétricos y a veces con disposición zonal de facies. Las relaciones con los materiales encajantes son claramente intrusivas y discordantes, con ausencia total de estructuras de deformación.

La mineralogía más frecuente es Q - P - Fk - Bi, detectándose la presencia de anfíbol, moscovita, o clinopiroxeno (sólo en Macizo de Estaca de Bares) en proporciones restringidas en algunas facies de variación.

El espectro litológico más frecuente se sitúa en el cam

po de los granitos. Muy subordinadamente se asocian a ellos rocas tonalíticas - cuarzodioríticas que normalmente aparecen en forma de enclaves de dimensiones reducidas.

Zona Centro-Ibérica.

Como este dominio es muy amplio, se va a subdividir en una serie de subzonas.

.Subzona de Zamora-Salamanca.

Como series sincinemáticas características tenemos una serie appinitica que es abundante y que equivale a los cuerpos tonalíticos de la serie biotítica precoz gallega. Se trata de una serie calcoalcalina donde el espectro litológico típico son dioritas y tonalitas. Su mineralogía es $Q - P - (Fk) - Bi - Anf - Clpx - Ortpx$ y como accesorios la esfena y allanita.

En cantidades más pequeñas se presenta la serie biotítica precoz calcoalcalina que se definió en la zona de Galicia Media - tras Os Montes y que se presenta en su forma más general como grano-dioritas y granitos. Su mineralogía es sencilla $Q - P - Fk - Bi (\pm Anf)$ y como accesorios los típicos de las series calcoalcalinas: esfena, allanita, circón, apatito, etc.

Y por último la serie sincinemática más importante de la subzona, es la de dos micas (peraluminica), cuya mineralogía es $Q -$

P - Fk - Bi - Mo - Sil. Al. Como dato interesante hay que resaltar la presencia en los silicatos de aluminio de cordierita, mineral éste que no se presenta en la zona de Galicia.

La serie postcinemática se presenta en minoría en lo que se refiere a la zona gallega y se refleja como granitos de una ó dos micas, de carácter peralumínico. Su mineralogía es igual que la de los granitos de dos micas sincinemáticos, si bien sus diferencias se reflejan en su ausencia de deformación.

En esta subzona y con carácter general se observan las tres fases de deformación, al igual que en la zona anteriormente definida, aunque en el S. de Salamanca se distingue casi únicamente la fase 2. Los niveles de emplazamiento de las rocas graníticas se sitúan en la mesozona y catazona.

.Subzona Sistema Central.

En esta subzona los granitoides de las series sincinemáticas están muy poco representados y además están estrechamente controlados por el metamorfismo regional (Fig. 38).

En el Guadarrama oriental, el metamorfismo regional es intermedio de baja presión, con distena. A medida que nos vamos acercando al zócalo arcósico y ortoneísico precámbrico, el tipo de metamorfismo llega a ser de más baja presión, con andalucita - cordierita - sillimanita. En los bordes del zócalo y en el interior de este mismo es de muy baja presión, la moscovita desaparece rápidamente y se al -

Figura 38

Distribución de los granitoides hercénicos en el centro de la Península. 1.- epizona, 2.- mesozona, 3.- catazona con migmatitas, granodioritas de anatexis y en algunos sitios neises charnoquíticos, 4.- granitos y pegmatitas de dos micas deformados, 5.- granodioritas postectónicas con biotita, 5a- granodioritas con biotita y moscovita, 5b- granodioritas con biotita-cordierita, 5c- granodioritas con biotita-hornblenda, 6.- terrenos posthercénicos (de BARD et al., 1970). Según CAPDEVILA et al., (1973).

canza la facies de granulita con hornblenda. Por debajo de la isogra - da de desaparición de la moscovita es donde se desarrollan las migmatitas, que por su extensión en las sierras de Guadarrama y Gredos, son las más importantes de la Península.

Es en estas migmatitas o asociados a ellas donde aparecen los granitoides sincinemáticos, muy reducidos en cuanto a su porcentaje de afloramiento, los cuales se pueden dividir en tres tipos de series; una serie exclusivamente biotítica, calcoalcalina, con rocas de tipo tonalítico, cuarzodiorítico representándola y, con una mineralogía de $Q - P \pm (Fk) - Bi - Anf \pm (Clpx)$; otra serie porfídica biotítica calcoalcalina, pero con carácter metalumínico, representada por rocas de tipo granodiorita y granito, y cuya mineralogía es $Q - P - Fk - Bi \pm Anf$; y por último una serie peralumínica de dos micas, con granitos constituidos por $Q - P - Fk - Bi - Mo \pm$ Silicatos de alúmina - gr. Según CAPDEVILA et. al. (1973), estos cuerpos granitoides se presentan generalmente en masas lenticulares, con bordes difusos y muy concordantes con la fase 1 de los neises migmatíticos. Están estrechamente controlados por el metamorfismo regional, y según estos autores su génesis por anatexia húmeda parece evidente, debiendo su escaso desarrollo en la zona por la aparición rápida de la hiperstena que indica condiciones deficitarias en agua.

Sin embargo, la mayor extensión de afloramientos en esta zona le corresponde a los granitoides postcinemáticos, en particular a una serie biotítica que se representa mediante dos tendencias, una

de ellas calcoalcalina, con granitos constituídos por Q - P - Fk - Bi - Anf - gr., y otra peralumínica con granitos también constituídos por Q - P - Fk - Bi - (Mo) - Silicatos de alúmina (Andalucita Sillimanita - Cordierita) - gr. De todos los silicatos de alúmina la cordierita es el más abundante. Según CAPDEVILA et. al. (1973), las asociaciones con cordierita y moscovita parecen debidas a fenómenos de asimilación del encajante. En forma de pequeños enclaves se encuentran asociados a esta serie postcinemática rocas básicas o intermedias: noritas, gabros, dioritas, etc. También les acompañan microgranitos de tipos variados y más ocasionalmente aplitas y pegmatitas. Todos estos granitoides postcinemáticos que constituyen el gran batolito central recortan netamente a los pliegues de la segunda fase tectónica. Recortan igualmente a las isogradas y la mayoría no están en armonía con la mineralogía de las rocas metamórficas encajantes. Aunque la mayor parte se sitúan en las zonas de metamorfismo regional de alto grado, algunos alcanzan la epizona. En definitiva, se trata de macizos típicamente posttectónicos, cuyo emplazamiento debió ir acompañado por el levantamiento de la cadena.

Todas las características anteriormente mencionadas, hay que matizarlas en el caso de ciertos granitoides de la Sierra de Gredos, ya que en éstas la presencia de cordierita o moscovita parece que no es resultado de condiciones particulares de cristalización, sino más bien a fenómenos de asimilación del encajante metapelítico. En efecto, estas granodioritas, que recortan a neises pelíticos de facies anfi-

biotítica o granulita, son más aluminosas que la media de las demás granodioritas del Sistema Central. Si esta asimilación es cierta, trae como consecuencia que el emplazamiento de estos granitoides en esta región, no debe ser muy posterior al metamorfismo regional.

En resumen, para esta subzona, se puede decir que existe una ausencia generalizada de moscovita, un dominio importante de granitos postcinemáticos, los niveles de emplazamiento en estos granitoides son mesozonales y catazonales y domina sobre todas las demás la fase 2 de plegamiento hercínico.

. Subzona Extremadura (desde Béjar hasta B. Albuquerque)

En esta subzona, solamente nos encontramos una serie sincinemática equivalente a la de dos micas y peraluminica del Sistema Central y de Zamora - Salamanca, pero con muy escaso desarrollo en Extremadura. Como vimos anteriormente, su aspecto litológico viene representado por granitos y su mineralogía consta de Q - P - Fk - Bi - Mo - Silicatos de Alúmina - gr. Entre los silicatos de alúmina el más abundante es la cordierita.

El dominio de rocas graníticas en la zona se manifiesta en dos series postcinemáticas, una de las cuales (la de dos micas) es bastante más abundante que la otra (biotítica). La serie postcinemática peraluminica de dos micas, viene representada litológicamente por granitos con la mineralogía siguiente: Q - P - Fk - Bi - Mo - Silicatos de alúmina (abundante cordierita) - gr. Se trata generalmente de macizos

circunscritos o alargados, netamente intrusivos en un encajante epimorfo. No están acompañados de rocas básicas y llevan un gran cortejo filoniano de aplitas y pegmatitas. Tienen una gran importancia metalogénica, ya que son los portadores de las mineralizaciones de Sn - W - Nb - Ta de la subzona. Según CAPDEVILA et. al. (1973) estos granitoides presentan bastantes analogías con los granitos alóctonos de la etapa sincinemática, sin embargo creen que es muy dudoso pensar en un origen por anatexia húmeda ya que su emplazamiento es muy elevado y además no están asociados a rocas básicas, lo cual es un hecho generalizado en toda la Península.

La serie postcinemática biotítica de carácter calcoalcalino también es bastante abundante, aunque no tanto como la anterior. Viene representada por granodioritas y/o granitos con la mineralogía siguiente: Q - P - Fk - Bt ± Anf ± Ortopyrox. La presencia de ortopyroxeno en algunos macizos de esta subzona (Garlitos, Fontanosa, Zalamea, La Serena) les confiere una característica muy singular. Se trataría de charnoquitas para algunos autores. Estos granitoides llevan asociados enclaves de tipo grano-diorítico, y son recortados por diques esencialmente micrograníticos. Se presentan en macizos circunscritos, a veces con estructuras o en pequeños stocks. Todos ellos son posteriores a la segunda fase de deformación y al metamorfismo regional, y la mayoría se emplazan en niveles epizonales o no metamórficos.

En resumen, en esta subzona dominan los granitoides postcinemáticos de tendencia peraluminica, y al ser el nivel de metamor

fismo de epizona los macizos se emplazan a niveles muy altos.

La fase de deformación hercínica más abundante es la fase 1.

Zona de Ossa Morena

Esta zona es la más compleja y controvertida de todas las de la Península Ibérica, ya que todos los macizos son muy complejos, compuestos y además no se puede observar la relación magmatismo-deformación, lo que dificulta en gran manera, saber si son hercínicos o prehercínicos. En general, abundan las rocas básicas y existe una tendencia calcoalcalina acusada, hechos estos que pueden testificar la existencia de una zona de subducción. Para una mayor claridad se puede dividir la zona en tres subzonas:

Subzona Corredor de Badajoz-Córdoba.

En esta subzona afloran dos series biotíticas una de ellas de carácter alcalino y otra calcoalcalino. La biotítica alcalina viene representada litológicamente por rocas de tipo gabro hasta granito a las que se pueden asociar rocas subvolcánicas y volcánicas. La mineralogía esencial de los granitos es la siguiente: Q - P (albita) - Fk - Bi - Egirina y/o Riebeckita.

La serie biotítica calcoalcalina, mucho más abundante que la anterior, viene representada también por rocas de gabros hasta granitos, con piroxenitas asociadas a veces. La mineralogía de los

granitos es la siguiente: Q - P - Fk - Bi Ì Anf. Ì Clpx.

.Subzona Anticlinorio Olivenza-Monesterio

Existen dos series, una de ellas claramente postcinemática, biotítica, calcoalcalina y con las mismas características que se ha dicho anteriormente para esta serie en el Corredor Badajoz - Córdoba. La otra serie, aunque se cree que es postcinemática, presenta algunas veces carácter sincinemático. Se trata de una serie alcalina - peraluminica, representada desde gabros a sienitas hasta granitos y cuya mineralogía es la siguiente: Q - (P) - Fk - Bi - Egirina y/o Rie - beckita.

.Subzona Aroche - Aracena - Lora del Río

En esta subzona volvemos a tener una serie postcinemática biotítica de carácter calcoalcalino, con las mismas características que en las subzonas anteriores.

Por otra parte, tenemos dos series sincinemáticas, una de ellas de carácter peraluminico, de dos micas, representada por granitos con la mineralogía siguiente: Q - P - Fk - Bi - Mo - Silicatos de alúmina. La otra serie es biotítica, calcoalcalina, representada por granodioritas y granitos, y a veces con términos charnoquíticos.

IV.1.2. Paragénesis minerales.

Existen una gran cantidad de paragénesis minerales en

el basamento hercínico español, aunque sólo unas pocas son o han sido de interés económico.

ARRIBAS, A. (1979) presentó un trabajo excepcional en el que recogió todas las paragénesis minerales que caracterizan a la mayor parte de los yacimientos españoles relacionados con la metalogénia Varíscica.

Este autor clasifica las paragénesis en tres grupos, en función de sus asociaciones minerales y rocas encajantes. Estos tres grupos son los siguientes: Varíscicas, pre-Varíscicas y Varíscicas tardías.

Al primer grupo, que es el estrictamente varíscico y por ello el más importante, corresponden 32 asociaciones minerales, de carácter pegmatítico, filoniano, metamórfico y volcano-sedimentario. Al segundo grupo pertenecen 12 paragénesis de carácter ígneo y metamórfico, y en el tercero se incluyen 2 asociaciones minerales, una sedimentaria y otra filoniana, situadas en sedimentos triásicos, cuya edad es superior a 220 m. a., ya que esta se ha considerado como el límite superior de los fenómenos metalogénicos alpinos.

A continuación por creerse que es de gran interés, se exponen las asociaciones minerales de ARIBAS, A (1979), que están asociados o pueden estarlo a los granitoides del Macizo Hespérico.

1.- ASOCIACIONES PARAGENETICAS VARISCICAS.

1. Pegmatitas potásicas con Uranio - Cerio (K.U - Ce).

En España sólo existe un yacimiento de este tipo, que es famoso en todo el mundo por sus grandes cristales de braunerita y uranita. Se localiza en Sierra Albarrana (Córdoba) en cuerpos pegmatíticos encajados en gneises biotíticos y anfibolíticos. La mineralogía de estos cuerpos consiste en cuarzo, micas, feldespatos, berilo, turmalina, monacita, braunerita (de hasta 20 cm. de largo), uraninita, rutilo, ilmeno-rutilo, magnetita, calcopirita y pirita. Entre los minerales secundarios de uranio tenemos autunita, becquerelita, schoepita y torbernita.

2. Pegmatitas potásicas con berilo (K. Be).

Son muy abundantes en las rocas metamórficas que rodean numerosos cuerpos graníticos, especialmente los leucogranitos de la zona Centro Ibérica.

La asociación mineral consiste en: feldespatos potásicos, plagioclasas ácidas, albita tardía, cuarzo, micas, turmalina en cristales a veces bastante grandes, apatito (de variedad wilkefta en algunas ocasiones) y berilo.

3. Aplitas sódicas con uranio - titanio (Na - U - Ti).

Solamente se han localizado en Villanueva del Fresno (Badajoz), en la zona de Ossa Morena. La mena, pirita y davidita, es-

te último pudiendo alcanzar 2 mm., se distribuyen en un dique de albíta, constituido por cuarzo de grano muy fino, biotita y albíta. Las rocas encajantes son micaesquistos del Cámbrico y corneanas turmalinizadas.

4. Pegmatitas sódico - líticas (Na - Li)

Aunque son raras, siempre están relacionadas con yacimientos de casiterita en la zona Centro-Ibérica.

En Lalin (Pontevedra) los diques pegmatíticos se extienden en una zona de más de 5 km. de largo encajados en micaesquistos de granate y estauroлита de edad Ordovícica o Silúrica. La mineralogía consiste en cuarzo, microclina, albíta, moscovita y berilo, con grandes cristales de espodumena de hasta 20 cm. de largo. Estos diques son atravesados por venillas de cuarzo con casiterita, molibdenita, pirita y calcopirita.

En El Trasquilón (Cáceres), existe un cuerpo pegmatitoide, constituido por cuarzo, albíta, feldespato potásico y amblygonita, en un leucogranito que contiene casiterita diseminada.

En la Fregeneda (Salamanca), un gran dique pegmatítico con moscovita litífera y lepidolita se asocia a un stockwork de filones de cuarzo - casiterita atravesando todo los esquistos anfibolitas del Cámbrico.

5. Microgranitos de casiterita - columbita (K . Nb - Sn)

Formando grandes diques o pequeños stocks, están

siempre relacionados a la evolución final de los leucogranitos. Muchos de ellos han sido explotados por su contenido en estaño, niobio y tántalo. Todos estos granitos aplíticos se localizan en la zona Centro Ibérica, estando entre ellos: Laza y Penouta en Orense, Losacio (Zamora), Golpejas (Salamanca), y Cañaveral, Torrecilla y El Trásquilón en Cáceres.

La asociación mineral consiste en cuarzo, albita, feldespato - potásico, moscovita (raramente biotita), casiterita, columbita-tantalita, tapiolita (libre o incluida en casiterita), ilmenita, rutilo y ocasionalmente oro y fluorita. Localmente la albitización, moscovitización y caolinización pueden ser muy fuertes.

6. Asociación cuarzo - casiterita (q. Sn).

Es muy frecuente esta asociación, en filones de cuarzo y stockwors que atraviesan los esquistos del Paleozoico y corneanas, en el exocontacto o en la proximidad de los leucogranitos hercínicos. Todos los yacimientos se localizan en la zona Centro - Ibérica, especialmente en Zamora (Calabor, Arcillera y Carbajales), Salamanca (Lumbrales, Cubito y la Fregeneda), y Cáceres (Teba, Torrecilla, y Valdeflores). La turmalinización de las rocas encajantes generalmente está muy desarrollada.

Los minerales más importantes que acompañan a la casiterita, arsenopirita y pirita son cuarzo, moscovita, berilo, apatito y turmalina. La scheelita y wolframita son muy raros o no se presentan

nunca. Sin embargo, en algunas localidades como Bustarviejo (Madrid) y El Trasquilón (Cáceres), la paragénesis contiene pequeñas cantidades de calcopirita, estannina, bismuto, bismutinita, schapbachita, pirrotina, marcasita, esfalerita y galena.

7. Asociación cuarzo - casiterita - wolframita ($q \cdot Sn - W$).

Esta asociación es muy frecuente en la zona Centro Ibérica. Difiere con el tipo anterior en que la wolframita y generalmente algunos sulfuros acompañan a la casiterita. La scheelita, aunque en muy pequeñas cantidades, puede estar presente. La turmalinización y greisenización de la roca de caja está bien desarrollada, especialmente cuando los filones y stockworks están localizados en los exocontactos del granito. Aparte del cuarzo, moscovita, topacio, apatito y berilo, los minerales de la mena son: casiterita, wolframita, scheelita, arsenopirita, pirita, calcopirita, molibdenita, bismutinita, ilmenita y rutilo.

Yacimientos de este tipo son los de: San Finx, Lovios, Casayo, Fontao y Santa Comba en Galicia; Guadalix y San Rafael en Madrid, Garrovillas (Cáceres); San Nicolás (Badajoz) y bastantes indicios en el Batolito de los Pedroches.

8. Asociación cuarzo - scheelita - wolframita ($q \cdot W$).

Esta paragénesis no está tan generalizada como la anterior, pero sí presenta algunos yacimientos muy importantes. En efecto, las principales diferencias son la ausencia o escasez de casiterita

y, la presencia de scheelita junto con wolframita como minerales de wolframio, las menas de cobre y bismuto son también comunes, pero sus cantidades difieren bastante de un yacimiento a otro.

La asociación mineral consiste en: cuarzo, wolframita, scheelita, pirita, calcopirita, arsenopirita, ilmenita y bismutinita. De acuerdo con su situación geotectónica, se pueden distinguir dos tipos de yacimientos:

8.a. Filones de cuarzo y stockworks en los esquistos Cámbricos que rodean a los granitos de dos micas. Por ejemplo, Navasfrías y Masueco (Salamanca), La Parrilla y Oliva (Badajoz).

En Oliva, los filones de cuarzo, contienen siderita, calcopirita, bornita, enargita, calcosina, covellina, bismutina y oro, junto con los minerales de wolframio. La greisenización y turmalinización son raras o casi ausentes.

8.b. Filones de cuarzo y stockworks en el granito, a techo del batolito.

La paragénesis es bastante simple, y consiste en scheelita, que es el mineral más importante de W., wolframita, pirita y abundante arsenopirita. En menores cantidades aparecen calcopirita, bismutinita, emplectita, fluorita, casiterita y turmalina. A veces, trazas de oro.

El depósito tipo es Barruecopardo (Salamanca). El denominado stockwork, consiste en un enjambre (swarm) de filones para-

lelos subverticales, que tiene más de 3 km. de largo, 200 m. de ancho y 100 m de profundidad. La microclinización está muy extendida, especialmente en profundidad, mientras que la albitización y la greisenización predominan cerca de la cúpula del granito. Aquí, la wolframita es predominante, acompañada por algo de casiterita.

Son también yacimientos de este tipo: Santa Genoveva en Salamanca; Santibáñez en Cáceres y Ponferrada en León.

9. Asociación cuarzo - scheelita - dravita (q. W - B).

Esta paragénesis se presenta en depósitos tipo filoniano. Consiste principalmente en cuarzo, arsenopirita y scheelita, ocasionalmente algo de turmalina (dravita) y menores cantidades de pirita, pirrotina, apatito, clorita, moscovita, ilmenita, magnetita y fluorita.

Los filones están siempre asociados a yacimientos estratiformes tipo skarn de scheelita (asociación prevaríscica sk. W), y cortan a estos últimos casi en ángulo recto. Los filones están restringidos al área de los "skarnoides", y varían en longitud de algunos cm. a varios metros. Aparentemente, el origen de estos yacimientos se atribuye a la removilización durante el ciclo orogénico hercínico de menas de wolframio preexistentes. Las principales diferencias existentes con la asociación cuarzo - scheelita del tipo anterior son: la ausencia de estaño, las altas cantidades de turmalina, que es siempre dravita, debido al alto contenido de magnesio en las rocas carbonatadas encajantes; la falta de conexión con ningún tipo de roca intrusiva; y la relación es-

pacial cerrada con menas de wolframio preexistentes.

10. Asociación arsénico - oro (q. As - Au).

Aunque el oro es frecuente encontrarlo en numerosos placeres aluviales de la Meseta Ibérica o bien en sedimentos de arroyo que provienen del basamento hercínico de las Béticas, no es cierto que los yacimientos de oro hayan sido encontrados conectados a la metalogenia Varíscica. La mayoría de los indicios corresponden a un sistema de filones y filoncillos paralelos que atraviesan algunos leucogranitos moscovíticos fuertemente orientados en Galicia. Esto ocurre cerca de Carballo y Santa Comba. Junto con el cuarzo y arsenopirita que contiene oro, tenemos pirita, calcopirita, pirrotina, scheelita y algo de turmalina.

11. Asociación molibdenita - oro (q. Mo - Au).

Esta paragénesis sólo ha sido encontrada en un lugar, en el stock granítico de Salave, cerca de Tapia, en la costa occidental asturiana. Este stock está constituido por dioritas y granodioritas, e incluso diferenciados más básicos, que han sido fuertemente silicificados en áreas muy localizadas, especialmente en el contacto con los esquistos del Paleozoico. En estas áreas, un stockwork de venillas de cuarzo, con carbonatos en menos cantidad contiene las siguientes menas: pirita, molibdenita, estibina y arsenopirita conteniendo oro.

Es necesario resaltar que filones de cuarzo con molibdenita son curiosidades mineralógicas en algunas plutonitas varíscicas

de la zona Centro Ibérica, más específicamente en Extremadura, donde son llamadas "fosforitas". Los filones, muchas veces de 1 km. de largo, 1 a 3 m. de ancho y hasta 100 m. de profundidad, se componen casi exclusivamente de cuarzo, y apatito, generalmente una variedad fibroso-radial llamada dahlita.

Los filones se encuentran localizados en el endocontacto de algunos leucogranitos (Albalá, Ceclavín, Alburquerque), que frecuentemente contienen estaño o uranio; o también se localizan en los esquistos circundantes del Paleozoico Inferior (Aldea Moret, Aliseda, Logrosán).

13. Skarns de scheelita - molibdenita (SK. W - Mo).

Esta paragénesis se ha reconocido en los Montes Costabona, en el basamento hercínico de los Pirineos. Es el mismo tipo que los localizados en el lado francés. Otro indicio se presenta al norte de Alós de Isil, en el borde septentrional del granito de Beset.

Los skarns se desarrollan en el contacto de calizas del Paleozoico Inferior con granodioritas hercínicas, y se componen de una asociación calcosilicatada que contiene scheelita, molibdenita, pirrotina, bismutinita, calcopirita, pirita, arsenopirita, magnetita, y esfalerita. Algo de wolframita también está presente.

En Sierra Bermeja, asociado a los complejos ultrabásicos alpinos de Ronda, en la provincia de Málaga, se encuentra otro tipo de skarn que presenta buenos cristales de scheelita, granates y

magnetita. Las rocas encajantes son calizas metamórficas del Paleozoico. No se ha reconocido molibdenita en este depósito.

14. Skarns de Hierro - sulfuros polimetálicos (Sk. Pol - Fe).

Los skarns de hierro, son muy frecuentes en el contacto de calizas dolomíticas cámbricas y cuerpos intrusivos de monzonitas, cuarzo - dioritas, y en menor grado sienitas, en la zona de Ossa Morena. Yacimientos de este tipo masivos o casi filonianos, fueron explotados o puestos en explotación en El Pedroso (Sevilla), y Cala y San Guillermo (Badajoz). Su paragénesis es rica en óxidos y silicatos de hierro, sulfuros polimetálicos, y ocasionalmente minerales radioactivos, como en los cuerpos de Tauler y Burguillos (Badajoz).

La asociación mineral se compone en su mayoría de diopside, hedembergita, hornblenda, tremolita-actinolita, hastingsita, andradita, forsterita, brucita, espinela, feldespatos, carbonatos, biotita, clorita, allanita, esfena, axinita, clinozoisita, epidota, escapolita y cuarzo. Los minerales de la mena son generalmente magnetita, calcopirita, pirita, marcasita, arsenopirita, pirrotina, cobaltina, löllingita, vonsenita y uraninita; en la zona de oxidación se encuentran frecuentemente goethita, malaquita, azurita, melanterita y azufre.

15. Asociación Co - Ni - Bi (q. Co-Ni-Bi).

Esta asociación se encontró en filones de cuarzo y carbonatos que atraviesan el contacto entre la granodiorita de los Pedrosos y los esquistos del Carbonífero encajantes, en la provincia de Cór

doba. Los pequeños depósitos que se han explotado, se localizan en los bordes norte (Torrecampo, Conquista) y sur del batolito (Pozoblanco, Villanueva). La asociación mineral consiste en cuarzo, carbonatos, bismutinita, bismuto, arseniuros de Ni - Co, niccolita, gersdorffita, cobaltina, emplectita, tetraedrita, pirita, arsenopirita y trazas de galena, oro y pitchblenda. Una paragénesis similar, pero no tan significativa y más pobre en cuanto a mineralogía, se encuentra en el contacto entre la granodiorita y los esquistos y calizas paleozoicas de Gistain, en los Pirineos de la provincia de Huesca.

16. Asociación Pb-Ag-Barita (q. Ba - Pb - Ag).

Aunque actualmente no existe en explotación ningún filón de este tipo esta paragénesis ha sido muy importante ya que se obtuvo gran parte de mena en el Macizo Hespérico y en el basamento hercínico de la Cadena Costero-Catalana y las Béticas.

Entre los principales yacimientos de este tipo tenemos la Mina Atrevida, cerca de Vinbodí y la mina Eugenia, cerca de Bellmunt, ambas en la provincia de Tarragona. Consisten en grandes filones de cuarzo-barita que atraviesan, respectivamente, los esquistos Cambro-Ordovícicos de la sierra de Prades y las cuarcitas del Carbonífero Inferior del área de Bellmunt, en ambos casos a una corta distancia del granito. La paragénesis es: galena, esfalerita, niccolita, gersdorffita, argentita, pearceíta, hessita y marcasita. En la mina de Bellmunt también existen pequeñas cantidades de tetraedrita.

Otro yacimiento muy importante, fue el de Hiendelaencina, en la provincia de Guadalajara. Aquí, la paragénesis se compone de esfalerita, galena, pirita, calcopirita, tetraedrita, freislebenita, miargirita, estefanita, platas rojas, argentina y trazas de Ni y Co. Los filones de cuarzo-barita, que en este caso contienen abundantes carbonatos, la mayor parte siderita y ankerita, atraviesan los neises de la formación cámbrica denominada "ojo de sapo". El origen de estos filones parece estar relacionado con los granitos hercínicos que afloran no lejos de la mina.

17. Asociación cuarzo-sulfuros de cobre (q. Cu).

Alrededor del batolito de los Pedroches, es muy frecuente encontrar un número de filones de cuarzo, conteniendo una paragénesis compuesta casi exclusivamente de sulfuros de cobre. Estos yacimientos han sido explotados tanto en el granito (La Virgen, Villaviciosa), como más frecuentemente, en los esquistos encajantes (Hornachuelos, Navalespino, Posadas). Cuando están en el granito, normalmente son uraníferos y entonces se relacionan con la asociación (q. Cu-U).

La paragénesis consiste en cuarzo, calcopirita, pirita, bornita, tetraedrita, freibergita, calcosina, covellina, cuprita, tenorita, y menores cantidades de esfalerita y galena. Pueden estar también presentes malaquita, azurita y algo de barita.

18. Asociación Pb - Zn (BPGC).

Esta paragénesis es muy importante en la metalogenia

del basamento hercínico de toda España. Por ejemplo, el batolito de los Pedroches, especialmente el distrito de Linares, fue el primer productor en Europa durante muchos años. Los tipos paragenéticos siguientes, se pueden distinguir de acuerdo a las peculiaridades de las asociaciones minerales.

a) Asociación cuarzo - galena - barita (q. Pb-Ba)

Numerosos filones de este grupo han sido o aún están siendo explotados en Sierra Morena, tanto en el granito como en los esquistos circundantes. Se componen principalmente de cuarzo, carbonatos, barita, galena, (siempre más o menos argentífera) y pequeñas cantidades de pirita, marcasita y calcopirita. La edad de algunas galenas de yacimientos de este tipo han dado los siguientes resultados: Los Guindos, 250 m.a; San Antón, 220 m.a; El Cobre, 220 m.a; y San Juan 190 m. a. Al igual que en otras áreas hercínicas de Europa, las menas pertenecen a la etapa tardihercínica.

Otros ejemplos de yacimiento de plomo de este tipo se localizan cerca de Pozoblanco, Peñarroya, Almadén y Azuaga, todos en la provincia de Córdoba, Alosno (Huelva) y Sotillo (Madrid) son también del mismo tipo. Bono en la provincia de Lérida, es un ejemplo de yacimientos localizados en el basamento hercínico de los Pirineos.

b) Asociación cuarzo - galena - esfalerita (q. Pb - Zn).

Los minerales de la ganga son los mismos, pero aquí la esfalerita y la galena aparecen en casi cantidades iguales. Ejemplos

de este tipo intermedio son: Béjar (Salamanca); Guadalcanal, Cazalla y Constantina (Sevilla); y Corumbel (Huelva), donde la pirita es predominante. Algunos depósitos tales como Escalona (Toledo) y Lumbrerales (Salamanca) son uraníferos.

Algunos indicios muy pobres aparentemente filonianos BPGC, contienen pequeñas cantidades de magnetita y pirrotina, y se encuentran localizados en las cuarcitas del Cámbrico y Ordovícico de la zona Occidental Asturiana. Tales son los de Oscos, Fonsagrada, Mondoñedo y Caurel probablemente de edad pre-Variscica. Han sido muy de formados por la orogenia hercínica.

c) Asociación Fluorita - esfalerita - galena (f. Zn - Pb).

La única diferencia con el tipo anterior es la presencia y abundancia de fluorita. Yacimientos de esta asociación se presentan en el basamento hercínico del Macizo Hespérico, como Castillo del Arroyo (Madrid); en la cadena costero Catalana como Oser (Gerona); y en la zona Vasco - Cantábrica como Arditurri (Guipúzcoa). Todos son intragraníticos excepto el último, que está próximo al contacto.

d) Asociación carbonatos - esfalerita (c. Zn)

Este tipo se presenta a menudo en los esquistos del Paleozoico, principalmente del Carbonífero, de la zona Vasco - Cantábrica, no lejos del granito. La mina Modesta, en Guipúzcoa, es un ejemplo excelente de esta paragénesis. Consiste en carbonatos, predominantemente, la mayor parte siderita, barita y cuarzo. Los minerales de

la mena son esfalerita negra y pequeñas cantidades de calcopirita, tetraedrita, pirita y galena.

19. Asociación cuarzo - uranio (U).

La mayor parte de los yacimientos españoles de uranio pertenecen a este grupo. Se localizan en el Macizo Hespérico, ya sea en leucogranitos o peribatolitos, o en sedimentos del Paleozoico Inferior ligeramente metamorfizados. De acuerdo a su composición mineral, esta paragénesis se puede dividir en cuatro categorías:

a) Asociación cuarzo - uranio - sulfuros de cobre (q. U - Cu)

Esta paragénesis sólo se ha encontrado en el borde norte del batolito de los Pedroches. Está fuertemente relacionada con la asociación (q. Cu), pero cuando los minerales de uranio acompañan a los sulfuros de cobre los filones se presentan sólo en el granito o en los exocontactos, como en las minas de la Virgen, Navalasno y San Valentín, cerca de Andújar (Jaén), y además no se han referido trazas de otros sulfuros.

La asociación mineral consiste en: cuarzo, pequeñas cantidades de carbonatos, calcopirita, bornita, calcosina, covellina, tetraedrina, coffinita, petchblenda, y trazas de fluorita. Entre los minerales secundarios tenemos: cuprita (a veces la variedad de calcotriquita), tenorita, seudomalaquita, crisocola, uranofano, autunnita, torbernita, uranopilita, zippeíta y johannita, son los más importantes.

b) Asociación cuarzo - petchblenda - sulfuros de Fe (q. U - Fe).

Esta asociación consiste casi exclusivamente en petchblenda, coffinita, pirita, marcasita y melnikovita distribuídas en una ganga silícea de cuarzo y jaspe, generalmente hematítica, con trazas de calcita. Entre los minerales sedimentarios de uranio, se encuentran generalmente gummitas, autunnita, torbernita, saleita, fosfuranilita, uranofano, iantinita, sabugalita, renardita, kasolita y francevillita.

Depósitos filonianos de este grupo existen en leucogranitos como por ejemplo, Albalá, Trujillo y Alburquerque en Cáceres; o en esquistos peribatosfílicos, como Ciudad Rodrigo en Salamanca, Ceclavín en Cáceres y D. Benito en Badajoz. Debido a la oxidación y re-concentración del uranio cerca de la superficie, la presencia en los esquistos son de hecho el recurso de uranio más importante en España.

c) Asociación cuarzo - petchblenda - polimetálicos (q. U - BG).

Este tipo difiere del anterior en que el contenido de esfalerita y galena es más alto y que además se presentan pequeñas cantidades de calcopirita y barita. Entre los minerales secundarios de uranio, son muy frecuentes en estos yacimientos uranocircita y parsonsita. Los mejores ejemplos de esta asociación son los de Lumbrales (Salamanca) y Escalona (Toledo).

d) Asociación cuarzo - coffinita - fluorita (q. U - F).

Esta paragénesis sólo se ha encontrado en el yacimiento de Peralonso, en Salamanca. Aquí, el mineral más importante es

la coffinita, que se presenta en una granodiorita fuertemente brechada intruída a lo largo de una estructura tectónica regional.

La asociación mineral consiste en coffinita, pirita, marcasita fluorita (antozonita), cuarzo jasperoide gris y rojo, pequeñas cantidades de pitchblenda, esfalerita y galena, y trazas de calcopirita. Entre los minerales secundarios de uranio, los más frecuentes son: autunnita, renardita y uranofano.

20. Asociación antimonio (Sb).

Aunque algunos yacimientos han sido trabajados en el pasado, los depósitos de estibina son raros en el basamento hercínico y no existen actualmente productores importantes. De acuerdo con los minerales acompañantes y el emplazamiento geológico, se pueden distinguir dos tipos de asociaciones de estibina probablemente asociadas con granitoides:

a) Asociación cuarzo - estibina (q. Sb).

Los filones consisten casi exclusivamente en cuarzo y estibina, algo de pirita, y trazas de esfalerita y galena. Esta paragénesis es característica de los yacimientos de estibina de Almuradiel (Ciudad Real); Linares (Jaén) y Herrera (Badajoz), que están localizados en una ancha franja que se extiende paralela al Batolito de los Pedroches, en la zona Centro - Ibérica. Otros pequeños depósitos de este tipo se han localizado en la zona occidental asturiana.

b) Asociación antimonio - wolframio (Sb - W).

En el Macizo Hespérico sólo se encuentra en explotación un yacimiento de este tipo: la mina de la Codosera, cerca de Alburquerque (Badajoz). Consiste en estibina, scheelita, pirita y calcita, y trazas de oro. Estos minerales rellenan pequeñas fracturas y brechas de las calizas del Devónico encajantes, que se extienden paralelas al borde sur del batolito de Alburquerque.

- - -

IV.2. REGION EXTREMEÑA

IV.2.1. Geología general.

Las tierras extremeñas, en su sentido más amplio, representan un "país" emergido desde el Paleozoico Medio, debido a la orogenia hercínica. Sometidas a ciclos repetidos de erosión, han alcanzado el estado de penillanura más o menos rejuvenecida, sobre la cual ha asentado un episodio de sedimentación continental en el Mioceno, dando origen a las llanuras sedimentarias del Alagón y del Guadiana.

En general, predomina la penillanura, a veces extensa y extraordinariamente plana, interrumpida por relieves serranos residuales abruptos, pero sin grandes desniveles. El dominio de las formaciones del Precámbrico Superior y Paleozoico Inferior es casi absoluto, estando constituido casi exclusivamente por extensos pizarrales y alineaciones de cuarcitas. Amplios berrocales graníticos, a veces arrasados al nivel de los llanos, interrumpen la gran monotonía de las formaciones sedimentarias paleozoicas, estando acompañados los granitos por otras rocas de semejante estructura, en especial por dioritas y gabros.

Sobre las grandes llanuras por arrasamiento del Paleozoico y de los berrocales de rocas graníticas, descansan a veces sedimentos modernos (Vindoboniense), formados por finos materiales de tríticos, arcillosos y arcósicos. Otras veces destacan las continuadas alineaciones de cuarcita que forman corridas muy notorias, como ocurre en el núcleo de las Villuercas. La masa rocosa resistente de las cuarcitas determina que destaque del pizarral o berrocal arrasado en penillanura, pudiendo alcanzar extraordinaria regularidad y extensión, como sucede en la cuenca media y baja del río Salor. Es en esta penillanura donde se ha encajado la red fluvial a veces profundamente, como sucede con la del Tajo y sus afluentes Almonte, Salor y Alagón desde Coria.

A grandes rasgos, las formaciones geológicas fundamentales, atendiendo a los materiales que integran la zona, se pueden agrupar en cinco conjuntos principales.

1.- Materiales cristalinos, que la forman principalmente los grandes macizos graníticos o granodioríticos, y otras formaciones más escasas como aplitas, dioritas, diabasas, pórfidos, etc.

2.- Materiales precámbricos, caracterizados por los afloramientos de Precámbrico Superior en facies pizarroso-grauwáquica (complejo Esquisto-grauwáquico) dispuestos en amplios anticlinorios en los que, como norma general, se emplaza el plutonismo granítico hercínico, siendo este superficialmente minoritario respecto al conjunto de rocas sedi

mentarias o metasedimentarias.

3.- Materiales paleozoicos, dispuestos muchas veces en estrechos sinclinales y comenzando siempre con el Ordovícico Inferior (falta el Cámbrico) y llegando hasta el Carbonífero.

4.- Terrenos terciarios, (facies continental), formados por sedimentos desérticos, entre los que se encuentran algunos más finos de tipo lutítico. Alcanzan extensiones superficiales muy inferiores a las del Paleozoico y su localización está a menudo relacionada con cubetas de origen tectónico.

Está constituido por:

- Mioceno, con calizas, arcosas y areniscas.
- Plioceno con rañas y areniscas.

5.- Depósitos Cuaternarios.

IV.2.2. Tectónica.

En toda la región, domina la estructura tectónica impuesta por la orogenia hercínica, por la cual el conjunto de materiales sedimentarios y metasedimentarios (zócalo hercínico, junto con los batolitos graníticos) muestran una clara dirección de plegamiento NO-SE.

El régimen tectónico es principalmente isoclinal, con vergencia nortada. A veces se reconocen plegamientos muy típicos en

anticlinal y sinclinal, especialmente a lo largo de las alineaciones de cuarcitas, como sucede en la sierra de San Pedro o en el núcleo y sierras subordinadas al Macizo de las Villuercas. Por otra parte a este régimen, hay que superponer los efectos de una tectónica de fractura sinorogénica o postorogénica, más los esfuerzos derivados de la orogénia alpina.

Pero los dos rasgos tectónicos más acusados que afectan a toda la región son: La gran fractura del río Araya (o de Alentejo Plasencia) y la fractura del Tajo.

La fractura del río Araya, de dirección N 30° a 45° E, divide prácticamente a la provincia de Cáceres, con un desplazamiento horizontal de 2'5 a 3 km. hacia el N del bloque E, con relación al O. Asociada a esta fractura se encuentra una emisión de rocas básicas.

La fractura del río Tajo, es un rasgo tectónico mucho menos importante, y a la vez está peor definido, ya que ha sido deformado por la propia erosión fluvial. No obstante, se conoce su orientación que es E-NE.

En resumen, en este conjunto se pueden diferenciar tres sistemas de fracturas:

Un primer sistema, que generalmente tiene dirección NO, y corresponde a fracturas de compresión. A este primer sistema, se superpone otro sistema de fracturas, posterior al anterior, de dirección NE y que forma el sistema de tensión con el que se asocian emisio

nes de rocas básicas y un conjunto de filones, en general cuarcíferos, encajados en el granito.

Finalmente se puede considerar un tercer sistema de dirección NE., menos frecuente, pero mucho más importante en lo que se refiere a mineralizaciones filonianas asociadas a rocas graníticas, y que se trata de un sistema en "shear" o de cizalla.

IV.2.3. - Historia Geológica.

El conjunto de materiales graníticos y pizarrosos de la región se muestra, desde el fin de la orogenia hercínica, como un cratón que, a los sucesivos esfuerzos tectónicos va a responder fracturándose. Durante los últimos tiempos paleozoicos comienza ya la denudación de la cordillera hercínica formada, y durante el Mesozoico es probablemente completada, apareciendo el área durante el Terciario Medio como una penillanura de relieve bastante uniforme y monótona. Durante la orogenia alpina, acaecida en la Península Ibérica fundamentalmente en el Mioceno, el zócalo hercínico responde fracturándose, siendo la parte central peninsular una de las más afectadas por esta tectónica de bloques, creándose el Sistema Central Español y las Depresiones del Duero y Tajo, a norte y sur.

V.- CUPULAS GRANITICAS DE EXTREMADURA

En este trabajo, se aborda el estudio fundamentalmente petrológico y geoquímico, de cuatro áreas graníticas en la provincia de Cáceres, (Fig. 39), consideradas como cúpulas graníticas potencialmente mineralizadas en Sn-W-Nb-Ta.

En cada una de dichas cúpulas, se ha realizado una cartografía geológica de detalle a escala 1:10.000, procediéndose a un desmuestre, ya sea superficial o aprovechando sondeos realizados en la zona, para estudiar petrográficamente las distintas facies que constituyen las cúpulas. Posteriormente, se ha realizado un estudio geoquímico basado en elementos mayores y traza, para al final poder establecer una serie de conclusiones sobre especialización de las cúpulas y posibles relaciones con la mineralización.

En el caso de las cúpulas del Trasquilón y de Torre-ci-lla de los Angeles, que tradicionalmente han sido explotadas durante algunos años, se ha estudiado más en profundidad las características metalogénicas de sus yacimientos.

Las cúpulas graníticas estudiadas son las siguientes:
(Fig. 39).

- Cúpula del Trasquilón
- Cúpula del Palancar

- Cúpula de Acebo
- Cúpulas de Torcecilla de los Angeles

- - -

Escala 1 / 2.500.000

FIGURA 39

LEYENDA

- PALEOGENO Y COBERTURA
- DEVONICO
- CARBONIFERO Y SILURICO
- ROCAS METAMORFIZADAS
- PRECAMBRICO (COMPLEJO ESQUISTO-GRANITICO)
- GRANITOS
- GRANITOIDES Y ROCAS BASICAS ASOCIADAS
- FALLA DE ALENTEJO-PLASENCIA
- CABALGAMIENTO Y FALLA INVERSA
- FRONTERA
- AREAS CARTOGRAFIADAS A E. 1:10.000
- 1 TORRECILLA DE LOS ANGELES
- 2 ACEBO
- 3 EL PALANCAR (Portezuelo - Cañaverol)
- 4 EL TRASQUILON

V.1.- LA CUPULA DEL TRASQUILON

V.1.1.- El marco geológico

La mina del Trasquilón está situada a 12 kilómetros de Cáceres capital, en la Hoja nº 704 del M.T.N. a escala 1/50.000. El acceso a las labores se efectúa por la carretera de Cáceres a Mérida.

Las labores de explotación se localizan en una apófisis granítica de aproximadamente 1 kilómetro cuadrado de extensión, situada entre los batolitos de Ceclavín-Malpartida y el de Montánchez. Este asomo apical intruye en una serie monótona esquistosa, perteneciente al Complejo "Esquisto-Grauváquico" cuya edad se atribuye al Precámbrico Superior (Fig. 40).

V.1.1.1.- Serie metamórfica encajante.

Los materiales circundantes a la cúpula granítica del Trasquilón están constituidos por una serie monótona de esquistos moscovítico-biotíticos, afectados por un metamorfismo regional de grado medio-bajo, correspondiente a las facies de los esquistos verdes. Estos niveles alternan con otros más silíceos, y con intercalaciones de cuarcitas de varios metros de potencia. Todo el conjunto, está afecta-

MAPA DE EMPLAZAMIENTO

Escala 1/200.000

FIGURA 40 MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA
SEGUN E. RAMIREZ (1.970).

LEYENDA

SILURICO		Sq	CUARCITAS		CONTACTO DE FORMACIONES
		Sp	PIZARRAS Y AMPELITAS		FRACTURAS Y FALLAS
		Sxc	CORNUBIANITAS		DIRECCION Y BUZAMIENTO DE LAS CAPAS
CAMBRICO		Cac	CALIZAS		ANTICLINAL
		Cap	PIZARRAS Y GRAUVACAS		LINEA DE FEPROCARRIL
		Caxc	CORNUBIANITAS		CARRETERAS PRINCIPALES
		Caxp	PIZARRAS MOSQUEADAS		AREA CARTOGRAFIADA A ESCALA 1/10.000
		Py	GRANITO PORFIDICO		
		Eg	DIABASAS Y GABROS		

do por una primera fase de deformación que dá lugar a pliegues muy apretados, con esquistosidad de flujo de dirección N 120° E, y buzamientos generalizados de 70° hacia el NE. Una segunda fase afecta también a estos materiales, produciendo una esquistosidad de fractura, oblicua a la anterior. Las dos fases se consideran hercínicas. Las pizarras, en el contacto con la apófisis granítica, están afectadas además de por el metamorfismo regional, por un metamorfismo de contacto que dá lugar a esquistos mosqueados.

V. 1.2.- La cúpula granítica.

V. 1.2.1.- Caracteres petrográficos

Se trata de la parte apical de un asomo granítico de forma elipsoidal, cuyo eje mayor, de dirección E-W, tiene una longitud de 1.100 metros y el eje menor de dirección N-S, de 750 m. Las facies que constituyen esta cúpula son las siguientes (Fig. 41).

. Granito moscovítico, a veces porfiroide, con procesos de albitización incipiente, desarrollo local de anillos de Liesegang, y estructuras bandeadas de origen hidrotermal (SAAVEDRA y ARRIBAS, 1974). Ocupa las cotas superiores y es la facies más dura y que más resalta en el relieve.

. Leucogranito moscovítico de grano medio, con mayor desarrollo de albitización (Foto 1) y turmalinización.

FIGURA 41 ESQUEMA GEOLOGICO DE LA CUPULA GRANITICA DEL TRASQUILON (Cáceres). SEGUN M.T. GONZALEZ AGUADO Y P. GUMIEL.

LEYENDA

	EMBALSE		CONTACTO INTRUSIVO
	ESCOMBRERAS		CONTACTO DISCORDANTE
	ZONA PANTANOSA		CONTACTO SUPUESTO
	RECUBRIMIENTO		FRACTURAS
	ESQUISTOS MOSQUEADOS		CALICATAS
	GRANITO MOSCOVÍTICO, A VECES PORFÍRICO CON ALBITIZACIÓN INCIPIENTE		DIRECCIÓN Y BUZAMIENTO
	LEUCOGRANITO MOSCOVÍTICO DE GRANO MEDIO CON ALBITIZACIÓN IMPORTANTE		
	LEUCOGRANITO MOSCOVÍTICO GREISENIZADO Y CAOLINIZADO		
	PEGMATITA GRANÍTICA MILONITIZADA		
	PEGMATITA SIMPLE CON ANDALUSITA		
	COMPLEJO ESQUISTO-GRANULÍTICO (PRECÁMBRICO SUPERIOR)		

. Leucogranito moscovítico greisenizado y caolinizado. Normalmente está asociado a zonas de fracturación más intensa donde los fluidos han actuado produciendo caolinización parcial de los feldespatos.

La facies granítica más interesante desde el punto de vista metalogénico es la del leucogranito moscovítico con procesos de albitización y greisenización. Petrográficamente, está constituida por moscovita y plagioclasa, fundamentalmente albita (Foto 1) junto con cuarzo que rellena los espacios intergranulares. El feldespato potásico suele ser bastante escaso. Como minerales accesorios aparecen turmalina, hematites y dumortierita. Le siguen en importancia apatito, epidota y en menor proporción clorita, circón y rutilo. La clorita y epidota constituyen las bandas alternantes coloreadas, similares a los anillos de Liesegang. Esta facies de leucogranito representa la etapa más evolucionada de la cúpula, como lo ponen de manifiesto los notables procesos postmagmáticos que presenta. El conjunto filoniano supone una transformación suplementaria a estas rocas, que se traduce en una moscovitización más acentuada en los bordes de las venas, y en una silicificación, procesos que se desarrollan en la etapa hidrotermal.

Pegmatitas.

En el yacimiento existen dos tipos de pegmatitas, de morfología tabular y con características claramente diferenciables (GONZALEZ AGUADO, 1981).

La pegmatita tabular de dirección N 20° E y buzamientos

entre 70 y 80° W (Fig. 41) se puede clasificar como una pegmatita simple. La textura es de grano grueso, siendo sus componentes principales cuarzo, feldespato y amblygonita (Foto 2). Como accesorios aparecen: casiterita e ilmenita. La composición mineralógica, su morfología tabular, y la disposición textural de los minerales indican que el emplazamiento tuvo lugar a favor de una fractura, produciendo reemplazamiento de unos minerales, con neofonnación de casiterita y amblygonita.

La pegmatita de dirección N 80° E y vertical (Fig. 41), es una pegmatita granítica de línea híbrida ya que en su interior han quedado asimilados relictos de la roca encajante (Foto 3). Petrográficamente, su textura es cataclástica, de grano medio a grueso y muy fino en los bordes. La mineralogía está constituida por cuarzo, feldespato potásico (microclina) y moscovita como minerales principales. Como accesorios, apatito, turmalina y óxidos de Fe, diferenciándose claramente de la anterior por la total ausencia de amblygonita y casiterita. Se observa una deformación muy grande en toda la roca, presentando en los bordes caracteres de milonitización, con presencia de vidrio, cuarcos triturados, micas plegadas y desflecadas (Foto 4). Esto prueba el rápido emplazamiento de este cuerpo pegmatítico a favor de una importante zona de fractura. La milonitización sufrida en los bordes, así como el tamaño de grano tan fino, parecen indicar que ha habido un enfriamiento rápido y brusco.

V. 1.2.2.- Caracteres geoquímicos

El estudio geoquímico se ha realizado mediante el análisis

sis de cinco muestras representativas de la cúpula, en cinco sondeos y a diferentes profundidades. Los elementos mayores (Tabla 12) y la selección de los elementos traza se basa en su potencial como indicadores del grado de especialización del granito y como elementos útiles para la prospección.

Los análisis se han realizado mediante fluorescencia de Rayos X, sobre muestras con un peso medio de 5 kg. El Ta estaba por debajo del límite de detección del instrumento, y el Li ha sido determinado por espectrofotometría de absorción atómica.

En este estudio se han utilizado diagramas en los que intervienen elementos mayores, ya clásicamente utilizados en el estudio de series graníticas (Fig. 42). Los datos geoquímicos, junto con los caracteres geológicos y petrográficos muestran que el granito del Trasquilón es un granito estannífero (Fig. 42 a), de tendencia silico-potásica (Fig. 42 b) y muy evolucionado. Del diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 42 c) se observa que el campo de estabilidad de las muestras de este granito se concentra en la zona correspondiente a los granitos muy ricos en SiO_2 y con contenidos similares en Na_2O y K_2O (relación aproximada = 1). Además, del gráfico $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 42 d) se obtiene que todas las muestras se aproximan a la relación 1.1., siendo las más ricas en Sn las que muestran afinidad silico-sódica (T-3). Por otra parte, los granitos del Trasquilón presentan una correlación positiva Sn/Nb y negativa Sr/Nb (Fig. 43), lo que puede explicarse por la propia evolución de estos elementos traza en el proceso de cristalización fraccionada.

TABLA 12.- Análisis químicos (*) y normas CIPW de la cúpula
granítica del Trasquilón (Cáceres)

(*) Efectuados en los laboratorios del IGME.

MUESTRAS	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5
SiO ₂ en %	71.53	74.40	74.53	72.69	71.23
Al ₂ O ₃	18.48	16.29	16.07	16.99	17.81
Fe ₂ O ₃	0.95	0.77	1.06	1.29	1.18
CaO	0.65	0.56	0.47	0.67	1.23
TiO ₂	0.037	0.028	0.035	0.036	0.040
MnO	0.015	0.019	0.038	0.076	0.067
K ₂ O	3.25	3.09	2.83	2.96	3.15
Na ₂ O	2.83	2.56	3.37	2.83	2.96
MgO	0.099	0.099	0.066	0.116	0.149
p.p.c.	1.99	2.00	1.43	2.27	2.16
Rb en ppm	710	850	700	800	790
Sr	80	50	20	40	90
Cu	30	30	180	20	20
Pb	50	50	180	50	70
Zn	160	170	210	350	270
Sn	40	70	1620	70	180
W	-	-	-	-	-
Nb	40	40	60	50	50
Ta	-	-	-	-	-
Li	130	170	180	150	120
Ba	-	-	-	-	-
Q	45.47	50.90	46.51	47.27	42.76
Co	6.03	5.06	4.31	5.24	4.85
Or	18.66	17.64	16.07	16.94	18.05
Ab	24.67	22.03	28.81	24.53	25.60
An	3.11	2.70	2.17	3.20	5.92
Hy	1.71	1.36	1.87	2.38	2.23
Ilm	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06
En	0.27	0.26	0.18	0.39	0.49
Q	51.20	56.20	50.89	53.26	49.48
Ab	27.78	24.32	31.52	27.64	29.62
Or	21.01	19.47	17.58	19.09	20.88

FIGURA 42 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DE ELEMENTOS MAYORES

FIGURA 42 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DE ELEMENTOS MAYORES

FIGURA 43 DIAGRAMAS DE CORRELACION DE Sr, Sn y Nb

. Grado de especialización

El potencial metalogénico de ciertos granitoides en determinados elementos, puede determinarse mediante criterios geológicos, geoquímicos y petrológicos referidos al grado de especialización. Tales granitoides "metalogénicamente especializados" (TISCHENDORF, 1977) son normalmente, producto de una cristalización magmática, la cual se expresa mediante determinados indicadores geoquímicos. Los coeficientes geoquímicos utilizados (Tabla 13) se basan en que normalmente las pegmatitas y granitos estanníferos están empobrecidos en Ba, Sr, y Zr y sin embargo, presentan enriquecimientos en Li, Rb, Sn, Nb y Ta (TISCHENDORF, 1977).

Por otra parte, JACOBSON y WEBB (1946) concluyen que el "grado de albitización" es la única guía válida relacionada con la intensidad de la mineralización y la aplican para las mineralizaciones de Sn-Nb-Ta de Nigeria.

. El coeficiente K/Rb (STAVROV et al., 1969; TISCHENDORF, 1977) normalmente se utiliza como control de la cristalización fraccionada y sirve para investigar el origen de los granitoides estanníferos.

. El coeficiente Mg/Li (BEUS y SITNIN, 1968) es un indicador de yacimientos de metales raros en granitos.

. La relación $\frac{Al}{Na + K + \frac{Ca}{2}}$ (SHAND, 1950) mayor que 1.1 caracteriza a las rocas peraluminicas. Los granitos del Trasquillón superan este coeficiente (Tabla 13) de forma que se puede suponer que derivan de rocas peraluminicas.

TABLA 13.- Coeficientes geoquímicos del granito del Trasquilón (Cáceres)

Nº de muestra	K/Rb ⁽¹⁾	Sr/ Rb	Mg/Li ⁽²⁾	$\frac{Al^{(3)}}{(Na+K+Ca)^2}$	Na/K	$\frac{Na_2O^{(4)}}{Na_2O+K_2O}$	I.D.
T - 1	37.99	0.1126	4.59	1.95	0.7261	0.4654	88.8
T - 2	30.17	0.0588	3.51	1.85	0.6909	0.4530	90.57
T - 3	33.56	0.0285	2.21	1.70	0.9931	0.5435	91.39
T - 4	30.7	0.05	4.66	1.87	0.7973	0.4887	88.74
T - 5	33.1	0.1139	7.48	1.79	0.7836	0.4844	86.41

(1) Según STAVROV et al. (1969). TISCHENDORF (1977)

(2) Según BEUS y SITNIN (1968)

(3) Según SHAND (1950)

(4) Según TAUSON (1977)

Los valores obtenidos muestran características de los granitoides tipo "S" de CHAPPELL y WHITE (1974), lo que viene corroborado también por los bajos valores de la relación Na/K (Tabla 13).

. El coeficiente $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$ (TAUSON, 1977) delimita que todas las muestras analizadas entran dentro del campo de los granitos agpaíticos (T-3), granitos plumasíticos, leucogranitos con metales raros (T-2) y granitos alcalinos con metales raros (T-4 y T-5).

. También se han empleado los coeficientes Sr/Rb, Na/K (factor de albitización) y el I.D. (Índice de diferenciación -Q+Ab+Or-) que completan el grado de especialización.

En el diagrama Q-Ab-Or (Fig. 44 a) se puede observar que todas las muestras caen dentro del campo de estabilidad de las aplitas y microgranitos s.l. Los valores más ricos en Sn (T-5 y T-3) coinciden con los más ricos en albita. Por otra parte, se observa la tendencia en la composición normativa de estas muestras, según los procesos de alteración postmagmática (diagrama Q-Ab-Or de STEMPROK y SKVOR, 1974). La tendencia general sigue la línea de los procesos de albitización, y en particular la muestra T-3 presenta un mayor coeficiente de albitización (relación Na/K = 0.9931), así como un mayor I.D.(91.39). Los datos obtenidos concuerdan con la tendencia de los leucogranitos moscovíticos con Li de Cornualles estudiados por MANNING (1982).

En el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 44 b) se observa que todas las muestras caen dentro del campo de estabilidad de los granitos

DIAGRAMA Q-Ab-Or

DIAGRAMA Rb-Ba-Sr

FIGURA 44 DIAGRAMAS DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

especializados. El coeficiente K/Rb (Fig. 44 d y Tabla 13) muestra valores comprendidos entre 30 y 37, propios de los granitos albitizados (albitización de la microclina) y metalogénicamente especializados.

Una de las relaciones más útiles para determinar el grado de especialización de un granito es la relación K/Rb frente a Rb (Fig. 44 d). De acuerdo con TISCHENDORF (1977), una relación K/Rb de 100 debe separar los granitos mineralizados en metales raros de los estériles, debido al incremento de la sustitución por Rb, que llega a alcanzar valores superiores a 500 ppm en dichas rocas. Por consiguiente, como se desprende de la Fig. 44 d, seguramente los valores tan bajos de K/Rb (Tabla 13) en algunas muestras se pueden explicar mejor por la sustitución del K por Na, que por el Rb, el cual se concentra en variedades más estériles. Por otra parte, esta tendencia sódica de estos leucogranitos albitizados (albititas) es típica de los granitos metalogénicamente fértiles.

Otros elementos indicadores de estos granitos estanníferos son los enriquecimientos en Rb, Li, Sn y Nb, junto con empobrecimientos en Ba y Sr (Tabla 12). Esto unido a los valores tan bajos de los coeficientes Sr/Rb y Mg/Li (Tabla 13) confirman que el granito del Trasquilón es un granito peraluminico normativamente, metalogénicamente especializado y fértil ya que reúne todas las características establecidas por TISCHENDORF (1978).

- Están confinados a los estadios medios y finales de una orogénesis.

FIGURA 44 DIAGRAMAS DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

- Tienen pronunciado carácter siálico, probablemente poligenético y son intrusivos.

- Están relacionados con las fases postcinemáticas e hipoabisales de los complejos intrusivos.

- Están confinados a las partes apicales de los batolitos.

- Tienen alto contenido en SiO_2 y K_2O y bajo en TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO y CaO .

- Presentan un enriquecimiento en ciertos elementos traza (Rb, Li, Sn y Nb) y empobrecimiento en otros (Sr y Ba).

- La composición mineral media permite clasificarlos como granitos agpaíticos, leucogranitos albiticos y granitos aplíticos.

- Asociación frecuente de casiterita, topacio y turmalina, así como columbita-tantalita como minerales accesorios.

- Son evidentes en ellos los procesos tardimagmáticos de microclinización, moscovitización y albitización, así como los procesos postmagmáticos de greisenización.

Finalmente, y con objeto de establecer comparaciones con otros granitos, en los diagramas triangulares también se han representado dos valores correspondientes a los granitos de Montánchez (G.M.) y Linares (G.L.) (Tabla 14). De su comparación se desprende que el granito de Linares (G.L.) es el menos evolucionado y no presenta ningún tipo de especialización metalogénica para mineralizaciones de Sn-W. Así mismo, se observa que existen analogías entre el granito del Trasquilón y los datos obtenidos por BOISSAVY-VINAU (1979)

TABLA 14.- Análisis químicos y normas CIPW de los granitos de Linares y Montánchez

COMPOSICION QUIMICA n=nº de muestras	GRANITOS LINARES n=20	GRANITOS MONTANCHEZ n=68	AUTORES
SiO ₂ %	69.37	71.34	Saavedra et al. (1974)
Al ₂ O ₃	14.68	14.70	
Fe ₂ O ₃	3.90	2.32	
TiO ₂	0.30	0.26	
CaO	2.12	0.80	
MgO	1.15	0.47	
Na ₂ O	3.01	3.51	
K ₂ O	4.99	4.44	
H ₂ O	0.55	0.83	
Q	26.27	34.91	
Co	0.32	1.76	
Or	27.89	25.64	
Ab	25.37	30.04	
An	9.86	3.78	
Hy	5.98	1.43	
Ilm	0.52	0.48	
En	3.75	1.55	
Q	33.03	38.38	
Ab	31.90	33.42	
Or	35.06	28.19

FIGURA 45

Comparación del contenido medio de elementos mayores entre un granito (línea central), un granito estannífero (TAYLOR, 1979) y el granito de EL TRASQUILON

para los granitos de Montebrás (Francia) y para los del sector de Vi - seu en Portugal. Y por último, se ha comparado el contenido medio en elementos mayores de un granito normal, un granito estannífero y el granito del Trasquilón (Fig. 45), comprobando que el granito del Trasquilón se puede considerar como un granito estannífero si bien el contenido en Al_2O_3 es más alto y el de K_2O es más bajo, esto último determinado por el grado de albitización, muy elevado en esta cúpula

. Cálculo de la viscosidad

El cálculo de la viscosidad se ha realizado para comprobar que el granito del Trasquilón, al tratarse de un granito metalogénicamente especializado, se ha emplazado en niveles relativamente altos de la corteza, y en un ambiente muy rico en volátiles. Por consiguiente, su viscosidad es menor que la de otros granitos cuyo emplazamiento es más profundo y además son estériles.

TABLA 15.- Coefficientes de viscosidad de las muestras de granito del Trasquilón a 680°C

Nº DE MUESTRAS	VISCOSIDAD
T - 1	$10^{10,72}$
T - 2	$10^{11,04}$
T - 3	$10^{11,59}$
T - 4	$10^{10,43}$
T - 5	$10^{10,32}$

$$\bar{X} = 10^{10,93}$$

La viscosidad se ha calculado mediante la fórmula de SHAW:

$$\ln \eta = S \cdot \frac{10^4}{T} - C_T S + C_\eta$$

Siendo $S = X_1 (\text{Si}^{\text{O}} \text{X}_{\text{SiO}_2}) : (1 - X_{\text{SiO}_2})$ = parámetro obtenido a partir de la composición química.

C_T = constante = 1,50

C_η = constante = -6,40

η = viscosidad

T = temperatura absoluta

Estos cálculos se han realizado mediante un programa en BASIC de cálculo de viscosidad en un SHARP-PC-1500. Así mismo, se ha tenido en cuenta que un magma granítico no cristaliza bruscamente al final de su recorrido, sino que durante su ascensión ya han comenzado a cristalizar algunos minerales que van quedando dispersos en el resto de la masa. Precisamente, a la temperatura de 680°C que es la que aquí se ha considerado, empiezan a cristalizar los minerales de mayor punto de fusión.

El valor medio de viscosidad obtenido para el granito del Trasquilón ($\eta = 10^{10.93}$) es un poco más elevado que el obtenido por SAAVEDRA et al., (1974). No obstante, y comparando este valor con los obtenidos por los mismos autores para los granitos de Montánchez y Linares, se observa que la viscosidad del granito del Trasquilón es inferior a la de los otros dos. Este dato, junto con sus diferencias petrográficas y mineralógicas, hace suponer que el granito de Linares, más viscoso ($\eta = 10^{12.3}$) se emplazó a mayor profundidad que

el de Montánchez ($\eta = 10^{11.5}$), mientras que el granito del Trasquilón es el más epizonal y su emplazamiento se produjo en condiciones hipobasales.

Por consiguiente, se puede concluir que la viscosidad, junto con los anteriores datos geoquímicos, demuestran que un granito metalogénicamente fértil como el del Trasquilón se ha emplazado en niveles bastante altos de la corteza y en un ambiente muy rico en volátiles (F, B, Li, etc), los cuales favorablemente pueden llegar a concentrar elementos como el Sn, Nb y Ta, y dar lugar a enriquecimientos benéficos.

V.1.3.- El yacimiento del Trasquilón

V.1.3.1.- Morfología de la mineralización

La mineralización se presenta en tres formas diferentes:

- Casiterita diseminada en el granito greisenizado.
- En filones de cuarzo.
- En pegmatitas.
- Casiterita diseminada en el granito greisenizado.

La casiterita se encuentra diseminada en la facies de granito más evolucionado, en el que los procesos de greisenización, albitización y moscovitización han sido más intensos. Se presenta en for

ma de pequeños cristales idiomorfos y prismáticos maclados, de color negro, distribuidos irregularmente como un elemento más de la roca (greisen) (Foto 5), aunque a veces, rellena fisuras y venillas de pequeñas dimensiones.

- En filones de cuarzo.

La casiterita se presenta también en filones y venas con potencias comprendidas entre 1 cm y 0,5 metros rellenando fracturas en el granito encajante. Los bordes de los filones son aproximadamente paralelos y presentan un contacto neto con la roca, aunque a veces se observa una pequeña salbanda micácea con desarrollo de moscovita en los bordes.

Morfológicamente constituye un stockwork (Foto 6) con numerosos filoncillos de potencia variable, aunque con una dirección predominante N 10° 20° E y buzamientos subverticales (máximo 30%. Fig. 46 y 47). También se observa otro sistema filoniano de dirección N-S y buzamiento subvertical (máximo 10-20%) y, finalmente un sistema de menor importancia de dirección N 100° - 110° E, con buzamientos de 50° hacia el N y S.

Los filones se concentran principalmente en el granito, aunque más escasos también se encuentran en la serie metamórfica encajante. Las potencias de estos filones son inferiores a las de aquellos que encajan en el granito, oscilando entre 1 y 10 cm. Se han relacionado los parámetros de potencia, dirección y nº de filones (Fig. 46)

DIAGRAMA DE FILONES EN EL GRANITO
(130 medidas contornos 1,2,5,10,20 y 30%)

DIAGRAMAS DE RELACION ———
POTENCIA-DIRECCION FILONIANA

FIGURA 47 MAPA DE TRAZAS FILONIANAS
DEL TRASQUILON (CACERES).

observándose que los filones que encajan en el granito presentan mayores potencias y se distribuyen entre las direcciones N-S y N 20° E , mientras que los que encajan en las pizarras lo hacen entre las direcciones N 110° E y N 130° E.

- En pegmatitas.

Las pegmatitas de dirección N 20° E (Fig. 41), presentan amblygonita principalmente (Foto 2) junto con casiterita de carácter accesorio. En las pegmatitas de dirección N 80° E no se ha observado mineralización, aunque microscópicamente presentan intensos procesos hidrotermales, los cuales se han producido a favor de zonas de fractura. Mediante sondeos se ha comprobado también la existencia de otros cuerpos similares con las mismas características de deformación.

V.1.3.2.- Control estructural.

La mineralización del Trasquilón está relacionada con un stock granítico postcinemático y circunscrito (Fig. 48a), cuyo mecanismo de intrusión ha podido ser muy variado. El cortejo filoniano que acompaña a este tipo de cúpulas está controlado por una parte, por el campo de tensiones local ligado al propio mecanismo de la intrusión y por otra, al campo de tensiones regional. Como anteriormente se ha visto, los datos geoquímicos del granito y los valores de viscosidad obtenidos corroboran que esta cúpula se emplazó en condiciones próximas a la superficie. Por consiguiente, según el modelo de RIBEIRO y PEREIRA (1982) el campo de tensiones ligado al emplazamiento de una

FIGURA 48(a) SECCION ISOMETRICA DE LA PARTE OCCIDENTAL DE LA CUPULA GRANITICA DEL TRASQUILON

LEYENDA

LEUCOGRANITO MOSCOVITICO CON GREISENIZACION Y CAOLINIZACION

LEUCOGRANITO MOSCOVITICO DE GRANO MEDIO CON ALBITIZACION

GRANITO MOSCOVITICO, A VECES PORFIROIDE CON ALBITIZACION INCIPIENTE.

PLANO DE FALLA

SONDEOS T-3; T-4, T-5, T-7.

SONDEOS: IDEM EN EL HORIZONTAL

CASA DE LA MINA-LAVADERO

FIGURA 48(b)

EVOLUCION DEL CAMPO DE TENSIONES RELACIONADO CON LA INSTALACION DE UNA CUPULA GRANITICA POSTECTONICA. (SEGUN RIBEIRO Y PEREIRA, 1982)

cúpula de este estilo es el siguiente (Fig. 48b).

. Durante la fase de ascensión de la cúpula, el σ_3 es vertical debido a la presión del magma ascendente, el σ_2 es radial y el σ_1 es tangencial. La presión de los flúidos es suficientemente elevada como para que se produzca fracturación y apertura de una red filoniana radial en torno al centro magmático.

. Cuando se llega al equilibrio entre la presión ascendente y la resistencia ofrecida por los materiales encajantes, σ_3 tiene carácter radial, σ_2 vertical y σ_1 tangencial. La baja presión de los flúidos genera efectos de cizalla.

. Finalmente, cuando la cúpula entra en fase de solidificación (contracción), la tensión radial y la tangencial tienden a equilibrarse en la zona apical, y el σ_1 queda vertical. En esta fase de relajación se generan grietas de tracción subhorizontales.

Según este modelo, y en base a las observaciones de campo, junto con los diagramas estructurales obtenidos, el control estructural de la mineralización ha podido seguir el siguiente esquema evolutivo: durante la fase de ascenso, se origina un primer sistema de filones de dirección aproximada E-W que se traduce principalmente en zonas de fractura (pegmatitas de dirección N 80° E). Posteriormente, los filones mineralizados en casiterita de dirección N 10° - 20° E se instalarían durante la fase de equilibrio y a favor del campo de tensiones regional (N-S), como consecuencia de un σ_3 radial que genera cizallas.

Finalmente, se formarían filones subhorizontales, a favor de grietas de tracción durante la fase de relajación (Fig. 48a).

V.1.3.3.- Caracteres metalogénicos

Como el yacimiento del Trasquilón, desde el punto de vista petrográfico y metalogénico, pertenece a las mineralizaciones denominadas de "diseminación magmática" (SOO JIN KIM, 1979), en el estudio de la paragénesis y sucesión mineral se contemplan todos los minerales que constituyen el granito, además de los minerales hipogénicos y supergénicos que componen la mena y la ganga del yacimiento (Fig. 49).

Minerales hipogénicos: Casiterita, columbita-tantalita, arsenopirita, pirita, estannina, ambligonita, esfalerita, calcopirita y bismutina.

Minerales supergénicos: Varlamoffita, escorodita, calcosina, goethita y pirolusita.

Minerales de la ganga: Cuarzo, albita, moscovita, feldespatopotásico y caolinita.

La casiterita es el mineral principal del yacimiento y se puede reconocer en primer lugar, una casiterita precoz en forma de cristales milimétricos (entre 0,01 y 1 mm) de color negro, diseminados en la albitita, los cuales frecuentemente están rotos y soldados por las posteriores venidas de cuarzo. Posteriormente, se encuentra otra

PARAGENESIS Y. SUCESION MINERAL DEL YACIMIENTO DEL TRASQUILON (CACERES)

		MINERALES HIPOGÉNICOS				AL. SUPERGÉNI.
	ALBITA					
	MOSCOVITA					
	CUARZO					
	FELDSPATO K					
	APATITO					
	CIRCÓN					
	TURMALINA					
	TOPACIO					
	ILMENITA					
	RUTILO					
	CASITERITA					
	COLUMBITA - - TANTALITA					
	PIRITA					
	ARSENOPIRITA					
	ESTANNINA					
	ESFALERITA					
	CALCOPIRITA					
	BISMUTINA					
	AMBLIGONITA					
	TURQUESA					
	VARLANOFFITA					
	ESCORODITA					
	CALCOSINA					
	COVELLINA					
	GOETHITA					
	PIROLUSITA					
	CAOLINITA					
		ORTO	A - GREISENIZA- CIÓN	E. ESTANNIFERA FILONIANA	E. SULFUROS	METEORIZACIÓN
FASES EVOLUTIVAS						

R = Reemplazamientos

* = El espesor del trazo, proporcional a la abundancia de minerales en el yacimiento, se ha exagerado en aquellos que tienen mayor interés metalogénico.

casiterita filoniana generalmente de mayor tamaño que la anterior, que se presenta como granos alotriomorfos o subidiomorfos con maclas frecuentes y ligero pleocroismo. Estos granos de casiterita aparecen en fisuras, o en bordes de granos de cuarzo, adoptando a veces disposiciones intersticiales.

A veces, se observan pequeñas inclusiones de rutilo en casiterita, y de un mineral más reflectivo que por sus características ópticas y análisis mediante M.E. (Tabla 16) se ha identificado como columbita-tantalita (Foto 7). También se encuentra este mineral rellenando fisuras en la casiterita. Así mismo, se observan diminutos cristales que coinciden con los del rutilo que pueden ser tapiolita $(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6\text{Fe}$. Por último, aparece una casiterita coloforme (estaño xiloide) (Fotos 8 y 9) de aspecto botroidal y finamente cristalina, que se presenta en masas arriñonadas, con bandas claras y oscuras alternantes. Se trata de una casiterita de origen hidrotermal y de baja temperatura.

La arsenopirita aparece en masas alotriomorfas, asociada a cuarzo cataclástico y rellenando fisuras y huecos en la casiterita y el cuarzo (Foto 10).

La estannina es un mineral abundante en el yacimiento. Se presenta en masas alotriomorfas en los filones y rellenando fisuras en la casiterita (Foto 11). Contiene inclusiones de esfalerita y accidentalmente de calcopirita y bismutina. Se ha comprobado mediante análisis por M.E. (Tabla 16) que se trata de una estannina zincífera pero no llega a ser kosterita, ya que su relación Fe/Zn es igual a 3.54, e

TABLA 16.-Análisis por microsonda (% en peso)de la columbita-tantalita y de la estannina rica en Zn del Trasquilón (*)

Elementos	% peso	% óxido
Nb	28.50	40.77
Ta	38.95	47.56
Fe	5.42	6.97
Mn	2.92	3.76
Ti	0.56	0.94
O	23.66	0.94
Total	100,00	

Análisis realizado por dispersión de energías

Elementos	% en peso		% atómico	
	M ₁	M ₂	M ₁	M ₂
S	29.12	28.69	49.22	48.87
Fe	10.47	10.40	10.16	10.17
Cu	29.71	29.69	25.34	25.52
Zn	3.28	3.58	2.71	2.99
Sn	27.46	26.99	12.54	12.42
Total	100.06	99.37	100.00	100.00

Los patrones utilizados fueron calcopirita para S, Fe y Cu y los respectivos elementos puros para Sn y Zn. Las líneas utilizadas han sido las K α excepto para el Sn que ha sido la L α

(*) Análisis efectuados en los laboratorios del IGME por el Dr. Martín Fernández, en una microsonda ARL/semq 2 (ángulo de emergencia $\alpha = 52,5^\circ$), a un potencial acelerador de electrones de 20 KV y una intensidad de corriente de 20 μ A.

IVANOV y PJATENKO (1959) establecieron que es kosterita cuando la relación Fe/Zn es < 1 . La fórmula obtenida a partir de los resultados de la M.E. es la siguiente: $S_{4.90} Fe_{1.01} Cu_{2.54} Zn_{0.28} Sn_{1.24}$. Proyectando su composición molar en el diagrama de PETRUK (1973) (Fig. 50) resulta que efectivamente la muestra cae dentro del campo de estabilidad de las estanninas ricas en Zn, con una temperatura teórica de formación de $137,5^{\circ}C$. La posibilidad de utilizar estas estanninas como geotermómetros fue propuesta por SPRINGER (1972). Por otra parte, teniendo en cuenta el diagrama de fases (Fig. 50), se confirma que la estannina y kosterita a bajas temperaturas son miembros separados de una serie de soluciones sólidas y minerales estructuralmente diferentes.

La pirita aunque existe de carácter precoz, su deposición continúa hasta fases tardías, y lo hace rellenando fisuras en la casiterita.

Hay que resaltar la importancia de la ambligonita con turquesa en esta paragénesis. La ambligonita se presenta en forma de láminas macladas (Foto 12) con brillo vítreo y nacarado, y en filones pegmatíticos acompañando a la casiterita.

Los principales minerales supergénicos son varlamoffita^{*} Sn , $Fe(O,OH)_2$, óxidos de Fe y Mn , así como calcosina, covelli-

^{*}) Determinada mediante difracción y fluorescencia de R-X, contiene los siguientes elementos accesorios: As , U , Sr , Nb , W , Cu y Zn .

FIGURA 50 DIAGRAMA DE FASES PROPUESTO PARA EL SISTEMA
 $\text{Cu}_4\text{Fe}_2\text{Sn}_2\text{S}_8 - \text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Sn}_2\text{S}_8$ (Según Petruk, 1973)

na y escorodita, que reemplazan a la casiterita, pirita, estannina, calcopirita y arsenopirita respectivamente.

Las gangas que acompañan a la mineralización durante todo el proceso evolutivo del granito son: albita, moscovita, feldespa - to potásico y cuarzo, el cual aparece como variedades micro y cripto - cristalinas. Su deposición se acentúa durante las fases finales de la etapa mineralizadora, aunque aparece de forma precoz desde el comien - zo de la deposición y continúa durante todas las fases: una anterior a los minerales de más alta temperatura, prolongándose su deposición con intensidad variable durante la totalidad de la fase de sulfuros.

La sucesión mineral del yacimiento (Fig. 49) está de acuerdo con las diferentes fases evolutivas del granito. Los minera - les de Sn, Nb, Ta (casiterita, columbita-tantalita, tapiolita) son los pri - meros en depositarse, seguidos de una etapa de sulfuros con la deposi - ción más precoz de arsenopirita y estannina, y posteriormente de esfa - lerita, calcosina, calcopirita, bismutina y pirita. Esta secuencia de de - posición se verifica para la mayoría de los yacimientos de Sn-W de Ex - tremadura (GUMIEL, 1978, 1979 y 1981) y de Salamanca (ARRIBAS , 1979 y ARIBAS et al. , 1981).

V.1.3.4.- Modelo genético

El modelo genético que aquí se propone para explicar el origen del yacimiento, se puede resumir y encuadrar dentro de la histo - ria evolutiva del granito, en las siguientes etapas:

- Fase de cristalización inicial del granito (cristalización fraccionada), con cambio progresivo en la mineralogía de los acumulados.

- Fase de ascensión del cuerpo granítico y comienzo de la diferenciación. El magma se va saturando progresivamente en agua y volátiles, los cuales se van acumulando en el techo de la cámara magmática. Durante este proceso de emplazamiento diapírico se deforman las estructuras de las rocas encajantes, y debido a la presión del magma ascendente ejercida por los flúidos, se genera una red de fracturas radiales en torno al centro magmático. Las transformaciones físico-químicas que suceden en estas primeras fases de diferenciación dan lugar a la cristalización temprana de pegmatitas estériles.

- Fase tardimagmática como resultado de la cristalización final del magma. Se produce una saturación de agua que va a disminuir el grado de viscosidad del diferenciado, y se va a verificar el emplazamiento final de la cúpula en condiciones hipoabisales, cuando se llega a establecer el equilibrio entre la presión ascendente y la resistencia ofrecida por los materiales encajantes.

Con respecto a las condiciones iniciales, existe un brusco descenso de la presión, lo que procede la rápida liberación del agua y los volátiles y conduce a los procesos de microclinización y albitización. Se desestabilizan minerales como las biotitas y plagioclasas, y se liberan los elementos metalogénicos (Sn, Nb, Ta, Li), los cuales se van a concentrar mediante procesos geoquímicos insuficientemente conoci-

dos en los leucogranitos moscovíticos metalogénicamente fértiles. Por consiguiente, es en esta fase cuando el granito alcanza su especialización metalogénica, existiendo una relación directa entre la albitización y el desarrollo de la mineralización estannífera.

- Fase postmagmática en la que se desarrollan procesos de greisenización en el techo de la cúpula que dan lugar a enriquecimientos locales en estaño. Durante esta fase final de la etapa mineralizadora principal y precediendo a la caolinización, se forman abundantes filones de cuarzo con casiterita y sulfuros de Cu, Sn y Zn. Estos leucogranitos albiticos (albititas) portadores de la mineralización muestran una fuerte caolinización, la cual es debida en parte a la acción de fluidos hidrotermales, que a temperaturas de 100-200°C y en medio ácido, destruyen los feldespatos y en parte a la meteorización.

Conviene resaltar que el menor número de manifestaciones filonianas con casiterita en las rocas encajantes de estos granitos albiticos, se explica por la impermeabilidad de las pizarras lo que ha condicionado en parte, que los fluidos mineralizadores hayan quedado atrapados en el techo de la cúpula granítica.

En suma, se considera que el proceso de cristalización fraccionada (GROVES y MCCARTHY, 1978) es uno de los principales mecanismos de formación de este tipo de depósitos. Los procesos de albitización que se desarrollan durante la fase tardimagmática

suponen las condiciones físico-químicas más favorables para la especialización metalogénica del granito y consiguientemente para el desarrollo de mineralizaciones de casiterita. Como posibilidad final se puede recurrir al modelo de "fuentes infracorticales" de STEMPLROK (1979), en el cual los granitos no son la fuente directa de los elementos metalogénicos, sino que aquellos y la mineralización derivan de una fuente común profunda que radica en la zona infracortical. Probablemente, ningún modelo en particular puede explicar por sí sólo todos los fenómenos geológicos que han tenido lugar en la formación del yacimiento, sino que hay que recurrir en algunos casos a la interacción de varios modelos e incluso a fenómenos más complejos.

V.1.3.5.- Tipología del yacimiento y correlación con otros semejantes

El yacimiento del Trasquilón encuadra en las siguientes clasificaciones propuestas por diferentes autores. Estas se basan principalmente en criterios mineralógicos, paragenéticos, petrográficos y geoquímicos, así como en la posición relativa de los yacimientos con respecto a la intrusión con la que están relacionados. A su vez, se tienen en cuenta criterios morfológicos y la alteración de las rocas encajantes (Tabla 17).

TABLA 17.- Clasificación tipológica del yacimiento del Trasquilón (Cáceres)

	TIPOS	ASOCIACION	AUTORES
1 y 2	Pegmatitas estanníferas, stock-works y venas de cuarzo-casiterita.	-	SMIRNOV, en MAGAK'YAN (1968)
3	Cuarzo-casiterita del tipo greisen	-	RUNDKVIST (1978)
1 D	Yacimientos asociados a complejos intrusivos de carácter plutónico (Estilo Erzgebirge)	-	TAYLOR (1978, 1979)
-	Pegmatitas sódico-líticas	Na-Li	ARRIBAS (1979)
-	Microgranitos con casiterita-columbita	K.Nb-Sn	ARRIBAS (1979)
-	Venas de cuarzo-casiterita	q.Sn	ARRIBAS (1979)
11	Albitita-greisen	-	GUMIEL (1981)
-	Depósitos asociados a granitos anorogénicos	Sn-Nb-U-Zn	BOWDEN, 1979, 1982 KINNAIRD, 1979
2	Yacimientos asociados a granitos anorogénicos (Estilo Nigerriano)	-	TAYLOR (1979)

(*)

(*)

(*) El yacimiento del Trasquilón no encuadra dentro de estos tipos, si bien tiene muchas analogías geoquímicas y mineralógicas con este tipo de depósitos, en los cuales se pone de manifiesto la relación entre la intensidad del proceso de albitización y la mineralización de casiterita.

En el dominio hercínico de la Península existe una serie de yacimientos que presentan bastantes analogías con el del Trasquilón, por lo que se pueden considerar como pertenecientes al mis-
mo tipo. En Galicia los yacimientos de Laza y Penouta, en Zamora la
cúpula de Losacio, en Salamanca el yacimiento estannífero de Golpe-
jas, constituido por varias láminas de un microgranito albítico (ARRI-
BAS et al, 1981) y en Extremadura las cúpulas de Torrecilla de los
Angeles y la cúpula del Palancar, los cuales también presentan mine-
ralizaciones de casiterita.

En Portugal, existen mineralizaciones análogas en la
zona de Viseu, si bien, aunque no se dispone de un análisis estadís-
tico completo, se puede decir que el mayor porcentaje de yacimientos
se encuentra en la zona de exocontacto, de forma que predomina la mi
neralización de wolframio sobre la de estaño (THADEU, 1973).

Existen otros yacimientos semejantes en el dominio
hercínico europeo en el distrito de Cornualles (SW de Inglaterra), con-
cretamente las mineralizaciones de estaño asociadas al granito de Tre-
gonning-Godelphin (STONE, 1982) y en particular a la cúpula de Bos-
worgey relacionada con este granito (BALL y BASHAM, 1984).

Finalmente, en el Macizo Central Francés existen ana-
logías entre este yacimiento y los asociados a la cúpula de Montebras
(AUBERT, 1969; BURNOL, 1974) y en el Macizo Armoricano, con las
mineralizaciones de casiterita del distrito de La Villeder y las forma-
ciones sodolíticas de Tréguennec (CHAURIS, 1981).

Foto 1.— Leucogranito moscovítico con procesos de albitización. El feldespato potásico está parcialmente transformado en albita. L. Transm. N.C.

Foto 2.— Pegmatita con amblygonita (A) en leucogranito albitico.

Foto 3.— Pegmatita granítica con relictos de la roca encajante. L. Transm. N.C.

Foto 4.— Micas plegadas y desflecadas en la pegmatita granítica. L. Transm. N.C.

Foto 5.— Casiterita (negro) en granito greisenizado. Detalle de un cristal zonado. L. Transm. N.C.

Foto 6.— Stockwork con mineralización de casiterita en leucogranito albitico.

V.2.- LA CUPULA DEL PALANCAR

V.2.1.- El marco geológico

La cúpula granítica del Palancar está situada a 46 Km. de Cáceres capital, en la Hoja núm. 650 del M.T.N. a escala 1:50.000. El acceso se efectúa tomando la carretera Nacional 630, desde Cáceres a Plasencia y desviándose en el Puerto de los Castaños hacia la localidad de Pedroso de Acim.

La citada apófisis granítica tiene forma aproximadamente elipsoidal, con un eje mayor de unos 3 Km. en dirección N 120° E y un eje menor de 1,5 Km. en dirección N 30° E. Geológicamente se localiza intruyendo en un conjunto de materiales paleozoicos, y está atravesada en dirección aproximada. N 30° E por el dique básico de Alentejo-Plasencia (Fig. 51).

V.2.1.1.- Serie metamórfica encajante

La cúpula del Palancar, denominada así por encontrarse en su interior el convento del Palancar fundado por S. Pedro de Alcántara, se enclava intruyendo en el complejo Esquisto-Grauwa

Escala 1 / 200.000

FIGURA 51 MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA
SEGUN E. RAMIREZ (1970)

quico, salvo en su borde sur que está en contacto con la cuarcita Armoricana de la base del Ordovícico.

El Complejo Esquisto-Granváquico, es una formación muy abundante en Cáceres, de tal manera que ocupa un 75% de la superficie total de la provincia. Por ello, es muy común que todas estas cúpulas encajen en esta formación.

En esta área, está constituido en su mayor parte por bancos de pizarras, grauvacas y areniscas, con fuertes buzamientos. No se puede asignar una edad precisa a la formación, sin embargo si se ha podido correlacionar esta serie con otras de otros sectores bien datadas, llegando a la conclusión de que el Complejo debe tener una edad de Precámbrico Superior.

En la Hoja Geológica de Cañaveral E. 1:50.000, se realizaron una serie de cortes estratigráficos asignando una columna estratigráfica a la formación. La potencia de la serie se estimó en unos 4.000 m. Según estos cortes, la columna de techo a muro sería la siguiente.

1.- Estratos de conglomerados con cantos de gran tamaño, en bancos potentes. Potencia aproximada de 0-100 m.

Los cantos son muy gruesos, de naturaleza silícea, siendo unos redondeados y otros brechoides, cementados por sílice. Los componentes son siempre cuarcíticos, heterogéneos, lechosos, ferruginosos, etc... Estos bancos están en contacto con las cuarcitas

ordovícicas mediante una discordancia angular.

Esta formación conglomerática podría corresponder a la serie Conglomerática Superior, definida por VEGAS (1971) en la zona de Valle de Alcudia y Extremadura.

2.- Paquetes de cuarcitas, principalmente blancas, grises y negras; a veces arenosas, que pueden tener intercalaciones de pizarras silíceas o estar dispuestas en series en las que alternan lechos de pizarras y cuarcitas. Potencia aproximada de 250 m.

Esta formación podría corresponder a la Serie Conglomerática Superior del Cámbrico Superior a Inferior definida por VEGAS (1971) en el Valle de Alcudia y Tierras de Alta Extremadura.

3.- Pizarras silíceas y arcillosas que dan conjuntos zonados de pizarras fajeadas. Potencia aproximada de 1.000 m.

Esta formación podría corresponder a la Serie Conglomerática Superior, del Cámbrico Superior a Inferior, definida por VEGAS (1971) en Valle de Alcudia y Tierras de Alta Extremadura.

4.- Paquetes de pizarras heterogéneas con dominios imprecisos de pizarras arcillosas o de pizarras silíceas y que terminan en capas de esta misma naturaleza, de color azul. Potencia aproximada de 50 m.

El tramo de pizarras silíceas azules, se inicia con

cantos diseminados en ellas, que gradualmente van aumentando en tamaño y proporción hacia el SO, hasta hacerse dominantes y convertirse en bancos de conglomerados; seguidamente los cantos vuelven a disminuir paulatinamente hasta desaparecer con la presencia, nuevamente dominante de la pizarra silícea.

Esta formación podría corresponder a la Serie de Villahondo Inferior del Cámbrico Inferior, y cuya edad no ofrece dudas ya que contiene abundante fauna de Trilobites que certifican esta edad. Esta serie fue definida por VEGAS (1971) en Sierra Morena Occidental, también podría correlacionarse con la Serie de Fuente de Almaraz del Cámbrico Inferior, definida por VEGAS (1971) en Montes de Toledo y las Villuercas, y a la serie Conglomerática Superior del Cámbrico Superior a Inferior definida por ese mismo autor en Valle de Alcu-
dia y Tierras de Alta Extremadura.

5.- Episodios de pizarras conteniendo cantos de cuarzo rodado dispersos, a veces muy numerosos, formando casi pudingas. El espesor es muy variable, y oscila de varios metros a sólo uno o dos bancos delgados.

Esta formación podría corresponder a la serie Conglomerática Inferior del Cámbrico Superior a Inferior, definida por VEGAS (1971) en Valle de Alcu-
dia y Tierra de Alta Extremadura.

6.- Formación pizarrosa, de gran monotonía, con ma-

tices poco diferenciables, síliceas, arcillosas, granudas y delezna - bles. Esporádicamente, estas pizarras están algo satinadas. Potencia aproximada de unos 1.000 m.

Esta formación podría corresponder a la Serie de Bo dión del Precámbrico Superior, definida por VEGAS (1971) en Sie - rra Morena Occidental; a la serie de Valdelacasa del Precámbrico, definida por VEGAS (1971) en Montes de Toledo y las Villuercas, y a la Serie de Alcudia del Precámbrico Superior, definida por ese mismo autor en Valle de Alcudia y Tierras de Alta Extremadura.

7.- Niveles con formaciones pizarrosas diversas, de potencia desconocida. Esta formación podría corresponder a, las mis mas Series definidas por VEGAS (1971) mencionadas en el apartado anterior.

Hay que resaltar, como una característica fundamental de toda la serie, la presencia de esos niveles conglomeráticos que pre sumiblemente representan el paso del Precámbrico Superior al Cámbr ico Inferior. El posible interés minero de estas series conglomeráticas radica en sus posibilidades auríferas (GUMIEL, 1978), ya que el oro aparece asociado a los sedimentos precámbricos y cámbricos, en fi - lones de cuarzo, asociado a la arsenopirita y también en los sedimentos aluvionares en forma de placeres (PEREZ REGODON, 1969).

Los materiales de la zona están afectados por un me-

ta^mor^fismo regional de bajo grado. Al Norte de la cúpula granítica, el metamorfismo de contacto provocado por la intrusión ha originado en una estrecha aureola cuarzo-esquistos turmaliníferos y pizarras mosqueadas. Estos cuarzo-esquistos presentan una gran cantidad de apatito turmalina, además de restos de sulfuro del tipo escorodita.

Como se ha mencionado anteriormente, el borde sur de la cúpula granítica del Palancar intruye en las cuarcitas del Arenig (base del Ordovícico). Aunque el comienzo de esta formación es discutible e incierto, ya que en varios lugares se presenta de una manera distinta, se puede considerar que la edad de la formación inferior, constituida en su mayor parte por pizarras arcillosas y cuarcitas, es Tremadociense, o sea la base del Ordovícico.

Estas cuarcitas son de colores blancos y grises, se presentan en bancos potentes y a veces se observa una estructura laminar o pizarrosa en ellas. A menudo están muy replegadas y rotas, presentando fuertes buzamientos. La potencia es aproximadamente de 100 m. Contienen abundantes fósiles, sobre todo crucianas por lo cual su datación como Arenigiense está fuera de duda. Morfológicamente constituyen los relieves más acusados de la zona.

Por último, sobre las cuarcitas arenigienses y en concordancia con ellas, existe una sucesión de pizarras arcillosas de diversos colores, que se encuentran a lo largo de los valles encajados entre las crestas de las cuarcitas armorianas. La potencia de esta

serie es aproximadamente de 200-250 m. A esta formación se le atribuye la edad de Llarviniense-Llandeilo, debido a su buena correlación con otras series cercanas, bien datadas, como las de Almadén y Valle de Alcudia.

En conjunto toda la serie metamórfica en la que encaja la cúpula granítica del Palancar, y que está constituida por materiales del Precámbrico Superior y del Ordovícico, está afectada principalmente por dos fases tectónicas hercínicas. La primera presenta pliegues isoclinales, apareciendo una esquistosidad de fractura, correspondiente a pliegues tipo similar. Los pliegues de la segunda fase presentan superficies axiales subverticales, y aparte de la esquistosidad principal, se observa una esquistosidad de crenulación.

Sin embargo, existen indicios para suponer la existencia de movimientos tectónicos anteriores a las dos fases hercínicas.

Entre estos hechos destacan (CAPOTE, GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, 1970).

a) Predominio de pliegues de eje subvertical en el Complejo Esquisto-grauváquico, que indican la existencia de capas inclinadas anteriores a la acción de la primera fase hercínica.

b) Existencia de conglomerados en el tránsito Precámbrico-Cámbrico con cantos de pizarras y grauvacas del conjunto inferior Precámbrico.

c) Formación de conglomerados basales en el conjunto del Cámbrico Superior.

d) Conglomerado basal de la cuarcita armoricana, así como una clara discordancia cartográfica entre el Ordovícico y los subyacentes.

Por otra parte, en la zona se observan varios sistemas de fracturas. En primer lugar un sistema de fracturas de dirección predominante SE-NO, paralelas a los ejes tectónicos, longitudinales. Posteriormente, este sistema adquiere una mayor importancia debido a las descompresiones, siendo numerosos los cursos de agua que aprovechan estas fracturas. A este sistema, se superpone otro, de fracturas transversales de dirección SO-NE, y por último un tercer sistema más débil de dirección aproximada N-S.

El rasgo tectónico más notable de la zona, es la gran fractura denominada de Alentejo-Plasencia o Messejana. Se trata de una zona de desgarre dextral y se puede asegurar que ha jugado varias veces en diferentes épocas geológicas. Por último, había que citar el sistema de fosas tectónicas y cubetas del Terciario producidas como consecuencia de la influencia tardía de la tectónica alpina.

V.2.1.2.- Rocas básicas

Es una característica esencial de la zona, la aparición de un dique básico de orientación NE-SO que atraviesa todas

las formaciones del área de estudio.

Este dique conocido hace bastante tiempo, fue descrito por EGOZCUE y MALLADA (1925) en su memoria sobre Cáceres. De él, estos autores dicen lo siguiente: "Alrededor de Cañaveral, son varios los islotes dioríticos que salen a través de las pizarras asociadas a las cuarcitas. En la bajada al Tajo vense dos de reducidas dimensiones formadas por una tierra gris verdosa, deleznable, y al oeste reaparecen, antes de llegar al Arquillo, formando bolos que se esparcen por los campos, mezclados con los detritus de las pizarras y cuarcitas que bajan de la sierra por la parte del Puerto de las Viñas".

Morfológicamente, el dique es muy variado. El color es verde oscuro, y a veces negro o rojo ferruginoso. La roca es compacta y dura, con disyunción típica en bolos de diferentes tamaños. Presenta contactos muy netos con las diversas rocas encajantes a las que atraviesa y su anchura es muy variable, oscilando desde un centenar de metros, hasta aproximadamente 500 en la carretera del Puerto de los Castaños a Torrejoncillo. Hay que resaltar también el hecho de que este dique es el mayor de la Península ya que se observa desde la costa portuguesa del Algarbe hasta el Puerto de Tornavacas.

Petrológicamente, según los autores de la Hoja Geológica de Cañaveral 1:50.000, que recogieron tres muestras de esu

te dique, se trata de una cuarzo-diabasa. Esta roca holocristalina, de grano medio y textura diabásica tiene como componentes principales: plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa idiomórfica, no muestra orientación preferente y los intersticios del entramado que forma, es tán ocupados por clorita, ortosa y cuarzo. Como minerales accesorios se presentan los óxidos de hierro, olivino serpentinizado, apatito, cuarzo, ortosa y clorita.

A su vez, en el proyecto del IGME "Fase previa de in vestigación minera en las zonas de Cañaveral y Santa Amalia; en las provincias de Cáceres y Badajoz" (1975), se recogieron cuatro mues tras del dique, clasificando la roca como un gabro piroxénico o pigeo n í t i c o. En conjunto, se trataba de una roca con textura gabrodiabásica, que tenía como minerales principales plagioclasa, piroxeno (pi geonita), anfíbol y biotita. Los minerales accesorios eran: cuarzo, feldespató potásico, opacos y apatito.

Aunque las dos clasificaciones anteriores difieren un poco, posiblemente, dado el largo recorrido y amplia historia de es te dique, es seguro que variará de composición, siempre dentro de la gama de las rocas básicas, según los sectores. Se le atribuye una edad Mesozoica.

Por otra parte, en la zona existen una serie de diques de tipo diabasa, y según criterios de campo de edad prehercínica (co municación personal Fernando de la Fuente) que no tienen ninguna re

las formaciones del área de estudio.

Este dique conocido hace bastante tiempo, fue descrito por EGOZCUE y MALLADA (1925) en su memoria sobre Cáceres. De él, estos autores dicen lo siguiente: "Alrededor de Cañaveral, son varios los islotes dioríticos que salen a través de las pizarras asociadas a las cuarcitas. En la bajada al Tajo vense dos de reducidas dimensiones formadas por una tierra gris verdosa, deleznable, y al oeste reaparecen, antes de llegar al Arquillo, formando bolos que se esparcen por los campos, mezclados con los detritus de las pizarras y cuarcitas que bajan de la sierra por la parte del Puerto de las Viñas".

Morfológicamente, el dique es muy variado. El color es verde oscuro, y a veces negro o rojo ferruginoso. La roca es compacta y dura, con disyunción típica en bolos de diferentes tamaños. Presenta contactos muy netos con las diversas rocas encajantes a las que atraviesa y su anchura es muy variable, oscilando desde un centenar de metros, hasta aproximadamente 500 en la carretera del Puerto de los Castaños a Torrejoncillo. Hay que resaltar también el hecho de que este dique es el mayor de la Península ya que se observa desde la costa portuguesa del Algarbe hasta el Puerto de Tornavacas.

Petroológicamente, según los autores de la Hoja Geológica de Cañaveral 1:50.000, que recogieron tres muestras de es

te dique, se trata de una cuarzo-diabasa. Esta roca holocristalina, de grano medio y textura diabásica tiene como componentes principales: plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa idiomórfica, no muestra orientación preferente y los intersticios del entramado que forma, es tán ocupados por clorita, ortosa y cuarzo. Como minerales accesorios se presentan los óxidos de hierro, olivino serpentizado, apatito, cuarzo, ortosa y clorita.

A su vez, en el proyecto del IGME "Fase previa de investigación minera en las zonas de Cañaveral y Santa Amalia; en las provincias de Cáceres y Badajoz" (1975), se recogieron cuatro muestras del dique, clasificando la roca como un gabro piroxénico o pigeo nítico. En conjunto, se trataba de una roca con textura gabrodiabásica, que tenía como minerales principales plagioclasa, piroxeno (pi geonita), anfíbol y biotita. Los minerales accesorios eran: cuarzo, feldespato potásico, opacos y apatito.

Aunque las dos clasificaciones anteriores difieren un poco, posiblemente, dado el largo recorrido y amplia historia de este dique, es seguro que variará de composición, siempre dentro de la gama de las rocas básicas, según los sectores. Se le atribuye una edad Mesozoica.

Por otra parte, en la zona existen una serie de diques de tipo diabasa, y según criterios de campo de edad prehercínica (co municación personal Fernando de la Fuente) que no tienen ninguna re

lación con el dique Alentejo-Plasencia. Se localizan en las inmediaciones de la Mina de las Navas, al N de la apofisis del Palancar, y tienen una orientación N 70° E buzando unos 60° al S.. Están afectados por la orogenia hercínica.

V.2.2.- La cúpula granítica

V.2.2.1.- Caracteres petrográficos

Se trata de una apófisis granítica de forma aproximadamente elipsoidal, cuyo eje mayor de dirección N 120° E, tiene una longitud de 3 Km., y el eje menor, de dirección N 30° E, de 1,5 Km. (Fig. 52). Petrológicamente, esta apófisis está constituida por las facies siguientes:

1. Granito moscovítico, porfiroide, con procesos de albitización y moscovitización. Es frecuente observar una cantidad apreciable de turmalina.

2. Granito moscovítico, a veces porfiroide, intensamente albitizado y totalmente moscovitizado. Contiene una gran cantidad de turmalina y apatito. Normalmente está asociado a zonas de fracturación más intensa, produciéndose una cierta caolinización de los feldespatos.

3. Aplitas y pegmoaplititas intensamente albitizadas y parcialmente caolinizadas.

FIGURA 52 ESQUEMA GEOLOGICO DE LA CUPULA GRANITICA DE EL PALANCAR (Cáceres).

4. Albitita, se presentan como una facies de borde que rodea a la apófisis por el NO y que se prolonga en un pequeño apéndice en esta misma dirección.

La facies granítica menos evolucionada de la apófisis (facies 1), es la que topográficamente constituye las cotas más altas de la cúpula, y geográficamente se localiza en las zonas más externas de ésta. Se trata de una roca heterogranular, comúnmente porfiroide con grandes fenocristales de cuarzo idiomorfo, bipiramidados, de carácter muy precoz. Los minerales principales de la roca son: cuarzo, plagioclasa (Albita-Oligoclasa), feldespato potásico (Microclina) y moscovita. Como accesorios tenemos: apatito, turmalina, clorita, biotita, dumortierita, dañilita, graftonita, triplita y opacos.

Como se ha mencionado anteriormente, existen dos fases de cuarzo, una precoz en la que aparecen esos cuarzos bipiramidados, característicos de intrusión hipoabisal, y otra fase tardía en la que el cuarzo se presenta formando texturas mirmequíticas con moscovita y apatito, incluido dentro de los feldespatos y moscovita, y en mosaico, muy recrystalizado. La moscovita, casi en su totalidad, proviene de antiguas biotitas, quedando sólo algunos restos. También proviene de alteración de feldespatos (desarrollo de láminas alargadas paralelamente a las líneas de macla del feldespato), aunque en menor cantidad. La moscovita primaria se observa formando agregados radiales de cristales pequeños y en texturas mirmequíticas con

cuarzo tardío y apatito.

Por otra parte el hecho más interesante de toda la fa
cies, y generalizado para toda la cúpula, es el fenómeno postmagmá
tico de la albitización (Foto 13). Debido a este proceso, se forma al
bita a expensas del feldespato potásico y de la biotita, relacionándo
se directamente con las posibles mineralizaciones estanníferas que
pueda llevar el granito. Además, se observa también que asociado a
la albitización aparece la turmalinización, muy acusada en las facies
más evolucionadas de la cúpula. En cuanto a los accesorios, es im
portante señalar la presencia de dahlita, mineral presente en todas
las facies de la cúpula, que se forma a expensas del apatito hidroter
mal y se presenta en un producto "amorfo-coloidal", a menudo radia
do (Foto 14). Aparece casi siempre asociado a la saussuritización
de los feldespatos, y creo que se origina por una alteración del apa
tito de tipo hidrotermal que ha disuelto éste y lo ha reprecipitado en
forma coloidal.

Otros accesorios muy interesantes son la aparición
de fosfatos de hierro, manganeso y calcio como son la graftonita
 $((\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca})_3 (\text{PO}_4)_2)$ (Foto 15 y 16) y la triplita
 $((\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})_2 \text{PO}_4 (\text{F}, \text{OH}))$. (Datos aportados por la M.E.).
La graftonita se presenta como un mineral tardío, en cristales pris
máticos (Foto 15) y a menudo alterando a la plagioclasa y feldespato
potásico a favor de fracturas y grietas (Foto 17). Es curioso seña

lar que su aparición está muy relacionada con la presencia de dahllita en la roca, por lo cual es de suponer que el proceso de fosfatación es un proceso más tardío que los típicamente postmagmáticos y que se produce en la etapa hidrotermal. La triplita mucho más escasa aparece asociada a la graftonita y tiene el mismo carácter tardío que ésta.

Una de las facies más interesantes desde el punto de vista metalogénico, es la facies 2. En ella se sitúan la mayor parte de las antiguas labores mineras efectuadas en la cúpula y debido a su caolinización es más deleznable que la anterior y posee unas características más interesantes para su explotación. Se localiza en las zonas donde existe una fracturación muy intensa, por lo que se piensa que la circulación de los fluidos hidrotermales ha podido ser más importante, produciendo esa cierta caolinización de los feldespatos. En mi opinión, petrológicamente se trata de la misma facies anterior, con la diferencia de que los procesos postmagmáticos de albitización, moscovitización, turmalinización, fosfatación y caolinización están mucho más acusados.

En conjunto, es una roca de tipo heterogranular, tiene a menudo textura porfiroide, con fenocristales de cuarzo bipiramidados como en la facies anterior. Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa (albita), feldespato potásico (microclina), y moscovita. Como accesorios: turmalina, apatito, dahllita, dumortierita

graftonita, triplita, opacos, y en algunas muestras biotita, cordierita (alterada a pinnita) y secundariamente escorodita o jarosita de arsenopirita (Foto 18), y clorita.

El cuarzo se presenta como en la facies 1, de carácter precoz (bipiramidado) y tardío. La moscovitización en esta roca es prácticamente total, por lo cual sólo esporádicamente se observa biotita como accesorio en alguna muestra. Este proceso está mucho más desarrollado que en la facies 1. Al igual que en esta última, la mayor parte de la moscovita es secundaria, derivando de biotita y feldespatos. A su vez presenta una albitización muy acusada (mayor que en la facies 1.) quedando menor cantidad de feldespato potásico muy sucios y alterados a un producto sericitico-arcilloso. Además y en conjunto el total de feldespatos es mayor que en la facies anterior y el total de cuarzo es menor, con lo cual es fácil deducir que esta facies será más capaz de alterarse o de caolinizarse que la facies 1. También se aprecia y asociado al proceso de albitización, una mayor cantidad de turmalina y apatito, este último a veces alterado a dahllita (Foto 14). Los fosfatos de hierro y manganeso (graftonita y triplita) están presentes en todas las muestras de esta facies, con las mismas características que en la facies anterior. Por último, es curioso observar la presencia de una albitización tardía (1 muestra) que se detecta como un relleno de huecos y fracturas por cristales pequeños de albita. En resumen, la facies 2 está mucho más

evolucionada que la 1, y en conjunto es mucho más interesante en cuanto a posibles mineralizaciones de Sn que la facies anterior.

La facies 3 está constituida por aplitas y pegmoaplitas intensamente albitizadas y parcialmente caolinizadas.

Se trata de rocas de grano más fino que las anteriores, textura granuda hipidiomórfica y carecen de fenocristales de cuarzo bipiramidado. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa (albita), feldespato potásico (microclina), y moscovita. Como accesorios: turmalina, apatito, dahllita, clorita, graffonita, triplita (1 muestra) y opacos. Entre los minerales secundarios destacan los productos sericítico arcillosos provenientes de alteración de feldespatos. En estas rocas la albitización es muy intensa, de tal manera que la cantidad de plagioclasa excede bastante a la del feldespato potásico. La moscovitización es total, quedando solo restos de clorita derivados de antiguas biótitas. La graffonita y la triplita que aparecen en una muestra presentan las mismas características que en las facies anteriores, asociándose al igual que en ellas con el mayor contenido de dahllita (Fotos 15, 16 y 17).

La facies 4 se trata de albititas con un gran contenido en cuarzo. Los minerales principales que constituyen la roca son: cuarzo, plagioclasa (albita), y moscovita. Como minerales accesorios, apatito, feldespato potásico (microclino), dumortierita, triplita y graffonita y como secundarios: dahllita y un producto sericítico-

arcilloso procedente de feldespato potásico. La textura es granuda hipidiomórfica y el tamaño de grano es bastante fino.

El cuarzo en un contenido menor que la plagioclasa, aparece muchas veces atravesando a esta última, lo cual nos parece indicar que ha podido existir una cierta silicificación. La plagioclasa, de tipo albita, es el mineral más importante de la roca, procediendo en gran parte de feldespato potásico, del cual sólo quedan unos escasísimos restos. En cuanto a los accesorios, son los típicos de la cúpula y de los cuales ya hemos hablado anteriormente. En definitiva, se trata de una roca muy interesante en cuanto a mineralizaciones estanníferas y quizá la más evolucionada de toda la apófisis.

V.2.2.2.- Caracteres geoquímicos

El estudio geoquímico se ha realizado basándose en el análisis de 12 muestras correspondientes a las diversas facies que constituyen la cúpula, y que se consideran representativas para su totalidad. Como en las demás apófisis, los elementos mayores y los elementos trazá se han seleccionado de acuerdo con su potencial como indicadores del grado de especialización y como elementos útiles para la prospección. (Tabla 18).

Los análisis se han realizado mediante fluorescencia de Rayos X sobre muestras con un peso medio de 5 Kg. El Ta estaba por debajo del límite de detección del instrumento y el Li se ha de-

TABLA 18.- Análisis químicos (w) y normas CIPW de la cúpula granítica del Palancar (Cáceres)

MUESTRAS	P-1	P-2	P-3	P-4	P-5	P-6	P-7	P-8	P-9	P-10	P-11	P-12
SiO ₂ en %	74.46	74.63	74.35	73.23	73.77	73.74	73.32	74.54	74.50	73.70	73.04	73.33
Al ₂ O ₃	15.18	15.78	15.01	16.65	15.38	15.58	15.78	15.26	15.30	15.48	16.48	16.96
Fe ₂ O ₃	1.071	0.531	1.004	0.462	1.166	1.231	0.947	0.683	0.908	1.278	0.984	0.597
MnO	0.023	0.023	0.035	0.019	0.044	0.045	0.028	0.031	0.024	0.031	0.017	0.017
MgO	0.144	0.066	0.134	0.032	0.148	0.162	0.113	0.081	0.108	0.162	0.148	0.080
CaO	0.464	0.589	0.513	0.201	0.56	0.473	0.694	0.539	0.479	0.724	0.171	0.163
Na ₂ O	3.180	5.693	3.212	3.782	3.131	2.89	3.282	3.441	3.16	2.767	3.053	2.995
K ₂ O	4.069	1.206	4.165	3.722	4.202	4.24	3.866	3.864	3.798	4.204	3.994	3.592
TiO ₂	0.115	0.054	0.138	0.040	0.139	0.151	0.175	0.085	0.11	0.177	0.115	0.065
p.p.c.	0.99	1.23	1.17	1.56	1.25	1.46	1.62	1.25	1.41	1.60	1.59	2.20
Rb en ppm	420	210	540	960	540	480	690	600	580	550	570	890
Sr	30	80	40	20	90	50	120	140	130	60	40	120
Ba	-	-	40	-	-	40	-	-	-	40	-	-
Li	140	40	360	80	480	610	540	300	360	660	160	580
Cu	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Pb	40	10	40	100	40	40	30	30	20	30	30	20
Zn	70	30	70	60	70	90	90	50	80	70	70	100
Sn	40	60	100	600	80	80	100	80	70	90	80	80
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	ind.	-	-
Nb	20	20	30	50	30	30	40	20	30	30	30	30
Ta	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-
Q	41.98	38.51	41.77	40.50	41.31	42.88	41.44	41.98	44.04	43.15	43.34	46.25
Co	3.08	2.61	2.79	3.95	3.04	3.52	3.23	2.89	3.34	3.31	4.5	5.18
Or	23.08	6.73	23.47	21.11	23.74	23.99	21.93	21.77	21.44	23.77	22.78	20.52
Ab	27.41	48.3	27.51	32.59	26.88	24.84	28.29	29.45	27.10	23.77	26.46	26.00
An	2.21	2.76	2.43	0.96	2.66	2.25	3.31	2.55	2.27	3.44	0.82	0.78
En	0.48	0.22	0.44	0.11	0.49	0.54	0.37	0.27	0.36	0.54	0.49	0.27
Hy	1.58	0.78	1.36	0.71	1.66	1.74	1.12	0.96	1.28	1.72	1.42	0.88
Ilm	0.19	0.09	0.23	0.07	0.23	0.25	0.29	0.14	0.18	0.30	0.19	0.11
Q	45.40	41.17	45.04	42.99	44.94	46.76	45.21	45.04	47.57	47.58	46.81	49.85
Ab	29.64	51.64	29.66	34.60	29.24	27.09	30.86	31.60	29.27	26.21	28.58	28.03
Or	24.96	7.19	25.30	22.41	25.82	26.16	23.93	23.36	23.16	26.21	24.61	22.12

(w) Efectuados en los laboratorios del IGME

Ba= (-) menor de 40 p.p.m.

V = (-) menor de 10 p.p.m.

Ta= (-) menor de 20 p.p.m.

terminado por espectrofotometría de absorción atómica.

En primer lugar en la Tabla 18 se observa que todas las muestras de la cúpula del Palancar presentan altos contenidos en sílice, alúmina y K_2O , y bajos contenidos en los óxidos ferromagnesianos y en CaO . Esto se relaciona con la composición normativa, en la que para todas las muestras estudiadas, el componente anortita constituye menos de un 10% de la plagioclasa. El contenido de cuarzo normativo varia desde un 38,51% a 46,25% correspondiendo a una variación en el contenido en sílice de un 73,04% a 74,63% y los contenidos normativos de los minerales máficos no exceden en ningún momento del 2,6%. Este tipo de rocas, en definitiva, se pueden clasificar de acuerdo con STRECKEISEN como leucogranitos.

En cuanto a los elementos traza, los contenidos en litio de todos estos granitos son excepcionales, con una media de 342,5 ppm. No se han observado en petrografía minerales independientes de litio como amblygonita, espodumena, etc..., sin embargo a la vista de esos contenidos tan altos hay que pensar en una moscovita litiífera o algo similar, aunque no se disponga de datos particulares sobre esto. Por otra parte, los contenidos en Rb son altos, muy bajos los de Sr y Ba, normales para estos granitos los de Cu, Pb y Zn, y los contenidos en Sn y Nb son bastante altos ya que para un granito normal, según VINOGRADOV sería de 3 p.p.m.

Utilizando los diagramas de elementos mayores (Fig. 53), los datos geoquímicos obtenidos por éstos, no hacen más que corroborar la importancia de las características petrológicas en cuanto al estudio de las facies. El granito del Palancar, no cabe duda que es un granito estannífero (Fig. 53 a), ya que todas las muestras se nos agrupan en una zona pequeña interior al área de este tipo de granitos; es de tendencia sílico-potásica (Fig. 53 c), observándose una disposición de las muestras más albitizadas, cercanas al vértice $K_2O + Na_2O$ (P-4, P-2, P-8, P-11 con un Ab de 34,60; 51,64; 31,60 y 28,58 respectivamente) y en regresión las menos albitizadas. Es curioso observar además que la muestra P-4, es la que contiene 600 p.p.m. de estaño (Tabla 18). En el diagrama $SiO_2 - Na_2O - K_2O$ (Fig. 53 b) se afirma la tendencia silico-potásica del Palancar (todos son granitos moscovíticos y pegmoaplitas), excepto la muestra aislada con mayor contenido en Na_2O que corresponde a una albitita (P-2). El campo de estabilidad de las muestras de este granito se concentra en la zona de los granitos muy ricos en SiO_2 y con contenidos de K_2O/Na_2O entre 2:1 y 1:1 (Fig. 53 d), siendo la muestra más rica en estaño la que se sitúa en la línea de relación aproximada = 1.

Por otra parte en la Fig. 53 e, se aprecia que en toda la cúpula se mantiene constante el contenido medio en sílice (73,75%) en relación con la suma de óxidos ferromagnesianos $Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$, siendo las muestras más albitizadas las que tienen un con-

DIAGRAMA $\text{SiO}_2 - \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

DIAGRAMA $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$

DIAGRAMA $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{MgO}$

FIGURA 53 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DE ELEMENTOS MAYORES

FIGURA 53 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DE
ELEMENTOS MAYORES

FIGURA 54 DIAGRAMA DE CORRELACION Sn, Nb

tenido de ferromagnesianos menor que la unidad (P-4, P-2, P-8 y P-12). Se puede decir entonces, que el granito del Palancar ha evolucionado en cuanto a su contenido en Na_2O (albitización), pero la silicificación no ha jugado un papel importante, como existe por ejemplo en el Trasquilón.

Por último el granito del Palancar presenta una correlación positiva Sn/Nb (Fig. 54), lo que resulta lógico por la propia evolución de estos elementos traza en el proceso de diferenciación.

. Grado de especialización

Como ya se ha mencionado anteriormente, al hablar de la cúpula del Trasquilón, los granífoides "metalogenéticamente especializados" (TISCHENDORF, 1977) son, normalmente, producto de una cristalización magmática, la cual se expresa mediante determinados indicadores geoquímicos. Los coeficientes geoquímicos utilizados (Tabla 19) están basados en el hecho de que normalmente los granitos estanníferos presentan una serie de características muy específicas de granitos diferenciados que nos pueden ayudar a determinar un posible origen y emplazamiento de éstos y sus relaciones con la mineralización.

. El coeficiente K/Rb (STAVROV et al., 1969; TISCHENDORF, 1977), es un índice de diferenciación muy interesante, ya que normalmente en el avance de la cristalización progresiva

TABLA 19.- Coeficientes geoquímicos del granito del Palancar (Cáceres)

Nº de muestra	K/Rb ⁽¹⁾	Sr/Rb	Ng/Li ⁽²⁾	$\frac{Al^{(3)}}{(Na+K+Ca) \cdot 2}$	Na/k	$\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$	I.D.
P - 1	80.41	0.0714	6.20	1.36	0.6986	0.4386	92.47
P - 2	47.66	0.3809	9.94	1.53	4.2200	0.8251	93.54
P - 3	64.01	0.0740	2.24	1.31	0.6894	0.4354	92.75
P - 4	32.17	0.0208	2.41	1.61	0.9083	0.5039	94.20
P - 5	64.58	0.1666	1.85	1.35	0.6661	0.4269	91.93
P - 6	73.31	0.1041	1.60	1.41	0.6093	0.4053	91.71
P - 7	46.50	0.1739	2.00	1.41	0.7589	0.4591	91.66
P - 8	53.45	0.2333	1.62	1.35	0.7961	0.4710	93.20
P - 9	54.35	0.2241	1.80	1.42	0.7438	0.4541	92.58
P -10	63.44	0.1090	1.48	1.41	0.5883	0.3969	90.69
P -11	58.15	0.0701	5.57	1.54	0.6833	0.4332	92.58
P -12	33.49	0.1348	0.83	1.70	0.7453	0.4546	92.77

(1) Según STAVROV et al. (1969). TISCHENDORF (1977)

(2) Según BEUS y SITNIN (1968)

(3) Según SHAND (1950)

(4) Según TAUSON (1977)

FIGURA 55 DIAGRAMA GEOQUIMICO DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

FIGURA 55 DIAGRAMA GEOQUIMICO DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

de un granito, el coeficiente K/Rb disminuye, por lo cual las muestras de más bajo cociente serán las más diferenciadas.

En el Palancar, la muestra P-4 es la más diferenciada y además es la que tiene un contenido en Sn mayor (600 ppm), posteriormente le siguen los granitos y pegmatitas más albitizadas, para acabar con los menos evolucionados (granitos parcialmente albitizados). Por otra parte, y para confirmar esta tendencia, se ha realizado el diagrama K/Rb frente a Rb (Fig. 55 d), en la que se observa la correlación negativa de todas las muestras (excepto la P-2, que es una albitita).

En resumen, el coeficiente K/Rb no sólo se puede utilizar como un índice de diferenciación, sino que en este caso es un indicador de albitizaciones y en definitiva de mineralización. Como en el caso del Trasquilón, y en general para todas las cúpulas estudiadas, los valores tan bajos de K/Rb (menores de 100) se pueden explicar mejor por una sustitución de K por Na, que por el Rb.

Es curioso apreciar que construyendo el diagrama K_2O/Rb en función de TiO_2 (Fig. 56), la tendencia negativa del diagrama K/Rb frente a Rb, es idéntica a la positiva de la Fig. 56.

El coeficiente Mg/Li (BEUS y SITNIN, 1968) es un indicador de metales raros en granitos. Los contenidos en Li de las muestras de la cúpula del Palancar son anormalmente altos, similares a los contenidos de algunas pegmatitas litíferas con amblygonita

(c)

(d)

FIGURA 55 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

FIGURA 56 DIAGRAMA $K_2O/Rb - TiO_2$

de Cáceres (Trasquilón y Valdeflores) y en particular similares también a los de las pegmatitas con amblygonita de Las Navas situadas a 800 m. al NE de la cúpula del Palancar. Además, se puede observar partiendo del coeficiente Mg/Li , que aquellas muestras que tienen un ratio menor a 1'80 (P-12, P-10, P-6, P-8 y P-9) son precisamente las que están situadas enfrente, o mejor dicho en línea con las pegmatitas de Las Navas, lo cual parece indicar que el origen de estas últimas sea la apófisis del Palancar.

Por otra parte, el Li sustituye al K en la red de muchos minerales, por lo cual se podía pensar en una estrecha relación entre este elemento y el coeficiente Na/K que en definitiva es un factor de albitización. Observando este diagrama (Fig.57), se afirma esa influencia para la mayoría de las muestras, concluyendo que a medida que la albitización se hace más importante, disminuye el contenido en Li.

- La relación $\frac{Al}{Na + K + Ca/2}$ (SHAND, 1950) mayor que 1,1 caracteriza a las rocas peralumínicas. Las rocas del Palancar superan todas este valor, mostrando características propias de los granitoides tipo "S" según CHAPPELL y WHITE (1974).

- El coeficiente $\frac{Na_2O}{Na_2O + K_2O}$ (TAUSON, 1977) determina que todas las muestras analizadas pertenecen al cuerpo de los granitos plúmasfícos y leucogranitos con metales raros. TAUSON establece para estos granitos los siguientes contenidos en elementos traza:

Li..... 180 ppm

FIGURA 57 DIAGRAMA DE CORRELACION, FACTOR Na/K y Li

Rb..... 440 ppm

Ba..... 175 ppm

Sr..... 70 ppm

Sn..... 22 ppm

Los granitos del Palancar entonces muestran una variación de:

Li	342'5 ppm	† 190 %	(sobre los valores de TAUSON)
Rb.....	585'8 ppm	† 133 %	
Ba.....	10 ppm	- 175 %	
Sr.....	76 ppm	† 108 %	
Sn.....	121'6 ppm	† 552 %	

Por lo cual, los granitos del Palancar están más especializados que los de TAUSON.

El diagrama Q-Ab-Or (Fig. 55 a) es uno de los más representativos de la cúpula, en cuanto a su grado de diferenciación, y en él se observa claramente que todas las muestras caen dentro del campo de estabilidad de las aplitas y microgranitos s.l. Una vez más los valores más ricos en Sn (P-4, P-3, P-7) son los más cercanos al vértice de la Ab, y en general todas las muestras tienen una tendencia en su composición normativa hacia la Albita, influyendo enormemente la albitización, como proceso postmagmático (STEMPROK y SKVOR, 1974).

Por último, el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 55 b) determina el grado de especialización. En él se aprecia claramente que todas las muestras caen dentro del campo de granitos fuertemente especiali -

zados. En particular, los granitos del Palancar presentan una característica que les diferencia de otros granitos especializados del mundo (Cerdeña, Nigeria, Cornwall, etc.) y esto es un contenido extremadamente bajo en Ba.

. Cálculo de la viscosidad

Como en la cúpula del Trasquilón, el cálculo de la viscosidad ha sido realizado para aportar alguna idea sobre el emplazamiento del granito.

La viscosidad se ha calculado mediante la fórmula de SHAW, mediante un programa en BASIC en un SHARP-PC-1500, considerando las condiciones de temperatura y cristalización anteriormente reseñadas.

El valor medio calculado ha sido de $\eta = 10^{11.29}$, más alto que el del Trasquilón, pero más bajo que el calculado para los granitos de Montánchez y Linares, lo cual nos indica que seguramente el granito del Palancar se emplazó en niveles altos de la corteza, y en condiciones muy ricas en volátiles.

La viscosidad de cada muestra se refleja en la Tabla 20, observándose que las muestras que tienen una menor viscosidad son las que tienen contenidos más altos en Sn, Nb, Rb y Li, y por consiguiente las más diferenciadas. Esto supone niveles de emplazamiento más altos y fluidos residuales ricos en volátiles y elementos metalogénicos como Sn y Nb.

TABLA 20.- Coeficientes de viscosidad de las muestras del
granito de El Palancar a 680° C

Nº DE MUESTRA	VISCOSIDAD	Nº DE MUESTRA	VISCOSIDAD
P - 1	$10^{11.96}$	P - 7	$10^{11.00}$
P - 2	$10^{11.54}$	P - 8	$10^{11.63}$
P - 3	$10^{11.65}$	P - 9	$10^{11.46}$
P - 4	$10^{11.20}$	P -10	$10^{11.04}$
P - 5	$10^{11.47}$	P -11	$10^{10.65}$
P - 6	$10^{11.25}$	P -12	$10^{10.62}$

VISCOSIDAD MEDIA: $10^{11.29}$

En conclusión, de acuerdo con los datos petrológicos, geoquímicos y de viscosidad de las diversas facies de la cúpula del Palancar, se puede decir que:

- Los granitos del Palancar son normativamente peraluminicos, metalogénicamente especializados y fértiles.

- Tienen altos contenidos en SiO_2 y Al_2O_3 , y bajos en TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO y CaO .

- Presentan un enriquecimiento en ciertos elementos traza (Rb, Li, Sn y Nb) y empobrecimiento en otros (Sr y Ba).

- La composición mineral media permite clasificarlos como granitos plumasíticos y leucogranitos con metales raros.

- Están asociados a casiterita, turmalina y fosfatos de Fe y Mn.

- Presentan procesos tardimagmáticos tan importantes como la albitización y moscovitización, y procesos hidrotermales de alta temperatura como turmalinización y fosfatación.

Por otra parte, se ha comprobado que el boro y el litio tienen un efecto similar al F en los fundidos graníticos (CHORLTON and MARTIN, 1978), ya que pueden hacer rebajar su temperatura de solidificación hasta casi los 600°C a 1kbar (por, ejemplo el F) y mantenerse en estado fluido bastante tiempo, antes de solidificar.

En El Palancar, datos petrográficos nos aportan que el contenido en B debe ser bastante alto, debido a la presencia de turmalina.

FIGURA 58

Comparación del contenido medio de elementos mayores entre un granito (línea central), un granito estannífero (TAYLOR, 1979) y el granito de EL PALANCAR

na en cantidades extraordinarias para un granito, y por los análisis químicos, tenemos que estas rocas presentan un contenido en Li anormalmente grande. Esto ha podido dar lugar a que el granito del Palancar haya permanecido en condiciones de fluidez bastante tiempo, en el cual han podido evolucionar los procesos tardimagmáticos de albitización, moscovitización e incluso los procesos hidrotermales de fosfación con creación de fosfatos como grafitonita triplita y dahllita, dando lugar a lo que se podría llamar un granito "hidrotermalizado".

Los fluidos residuales de todos estos procesos son los que presumiblemente pudieran inyectarse en fracturas N 30° E (diques intragraníticos en la cúpula) y conformar el yacimiento de Las Navas.

Finalmente, se ha realizado un estudio comparativo de elementos mayores entre un granito estannífero medio, un granito normal y el granito del Palancar (Fig. 58), confirmandose todas las características mencionadas anteriormente y definiendo una vez más que el granito del Palancar es un granito estannífero.

V.2.3. - Mineralizaciones asociadas a la cúpula

Aunque asociada a esta cúpula no se conoce ninguna mineralización de importancia, existen referencias sobre minería antigua del área, que pueden tener una estrecha relación con las facies graníticas de la apófisis del Palancar.

Según los datos de campo y la bibliografía consultada, las labores existentes en el área son las siguientes:

- Los tres amigos - Monsi II
- Grupo San Pedro
- El Palancar
- Las Navas

En todos ellos se ha detectado o beneficiado en alguna ocasión casiterita, y excepto Las Navas, desde hace varios años han cesado las labores de explotación.

El indicio minero de Los tres amigos - Monsi II se localiza en el apéndice granítico que se extiende al NO de la apófisis del Palancar. (Fig. 52). Este apéndice está constituido por rocas graníticas de las facies 3 y 4 mencionadas anteriormente, o sea por aplitas, pegmoaplitas albitizadas y albititas. En este área se localizan pequeñas labores superficiales en un campo filoniano representado por dos sistemas. El primer sistema lo constituyen 8 filones de direcciones comprendidas entre $N 25^{\circ}E$ - $N 40^{\circ}E$, con buzamientos al Este de 70° - 75° y potencias que oscilan entre 0,10 - 0,60 m., existiendo uno que alcanza 1,10 m. La corrida se puede estimar en 60-70 m. y la separación entre ellos varía desde 1,50 a 5 m. El segundo sistema está compuesto por filones de menor potencia (2 a 8 cm.), de dirección $N 160^{\circ}E$ y buzamiento subvertical.

Aunque según la documentación consultada, en ninguno de los filones se ha detectado casiterita, se recogió una muestra para este estudio, en uno de los filones, estando constituida por cristales prismáticos cortos de casiterita y cuarzo. De cualquier manera, se tienen datos para afirmar que los antiguos explotadores enfocaron sus trabajos de extracción hacia las rocas graníticas encajantes de los filones, bastante fáciles de explotar debido a la caolinización muy grande a la que están sometidos.

La importancia mineralizadora del granito lo demuestran dos análisis, uno que realizó el IGME en 1977 de una muestra obtenida en una pequeña roza excavada en el frente de explotación de mayor magnitud, que al parecer se prolongó a modo de pequeño socavón hoy inac-cesible. Dicha muestra dio como resultado 1.300 p.p.m. de Sn., y otra muestra obtenida para esta Tesis que ha dado 600 p.p.m. de Sn. (Ver Tabla 18, muestra P-9).

Por tanto, y sin descartar la posibilidad de existencia de mineralización muy puntual en los filones de cuarzo, la casiterita se encuentra asociada a esta facies granítica principalmente, como diseminación, con mayor concentración hacia los hastiales o salbandas de los filomes de cuarzo.

El Grupo de San Pedro está constituido por una serie de trabajos antiguos asociados a los depósitos de aluvión que confor-man los cauces de los arroyos que discurren por la zona y a la explo

tación de un sistema filoniano. En estos aluviones aparecen cantos cuarcíticos, pizarrosos y bolos graníticos, teniendo un espesor aproximado de unos 1,5 m. Según los planes de labores existentes en la Delegación del Ministerio de Industria - Sección de Minas de Cáceres, la Explotación se llevaba a cabo en un manto aluvionar de 1 m. de espesor, que contenía una ley en casiterita del 0,08%, siendo la composición mineralógica del todo uno del 0,03 % de SnO_2 ; 5% de hematites y el resto de cuarzo.

Otro tipo de explotación realizada en el Grupo San Pedro, fue la de un sistema de filones paralelos, contiguos o espaciados entre sí, verticales, de dirección aproximada N-S y que atraviesan el granito. Estos filones, próximos al convento del Palancar, tienen poca potencia y se componen principalmente de cuarzo lechoso, con salbandas micáceas que a veces contienen casiterita. Una muestra recogida por el IGME, en una escombrera dio como resultado 11.700 p.p.m. de Sn.

El indicio del Palancar se encuentra situado junto al anterior y es muy semejante en cuanto a la explotación únicamente de aluviones. En esta concesión, los trabajos se localizan a lo largo del arroyo de la Ribera, no habiéndose encontrado ninguna labor fuera de dichos cauces. Este arroyo encaja en la facies granítica central de la cúpula del Palancar, o sea una de las facies más caolinizada y albiliada. La naturaleza del aluvión es idéntica a los de San Pedro, sien-

do sus componentes principales cantos de cuarzo, granito y cuarcita, observándose turmalina en las escombreras. El espesor del aluvión es de unos 0,50 m. y según datos de los planes de labores, presentaba una ley media en casiterita del 0,1%.

La mina de Las Navas, situada 1,5 Km. al NE de la cúpula del Palancar, es la única pegmatita estannífera explotada actualmente en Cáceres. Se trata de un conjunto de cuerpos pegmatíticos (siete reconocidos), de dirección aproximada N-20°E en los límites de la concesión y N 30°E en el centro aunque hacia el NE tienen direcciones N 50° = 60°E debido posiblemente a la dislocación ocasionada por un sistema de fracturas. Los buzamientos oscilan entre 30° y 70° al O, si bien los más frecuentes son 40°-45°O. (Fig. 59). Las potencias, así mismo, son también muy variables, oscilando entre 5 m y 10 cm. Además de los pegmatíticos, en el área afloran diques aplíticos de dirección N-S y verticales, así como otros de cuarzo de segregación N 100°-120°E.

Un rasgo sobresaliente de este yacimiento es la presencia de diques de diabasas de edad anterior a los cuerpos pegmatíticos, ya que son cortados por éstos. La dirección de estos diques es de N 70°E y buzan 60° al S.

Los filones de pegmatita, se inyectaron probablemente en la zona aprovechando un sistema de fracturas NNE-SSW, así como los filones de aplita aprovecharon otro sistema de fracturas de direc

PEGMATITAS ESTANNÍFERAS

SECCION DEL YACIMIENTO DE LAS NAVAS, PUERTO DE LOS CASTAÑOS
(CACERES). Según GUMIEL (1984).

FIGURA 59

ción N-S. En la zona de explotación actual se observa un desplazamiento de los filones pegmatíticos. Este desplazamiento pudiera ser debido a una falla que levantara el bloque N con respecto al S.

La mineralización se presenta en diques pegmatíticos de diversas morfologías: filoniana, lenticular y masas irregulares. Estas pegmatitas están compuestas por: cuarzo, plagioclasa, moscovita, lepidolita y cantidades menores de apatito, espodumena, topacio, leucoxeno, biotita, circón, berilo, y como minerales de interés económico casiterita y columbo-tantalita. Las pegmatitas muestran en mayor o menor grado greisenización.

Estos diques tienen direcciones medias N 30° E y buzan entre 40° 60° al O, las potencias oscilan entre el decímetro y varios metros; y los contenidos medios obtenidos sobre 65 muestras (comunicación personal) son 673 g/t de Sn, 85 g/t de Ta y 558 g/t de Li (equivalentes a 1197 g/t de Li_2O).

0.05 mm

13

14

Foto 13.- Albitización de un microclino en un granito moscovítico.L.
Transm. N.C.

Foto 14.- Dahllita con textura radiada en un granito moscovítico.L.
Transm. N.P.

0.05 mm

15

16

Foto 15.— Graffonita de aspecto prismático en contacto con un cristal de turmalina. L. Transm. N.P.

Foto 16.— Idem que Foto 15. L. Transm. N.C.

0.05mm

17

18

Foto 17..- Graftonita sustituyendo a feldespato potásico (microclino) a favor de una fractura. L. Transm.N.C.

Foto 18..- Sustitución de arsenopirita por escorodita en un granito moscovítico. L. Transm.N.P.

V.3.- LA CUPULA DE ACEBO

V.3.1.- El marco geológico

La cúpula granítica de Acebo está situada a 109 Km. de Cáceres capital, en la Hoja núm. 573 del M.T.N. a escala 1:50.000. El acceso se efectúa tomando la carretera Comarcal 526 de Coria a Ciudad Rodrigo y desviándose a 35 Km de Coria hacia la localidad de Acebo.

La citada apófisis granítica tiene forma aproximadamente subcircular, de unos 600 m. de diámetro. Geológicamente se localiza cercana al borde Este del Batolito de Hoyos, en el paralelo de Acebo, intruyendo en el Complejo Esquisto-Grauváquico (Fig. 60).

V.3.1.1.- Serie metamórfica encajante

En esta área, la formación conocida como "Complejo Esquisto-Grauváquico", definida por primera vez en las Beiras Portuguesas por CARRINGTON DA COSTA en 1950, se presenta como una serie monótona esquistosa. Es muy rara la presencia de términos puramente grauváquicos y ocasionalmente se pueden observar facies forma

Escala 1 / 200.000

FIGURA 60 MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA
SEGUN L. C. GARCIA FIGUEROLA (1.970).

LEYENDA

CUATERNARIO		Q ₁ TERRAZAS, PIEDEMONTE, etc.....
		Q ₂ INDIFERENCIADO
TERCIARIO		M ₃₋₄ MARGAS, ARCILLAS Y ARCOSAS
CAMBRICO		CA _p PIZARRAS Y GRAUVACAS
		CA _{xc} CORNUBIANITAS
		γ _{bm} GRANITO BIOTITICO-MOSCOVITICO
		pγ _{bm} GRANITO PORFIDICO BIOTITICO-MOSCOVITICO
		CONTACTO ENTRE FORMACIONES
		FRACTURAS O FALLAS
		LIMITE PROVINCIAL
		CARRETERAS PRINCIPALES
		AREA CARTOGRAFIADA A ESCALA 1 / 10.000

das por alternancias más o menos lutíticas, con una estratificación muy neta. Aunque raros, cuando se presentan bancos más nítidamente grauváquicos, se identifican al microscopio por la presencia de microclastos de cuarzo y plagioclasa. Los de cuarzo son siempre alargados y los de plagioclasa de un tamaño aproximado de 200 μ , se rodean de agregados formados por pequeños cristales de moscovita.

Hay que resaltar el hecho de que en unos sondeos realizados por el IGME en la zona se observaron estratificaciones cruzadas, hecho éste que apoya la hipótesis de HERRANZ et al (1977). Estos sugieren que la formación se originó en un medio de deposición de tipo turbidítico con potencias superiores a los 1.000 m.

La esquistosidad principal es hercínica y se muestra muy penetrativa en esta formación, coincidiendo casi con la estratificación. Además, la intrusión del batolito de Hoyos, cuyo borde E es subparalelo al plegamiento de la formación precámbrica (NO-SE), ha provocado en ésta un metamorfismo de contacto que afecta a una aureola de 1-4 Km. de ancho alrededor de todo el batolito. Esta aureola se compone en su mayor parte de pizarras mosqueadas (andalucíticas) y más raramente de corneanas propiamente dichas. Al microscopio, la textura mosqueada se desarrolla por el crecimiento de agregados de bordes difusos que con mucha frecuencia están orientados oblicuamente a la esquistosidad.

Toda la formación está afectada por un metamorfismo re

gional de grado medio-bajo, correspondiente a la facies de los esquistos verdes.

V.3.1.2.- El batolito de Hoyos

El batolito de Hoyos o Jálama, al que pertenece la apófisis de Acebo, ha sido estudiado en varias ocasiones por SAAVEDRA y PELLITERO (1973, 1975, 1977) desde los puntos de vista petrológico, mineralógico y geoquímico, relacionando estos caracteres con las mineralizaciones filonianas peribatolíticas de Sn-W-U y más ocasionalmente de Pb-Zn.

Este batolito, que encaja en un anticlinorio del Complejo Esquisto-Grauváquico, tiene una morfología ovalada, con unas dimensiones aproximadas de 20-60 Km x 10-30 Km. Según esos autores, petrológicamente, se trata de un plutón zonado, con una facies central formada por términos granodioríticos y una facies de borde en la que predominan los granitos de dos micas. Además una característica esencial del batolito es la presencia de un leucogranito, rico en turmalina, que es muy similar a determinadas facies de otras cúpulas de la zona Centro-Ibérica estudiadas en este trabajo.

La mineralogía es muy similar en todas las facies, constituyéndose de cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa), feldespato potásico, moscovita y biotita, turmalina y clorita son abundantes. Es

de resaltar el hecho de la abundancia de topacio, por otra parte lógico ya que la roca contiene un 0,25% de F. Los accesorios más comunes son: rutilo, circón, apatito y opacos. Más rara es la presencia a veces de cordierita, anfíboles y andalucita. Por último existen fenómenos postmagmáticos muy importantes de microclinización y albitización, en relación con los cuales aparecen las mineralizaciones de Sn-W.

En resumen se han distinguido las facies siguientes:

1.- Granodioritas y granitos calcoalcalinos biotítico-moscovíticos, de grano medio a grueso, porfídicos. Constituye la facies central del batolito.

2.- Granitos moscovítico-biotíticos, a veces porfídicos de grano grueso a muy grueso. Constituye la facies granítica de borde en Acebo, Jálama, etc..

3.- Granitos biotítico-moscovíticos, turmalínicos, generalmente porfídicos de grano grueso a muy grueso. Constituye la facies granítica de borde en la zona de Perales del Puerto y alrededores.

4.- Leucogranitos turmalínicos. Forman pequeñas apófisis satélites al borde del batolito de Hoyos.

Microscópicamente, en el batolito de Hoyos se distinguen cuatro tipos de rocas de composición química no muy diferente entre sí. Petrográficamente se pueden agrupar en dos grupos: leucogranitos

moscovíticos (facies 4 y 5) y granitos de dos micas (facies 1, 2 y 3).

Los leucogranitos tienen textura heterogranular, alotriomorfa, y como componentes principales tienen cuarzo, albita, microclina y moscovita. Los accesorios más comunes son: turmalina, apatito y opacos. El cuarzo se encuentra en agregados de cristales de grano fino recrystalizados. La albita tiene forma tabular o carácter xenomorfo y presenta maclas de albita-Carlsbad frecuentemente con disposición en damero. La moscovita se agrupa en agregados heterométricos o en haces radiales.

Dentro de esta descripción global, existen variantes con textura porfídica en los que los fenocristales son de microclina y rocas aplíticas que suelen enriquecerse en turmalina, a la par que se empobrecen en feldespato potásico, pudiendo éste llegar a estar ausente.

Los granitos de dos micas están formados por cuarzo, oligoclasa ácida, microclina, moscovita y biotita, a los que acompañan proporciones accesorias de apatito, circón, opacos y algunas veces turmalina. El cuarzo, suele presentarse en granos individuales de bordes poligonales indentados y afectados por moderada extinción ondulante. La plagioclasa está en forma de cristales hipidiomorfos o xenomorfos, maclada según albita-Carlsbad, con sericitizaciones según los planos reticulares y en algunos casos débilmente zonada.

La evolución del batolito de Hoyos, según SAAVEDRA y PELLITERO, comenzaría con la presencia de un magma en el que a

unos 700° C de temperatura y a más de 4-5 kilobares de presión mínima comienzan a cristalizar los minerales esenciales. El magma saturado en agua, asciende y durante el ascenso la cristalización mineral continúa y el agua va siendo liberada a medida que la presión confinante decrece, lo que provoca una fase deutérica general en todo el macizo intrusivo (el F en grandes cantidades colaboraría en gran manera a este proceso). El emplazamiento se produciría a niveles relativamente superficiales, y una primera microclinización se desarrollaría a una presión máxima de 2 kilobares. Aparecerían, básicamente, dos tendencias caracterizadas geoquímicamente: la primera, silico-potásica, afecta a los términos más ricos en calcio y ferromagnesianos, la segunda, sílico-sódica, se manifiesta en los términos más evolucionados por una albitización de feldespatos y una moscovitización de biotita y feldespatos, que se inicia al final de la microclinización.

En líneas generales, la granodiorita central se habría emplazado a mayor profundidad que los granitos periféricos, debido a su mayor viscosidad. Los procesos deutéricos se han tenido que intensificar en estos últimos, ya que debido a su menor viscosidad ascendieron más, concentrándose en ellos la fase fluída y las mineralizaciones acompañantes. Esta interpretación está de acuerdo con la mayor anchura de afloramiento del granito periférico a medida que se sube de cota hacia el norte del área, y con su desaparición a la altura del paralelo de Hoyos; también con el carácter intrusivo subanular de di-

cho granito a la altura de Perales del Puerto, que deja entre él y la facies granodiorítica central una cuña de pizarras encajantes.

V.3.2.- La cúpula granítica

V.3.2.1.- Caracteres petrográficos

Como se ha dicho anteriormente, se trata de un asomo granítico de forma subcircular, de unos 600 m. de diámetro aproximadamente (Fig. 61).

Las facies graníticas que constituyen la apófisis son las siguientes:

- Granitos de dos micas, de grano medio, afectados por fenómenos postmagmáticos de microclinización, albitización y moscovitización. Afloran en la zona S. de la apófisis.

- Granitos moscovíticos de grano fino a medio, con microclinización más acusada, albitización y moscovitización total. Constituyen la mayor parte de la cúpula. En el tercio E, estos granitos se encuentran caolinizados, aunque esta caolinización tiene un carácter superficial. Las mineralizaciones de W se encuentran asociadas a estas facies caolinizadas.

Los granitos de dos micas son rocas equigranulares de grano medio, fractura irregular, textura hipidiomórfica y color grisá-

ceo. Constituyen el grupo menos evolucionado de la apófisis, aunque está afectado por fenómenos postmagmáticos importantes. Están constituidos por cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa), feldespato potásico (microclina), moscovita y biotita, como componentes principales, clorita como mineral secundario procedente de biotita y como accesorios apatito, circón, carbonatos, sillimanita, opacos y ¿dumortierita?.

El cuarzo es alotriomorfo, con extinción ondulatoria acusada, existiendo una silicificación posterior, que afecta a las plagioclasas, moscovitas y feldespato potásico. La microclina, que a menudo presenta maclas en reja o parrilla, deriva en gran parte de la plagioclasa, ya que estos granitos están fuertemente microclinizados (Fotos 19, 20 y 21).

Las plagioclasas, de composición albita-oligoclasa, se presentan en dos formas características. En una de ellas, la plagioclasa de carácter primario se está transformando en microclina, debido al fenómeno postmagmático de la microclinización (Fotos 19, 20 y 21). En la otra se observa una plagioclasa que en su composición mayoritaria se trata de albita, formando cristales maclados polisintéticos muy pequeños rellenoando fisuras y otras mas grandes, atacando nuevas mi microclinas, lo cual induce a pensar en una albitización de carácter tardío (Foto 22).

La moscovita, en su mayor parte procede de antiguas biotitas y de una intensa alteración de las plagioclasas y el feldespato

potásico, lo cual nos indica que todos estos granitos han sufrido un proceso de moscovitización importante. Las biotitas aparecen también frecuentemente cloritizadas con desarrollo de agujas de rutilo (sagenita). Presentan inclusiones de circones con halos pleocroicos y en ocasiones de grandes apatitos.

Se observa la presencia de carbonatos dentro de las fracturas y grietecillas de biotitas y otros minerales (Foto 23).

Los granitos moscovíticos ocupan la mayor extensión dentro de la cúpula y son los más importantes desde el punto de vista de las mineralizaciones de W, ya que son los que presentan los fenómenos postmagmáticos de microclinización y moscovitización más acusados. Por ello, es en las facies caolinizadas de estos granitos en los que se presentan dichas mineralizaciones wolframíferas.

En general, se trata de rocas equigranulares de grano fino a medio, textura granuda hipidiomórfica, color grisáceo blanquecino y fractura irregular. Como componentes principales aparecen: cuarzo, plagioclasa (Albita), feldespato potásico (microclina) y moscovita. Minerales secundarios son clorita y moscovita y como minerales accesorios aparecen: apatito, circón, biotita, carbonatos y opacos.

Al igual que en los granitos de dos micas, la microclina que suele presentar maclas en reja o parrilla (sobre todo la formada a expensas de la albita) (Foto 24), procede en su mayor parte de la

albita, o sea, existe una microclinización más intensa que en los granitos de dos micas. Se sabe que este fenómeno postmagmático está estrechamente relacionado con las mineralizaciones de W, así como la albitización lo está con las de Sn.

A veces, también se observa una albitización tardía, formada por pequeños cristales de albita que están rellenando huecos o fisuras, o que se forman a expensas de nuevas microclinas. Incluso en una de las muestras, se observó una fisura rellenada posteriormente por grandes cristales de feldespato potásico en un borde y en el otro cuarzos recristalizados y cataclizados con texturas en mosaico y cristales muy deformados de albita. La moscovitización es prácticamente total, afectando a antiguas biotitas (de las cuales sólo quedan restos), y a los feldespatos.

En estos granitos es evidente el incremento de apatito y opacos con respecto a los granitos de dos micas, con la característica de que los granos de apatito tienen un tamaño superior al que suele presentar normalmente.

V.3.2.2.- Caracteres geoquímicos

Como en las demás cúpulas, el estudio geoquímico se ha realizado, basándose en el análisis de cuatro muestras (debido a su pequeña magnitud) pertenecientes a un sondeo realizado por el IGME en la cúpula a diferentes profundidades, y correspondientes a las dos fa-

cies dominantes que constituyen la apófisis. Los elementos mayores y los elementos traza son los mismos que se analizaron en El Trasquilón y en El Palancar (Tabla 21).

Los análisis se han realizado mediante fluorescencia de Rayos X sobre muestras con un peso medio de 5 Kg. El Ta estaba por debajo del límite de detección del instrumento y el Li se ha determinado por espectrofotometría de absorción atómica.

En la Tabla 21 se puede observar que todas las muestras de la cúpula de Acebo presentan altos contenidos en sílice, alúmina, muy altos en K_2O , y bajos contenidos en los óxidos ferromagnesianos y en CaO . Refiriéndose a su composición normativa el componente anortita constituye del orden de un 14% de la plagioclasa, y el cuarzo normativo varía desde un 36,93% a un 40,61%, correspondiendo a una variación en el contenido en sílice de un 72,40% a un 73,93%. Así mismo, los contenidos normativos de los minerales máficos no exceden de un 4%.

En cuanto a los elementos traza, al igual que en el Palancar, los contenidos en litio de este granito son excepcionales, con una media de 355 ppm., y una desviación típica bastante más baja que en la cúpula del Palancar ya que en esta última parece existir una cierta concentración del Li en una facies al E de la apófisis. Tampoco en la petrografía de Acebo, se han encontrado minerales independientes de litio, pero si se ha observado que existe un mayor contenido de es

TABLA 21.- Análisis químicos (*) y normas CIPW de la cúpula granítica de Acebo (Cáceres)

MUESTRAS	AC-1	AC-2	AC-3	AC-4
SiO ₂ en %	73.01	73.93	73.05	72.40
Al ₂ O ₃	15.26	14.68	14.70	15.01
Fe ₂ O ₃	1.953	1.428	1.769	1.974
MnO	0.031	0.037	0.035	0.053
MgO	0.310	0.230	0.277	0.323
CaO	0.689	0.710	0.719	0.785
Na ₂ O	2.355	2.573	2.866	2.723
K ₂ O	5.112	5.119	5.213	5.181
TiO ₂	0.311	0.224	0.245	0.255
p.p.c.	1.00	1.08	0.99	1.10
Rb en p.p.m.	600	630	580	710
Sr	70	30	50	50
Ba	220	70	140	140
Li	420	300	420	280
Cu	10	20	10	10
Pb	60	30	50	40
Zn	120	50	140	120
Sn	40	30	30	60
W	-	-	ind.	-
Nb	30	30	30	40
Ta	-	-	-	-
Q	40.61	40.49	36.93	36.99
Co	3.00	2.35	1.98	2.29
Or	28.88	28.83	29.41	29.33
Ab	20.21	22.02	24.57	23.43
An	3.27	3.36	3.41	3.73
En	1.02	0.76	0.91	1.07
Hy	2.49	1.82	2.38	2.74
lIm	0.52	0.37	0.41	0.43
Q	45.27	44.33	40.62	41.21
Ab	22.53	24.11	27.03	26.11
Or	32.20	31.56	32.35	32.68

(*) Efectuados en los laboratorios del IGME Ba=(-) menor de 40 ppm
W =(-) menor de 10 ppm
a=(-) m

te elemento en las facies de granitos de dos micas (AC-1 y AC-3) y menos en los exclusivamente moscovíticos (AC-2 y AC-4), por lo cual hay que pensar que la mayor cantidad de litio se encontrará en la biotita y en el feldespato potásico y no se llegó a producir una salida de Li de la biotita, por lo menos en gran cantidad. Por otra parte, los contenidos en Rubidio son muy altos (media de 630 p.p.m.) posiblemente debido al gran contenido en K_2O (5,156% de media); muy bajos los de estroncio; normales para estos granitos los de Ba, Cu y Pb, un poco elevados los de Zn y bastante altos los de Sn y Nb.

En el granito de Acebo, como en todas las cúpulas estuddiadas, los datos geoquímicos de elementos mayores y elementos traza afirman y caracterizan aún más la petrología de las facies y sus relaciones con las posibles mineralizaciones.

En el diagrama $SiO_2 - CaO + MgO + FeO - Na_2O + K_2O + Al_2O_3$ (Fig. 62 a) se observa que todas las muestras caen dentro del campo de estabilidad de los granitos estanníferos; tiene una tendencia silico-potásica muy marcada (Fig. 62 b), afirmándose esta tendencia en el diagrama $Fe_2O_3 - K_2O + Na_2O - MgO$ (Fig. 62 c) en el que aparecen las muestras siguiendo una línea recta, siendo las más cercanas al vértice $K_2O + Na_2O$ las más microclinizadas (AC-2 y AC-3) y las más alejadas AC-4 y AC-1 las que presentan una incipiente albitización y que a su vez son las más estanníferas (60 y 40 p.p.m.). Los granitos de la cúpula de Acebo son muy ricos en SiO_2 y presentan una

DIAGRAMA $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}$

DIAGRAMA $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{MgO}$

FIGURA 62 DIAGRAMA GEOQUIMICO DE ELEMENTOS MAYORES

relación K_2O/Na_2O próxima a 2:1, o sea un contenido en K_2O muy alto, prueba de que el proceso postmagmático más importante en toda la cúpula es el de la microclinización (Fig. 62d). Asimismo, en el diagrama $SiO_2 - Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ (Fig. 62e) se observa una tendencia ligeramente negativa para las muestras, normal en el proceso magmático de cristalización fraccionada que rige este tipo de rocas.

Por último, el granito de Acebo presenta una correlación positiva Sn/Nb (Fig. 63) como ocurre en todas las demás cúpulas.

Grado de especialización

En esta cúpula se han utilizado los mismos coeficientes geoquímicos (Tabla 22) que en El Tráquilón y El Palancar, para intentar establecer una misma línea de estudio, en todos estos granitos diferenciados "metalogénicamente fértiles" (TISCHENDORF, 1977).

El coeficiente K/Rb (STAVROV et al., 1969, TISCHENDORF, 1977), como índice de diferenciación, es de los más interesantes, sobre todo en este granito que está regido por el proceso de microclinización. Así, la muestra con un coeficiente menor (AC-4, $K/Rb = 60,57$) es la muestra más diferenciada seguida de la AC-2 con un $K/Rb = 67,45$. Estas dos muestras pertenecen a la misma facies de granitos moscovíticos microclinizados, y en especial la AC-4 es la que presenta albitización incipiente. Las otras dos granitos de dos micas (AC-1 y AC-3) tienen coeficientes de 70,72 y 74,61 respectivamente.

FIGURA 62 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DE
ELEMENTOS MAYORES

FIGURA 63 DIAGRAMA DE CORRELACION Sn, Nb

TABLA 22.- Coeficientes geoquímicos del granito de Acebo (Cáceres)

Nº de muestra	K/Rb ⁽¹⁾	Sr/Rb	Mg/Li ⁽²⁾	$\frac{Al^{(3)}}{(Na+K+Ca)} \cdot \frac{1}{2}$	Na/K	$\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$	I.D.
AC-1	70.72	0.1166	4.45	1.29	0.4118	0.3153	89.70
AC-2	67.45	0.0476	4.62	1.21	0.4493	0.3345	91.34
AC-3	74.61	0.0862	3.97	1.15	0.4914	0.3547	90.91
AC-4	60.57	0.0704	6.95	1.20	0.4698	0.3445	89.75

(1) Según STAVROV et al. (1969). TISCHENDORF (1977)

(2) Según BEUS y SITNIN (1968)

(3) Según SHAND (1950)

(4) Según TAUSON (1977)

te, cumpliéndose otra vez la característica de que la AC-1 es la única que presenta albitización, y es la más moscovítica.

Así mismo, la muestra AC-4 es la que tiene 60 p.p.m. de Sn, correspondiendo a la más diferenciada, y la que tiene indicios de W es la menos diferenciada, y la más microclinizada.

Una vez más llegamos a relacionar los procesos geoquímicos, con las mineralizaciones. En esta cúpula se observa nítidamente, una relación clara entre proceso postmagmático de albitización con contenidos altos en Sn y Nb, y proceso postmagmático de microclinización con presencia de W y mineralizaciones de este último elemento.

Todo lo dicho anteriormente, se afirma en el diagrama K/Rb-Rb (Fig. 64 d), en el que se observa una tendencia clara negativa entre el coeficiente geoquímico y el elemento Rb. Esta tendencia de especialización y diferenciación, también lo es de mineralizaciones de Sn. Como en todas las cúpulas estudiadas, los valores de K/Rb siguen siendo menores de 100, o sea existe una sustitución de K por Na pero en el caso de Acebo, como se refleja en los coeficientes, esta sustitución es pequeña, pues son los valores más altos de todas las cúpulas.

. El coeficiente Mg/Li (BEUS y SITNIN, 1968) indica la posibilidad de yacimientos de metales raros en granitos. Los contenidos en litio de las muestras de Acebo son anormalmente altos (Ta

DIAGRAMA Q - Ab - Or

DIAGRAMA Rb - Ba - Sr

FIGURA 64 DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS DEL GRADO DE ESPECIALIZACIÓN

FIGURA 64 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

bla 21), observándose un menor coeficiente en los granitos de dos micas y mayor en los moscovíticos. Como se decía al principio de este capítulo es probable que el litio se concentre todavía en la biotita y no se hayan producido fluidos residuales ricos en lo que se hayan inyectado (no se conocen en la zona pegmatitas litíferas).

Debido a que el Li sustituye al K en la red de muchos minerales, se han efectuado los diagramas K/Rb - Li (Fig. 65) y K/Rb-Mg/Li (Fig. 66) en las cuales se puede apreciar que a medida que existe un mayor contenido de K frente al Rb, existe un mayor contenido de Li, seguramente por la sustitución de Li por K, mejor que Rb por K. La sustitución de Na por K (albitización) no juega en Acebo ningún papel de importancia.

. La relación $\frac{Al}{Na + K + Ca/2}$ (SHAND, 1950) en todos los casos es mayor que 1,1, luego todas las muestras son peraluminicas, y están dentro de los granitoides tipo "S" según CHAPPELL y WHITE (1974).

. El coeficiente $\frac{Na_2O}{Na_2O + K_2O}$ (TAUSON, 1977) es muy bajo, debido a que prácticamente no existe albitización, y la importancia del K_2O frente al Na_2O es muy grande.

Aunque los granitos de Acebo tienen todas las características relativas a los elementos traza, que les corresponden a los granitos plúmasfícos y leucogranitos con metales raros, no así tienen el coeficiente $Na_2O/Na_2O + K_2O$ que les pertenece.

FIGURA 64 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

bla 21), observándose un menor coeficiente en los granitos de dos micas y mayor en los moscovíticos. Como se decía al principio de este capítulo es probable que el litio se concentre todavía en la biotita y no se hayan producido fluidos residuales ricos en lo que se hayan inyectado (no se conocen en la zona pegmatitas litiníferas).

Debido a que el Li sustituye al K en la red de muchos minerales, se han efectuado los diagramas K/Rb - Li (Fig. 65) y K/Rb-Mg/Li (Fig. 66) en las cuales se puede apreciar que a medida que existe un mayor contenido de K frente al Rb, existe un mayor contenido de Li, seguramente por la sustitución de Li por K, mejor que Rb por K. La sustitución de Na por K (albitización) no juega en Acebo ningún papel de importancia.

. La relación $\frac{Al}{Na + K + Ca/2}$ (SHAND, 1950) en todos los casos es mayor que 1,1, luego todas las muestras son peraluminicas, y están dentro de los granitoides tipo "S" según CHAPPELL y WHITE (1974).

. El coeficiente $\frac{Na_2O}{Na_2O + K_2O}$ (TAUSON, 1977) es muy bajo, debido a que prácticamente no existe albitización, y la importancia del K_2O frente al Na_2O es muy grande.

Aunque los granitos de Acebo tienen todas las características relativas a los elementos traza, que les corresponden a los granitos plumasíticos y leucogranitos con metales raros, no así tienen el coeficiente $Na_2O/Na_2O + K_2O$ que les pertenece.

FIGURA 65 DIAGRAMA K/Rb-Li

FIGURA 66 DIAGRAMA K/Rb - Mg/Li

El diagrama Q-Ab-Or (Fig. 64 a), como diagrama del grado de especialización, refleja que el campo de estabilidad de los granitos de Acebo es el de los granitos s.l. con una tendencia ligera hacia el vértice de la albitización y una tendencia más fuerte hacia la feldespatización o microclinización.

Las muestras están alineadas de forma AC-3, AC-4, AC-2 y AC-1 según su coeficiente Na/K (Tabla 22). Las muestras de mayor a menor coeficiente son respectivamente AC-3, AC-4, AC-2 y AC-1.

Por último, el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 64 b) determina el grado de especialización. En él se aprecia claramente que todas las muestras caen dentro del campo de los granitos fuertemente especializados.

. Cálculo de la viscosidad

Al igual que en las otras cúpulas, el cálculo de la viscosidad se ha realizado para comprobar, si este granito se ha emplazado a niveles relativamente altos de la corteza y en un ambiente rico en volátiles.

Como se señaló en la cúpula del Trasquilón, la viscosidad se ha calculado mediante la fórmula de SHAW, mediante un programa en BASIC en un SHARP-PC-1500. Además se han tenido en cuenta todas las condiciones de temperatura y cristalización expuestas en

la cúpula del Trasquilón.

El valor medio calculado ha sido de $\eta = 10^{11,43}$, valor alto comparado con las otras cúpulas, lo cual es lógico si se observa que el proceso de microclinización se realiza en ambientes más profundos que el de albitización.

Es importante apreciar que la muestra con viscosidad más baja ha sido la AC-4, correspondiente a un granito moscovítico microclinizado con albitización incipiente y el más estannífero, la muestra con indicios de wolframio le sigue en valor de viscosidad.

Muestra	AC-1	Viscosidad	$\eta = 10^{11,55}$
Muestra	AC-2	Viscosidad	$\eta = 10^{11,56}$
Muestra	AC-3	Viscosidad	$\eta = 10^{11,42}$
Muestra	AC-4	Viscosidad	$\eta = 10^{11,20}$

En conclusión, y de acuerdo con los datos petrológicos, geoquímicos y de viscosidad de las facies de la cúpula de Acebo, se puede decir que:

- Los granitos de Acebo son normativamente peraluminícos, metalogénicamente especializados y fértiles.
- Tienen altos contenidos en SiO_2 , K_2O y Al_2O_3 , bajos en TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO y CaO y normales en Na_2O .
- Presentan un enriquecimiento en ciertos elementos

traza (Rb, Li, Sn y Nb) y empobrecimiento en Sr, con contenidos casi normales de Ba.

- Están asociados a mineralizaciones de W.
- Presentan procesos tardimagmáticos de microclinización y albitización.
- Se han emplazado a niveles relativamente altos de la corteza ($\eta = 10^{11,43}$) pero no ha tenido lugar una diferenciación petrológica ni geoquímica importante. Datos que confirman esto son: un contenido en Ba alto de un granito normal, facies petrográficas de tipo adamellitas, proceso de microclinización importante, contenido en K_2O muy alto y de Na_2O normal. Todas estas características sin embargo, son las que acompañan a las mineralizaciones exclusivamente wolframíferas como ocurre en la cúpula de Acebo.

Finalmente, examinando comparativamente los elementos mayores del granito de Acebo, un granito estannífero medio y un granito normal, nos encontramos con las siguientes variaciones, expresadas anteriormente (Fig. 67), y que reflejan el carácter "metalogénico" de este granito.

V.3.3.- Mineralizaciones asociadas a la cúpula

La cúpula granítica de Acebo, individualizada del batolito de Hoyos, pero asociada con él en profundidad, muestra mineralizaciones exclusivamente wolframíferas (IGME, 1978). La zona pertenece

FIGURA 67

Comparación del contenido medio de elementos mayores entre un granito (línea central), un granito estannífero (TAYLOR, 1979) y el granito de ACEBO

ciente al batolito de Hoyos, que está situada enfrente de la cúpula de Acebo está también mineralizada en W, luego la zonación metalogénica en esa área es predominantemente wolframífera.

Las mineralizaciones wolframíferas de la cúpula de Acebo (IGME, 1978), se localizan preferentemente en la mitad, o más bien el tercio oriental de la cúpula (Fig. 61), asociadas aparentemente a facies caolinizadas que en sondeos realizados por el IGME se han revelado como muy superficiales. Estas facies caolinizadas corresponden a granitos de dos micas microclinizados o granitos moscovíticos con algo de biotita microclinizados. Dentro del tercio oriental con mineralizaciones, la mitad norte muestra tendencia a stockworks de filoncillos de potencia centrimétrica, con orientaciones múltiples la mayoría de las veces, pero en conjunto dominando la orientación E-O y la subverticalidad hacia el S. Algunos filoncillos se encuentran encajando en la pizarra, aunque normalmente, en la mayoría de los casos se detienen en el contacto granito-pizarra. La mitad sur del tercio oriental presenta filones más individualizados, espaciados y de mayor potencia (decimétrica). La dirección es también E-O y el buzamiento subvertical al S. Algunas facies caolinizadas dan la impresión de haber sido trabajadas, aunque es más probable que su delezabilidad haya sido aprovechada para una más cómoda explotación de los filoncillos.

Según la documentación consultada, la paragénesis cons

ta de wolframita, pirita y mispíquel en cuarzo; según referencias de los mineros la casiterita está prácticamente ausente. Todos estos minerales forman cristales de pequeño tamaño dispersos en el cuarzo; en el caso del mispíquel muy abundantes los cristales milimétricos, agrupándose en "nidos" centimétricos. Se observa además un cierto zonado en los filones, tendiendo a dispersarse las menas cerca de los hastiales.

- - -

0.05mm

19

20

Foto 19.— Microclinización de una plagioclasea en un granito de dos micas. L. Transm.N.C.

Foto 20.— Microclinización incipiente de una plagioclasea empezando por un borde, en un granito de dos micas. L. Transm.N.C.

0.05mm

21

23

Foto 21.- Microclinización de una plagioclasa en un granito moscovítico. L. Transm.N.C.

Foto 23.- Cristal grande de apatito, con circones y una fisura rellena de carbonatos, en un granito de dos micas. L. Transm. N.P.

2 2

0.05mm

2 4

Foto 22.- Albitización tardía en un granito de dos micas. L. Transm. N.C.

Foto 24.- Microclinización con estructura en "rejilla" de una plagioclasa en un granito moscovítico. L. Transm.N.C.

V.4.- LAS CUPULAS DE TORRECILLA DE LOS ANGELES

V.4.1.- El marco geológico

Las cúpulas graníticas de Torrecilla de los Angeles estan situadas en las inmediaciones del pueblo del mismo nombre , a unos 127 Km. de Cáceres capital, en la Hoja núm. 574 del M.T.N. a escala 1:50.000. El acceso se efectúa desde Plasencia tomando la carretera local que pasa por Montehermoso hacia Torrecilla de los Angeles. (Fig. 68).

El área de estudio la constituyen tres apófisis, denominadas Apófisis Oeste (La Morala), Apófisis Central y Apófisis Este. Las dimensiones aproximadas de estas cúpulas son las siguientes:

Apófisis Oeste (La Morala)	--	340 m (N-S) x 370 m. (E-W)
Apófisis Central	--	340 m (N-S) x 290 m (E-W)
Apófisis Este	--	490 m (N-S) x 330 m (E-W)

Según la documentación consultada, las cúpulas Central y Este están conectadas en profundidad, según datos morfológicos y geofísicos, mientras que es más insegura la conexión entre la Central y la Oeste.

Escala 1 / 200.000

FIGURA 68 MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA
SEGUN E. RAMIREZ (1.970).

LEYENDA

CUATERNARIO		Q INDIFERENCIADO
		Q2 INDIFERENCIADO
ORDOVICICO		OR INDIFERENCIADO
CAMBRICO		CAp PIZARRAS Y GRAUVACAS
		CAxc CORNUBIANITAS
		bm GRANITO BIOTITICO-MOSCOVITICO
		mt GRANITO MOSCOVITICO TURMALINIFERO

	CONTACTO ENTRE FORMACIONES
	CARRETERAS PRINCIPALES
	AREA CARTOGRAFIADA A ESCALA 1 / 10.000

A escala regional, las tres apófisis aparecen en una forma semicircular de unos 1,7 Km. de diámetro abierta hacia el Norte.

V.4.1.1.- Serie metamófica encajante

Las cúpulas de Torrecilla de los Angeles intruyen en el Complejo Esquisto-Grauváquico (Fig. 69).

En esta zona, el complejo se presenta como una serie alternante de esquistos sericítico-arcillosos y grauvacas con intercalaciones de microconglomerados y conglomerados con clastos de cuarzo, empastados en una matriz de minerales sericítico-arcillosos, cuarzo, biotita y plagioclasas (GUMIEL, 1978). Presentan también intercalaciones de esquistos arcillosos, esquistos clorítico-biotíticos y cuarcitas. De forma insensible la serie se va haciendo más pelítica y areniscosa hacia el SO en las proximidades de Hernán-Pérez. Abundan en la serie numerosos filones de cuarzo de segregación.

Los materiales están afectados por un metamorfismo regional de bajo grado. Por el contrario el metamorfismo de contacto, debido a las intrusiones graníticas, ha afectado con mayor intensidad a las series pelíticas. En ellas se observan pizarras mosqueadas andalucítico-cordieríticas y biotítico-turmaliníferas, y corneanas.

Como ya se ha mencionado anteriormente a esta serie se le atribuye una edad Precámbrico Superior.

Al igual que en la cúpula del Palancar, se presentan unos

Escala 1/10.000

FIGURA 69 ESQUEMA GEOLOGICO DE LAS CUPULAS GRANITICAS DE TORREJILLA DE LOS ANGELES (Cáceres). SEGUN P. GUMIEL (1.978). MODIFICADO POR M. T. GONZALEZ AGUADO.

conglomerados (Fig: 69), que insensiblemente se van haciendo más arenosos por aumento de la matriz frente a los clastos, que se van haciendo más esporádicos. La potencia de los paquetes de conglomerado se puede medir en algunos metros y su longitud en decenas de metros. La matriz, está constituida por minerales sericítico-arcillosos, cuarzo, clorita, biotita y plagioclasas. Los clastos son fundamentalmente de cuarzo, con tamaños que oscilan entre 0,5 cm y 5 o 6 cm, bastante redondeados.

Dada la dificultad para establecer el límite Precámbrico-Cámbrico, estas formaciones podrían corresponder a las series conglomeráticas de transición del Precámbrico-Cámbrico, o a las formaciones basales del Cámbrico (GUMIEL, 1978). El posible interés minero de estas series conglomeráticas radica en sus posibilidades auríferas, ya que formaciones análogas en otros puntos de España como el Valle de Alcudia presentan también indicios auríferos (CRESCO, 1972).

Desde el punto de vista de la mineralización, esta serie esquistosa presenta interés en las zonas de contacto con las apófisis graníticas. Según datos facilitados por la asociación BILLITON ESPAÑOLA-PROMOTORA DE RECURSOS NATURALES, la media en Sn en los esquistos circundantes a las Apófisis Oeste y Central es de 188,5 p.p.m. con una desviación típica de 93,89 mientras que los cercanos a la Apófisis Este presentan contenidos de 2111,14

p.p.m. con una $\sigma = 3522$ ya que hay muestras locales muy ricas en Sn.

El W en los esquistos cercanos a la Apófisis Este es de 2761,16 p.p.m. con $\sigma = 3701,17$, y para las otras dos Apófisis 156 p.p.m. con una $\sigma = 90,39$. El Litio presenta unos contenidos en los esquistos de la Apófisis Este de 285 p.p.m. con un $\sigma = 109,39$, y en los esquistos circundantes a las otras dos de 313,33 p.p.m. con $\sigma = 124,98$.

En resumen, se observa que los esquistos cercanos a la Apófisis Este, presentan contenidos altos en Sn y W sólo algunas muestras muy localizadas presumiblemente de tipo filoniano, mientras que en los cercanos a las otras dos Apófisis el contenido es menor, pero más constante, para los dos elementos, debido seguramente a mineralizaciones diseminadas.

V.4.2.- Las cúpulas graníticas

V.4.2.1.- Caracteres petrográficos

Las tres cúpulas, de dimensiones aproximadas mencionadas en el apartado V.4.1. están constituidas por las facies graníticas siguientes (Fig. 69).

1. Granitos porfídicos biotíticos

Afloran en el Norte de la Morala (Apófisis Oeste) (Fig. 69). Se trata de granitos de grano medio a grueso, con fenocristales de feldespatos, a veces zonados, de hasta 7 cm. de longitud y cuarzos bastante desarrollados y con formas redondeadas.

Como minerales principales aparecen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclasa) y biotita. Como accesorios gran cantidad de opacos (rutilo en su mayoría (Foto 25), a veces arsenopirita en forma de disseminaciones), apatito y circones, y como minerales secundarios moscovita (de feldespatos y biotita) y clorita (de biotita).

Se observa además un proceso de sericitización en las plagioclasas y moscovitización y cloritización de las biotitas, este último proceso con desarrollo incipiente.

A veces, la roca contiene xenolitos de metasedimentos de hasta 20 cm. Es el granito menos evolucionado de la serie granítica, que aparece en estas cúpulas, y presenta similitudes con el granito regional, de Santibañez-Torre de D. Miguel, por lo cual se le puede considerar como el granito original (BESA, 1982).

2. Granitos biotíticos de grano fino a medio

Aflora al Sur de la Morala, (Fig. 69). Son granitos de grano fino a medio, color grisáceo y fractura irregular que presen-

tan como minerales principales: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa) y biotita. Como accesorios: circón, rutilo, apatito, opacos, óxidos y turmalina. La moscovita, sericita y clorita son minerales secundarios procedentes de feldespatos y biotita.

La roca, en general, presenta menor cantidad de plagioclasa que de feldespato potásico, observándose una albitización incipiente del feldespato potásico, sericitización de las plagioclasas y moscovitización y cloritización de las biotitas. Estas últimas con un gran contenido de opacos en su interior.

Se trata entonces de una facies un poco más evolucionada que la anterior, ya que empieza a presentar incipientes procesos postmagmáticos.

3. Granitos de dos micas

Afloran en una pequeña zona de la Morala y en la Apófisis Este (Fig. 69). Son granitos de grano fino a medio, colores claros, y a veces con textura porfídica, e incipiente caolinización.

Como minerales principales presentan: cuarzo, feldespato potásico (microclino), plagioclasa (albita), moscovita y biotita. Como accesorios aparecen turmalina, apatito, rutilo, opacos, circón, óxidos y scheelita (en una muestra en la Morala). En algunos casos, la wolframita también aparece en las variedades ricas en moscovita (BESA, 1982). Como minerales secundarios clorita y sericita.

Se observa en todas las muestras un proceso de albitización del feldespato potásico bastante desarrollado, sericitización de los feldespatos y moscovitización de las biotitas.

4. Granitos moscovíticos albitizados

Aflora en todas las Apófisis, si bien en cada una de ellas los procesos tienen una entidad distinta (Fig. 69). Son granitos de grano medio a fino, de color blanquecino y fractura irregular. En la Apófisis de la Morala (Oeste) muy a menudo tienen carácter porfídico y presentan como mineral accesorio biotita, lo que induce a pensar que esta facies granítica en la Morala, procede del granito biotítico porfídico, que es el granito original.

Estos granitos están constituidos principalmente por: cuarzo, feldespato potásico (microclino), plagioclasa (albita-oligoclase) y moscovita. Como accesorios se presentan: rutilo, turmalina, opacos, circón, apatito, casiterita (Foto 26) y arsenopirita. Estas últimas en la Apófisis Central. Como minerales secundarios escordita, sericita y moscovita.

En la Apófisis Central, los opacos se observan en dos formas: una de ellas, en cristales grandes, hipidiomorfos, y otra en crecimientos dendríticos en pequeñas fracturas, grietas o líneas de cruceros, sobre todo en plagioclasas (Foto 27). La turmalina, abundante en esta Apófisis es muy común observarla formando crecimient

tos mirmequíticos con el cuarzo (Foto 28).

Por último, hay que decir que la albitización es el fenómeno postmagmático más importante que afecta a estos granitos (Fotos 29 y 30), llegando a veces a considerarse el feldespato potásico como accesorio. También son procesos importantes, la moscovitización, sericitización y turmalinización. De todas las apófisis, la que presenta estos procesos más acusados son la Apófisis Central, a continuación la Este y menos desarrollados la Oeste.

5. Granitos greisenizados y caolinizados

Afloran en todas las apófisis de Torrecilla de los Angeles, y a este tipo de granitos es al que van asociadas las mineralizaciones más importantes de Sn-W.

En estas rocas, los procesos de moscovitización a expensas de los feldespatos han llegado a su máximo desarrollo, de tal forma que los constituyentes mayoritarios de la roca son el cuarzo y la moscovita. Como accesorios tenemos turmalina, opacos, apatito, rutilo, circón, topacio, berilo y casiterita; y como secundarios sericita procedente de los feldespatos originales, ya que esta roca procede de los granitos moscovíticos.

A menudo se presenta caolinizado, aunque esta caolinización parece estar controlada por fallas y fracturas, ya que su distribución es muy irregular. Estos granitos también van asociados

a filones de cuarzo y frecuentemente presentan óxidos de Fe y Mn en forma de nódulos.

V.4.2.2.- Caracteres geoquímicos

Para el estudio geoquímico de las cúpulas de Torrecilla de los Angeles se ha dispuesto de unos análisis de elementos traza aportados por la asociación BILLITON ESPAÑOLA - PROMOTORA DE RECURSOS NATURALES. Estos análisis corresponden a una serie de muestras graníticas, esquistosas y filonianas recogidas en las tres Apófisis, y los elementos traza analizados han sido Sn, W, Rb, Ba, Sr y Li (estaño, wolframio, rubidio, bario, estroncio y litio).

En la Tabla 23, se presentan, para cada apófisis, las medias y desviaciones típicas obtenidas para cada elemento analizado, de las muestras exclusivamente graníticas. En dicha Tabla se observa que el contenido más alto de Sn y W lo tiene la Apófisis Este, si bien su desviación típica es muy alta, porque hay cuatro muestras que tienen más de 8.000 p.p.m. de Sn y dos que tienen más de 900 p.p.m. de W. El Ba y el Sr presentan un decrecimiento (relacionado con un aumento de Sn y W) según nos dirigimos hacia apófisis más estanníferas y que están constituidas por facies más evolucionadas. El Rb se mantiene normal para estos granitos, siendo más elevado en la Apófisis Central, ya que es ésta la más albitizada, caolinizada y greisenizada. Finalmente, el Li presenta contenidos elevados en todas las cúpulas, siendo el mayor en la Morala, ya que al estar constituida por

TABLA 23.- Análisis químicos y coeficientes geoquímicos de elementos traza
de las cúpulas de Torrecilla de los Angeles (Cáceres) (*)

APOFISIS OESTE (LA MORALA)	APOFISIS CENTRAL	APOFISIS ESTE
<u>7 muestras</u>	<u>13 muestras</u>	<u>8 muestras</u>
Sn = 312.28 = 200.5	Sn = 622.30 = 819.81	Sn = 7200.62 = 7783.97
W = 88.42 = 40.08	W = 99.38 = 117.65	W = 428.37 = 384.27
Ba = 427.57 = 126.22	Ba = 191.84 = 46.21	Ba = 131.12 = 31.44
Sr = 41.71 = 7.28	Sr = 40.76 = 11.02	Sr = 33.5 = 15.58
Rb = 280.57 = 45.51	Pb = 403.76 = 52.96	Rb = 311.37 = 75.35
Li = 210 = 42.51	Li = 148.46 = 31.21	Li = 109.37 = 34.31
$\frac{Sn}{W} = 3.53$	$\frac{Sn}{W} = 6.26$	$\frac{Sn}{W} = 16.80$
$\frac{Ba}{Rb} = 1.524$	$\frac{Ba}{Rb} = 0.475$	$\frac{Ba}{Rb} = 0.421$
$\frac{Sr}{Rb} = 0.148$	$\frac{Sr}{Rb} = 0.10$	$\frac{Sr}{Rb} = 0.107$

(*) Datos facilitados por BESA

facies más biotíticas, ha permanecido todavía en la biotita, sin lixiarse en los fluidos residuales, ni inyectarse en pegmatitas, como ocurre en las cúpulas del Trasquilón y del Palancar.

Se han calculado además los coeficientes geoquímicos medios Sn/W, Ba/Rb y Sr/Rb (Tabla 23). Según el coeficiente Sn/W, se observa que la Apófisis Oeste es la menos estannífera con un coeficiente $\text{Sn/W} = 3,53$ siguiéndole la Apófisis Central (6,26) y la Apófisis Este (16,80). Pero si ahora, observamos la Fig. 70 en la que hemos correlacionado el elemento rubidio con el coeficiente Sn/W, para todas las muestras graníticas de las Apófisis, notamos que existe una tendencia generalizada positiva para estos dos parámetros, y que además nos quedan diferenciadas las tres apófisis, de mayor a menor capacidad estannífera y de menor a mayor capacidad wolframífera como Apófisis Central, Apófisis Oeste y Apófisis Este. La causa de que en la tabla 23, el coeficiente Sn/W de la Apófisis Este sea el más alto es que se han tomado cuatro muestras pertenecientes a un greisen y que contienen una media de 14131,75 p.p.m. de Sn y entonces en el conjunto total elevan de manera anormal la media y el coeficiente Sn/W. Los otros coeficientes, el Ba/Rb y el Sr/Rb, son muy interesantes en cuanto a poder darnos una idea sobre diferentes emplazamientos tectónicos (LATELY, GROVES and McCARTHY, 1978). En general son muy bajos, lo cual nos indica un emplazamiento bastante elevado a nivel de la corteza, y dentro de cada una de las Apófisis, la que tiene un coeficiente mayor es la Apófisis Oeste, y esto se co-

- Apofisis CENTRAL
- " ESTE
- △ " OESTE

FIGURA 70 DIAGRAMA Rb — Sn/W

robora con la petrología, ya que es la cúpula menos evolucionada.

Para reafirmar estos criterios, se han construido los diagramas Rb - Ba (Fig. 71), Sn - Ba/Rb (Fig. 72) y W - Ba/Rb (Fig. 73). En el diagrama Rb-Ba (Fig. 71), observamos que se pueden diferenciar bastante bien las muestras pertenecientes a la Apófisis Oeste, de las correspondientes a las otras dos cúpulas (afirmación de que la Central y la Este están conectadas en profundidad), y además se puede decir que en la Apófisis Oeste la relación Rb/Ba es inferior a la unidad, mientras que en las otras dos la relación está comprendida entre 1 y 4. Los diagramas Sn - Ba/Rb y W - Ba/Rb (Figs. 72 y 73) son similares, observándose que las muestras de la Apófisis Oeste tienen siempre valores $Ba/Rb > 1$, mientras que para las otras dos Apófisis la relación $Ba/Rb < 1$. Además, se aprecia que las muestras de la Apófisis Central son más estanníferas y que las de la Apófisis Este y Oeste son más wolframíferas.

Por último, se ha realizado el diagrama Rb - Li (Fig. 74), observándose que las muestras de la Morala son más ricas en litio, y además se sitúan en el campo comprendido entre valores de $Rb/Li = 1$ a 2, mientras que las muestras de las otras dos Apófisis se sitúan en el campo comprendido entre valores de $Rb/Li = 2$ a 5. En todos estos diagramas, se sigue confirmando la idea de que las Apófisis Central y Este están conectadas en profundidad, y que son las más evolucionadas de las tres cúpulas. También se demuestra que existe

- Apofisis CENTRAL
- " ESTE
- △ " OESTE

FIGURA 71 DIAGRAMA Rb — Ba

FIGURA 72 DIAGRAMA Sn - Ba/Rb

FIGURA 73 DIAGRAMA W — Ba/Rb

FIGURA 74 DIAGRAMA Rb - Li

Figura 75

DIAGRAMA GEOQUIMICO DEL GRADO DE ESPECIALI
ZACION. Rb-Ba-Sr.

Distribución de campos según EL BONSEILY and EL SOKKARY (1975).

1.- Granitos fuertemente diferenciados, 2.- Granitos normales,
3.- Cuarzodioritas y granodioritas, 4.- Dioritas.

una zonación metalogénica, el estaño se concentra en la cúpula central, mientras que los valores más altos de W se encuentran en la Oeste y Este.

Finalmente, para determinar el grado de especialización se ha construido el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 75). En él se aprecia claramente que las muestras de todas las Apófisis caen dentro del campo de estabilidad de los granitos fuertemente especializados, excepto una muestra de la Morala que cae dentro de los granitos normales. De cualquier manera se observa que se diferencian perfectamente los campos de la Apófisis Oeste y de las otras dos Apófisis, estando mucho más evolucionadas y especializadas en Sn-W las muestras correspondientes a las Apófisis Central y Este.

V.4.3.- Mineralizaciones asociadas a las cúpulas

V.4.3.1.- Morfología de la mineralización

Las mineralizaciones de Sn-W asociadas a las Apófisis de Torrecilla de los Angeles se presentan diseminadas en determinadas facies greisenizadas y caolinizadas de dichas cúpulas, y en "swarms" filonianos endo y exograníticos subhorizontales y verticales.

Las mineralizaciones diseminadas de estaño y wolframio,

casiterita y wolframita, se presentan en las zonas fuertemente caolinizadas del granito moscovítico albitizado y en el granito greisenizado y caolinizado que aflora sobre todo en la parte central de la Apófisis Oeste y en la Apófisis Central.

Es lógico que la disseminación aparezca relacionada con estas facies, ya que son las más evolucionadas dentro de la serie granítica, y las que presentan procesos postmagmáticos más adecuados para la disseminación de mineralizaciones. La caolinización es un proceso complejo e irregular dentro de las cúpulas, ya que no parece existir un control geológico sencillo de este fenómeno. Esto es debido a que el grado de caolinización de la masa, viene controlado por diversos factores (GUMEL, 1978), entre otros: gradiente de presión y temperatura de los fluidos hidrotermales que producen un cierto grado de caolinización de la parte apical de la cúpula; existencia de discontinuidades que favorecen el emplazamiento de diques de granitos aplíticos que son los que favorablemente se alteran y caolinizan, discontinuidades mecánicas que favorecen el emplazamiento de mineralizaciones produciendo disseminación en el encajante; condiciones físico-químicas de precipitación de los fluidos mineralizadores y grado de alteración meteórica posterior.

La apófisis más favorable para la existencia de estas mineralizaciones disseminadas es la Apófisis Central, ya que hemos visto anteriormente que geoquímicamente y petrológicamente es la más

evolucionada y especializada.

Las mineralizaciones filonianas de Sn - W de las cúpulas de Torrecilla de los Angeles, forman un entramado complejo a manera de "stockwork" constituido por una red de filones y venas multidireccionales en el endo y exogranito. Las potencias oscilan desde milimétricas hasta 50 cm., con una mayor frecuencia entre 7 y 15 cm. (GUMIEL, 1978).

Todas las direcciones filonianas, se pueden atribuir a fracturas preexistentes que se han abierto durante el emplazamiento y enfriamiento de las cúpulas. Así, el sistema filoniano principal en el granito tiene una dirección de N-S, variando entre N 5° E y N 175° E coincidiendo con la familia de fracturas intragraníticas más importante que tiene dirección N 175° E. Estas fracturas son las más favorables para el emplazamiento de las mineralizaciones, como ocurre en la cúpula del Trasquilón (Ver V. 1.3), en la cúpula del Palancar (Ver V. 2.3), y en otros yacimientos no incluidos en esta tipología, como el yacimiento de La Lapa (Cáceres).

Otro importante sistema filoniano es el de dirección comprendida entre N 100° E - 120° E, el cual coincide con un sistema de fracturas intra y exograníticas de direcciones N 100° E - N 120° E. Esta dirección como la anterior, son muy rípicas de la región extremeña;

Por último, otros sistemas filonianos menos importan-

tes son uno de dirección aproximada E-W, exclusivamente granítico y un sistema filoniano subhorizontal predominante tanto en el granito como en la serie metamórfica.

V.4.3.2.- Control estructural

Al igual que en el yacimiento del Trasquilón, el cortejo filoniano que acompaña a este tipo de cúpulas está controlado por una parte, por el campo de tensiones local ligado al propio mecanismo de la intrusión, y por otra, al campo de tensiones regional. Por consiguiente, según el modelo de RIBEIRO y PEREIRA (1982) (Fig. 48b) y en base a las observaciones de campo, el control estructural de la mineralización ha podido seguir el siguiente esquema evolutivo: durante la fase de ascenso, se origina un primer sistema de filones de dirección aproximada E-W que se traduce principalmente en zonas de fractura, y que metalogénicamente no es muy importante. También es en esta primera fase cuando se desarrolla el sistema filoniano N 100°-120° E. Posteriormente, en la fase de equilibrio del sistema, y a favor del campo de tensiones regional (N-S), como consecuencia de un σ_3 que genera cizallas, se instalarían los filones de dirección N-S, que es el más importante desde el punto de vista metalogénico. Finalmente, se formarían filones subhorizontales, a favor de grietas de tracción durante la fase de relajación (Fig. 48a).

V.4.3.3.- Caracteres metalogénicos

La paragénesis filoniana del yacimiento está constituida por casiterita, wolframita, arsenopirita, scheelita, columbita-tantalita, cuarzo, moscovita, turmalina, rutilo y apatito (GUMIEL, 1978).

La casiterita aparece en granos alotriomorfos o subidomorfos con maclas frecuentes y ligero pleocroismo. La columbita-tantalita se observa dentro de pequeñas inclusiones dentro de la casiterita.

La mineralización filoniana de casiterita-wolframita encajando en la serie metamórfica, presenta alteraciones de la roca encajante de tipo moscovitización turmalinización y formación de arsenopirita, concentrándose sobre todo en los hastiales de los filones.

0.05 mm

25

26

Foto 25.- Cristal de biotita con inclusiones de rutilo (sajenita), en un granito biotítico, L. Transm.N.P.

Foto 26.- Grano de casiterita dentro de un granito moscovítico muy albitizado. L. Transm.N.P.

0.05 mm

27

28

Foto 27.— Opacos con textura dendrítica siguiendo líneas de fractura en feldespatos, dentro de un granito moscovítico muy albitizado. L. Transm. N.P.

Foto 28.— Crecimientos mirmequíticos entre turmalina y cuarzo. L. Transm. N.P.

0.05 mm

29

30

Foto 29.- Albitización de un microclino en un granito moscovítico al
bitizado. L. Transm.N.C.

Foto 30.- Albitización de un microclino en un granito moscovítico.L.
Transm.N.C.

VI. - CONCLUSIONES

Las cúpulas graníticas estudiadas en el capítulo V, tienen una serie de características comunes, desde el punto de vista petrográfico y geoquímico, aunque también se observan unas pequeñas diferencias en cuanto a los procesos postmagmáticos que les afectan, intensidad de estos procesos y relación con las mineralizaciones. Por todo ello se ha realizado un estudio conjunto de todas las cúpulas, para saber de que manera les afectan todos estos procesos y que relación les une con las mineralizaciones asociadas.

En la Tabla 24 se observan las composiciones medias y desviaciones típicas de las cúpulas del Trasquilón, Palancar y Acebo, así como las medias y desviaciones típicas de los elementos traza y coeficientes geoquímicos utilizados, para cada una de las cúpulas y su media total. En esta Tabla se aprecia que el granito del Trasquilón es el menos silíceo de los tres, pero el más aluminoso (con un contenido en Al_2O_3 de 17,128%), su contenido en ferromagnesianos ($Fe_2O_3 + MgO + MnO + CaO$) es bajo, y tiene el valor más bajo de TiO_2 de los tres; en cuanto a los elementos traza, tiene el contenido en rubidio más alto de los tres granitos, el contenido más bajo en bario y en litio, aunque se puede considerar como litinífero, y los contenidos más altos

TABLA 24.- Composición media v desviación típica de tres cúpulas y su media total

	TRASQUILON		PALANCAR		ACEBO		MEDIA	
	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ	$\bar{X}$	σ
SiO ₂	72.87	1.38	73.884	0.55	73.097	0.54	73.28	0.43
Al ₂ O ₃	17.128	0.90	15.736	0.60	14.912	0.23	15.92	0.91
Fe ₂ O ₃	1.05	0.18	0.905	0.26	1.781	0.21	1.24	0.38
MnO	0.043	0.02	0.028	0.01	0.039	0	0.036	6.34
MgO	0.105	0.02	0.114	0.04	0.285	0.03	0.168	0.08
CaO	0.716	0.26	0.464	0.18	0.725	0.03	0.635	0.12
Na ₂ O	2.91	0.26	3.392	0.74	2.629	0.18	2.973	0.31
K ₂ O	3.056	0.14	3.743	0.79	5.156	0.04	3.985	0.87
TiO ₂	0.035	0	0.113	0.04	0.258	0.03	0.135	0.09
p.p.c.	1.97	0.3	1.47	0.33	1.042	0.04	1.494	0.38
Rb	770	56.92	585.8	189.14	630	49.49	661.9	78.5
Sr	56	25.76	86.66	40.68	50	14.14	60.88	11.41
Ba	-	-	10	17.32	142.5	53.09	50.98	64.94
Li	150	22.80	342.5	201	355	65.38	282.5	93.83
Cu	56	62.16	10	0	12.5	4.33	26.16	21.12
Pb	80	50.61	35.83	21.39	45	11.18	53.61	19.03
Zn	232	70.54	70.83	18	107.5	34.18	136.7	68.97
Sn	396	613.85	121.60	145.07	40	12.24	185.86	152.27
W	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	48	7.48	30	8.16	32.5	4.33	36.8	7.96
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-
K/Rb	33.104	2.77	55.96	13.95	68.33	5.15	52.46	14.59
Sr/Rb	0.072	0.03	0.147	0.09	0.08	0.02	0.099	0.03
Mg/Li	4.49	0.74	3.12	2.58	4.99	1.15	4.2	0.79
Al/(Na+K+Ca/2)	1.83	0.08	1.45	0.11	1.21	0.05	1.49	0.25
Na/K	0.79	0.10	1	0.97	0.45	0.03	0.74	0.22
Na ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0.487	0.03	0.475	0.10	0.33	0.01	0.43	0.07
I.D.	89.18	1.72	92.5	0.89	90.42	0.71	90.7	1.36

en Pb, Zn, Sn y Nb, además los coeficientes geoquímicos demuestran que este granito es el más diferenciado en cuanto a su evolución granítica y emplazamiento ya que tiene un K/Rb de 33,104, aunque como decíamos en el capítulo V estos valores están por debajo de la realidad debido a la gran sustitución que existe de Na por K (albitización); no hay que olvidar que el granito del Trasquilón es el más albitizado de los tres.

El granito del Palancar es el granito más silíceo de las tres cúpulas (73,884%), tiene un contenido alto en Al_2O_3 y el contenido más bajo en ferromagnesianos, con un contenido en TiO_2 bajo. Lo que más resalta de los elementos traza es su gran contenido en litio (342,5 p.p.m.), y en cuanto a los coeficientes geoquímicos tiene el ratio Mg/Li más bajo, un cociente $Na_2O/Na_2O + K_2O$ muy bajo (relación con la albitización) y el I.D. más alto de los tres.

El granito de Acebo tiene el menor contenido en Al_2O_3 de las tres cúpulas, el contenido en ferromagnesianos más alto, y es el más potásico de los tres (5,156% K_2O). Su contenido en TiO_2 es también el más alto como corresponde al contenido alto en ferromagnesianos. En cuanto a sus elementos traza, observamos que es el granito más litinífero (355 p.p.m. Li) y el menos estannífero (40 p.p.m. Sn), con un contenido en Ba muy alto para el conjunto de los tres (142,5 p.p.m. Ba). El coeficiente geoquímico K/Rb es el más alto (68,33),

correspondiendo al granito menos evolucionado, si bien será el más aproximado a la realidad, ya que en esta cúpula no existen albitizaciones, sino microclinizaciones. El indicador de yacimientos de metales raros (Mg/Li) es el más alto de los tres, aunque tiene un contenido en Li alto, afirmándose que no existen mineralizaciones asociadas litíferas, como ocurre en el Trasquilón y el Palancar. Es además el granito menos peraluminico ($Al/Na + K + Ca/2 = 1,21$).

Utilizando los diagramas de elementos mayores (Fig. 76), observamos que todos los granitos se sitúan en una zona muy restringida dentro del campo de los granitos estanníferos (Fig. 76 a), no sobrepasando nunca el 10% de $FeO + MgO + CaO$ y entre el 20 y 30% del $Na_2O + K_2O + Al_2O_3$; son todos muy ricos en sílice (Fig. 76 b), situándose los más albitizados (Trasquilón y Palancar) próximos a una relación $Na_2O/K_2O = 1$, excepto los de Acebo que son mucho más potásicos debidos a su menor evolución al estar afectados por microclinización. En la figura 76 (c), se aprecia claramente una disposición casi lineal de las muestras de estas cúpulas, observándose que las más alcalinas son las del Palancar, y en regresión las del Trasquilón, Acebo, Montánchez y Linares. Es este último un diagrama geoquímico muy importante en cuanto a la evolución sufrida por estos granitos y las posibles mineralizaciones asociadas a ellos. Por último, en el diagrama (d) de la figura 76 se aprecia claramente, como en la figura 76 (b), que las muestras del granito de Acebo se sitúan cercanas a una relación $K_2O/Na_2O = 2$, mientras que las del Trasquilón y Palan

DIAGRAMA $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}$

(a)

FIGURA 76 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DE ELEMENTOS MAYORES

DIAGRAMA $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$

FIGURA 76 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DE ELEMENTOS MAYORES

DIAGRAMA $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{MgO}$

(c)

FIGURA 76 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DE ELEMENTOS MAYORES

FIGURA 76 DIAGRAMAS GEOQUIMICOS DE ELEMENTOS
MAYORES

car se sitúan más cercanas a la relación 1:1. En el diagrama (e) de la figura 76 observamos que las muestras correspondientes a los granitos del Trasquilón y del Palancar tienen una tendencia similar en cuanto a la evolución magmática, mientras que las de Acebo han evolucionado en un fondo mucho más alto de contenido en ferromagnesianos, posiblemente en otro nivel de emplazamiento más profundo con unas condiciones físicas distintas.

Uno de los diagramas más representativos del grado de diferenciación es el diagrama Q-Ab-Or (Fig. 77 a). En él se observa que las muestras se sitúan todas dentro del campo de estabilidad de las aplitas y microgranitos s.l. y se distribuyen en tres líneas paralelas dirigidas hacia el vértice de la albita. De mayor a menor contenido en ortosa normativa tenemos Acebo, El Palancar y El Trasquilón y de mayor a menor grado de diferenciación El Trasquilón, El Palancar y Acebo. Hay que resaltar que el granito de Montanchez con mineralizaciones asociadas de Sn-W se sitúa entre Acebo y El Palancar, y el granito de Linares se considera estéril, lo cual parece indicar una cierta tendencia de una evolución menor cuanto mayor es el contenido en ortosa. El diagrama Pb-Ba-Sr (Fig. 77 b) es un diagrama de especialización "metalogénica", en el que hemos podido introducir los datos de las cúpulas de Torrecilla de los Angeles (sólo existen datos de elementos traza). En este gráfico se aprecia como las muestras de cada cúpula ocupan una serie de campos, todos incluidos dentro del área de los granitos especializados. Las cúpulas exclusi-

DIAGRAMA Q - Ab - Or

(a)

FIGURA 77 DIAGRAMAS DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

DIAGRAMA Rb - Ba - Sr

FIGURA 77 DIAGRAMA DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

vamente estanníferas, como El Trasquilón y El Palancar se sitúan en el campo de altos contenidos en rubidio ($> 71,4\%$) y prácticamente nulos de Ba ($< 7,6\%$), siendo las más ricas en Sn las más cercanas al vértice del rubidio. La cúpula exclusivamente mineralizada en wolframio, (aunque se trata de un granito estannífero), se sitúa en el campo de altos contenidos en rubidio y contenidos en Ba entre $7,6\%$ y $25,5\%$, y por último las cúpulas de Torrecilla de los Angeles con mineraliza-ciones estanno-wolframíferas se localizan entre el $71,4\%$ y 23% de rubiidio y del 23% hasta $72,6\%$ de bario. Las muestras que tienen un contenido más alto en Ba son las de la Apófisis Oeste, que como se men-cionó en el capítulo V son los granitos menos evolucionados de todos los estudiados (granitos porfídicos biotíticos y adamellitas).

Otros diagramas de especialización realizados son los de relación K (%)– Rb y el de K/Rb–Rb (Fig. 77 c y d). En la figura 77 c se observa que los granitos del Trasquilón y del Palancar se sitúan en la zona de los granitos albitizados y en la figura 77 d se aprecia claramente la tendencia evolutiva de las tres cúpulas, confirmándose una vez más que los granitos más evolucionados son los del Trasqui-lón, siguiéndoles los del Palancar y Acebo.

Finalmente, se han realizado tres diagramas, muy repre-sentativos de la evolución seguida por las cúpulas, utilizando en ellos una serie de indicadores, como el TiO_2/Sn , que es el más indicado pa-ra estos granitos. En la figura 78, se observa que existe una tenden-

FIGURA 77 DIAGRAMAS DEL GRADO DE ESPECIALIZACION

FIGURA 78 DIAGRAMA K/Rb — Li

cia positiva K/Rb-Li, en la cual a mayor coeficiente K/Rb le corresponde un contenido mayor en Li. Esto es debido principalmente a dos causas, una de ellas es que conforme existe una sustitución menor de Rb por K, existe una mayor sustitución de K por Li y otra causa son los procesos postmagmáticos de albitización y microclinización, por una parte la albitización disminuye el cociente K/Rb y la microclinización la aumenta, y por otra las cúpulas más evolucionadas que son El Trasquilón y El Palancar presentan asociadas mineralizaciones litiíferas en pegmatitas, mientras que el granito de Acebo menos evolucionado sigue conservando el litio en biotitas y feldespatos.

En la figura 79 se ha utilizado el indicador K_2O/Rb en función del TiO_2 . A medida que se desarrolla el proceso de evolución magmática, tanto el K_2O/Rb como el TiO_2 van disminuyendo, lo cual nos puede dar una idea sobre la evolución de estos granitos. Al igual que en la figura 78 se observa también una tendencia positiva, situándose el granito del Trasquilón como el más evolucionado (también es el más estannífero), y el de Acebo el menos evolucionado. El granito del Palancar siempre se encuentra situado junto con la media para las tres cúpulas.

Y por último, en la figura 80, se ha utilizado el indicador TiO_2/Sn en función del Sn, que vuelve a reflejar las mismas situaciones anteriores, pero quizás con más firmeza. Una vez más, se puede considerar el granito del Palancar como la media representativa

FIGURA 79 DIAGRAMA $K_2O/Rb - TiO_2$

FIGURA 80 DIAGRAMA $\text{TiO}_2/\text{Sn}-\text{Sn}$

de las tres cúpulas, el granito del Trasquilón el más evolucionado, y el del Palancar el menos evolucionado.

El estudio geoquímico, afirma las características petrográficas y las observaciones de campo, determinando qué mineralizaciones pueden ir asociadas e incluso que intensidad de mineralización se va a producir en el campo filaniano adyacente al granito.

En el caso de las cúpulas estudiadas, y después de todos los diagramas realizados, se puede concluir que los procesos post - magmáticos están intensamente relacionados con las mineralizaciones de tal manera que el proceso de albitización se asocia con las mineralizaciones exclusivamente estanníferas y de Nb-Ta-Li, la albitización y greisenización con las estanno-wolframíferas y la microclinización con las wolframíferas.

El proceso de evolución y diferenciación magmática que se ha expuesto en el estudio geoquímico concuerda totalmente con la tipología de las mineralizaciones asociadas y su control estructural. En la Tabla 25 se han reflejado las características petrológicas y metalogénicas de cada cúpula según su grado de evolución. La situación de las cúpulas de Torrecilla de los Angeles es insegura, ya que no se ha podido realizar el estudio geoquímico y cálculo de viscosidad, pero según todas las observaciones petrográficas y de campo la podríamos incluir en ese lugar. Se observa en la tabla que la cúpula más evolucionada (El Trasquilón), presenta tres tipos de morfología de minera

TABLA 25.- Características petrológicas y metalogénicas de las cúpulas graníticas estudiadas.

CUPULAS	PROCESOS POSTMAGMÁTICOS	MORFOLOGIA DE LA MINERALIZACIÓN	DIRECCIONES FILONIANAS	ASOCIACION MINERAL	PARAGENESIS MINERAL
<u>EL TRASQUILON</u>	Albitización Greisenización Moscovitización Caolinitización $\eta = 10^{10.93}$	Diseminación	-	Sn	Cuarzo, Albita, Feldespato potásico, Moscovita, <u>Casiterita</u> .
		Filoniana	N 10° - 20° E (endo) N 100° - 120° E (exo)	Sn-Nb-Ta	<u>Casiterita</u> , <u>columbita</u> , <u>Tantalita</u> , <u>Ar</u> <u>senopirita</u> , <u>Pirita</u> , <u>Estannina</u> , <u>Esfa</u> <u>lerita</u> , <u>Calcopirita</u> , <u>Bismutina</u> , <u>Val</u> <u>lamoffita</u> , <u>Escorodita</u> , <u>Calcosina</u> , <u>Gae</u> <u>lita</u> , <u>Pirolusita</u> , <u>Cuarzo</u> .
		Pegmatitas (intragraníticas)	N 80° E	As	Arsenopirita
			N 20° E	Li-Sn	<u>Ambligonita</u> , <u>Casiterita</u> , <u>Turquesa</u> , <u>Cuarzo</u> , <u>Moscovita</u> , <u>Albita</u> , <u>Feldespa</u> <u>to potásico</u> .
<u>EL PALANCAR</u>	Albitización Moscovitización Caolinitización Turmalinización Posfatización $\eta = 10^{11.29}$	¿Diseminación?	-	¿Sn?	¿Cuarzo, Albita, Feldespato potásico, Moscovita, Turmalina, Dahlita, Graf-tonita, Triplita, <u>Casiterita</u> ?
		Filoniana	N 20° O - N 40° E	Sn	Cuarzo, <u>Moscovita</u> , <u>Casiterita</u> .
		Pegmatitas (extragraníticas)	N 20° E	Li-Sn-Nb-Ta	Cuarzo, Plagioclusa, Moscovita, <u>Le</u> <u>pidolita</u> , <u>Apatito</u> , <u>Espodumena</u> , <u>Topa</u> <u>cio</u> , <u>Biotita</u> , <u>Circón</u> , <u>Berilo</u> , <u>Casi</u> <u>terita</u> , <u>Columbita-Tantalita</u> .
TORRECILLA DE LOS ANGELES	Albitización Greisenización Moscovitización Caolinitización	Diseminación	-	Sn-W	Cuarzo, Albita, Feldespato potásico, Moscovita, <u>Casiterita</u> , <u>Wolframita</u> .
		Filoniana	N - S (endo) N 100° - 120° E (exo)	Sn-W-Nb-Ta	<u>Casiterita</u> , <u>Wolframita</u> , <u>Arsenopirita</u> , <u>Scheelita</u> , <u>Columbita-Tantalita</u> , <u>Cuar</u> <u>zo</u> , <u>Moscovita</u> , <u>Turmalina</u> , <u>Rutilo</u> , <u>Ap</u> <u>tito</u> .
<u>ACEBO</u>	Microclinitización Albitización $\eta = 10^{11.43}$	Filoniana	E-W.	W	<u>Wolframita</u> , <u>Pirita</u> , <u>Arsenopirita</u> , <u>Es</u> <u>falerita</u> y <u>cuarzo</u> .

lización diferentes, con un mayor desarrollo mineralizador de estaño-niobio-tántalo en la etapa filoniana y de disseminación, y un desarrollo menor en cuanto al estaño, pero mayor en Li, en las pegmatitas intragraníticas N 20° E.

En la cúpula del Palancar (Tabla 25), no aparece la greisenización como proceso postmagmático importante, la disseminación y la morfología filoniana estannífera están muy poco desarrolladas y en cambio son las pegmatitas extragraníticas las que concentran la mineralización de Li-Sn-Nb-Ta. En resumen, presenta características de una menor evolución (no aparece la greisenización), un mayor proceso hidrotermal (turmalinización y fosfatación) y en consecuencia un alejamiento de las mineralizaciones fuera del foco granítico.

Las cúpulas de Torrecilla de los Angeles presentan unas características muy similares a las del Trasquilón, salvo que en éstas las mineralizaciones son estanno-wolframíferas y que no existen pegmatitas litiníferas-asociadas a ellas. Es posible que Torrecilla pertenezca a un dominio más wolframífero y menos litinífero que las dos primeras, pero son características de evolución sean las mismas.

Por último, Acebo (Tabla 25) presenta un proceso de microclinización acusado, con una viscosidad más elevada que en las anteriores ($\eta = 10^{11,43}$) y una morfología exclusivamente filoniana y wolframífera, aunque si se puede considerar como un granito estannífero, lo cual todo ello nos induce a pensar que este granito está en

una etapa mucho más primaria que las anteriores, en unas condiciones de presión y temperatura mayor, en unos niveles de emplazamiento más profundos y no excesivamente cargados en volátiles, y por consiguiente con una menor evolución. Es interesante resaltar además que el sistema de fracturas más precoz abierto en todas las cúpulas y que no presenta casi nunca mineralización es el E-W, que en Acebo es el único mineralizado, mientras que el sistema N 10° - N 20° E que es el estannífero, en Acebo no está representado. Luego la cúpula de Acebo es una cúpula de un nivel de emplazamiento más profundo que las demás cúpulas.

El modelo genético que se propone para estos granitos muy diferenciados de tipo S, es el siguiente:

- Fase inicial en la que se produce un fundido por anatexis de metasedimentos posiblemente enriquecidos en Sn y/o W. Este fundido comienza a cristalizar, siguiendo un cambio progresivo en la mineralogía de los acumulados.

- Fase de ascensión del cuerpo granítico y comienzo de la diferenciación. Según avanza la cristalización fraccionada, se concentran en el líquido residual el H_2O y los volátiles (F, B, CO_2 , etc..) alcanzándose la saturación del agua del fundido granítico. En este punto cambia la naturaleza de la cristalización, separándose un vapor rico en H_2O que recoge algo de Sn y se dirige hacia la zona de techo de la intrusión (estos vapores pueden ser los que producen las pegmatiti -

tas estériles o pobres en Sn). Los elementos Rb, Sn, Li, F, B se van concentrando en los últimos líquidos residuales, dirigiéndose hacia las zonas favorables estructuralmente y a las zonas de techo.

- Fase tardimagmática. En esta fase tardía se produce una saturación de agua en la que probablemente se produce la rotura de los complejos de sodio-flúor -elementos raros, con formación de microclinizaciones (todavía a alta presión y temperatura), y posteriormente con el descenso de la presión se producen albitizaciones, muy relacionadas con la deposición de estaño.

El CO_2 , es un compuesto muy importante, ya que a altas presiones está muy enriquecido, y es posible que tenga un papel importante en el transporte del wolframio como complejos carbonatos-bicarbonatos. Esto parece que es así, en la cúpula de Acebo, en la cual tenemos íntimamente relacionados la microclinización (que se realiza a altas presiones), la presencia de carbonatos en todas las muestras y la asociación con mineralizaciones exclusivamente wolframíferas. A presiones más bajas, los fluidos están enriquecidos en Cl y F, que son los elementos claves en el transporte del estaño en forma de complejos. SnCl_2^0 (aq) y SnF^+ (aq), y es a estas presiones y temperaturas cuando se producen los procesos de albitización, por lo que están tan relacionados con la aparición de mineralizaciones estanníferas. Además la asociación de la casiterita con alteraciones sericiticas, cloríticas y turmaliníferas es debido a que a las temperaturas y pH en

las que se producen este tipo de alteraciones decrece rápidamente la solubilidad de la casiterita y se produce su precipitación.

- - Fase postmagmática de baja presión en la que los fluidos tardíos están enriquecidos en B, Li, Sn, Nb y Ta contribuyendo a una disminución en la viscosidad y a que se mantengan en estado líquido a más bajas temperaturas. Estos fluidos concentrados en las zonas de techo y en las estructuralmente favorables pueden reaccionar localmente con acumulados todavía parcialmente solidificados y producir greisenizaciones. Es en estas fases y en esas zonas greisenizadas en las que debido al pH muy bajo (medio ácido) se destruyen parte de los feldespatos y aparecen caolinizaciones. Se forman también abundantes filones de cuarzo mineralizados en casiterita, columbita-tantalita y sulfuros de Fe, As, Cu, Sn y Zn y pegmatitas litíferas con mineralizaciones de Sn, Nb - Ta.

Por otra parte, y confirmando la hipótesis de DERRE y ROGER (1984), todos estos granitos se localizan en una serie de bandas alternantes con dominio del estaño o dominio del wolframio (Fig. 81). Las cúpulas de Torrecilla de los Angeles y Acebo se sitúan en la zona V con $W \gg Sn$, estando Torrecilla de los Angeles casi en el límite de esta zona con la zona IV de $Sn \approx W$. Las cúpulas del Trasquilón y El Palancar se sitúan en la zona VI de $Sn > W$. Las razones por las cuales existe esta zonación metalogénica a escala regional, no están muy claras, aunque se barajan una serie de hipótesis que podrían

FIGURA 81

Distribucion en bandas alternantes E-W y transversales N 160° de los yacimientos de Sn-W en el Macizo Hesperico. Segun DERRE y ROGER (1984)

Liste des gisements et indices donnant, dans l'ordre, le numéro reproduit sur la figure, le (ou les) nom du gîte, le pays (E : Espagne, P : Portugal) dans lequel il est situé, son contenu (W : wolframite ; W* : scheelite ; Sn : cassitérite ; ...), son type (d : disséminé dans le granite ; F : filon ; st : stockwerck ; peg : pegmatite ; ap : aplite ; sk : skarn ; al : alluvions), éventuellement sa direction.

1 : Boal, E, W, F, N130 ; 2 : Monteneme (Carballo), E, W = Sn, F, N30-N45 ; 3 : Camariñas, E, W, F ; 5 : Santa Comba, E, W > Sn, d, F, N30 ; 7 : San Fix (Lousame), E, Sn > W, F, N50 ; 8 : Boiro (Puebla del Caraminal), E, Sn, F ; 9 : Fontao, E, W > Sn, d-F, N45 ; 10 : Seo, E, W, F ; 11 : Ponferrada (Los Barrios), E, W, F, N55-N135 ; 11 b : Virgen de la Encina, E, W, F ; 12 : Sangenjo (Ayos), E, Sn-Li, peg ; 13 : Paraño, E, Sn, peg ; 13 b : Irijo, E, Sn ; 14 : Silleda, E, Sn, peg ; 15 : Beariz, E, Sn, F, peg ; 16 : Avion, E, Sn, peg ; 17 : Cartelle, E, Sn, peg ; 18 : Gomesende, E, Sn > W, peg ; 19 : Baldrey (Maceda), E, Sn, peg ; 20 : La Vega, E, W ; 20 b : Casayo-Tres Amigo, E, W, F ; 21 : Penouta, E, Sn (NbTa), d-F ; 22 : Sarreous, E, W ; 23 : Laza, Monterrey, E, W, W*, Sn, d-F ; 24 : Plas, Barjacoba, E, Sn, F ; 25 : San Mamed (Gudiñal), E, Sn, F ; 28 : Calabor, E, Sn, F, N55 ; 29 : Vale Formiga, Portelo, E, Sn, F ; 30 : Montesinho, P, Sn, F, N45-N80 ; 31 : Tronco, Aguas Frias, P, W, F ; 32 : Trigueiriça, P, Sn, F, N160 ; 33 : Ervedosa (Tuela), P, Sn, st + F, N160 ; 34 : Murços, Agrochão, P, W, F, N110, N20-60 ; 35 : Paredes, P, Sn, F, N-S, N10 ; 36 : Ribeira, P, Sn > W, F, N30 ; 37 : Argozelo, P, Sn > W, F, N30, N160 ; 38 : Arcillera (Sta Elisa), E, Sn, F-st ; 39 : Cadeço, Ratoneira, Raposo, P, Sn, F, N20 ; 40 : Fonte Batalha, Santigaibo, P, W, F, N140 ; 41 : Villadepera-Dorinda, E, Sn, F, N40 ; 42 : Almaraz, E, Sn, F ; 43 : Covas-Valdarcas, P, W*, sk ; 44 : Serra de Arga, P, Sn (NbTa), peg-ap ; 45 : Las Ombras, E, W (Mo, Sn), F, N-S ; 46 : Geres, Salto do Lobo, P, W (Mo, Sn), F, N10 ; 48 : Bessa, P, Sn-W, peg, NW ; 49 : Boticas Sud-Est, P, Sn-W, st ; 50 : Borralla, P, W (Mo), F, N80-N170 ; 51 : Cerdedo, P, Sn, ap, N-S, N10 ; 52 : Chaves, P, Sn, peg ; 53 : Vilarandelo-Sonim, P, W, F ; 54 : Tamega, P, Sn ; 55 : Adorio-Cerva (São João), P, Sn-W, peg, N150 ; 56 : Fontes, Viduais, Fonteloas, Cabeço, P, Sn-W, F, N-S, N90 ; 56 b : Gontaes, P, Sn, ap, N-S, N160 ; 57 : Cumiera, P, W, st ; 58 : Rebordolongo, P, W(Sn), F, N45 ; 59 : Coalheira, P, W, F ; 60 : Saudel, P, W (Sn), F, N90 ; 61 : Vale das Gatas, P, W, F, N80 ; 62 : Vinheiros, P, W, F, N60 ; 63 : Delegada, P, Sn, F, N80 ; 64 : São Mamede da Riba Tua, P, W-Sn-Ag, F, peg, NW ; 67 : Freixo de Numão, P, W*, W, sk-F, N-S ; 68 : Cedaes, P, W*, sk ; 68 b : Muar, P, W, F, N20 ; 69 : Freixeda, P, W, F, N20 ; 70 : Cravezas, P, W, sk ; 71 : Villar del Buey, E, Sn, F, N140 ; 72 : Fermoselle, E, W, F, N-S ; 73 : Brincones, E, W, F, N20 ; 73 b : Barceo, E, W, F, N-S ; 74 : Lagoaça (Fonte Santa), P, W*, W, F ; 75 : Pelados, Carviçais, Pereiras, Cabezo de Santilho, P, W ; 76 : Riba d'Alva (Barca d'Alva), P, W*, F-sk ; 77 : La Fregeneda, E, W*, sk-F, N-S ; 78 : Saucelle, E, W, F ; 79 : Barruecopardo, E, W*, F, N15 ; 80 b : Lumbrates, E, Sn, F, N100 ; 81 : Golpejas (Bellita), E, Sn-Nb-Ta, d ; 81 b : Buena Madre (au Nord), E, Sn + W, N140, Garovey (au Sud), E, Sn ; 82 : Morille, E, W*, sk-F ; 83 : Martinamor, E, W, W + Sn, F ; 84 : Amonde, P, Sn-Nb-Ta, d ; 85 : Sn ; 86 : Esposende, P, W ; 87 : P, W ; 88 : Felgueiras, P, Sn, F, N20 ; 89 : Amarante (Seixoso, Vieros), P, Sn, peg, N-S, N20 ; 89 b : Fontão, Gresso, Guine, P, Sn, F, N20 ; 90 : Fonte Figueira, P, Sn, W, W*, ap-F-sk, N160-N40 ; 91 : Tarouca, Santo Antão, P, W*, F, sk ; 92 : Minas do Teixo, P, Sn-W, ap, N100 ; 93 : Almendra, P, W*, sk ; 94 : Rio de Frades, P, W-Sn, F, N10, N160 ; 94 b : Golas Fiveda, P, W, F, N150 ; 96 : Regoufe, P, W-Sn, F, N20, N150 ; 97 : Correia, Mosqueiro, P, Sn, W, F, N150 ; 98 : Farejinha, Folgosa, P, Sn-W, F, N45, N150, Granja, P, Sn ; 99 : Pendão, P, W, F ; 100 : Lagares-Fontainhas, P, Sn-Nb-Ta, peg, N160, N20 ; 101 : Fonte Fria, Roxo, Minas Vailhas, P, W, F, N160, N10, N40, N60 ; 102 : Bejanca, P, Sn-W, st-F, N20, N150 ; 103 : Bodiosa, P, Sn-W, F, N-S, N160 ; 104 : Cantarinhos, P, Sn-W, F ; 105 : Mangualde, P, Li-Be (Sn), peg ; 106 : Celorico da Beira, P, Sn ; 107 : Azevo (Pinhel), P, W*, sk ; 108 : Massueime, P, Sn-W-Li, peg ; 109 : Olmedo, E, Sn ; 110 : Barquilla, E, Sn ; 111 : Jarmelo-Atalaia, P, W(Sn), F ; 112 : Gouvêa-Linhares, P, Sn-W, peg-F ; 113 : Belmonte-Gaia-Casteloire, P, Sn, al (+ peg) ; 113 b : Vendas, Marquiza, Pequite Torre, P, Sn ; 114 : Sabugal, P, W-Sn-W*, F-sk ; 115 : Nave de Haver, P, Sn, al ; 116 : Nave de Francia, E, W, F, N150 ; 117 : Gallegos, E, W ; 117 b : Pizarral, E, Sn-Pb ; 118 : Gois, P, W (Sn), F, NW ; 119 : Panasqueira, P, W, F ; 120 : Covilhã, P, W (Sn), F, N-S, N150, N20 ; 121 : Argemola, P, Sn, F ; 121 b : Lardosa, P, Sn, al ; 122 : Medelin, P, Sn ; 123 : Lajes, P, Sn, F-al ; 124 : Navas Frias, E, Sn-W, F ; 124 b : Valverde del Fresno, E, Sn ; 125 : Acebo (à l'Est), E, W, d-st, Hoyos (à l'Ouest), Sn, F ; 126 : Perales del Puerto, E, W*, sk ; 127 : La Lapa, E, W*, F, N15 ; 127 b : Torrecilla de los Angeles, E, Sn-W, d-F, N-S, Montehermoso (au Sud), Sn-W, F ; 128 : Aceituna (au Nord), E, Sn-W, F, Monte Hermoso (au Sud), Sn-W, F ; 129 : Santa Maria, E, Sn, al ; 129 b : Casas Millán (à l'Ouest), E, Sn, Teba (à l'Est), Sn, F, N-S, E-W, N20 ; 130 : Villar del Pedroso, E, Sn ; 131 : Segura, P, Sn-W ; 132 : Piedras Albas, E, Sn, F, N20 ; 133 : Garrovillas, E, W, F ; 134 : Val de Florez, E, Sn (W), st ; 134 b : El Trasmilón, E, Sn-Li, d-st ; 135 : Trujillo, E, W, F ; 135 b : Plasenzuela, E, Sn, F ; 136 : Logrosan, E, Sn (W), F, NE ; 137 : E, Sn ; 138 : Tres Arroyos, E, Sn-Nb, peg-F, Ta-Li, NE-SW ; 139 : Montanchez, E, Sn, F ; 139 b : Casa de Don Antonio, E, Sn ; 140 : Adelaida (La Parilla), E, W*-Sn (W), F, N30, N45 ; 141 : Almoharín, E, Sn + W ; 142 : E, Sn-W ; 143 : Merida, E, W, F ; 144 : E, W ; 145 : Val de la Serena, E, W, F ; 145 b : San Nicolás, E, W-Sn, F, N35, N90 ; 146 : Belalcázar, E, W, peg ; 147 : El Viso, Vallasalto, E, W, peg-F ; 147 b : Dos Torres, E, W-Sn ; 148 : NE de Torrecampo, E, Sn-W ; 148 b : Pozoblanco, E, Sn-W, d ; 149 : Villanueva de Córdoba, E, W, d ; 150 : près de Conquista, E, Sn ; 151 : Arroyo del Candalo, E, W, F ; 152 : Val de la Grana, E, Sn-W, F ; 152 b : Venta de Cardena, E, Sn-W*-W, d-peg ; 153 b : La Onza, E, W, F ; 154 : Cerro de las Cabezas, E, W ; 155 : Atalayon del Judío, E, W ; 156 : Mine du Candalo, E, W-Sn ; 157 : Elvas (Pereira de Baixo, Entre Ribeiras), Sta Eulalia, P, Sn, F, N140 ; 158 : Mari Juli, Oliva de la Fonttera, E, W-Bi, F ; 159 : El Castillo de las Guardas, E, W ; 160 : Navalepeda, E, W ; 161 : El Espinaro, E, W ; 162 : Pegrierinos, E, W ; 163 : Collado, Villarba, E, W ; 164 : La Cruz Verde, E, Sn-W ; 165 : Becerrii, E, Sn-W ; 166 : Lozohuela, E, Sn-W ; 167 : Mira Flores, E, W ; 168 : Guadalix, E, Sn + W ; 169 : Colmenar, E, Sn.

FIGURA 81

Leyenda

llegar a ser válidas. Entre ellas destacan las que defienden la existencia de niveles de erosión diferentes, por lo que las bandas con estaño dominante estarían más erosionadas que las de wolframio dominante (esto se basa en el esquema clásico de zonalidad perigranítica). Otras un poco más consistentes apoyan la idea de controles estructurales que gobiernan los emplazamientos de los macizos graníticos y sobre todo de las cúpulas diferenciadas.

De cualquier forma, lo que sí existe es una tendencia geoquímica distinta para los dos tipos de bandas, por lo menos en lo que se refiere a la provincia de Cáceres, que entra dentro de las zonas IV y V (Fig. 81). DERRE y ROGER (1984) afirman que en las bandas con estaño dominante, los granitoides estarían caracterizados por fuertes anomalías positivas en Li y en Sn, mientras que en las bandas con wolframio dominante, estarían caracterizados por anomalías negativas en Zr. En esta Tesis, se ha demostrado que así como en las zonas estanníferas la anomalía en estaño es muy fuerte, el Li presenta prácticamente los mismos contenidos (anormalmente elevados) para las cuatro cúpulas, mientras que el Ba separa radicalmente los dos dominios, con contenidos menores de 10 p.p.m. para las cúpulas exclusivamente estanníferas y contenidos por encima de 100 p.p.m. de Ba para las cúpulas estanno-wolframíferas y wolframíferas. Por otra parte, se demuestra que el indicador ensayado TiO_2/Sn es válido para marcar la evolución química de los granitos y por consiguiente una buena guía de investigación para los yacimientos de estaño (Fig. 80).

Finalmente, las cúpulas graníticas estudiadas, se pueden correlacionar con granitos estanníferos de otras provincias metalogénicas en el mundo.

Dentro del Macizo Hespérico, se pueden considerar como unos de los granitos más diferenciados existentes, y por supuesto claramente estanníferos. Si se comparan con los granitos de la zona de Viseu y de Tras-Os-Montes (Fig. 82), observamos que se distribuyen en una zona muy rica en SiO_2 y con unos márgenes de variación mucho más elevados que los granitos del Noroeste. En definitiva, están más diferenciados y presentan un carácter marcadamente litinífero. Son mucho más correlacionables con las cúpulas de Laza y Penouta en Galicia, con la de Losacio en Zamora, y la de Golpejas en Salamanca.

En el Dominio Hercínico Europeo, presenta características muy similares con las cúpulas graníticas pertenecientes al distrito minero de Cornualles, como son las de Tregonning-Godolphin (STONE, 1982), que tiene un carácter marcadamente litinífero, así como las de St. Austell, Dartmoor, Cornualles y Land's End. En el Macizo Central Francés, presentan analogías con los granitos de la cúpula de Montebbras (AUBERT, 1969, BURNOL, 1974) y en el Macizo Armoricano con las formaciones sodolíticas de Tréguennec (CHAURIS, 1981).

Por último, en la figura 83 se ha comparado el contenido medio en elementos mayores entre un granito normal, un granito estan

FIGURA 82

DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS COMPARATIVOS ENTRE LOS GRANITOS DE VISEU, TRAS-OS-MONTES Y LOS ESTUDIADOS.

FIGURA 83

Comparación del contenido medio de elementos mayores entre un granito (línea central), un granito estannífero (TAYLOR, 1979) y la composición media de los GRANITOS ESTUDIADOS.

nífero y la composición media de los granitos estudiados observándose que estos últimos tienen todas las características de granitos estanníferos, si bien presentan un carácter muy peraluminico y tienen contenidos menores en Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O y K_2O . Así mismo, en la figura 84 se ha reflejado la composición media en elementos mayores de los granitos estudiados con las composiciones medias de varios granitos estanníferos del mundo. La procedencia de los distintos granitos viene expresada en la tabla 26 en la que aparecen también la media de los granitos estanníferos y la media de los granitos normales. En esta figura se observa que los granitos estudiados se localizan dentro del campo de los granitos estanníferos, con proximidad hacia la media aritmética de todos ellos.

También hay que resaltar que dos de las cúpulas graníticas estudiadas (El Trasquilón y El Palancar) presentan muchas similitudes con los granitos anorogénicos jóvenes de África Central (Nigeria). Estos granitos nigerianos, que se consideran como granitos tipo A, están mineralizados en Sn-Nb-Ta y la intensidad de mineralización depende de la intensidad de la albitización. La cúpula del Palancar es la que tiene un número mayor de características análogas a este tipo de granitos, como son valores muy altos en SiO_2 , bajos contenidos en CaO , MgO y Fe_2O_3 , cuarzos redondeados, pegmatitas de Nb-Ta-Li asociadas, albitización relacionada con la mineralización y posibilidad de que sea el granito con más contenido en volátiles de los cuatro

FIGURA 84 Variación de los contenidos medios de elementos mayores en diferentes granitos estanníferos del mundo (Tabla 26) y en los granitos estudiados. (TAYLOR, 1979)

TABLA 26.- Composición media de los granitos estanníferos del mundo (TAYLOR, 1979)

[illegible]

estudiados (debido a la fosfatación tardía y el carácter "hidrotermalizado" que presenta al menos la parte más apical de la cúpula).

- - -

BIBLIOGRAFIA

- 1.- ARRIBAS, A., (1975). Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. Studia Geologica, V.9. pp. 7-63.
- 2.- ARRIBAS, A., (1979). Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain. Studia Geologica, XIV. pp. 223-260.
- 3.- ARRIBAS, A., (1979). El yacimiento de tungsteno de Barruecopardo. Bol. Geol. y Min. 91, pp.3-11.
- 4.- ARRIBAS, A., GONZALO, F., IGLESIAS, M. (1981). Génesis de una mineralización asociada a una cúpula granítica: el yacimiento de estaño de Golpejas (Salamanca). Cuad. de Laborat. Xeolox. de Laxe, nº 3, pp. 563-592.
- 5.- AUBERT, G., (1969). Les coupoles granitiques de Montebras et d'Echassieres et la genese de leurs mineralisations en Sn, Li, W, Be. Mem BRGM, nº 46. 349 pp.
- 6.- AUBOIN, J., (1965). Geosynclines. Ed. Elsevier. Amsterdam. 335 pp.

- 7.- BALL, T.K. and BASHAM, I.R. (1984). Petrogenesis of the Bosworgey granitic cusp in the SW England tin province and its implications for ore mineral genesis. Mineralium Deposita, 19, pp.70-77.
- 8.- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., et MATTE, P. (1970). Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierra de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 270, pp.2630-2633.
- 9.- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, P. et RIBEIRO, A. (1973). Geotectonic model for the Variscan orogen. Nature Phys. Sc., v. 241, pp. 50-52.
- 10.- BAUMANN, L., STEMPROK, M., TISCHENDORF, G., ZOUBEK, V., (1974). Metallageny of tin and tungsten in the Krusné-hory-Erzgebirge. Symposium MAWAM. Excursion guide. Ustredninstav Geologicky. Praha. 67 pp.
- 11.- BECKINSALE, R.D. (1979). Granite magmatism in the tin belt of South-East Asia. In: Origin of granite batholiths. Geochemical evidence. M. P. Atherton & J. Tarney (Ed). Shiva Publ. Ltd., pp. 34-44.
- 12.- BESA (1982). Torrecilla de los Angeles. Informe confidencial.

- 13.- BEUS, A.A. (1968). Albitite deposits. In: Genesis of endogenous ore deposits. Smirnov, V.I. (Ed.). Nedra, Moscow, pp. 307-377.
- 14.- BEUS, A.A., SEVEROV, E.A., SITNIN, A.A. and SUBBOTIN, K.D. (1962). Albitized and greisenized granites (apogranites) (in Russian). Nauka, Moskva, 194 pp.
- 15.- BEUS, A.A. and SITNIN, A.A. (1968). Geochemical specialization of magmatic complexes as criteria for the exploration of hidden complexes. Proc. XXIII Int. Geol. Congr. Prague, 6, pp. 101-105.
- 16.- BEUS, A.A. and ZALASHKOVA, N.E. (1962). On the processes of hightemperature postmagmatic metasomatism in granitoids (in Russian). Nauk. Ser. Geol., n° 4, pp. 13-31.
- 17.- BOISSAVY-VINAU, M. (1979). Processus géochimiques de concentrations liés à l'évolution de magmas granitiques. Application aux filons à Sn-W du Massif Central et du Nord Portugal. These 3eme cycle. Labo. Geol. Appl. Univ. P. et M. Curie, Paris, inédit.
- 18.- BOISSAVY-VINAU, M., DERRE, C., JAFFREZIC, H., ROGER, G., TREUIL, M., (1979). L'étain et le tungstène dans

l'evolution granitique: le secteur N. de Viseu (Portugal). Comparaisons avec le Massif Central Français . VI Meeting on the geology of the Northwestern Iberian Peninsula, Porto-Oviedo. Publ. do Museu e Labo. Mineralogico e Geologico da Faculdade de Ciencias do Porto, v. 91, pp. 65-74.

- 19.- BOWDEN, P. (1979). Geochemical aspects of the evolution and mineralization of the Nigerian Mesozoic anorogenic granites. Studia Geologica, XIV, pp. 183-188.
- 20.- BOWDEN, P. (1982). Magmatic evolution and mineralization in the Nigerian Younger granite province. Ed. Evans, A.M. in MAWAM, vol.6, pp. 51-63.
- 21.- BUCHANAN, M.S., MACLEOD, W.N. and TURNER, D.C.(1971). The geology of the Jos Plateau. Bull. Geol. Surv. Nigeria, 32.
- 22.- BUDDINGTON, A.F., (1959). Granite emplacement. Geol. Soc. America Bull., v. 70, pp.671-748.
- 23.- BURNOL, L. (1974). Géochimie du béryllium et types de concentrations dans les leucogranites du Massif Central Français. Relations entre les caractéristiques géochimiques des granitoides et les gisements endogènes de type départ

acide (Be, Li, Sn) ou de remaniement tardif (U, F, Pb, et Zn). Mém. BRGM, n° 85.

- 24.- BURNOL, L., AUTRAN, A., BONNICI, J.P., GEFFROY, J., (1974). Granites acides du nordouest du Massif Central Française et mineralisations associées. Symposium MAWAM. Excursion guide. BRGM. Paris.
- 25.- BURNOL, L., GEFFROY, J., SOLER, P. (1978). Le tungstène, ses principaux types de gisement. Chron. Rech.Min., n° 441, pp.27-43; n° 443, pp.24-44.
- 26.- CALDERON, S.,(1903) . Las ambligonitas de Cáceres. Rev.Min. y Met. T. XXI.
- 27.- CAPDEVILA, R., CORRETGE, G., et FLOOR, P. (1973). Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bull. Soc. Geol. France, (7), XV, n° 3-4, pp.209-228.
- 28.- CAPOTE, R., GUTIERREZ ELORZA, M., VEGAS, R., (1971). Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres. Bol. Geol. Min., 82(2), pp.147-151.
- 29.- CARMICHAEL, I.S., TURNER, F.J., VERHOOGEN, J. ,(1974). Igneous petrology. Mc Graw-Hill Book Company. 739 pp.

- 30.- COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R. and CHAPPELL, B.W.,(1982). Nature and origin of A-Type granites with particular reference to Southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 80, pp.189-200.
- 31.- CRESPO, V. (1972). La reserva del valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. Bol. Geol. Min., 83(2), pp.174-180.
- 32.- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, pp.173-174.
- 33.- CHATTERJEE, A.K., STRONG, D.F., and MUECKE, G.K., (1983). A multivariate approach to geochemical distinction between tin-specialized and uranium-specialized granites of southern Nova Scotia. Can. J. Earth Sci., 20, pp. 420-430.
- 34.- CHAURIS, L., (1965). Les mineralisations pneumatolytiques du Massif Armoricaín. BRGM Mem. nº 31, pp.7-217.
- 35.- CHAURIS, L., (1977). Ceintures granitiques hercyniennes et mineralisations stanno-wolframifères dans le Massif Armoricaín. Acad. Sci. París C.R. v. 284, pp.1009-1012.

- 36.- CHAURIS, L., (1980). Plate tectonics and ore deposits in Western Europe: the example of the Armorican Massif (France). Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium. Stuttgart, Germany., pp.401-413.
- 37.- CHAURIS, L., (1981). Une province stannifere: Le Massif Armoricaïn (France). Chronique de la Recherche Miniere, n° 462, pp.5-42.
- 38.- CHORLTON, L.B. and MARTIN, R.F., (1978). The effect of boron on the granite solidus. Can. Min., 16, pp.239 - 244.
- 39.- DERRE, C. and ROGER, G. (1984). Filons à étain-tungstène dans la moitié nord du Portugal. Guides de recherche. Chron. Rech. Min., n° 475, pp.35-50.
- 40.- DIDIER, J., LAMEYRE, J., VIALETTE, J., (1973). Les granitoides hercyniennes du Massif Central. Soc. Geol. France Bull., v. 15 n° 3-4, pp.271-273.
- 41.- EL BOUSEILY, A.M. and EL SOKKARY, A.A. (1975). The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chem. Geol., 16, pp.207-219.
- 42.- ESKOLA, P. (1933). On the differential anatexis of rocks. Gmm. geol. Finlande Bull., v. 103, pp.12-25.

- 43.- EXLEY, C.S., & STONE, M. (1964). The granitic rocks of Southwest England, in "Presents views on some aspects of the geology of Cornwall and Devon". Truro. pp. 132-184.
- 44.- FAVORSKAYA, M.A. & TOMSON, I.N. (1974). Global regularities in the distribution of large ore deposits, Nedra Press, Moscow (In Russian).
- 45.- GILLULY, J. , (1963). The tectonic evolution of the United States, Q.J. Geol. Soc. Lond. , v. 119, pp.133-174.
- 46.- GINSBURG, A.I. , (1972). Problems of rare element granites (in Russian). In Redkometal. granity i problemy magmat. differentsiatsii. ,pp.7-27.
- 47.- GONZALEZ AGUADO, M.T. (1982). Estudio petrológico y metalogénico del yacimiento de Sn del Tra squillón (Cáceres). Proyecto Fin de Carrera. E.T.S.I.M. Madrid. Inédito.
- 48.- GONZALEZ AGUADO, M.T. et al. (1979). Estudio petrológico de las intrusiones graníticas y sus efectos sobre la roca encajante de la parte occidental del batolito de Montehermoso y de las apófisis de Torrecilla de los Angeles. (Cáceres). Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. Inédito.

- 49.- GONZALEZ AGUADO, M.T., y GUMIEL, P., (1984). El yacimiento de estaño del Trasquilón (Cáceres): Una mineralización asociada a una cúpula granítica. Boletín Geológico y Minero. T. XCV-IV., pp.354-373.
- 50.- GROVES, D.I. and MCCARTHY, T.S., (1978). Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. Mineralium Deposita, 13, pp.11-26.
- 51.- GRUBENMANN, U. and NIGGLI, P., (1924). Die Gesteinsmetamorphose, Borntraeger, Berlín.
- 52.- GUMIEL, P., (1978). Geología y metalogenia del yacimiento de Sn-W de Torrecilla de los Angeles (norte de Cáceres). Bol. Geol. y Min., 89(2), pp.133-147.
- 53.- GUMIEL, P., (1979). Estudio del yacimiento intragranítico de scheelita de La Lapa (Hernan Pérez) Cáceres. Bol. Geol. y Min., 190(1), pp.21-35.
- 54.- GUMIEL, P., (1981). Essai sur la classification typologique des principaux gisements de Sn-W d'Estremadure (Espagne). Chronique de la Recherche Miniere, nº 463, pp.5-26.
- 55.- GUMIEL, P., (1984). Tipología de los yacimientos de estaño y wolframio del Macizo Ibérico. Ponencia presentada en el I Congreso Español de Geología. Area "Recursos natura

les". Sec. 13. Segovia. (in litt).

- 56.- HERRANZ, P. et al., (1977). Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel. Estudios Geológicos. Inst. Lucas Mallada, v. 33, pp.327-342.
- 57.- HOSKING, K.F.G., (1969). The nature and significance of certain late veins of south-west Cornwall which are characterized by the presence of potash feldspar. Camborne School Mines Mag., v.67, pp.42-59.
- 58.- HOSKING, K.F.G., (1973). Primary mineral deposits. En: Geology of the Malay Peninsula. D.J. Gobbett and C.S. Hutchinson (Ed). Wiley. Interscience. New York, pp.335-390.
- 59.- IGLESIA GOMEZ, J.P., (1983). Investigación minera de un yacimiento de estaño tipo aluvial. Mina Mary (Badajoz). Proyecto Fin de Carrera. E.T.S.I.M. Madrid, Inédito.
- 60.- IGME (1971). Mapas de síntesis geológica E. 1:200.000. Plasencia.
- 61.- IGME, (1971). Mapas de síntesis geológica E. 1:200.000. Cáceres.

- 62.- IGME, (1973). Fase previa para la investigación de minerales de Sn al Sur de Cáceres (Capital). División de Investigaciones Mineras. Inf. privado.
- 63.- IGME, (1975). Fase previa de investigación minera en las zonas de Cañaveral y Santa Amalia; en las provincias de Cáceres y Badajoz. División de Investigaciones Mineras.
- 64.- IGME, (1978). Fase intermedia de investigación minera de Sn-W en varias áreas de Extremadura (zona Sur de Cáceres). División de Investigaciones Mineras. Inf. privado.
- 65.- IGME, (1980). Mapa Geológico de España E. 1:1.000.000.
- 66.- ISHIHARA, S., TERASHIMA, S., (1977). Chemical variation of the Cretaceous granitoids across southwestern Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, v.83, nº 1, pp.1-18.
- 67.- IVANOV, V.V., PJATENKO, Y.A., (1959). On the so-called Kesterite. Zapiski Vse sojuznogo Mineral. Obscestva 88, pp.165-168 (in russian; reference in Am. Mineralogist 44, 1329).
- 68.- JACOBSON, R. and WEBB, J.S., (1946). The pegmatites of Central Nigeria. Geol. Surv. Nigeria Bull. nº 23.
- 69.- KINNAIRD, J.A. (1979). Mineralisation associated with the Ni

gerian Mesozoic ring complexes. Studia Geologica, XIV, pp. 189-220.

- 70.- KOPTEV-DVORNIKOV, V.S. and RUB, M.G., (1964). Geochemical and metallogenic specialization of magmatic complexes. (in Russian). Metallogen. special. magmat Kompleksov. Nedra, Moskva, pp. 7-24.
- 71.- KOVALENKO, V.I., (1977). Petrology and geochemistry of the rare-metal granitoids (in Russian). Nauka, Novosibirsk, 205 pp.
- 72.- LANGE, H., TISCHENDORF, G., PALCHEN, W., KLEMM, I., OSSENKOPF, W., (1972). Zur petrographie und geochemie der granit des Erzgebirges. Geologie Jg. 21, pp. 457-487.
- 73.- LOISELLE, M.C., WONES, D.R., (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. Geol. Soc. Am. Abstract with Progr., pp. 11-468.
- 74.- LOTZE, F., (1945). Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch., Bd. 6 pp. 35-52.
- 75.- MAGAK'YAN, I.G., (1968). Ore deposits tin. International Geological Review. 10, pp. 108-121.

- 76.- MAGAKYAN, I.G., (1974). Mettalogeny. Nedra Press. Moscow
(in russian).
- 77.- MANNING, D.A.C., (1982). An experimental study of the effects
of fluorine on the crystallization of granitic melts. Ed.
Evans, A.M., in MAWAM, vol. 6, pp.191-205.
- 78.- MARTIN, R.F. and PIWINSKI, A.J., (1972). Magmatism and
tectonic setting. Tectonophys., 77, pp.4966-4975.
- 79.- MEHNERT, K.R., (1963). Petrographie und Abfolge der Grani-
tization im Schwarzwald. Neues Jahrb. Mineral. Abh.,
v. 99, pp.161-188.
- 80.- MEHNERT, K.R., (1968). Migmatites and the origin of granitic
rocks. Elsevier, Amsterdam.
- 81.- MITCHELL, A.H.G. and GARSON, M.S., (1972). Relationship
of porphyry copper and Circumpacific tin deposits to
palaeo-Benioff zones. Trans. Inst. Minning and Metall.,
v. 81., pp.10-25.
- 82.- OLADE, M.A., (1980). Geochemical characteristics of tin-
bearing and tin-barren granites, Northern Nigeria.
Economic Geology, v.75, pp.71-82.
- 83.- OVCHINNIKOV, L.N., (1970). The granitic melts as a source
of metals in sialic plutogenic hydrothermal deposits.

IAGOD. Scotland. Serie A, nº 2, pp. 19-24.

- 84.- PELLETIER, R.A., (1964). Mineral resources of south Central Africa. Oxford. University Press, 277 pp.
- 85.- PEREZ REGODON, J., (1969). Investigaciones auríferas en la provincia de Cáceres. Bol. Geol. Min., 80 (2), pp. 131-145.
- 86.- PETRUK, W., (1973). Tin sulphides from the deposit of Brunswick Tin Mines Limited. Canadian Mineralogist, 12, pp. 46-54.
- 87.- PITCHER, W.S., (1979). Comments on the geological environments of granites. In: Origin of granite batholiths. Geochemical evidence. M.P. Atherton & J. Tarney (Ed). Shiva Publ. Ltd., pp. 1-8.
- 88.- RAGUIN, E., (1957). Geologie du granite. 2ª ed. Masson et Cie, París.
- 89.- RAMIREZ, E., (1974). Ensayo de un análisis de posibilidades en mineralizaciones de la provincia de Cáceres. Bol. Geol. Min., 85 (2), pp. 171-181.
- 90.- READ, H.H., (1957). The granite controversy. Murby. London.

- 91.- RIBEIRO, A., CONDE, I. et MONTEIRO, J., (1973). Carta tectónica de Portugal et noticia explicativa. Serv. Geol. Portugal.
- 92.- RIBEIRO, A. y PEREIRA, E., (1982). Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. Geonovas. vol. 1, nº 3, pp.23-31.
- 93.- RYABCHIKOV, I.D., (1975). Thermodynamics of the fluid phase of granitoid magmas (in Russian). Nauka, Moskva.
- 94.- RUNDKVIST, D.V., (1977). The distribution of mineral zones associated with granitoid magmatism and rare-metal mineralization in space and time. Symposium MAWAM, Karlovy Vary, v. 2, pp. 11-19.
- 95.- RUNDKVIST, D.V., (1978). Classifications of mineralizations related to acid intrusive magmatism. Stydia Geologica, XIV, pp. 149-160.
- 96.- RUNDKVIST, D.V., DENISENKO, V.K., PAVOLOVA, I.G., (1971). Greisen deposits (ontogenesis and filogenesis). Nedra Press. Moscow (in Russian).
- 97.- SAAVEDRA, J., (1978). Geochemical and petrological characteristics of mineralized granites in the west centre of

Spain. Symposium Mawam, Karlovy Vary, v.3, pp. 279-291.

- 98.- SAAVEDRA, J. y ARRIBAS, A. (1974). Características y probable génesis de una estructura típica en granitos mineralizados de la provincia de Cáceres (España). Studia Geologica, VIII, pp. 125-132.
- 99.- SAAVEDRA, J., ARRIBAS, A., GARCIA, A., MORO, C., PELLITERO, P., RODRIGUEZ, S., (1974). Relación entre las propiedades físicas y químicas de algunos granitoides del Centro Oeste de España y las mineralizaciones estano-wolframíferas con ellas asociadas. Tecniterrae, 2, pp. 20-26.
- 100.- SAAVEDRA, J. y PELLITERO, E., (1975). Factores geoquímicos y petrológicos en la génesis de yacimientos de Sn y W asociados a rocas plutónicas ácidas. Tecniterrae, nº 3, pp. 8.
- 101.- SAAVEDRA, J., PELLITERO, E., GARCIA SANCHEZ, A. y MADRUGA, F. (1977). Estudio del granito mineralizado del Jálama, Salamanca-Cáceres, España. Bol. Geol. Min., 88, pp. 333-344.
- 102.- SANTOS, J.A., MEDINA, E., (1978). Emplazamiento y carac-

terísticas de los filones mineralizados en ambligonita-cassiterita de Valdeflorez (Cáceres). Tecniterrae.

- 103.- SCHUILLING, R.D., (1967). Tin belts around the Atlantic Ocean: some aspects of the geochemistry of tin. Tech., Conf. on Tin, Int. Tin Council, London.
- 104.- SHAND, S.J. (1950). Eruptive rocks. Wiley. New York, 4th edition.
- 105.- SHAW, H.R., (1972). Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. Amer. Jour. of Sci, 272, pp. 870-893.
- 106.- SHCHEGLOV, A.D., (1968). Mettalogeny of the regions of autonomous activization. Nedra Press. Leningrad (in Russian).
- 107.- SHCHERBA, G.N., (1967). Greisen deposits. In: Genesis of endogenous ore deposits. Smirnov, V.I. (Ed.). Nedra, Moscow, pp.378-442.
- 108.- SHCHERBA, G.N., GUKOVA, V.D., KUDRYASHOV, A.V. and SENCHILO, N.P., (1964). Greisens, vein-quartz and potash feldspar of the molybdenum-tungsten deposits of Kazakhstan (in Russian). Trudy institute geologicheskikh nauk. Akad. Nauk. Kaz. Tom. 8, pp.308.

- 109.- SHEPPARD, S.M.F., (1977). Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes. Spec. Publ. Geol. Soc. London, pp.25-41.
- 110.- SILLITOE, R.H., (1974). Tin mineralization above mantle hot spots. Nature, v.248, pp. 497-499.
- 111.- SILLITOE, R.H., HALLS, C. and GRANT, J.N., (1975). Porphyry tin deposits in Bolivia. Economic Geology, 70, pp. 913-977.
- 112.- SMIRNOV, V.I., (1968). The sources of ore forming material. Economic Geology, 63, pp.380-389.
- 113.- SMIRNOV, V.I., (1976). Geological of mineral deposits. Mir Publishers, Moscow, 520 pp.
- 114.- SOEN, I.O., (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. Bol. Inst. Beol. Min., v.81, pp.271-298.
- 115.- SOO JIN KIM, (1979). Tin-bearing rock types in Korea. Studia Geologica, XIV, pp.221-222.
- 116.- SOEN, I.O., (1970). Paragenetic relations of some Cu-Fe-Sn sulfides in the Mangualde pegmatite, North Portugal. Mineralium Deposita, 5, pp.59-84.

- 117.- SPRINGER, G., (1972). The pseudobinary system $\text{Cu}_2 \text{Fe Sn S}_4$ - $\text{Cu}_2 \text{Zn Sn S}_4$ and its mineralogical significance. Canadian Mineralogist, II, pp.535-541.
- 118.- STAVROV, O.D., STOLYAROV, I.S. and IOCHEVA, E.I.(1969). Geochemistry and origin of the Verkh-Iset granitoid massif in central Ural. Geochem. Int., 6, pp.1138-1146.
- 119.- STEMPROK, M., (1963). Distribution of Sn-W-Mo formation deposits around granites. Symp. Problem. of Postmagmatic Ore Deposition. Prague, v.I, pp.69-72.
- 120.- STEMPROK, M., (1964). On the transition of pegmatites into tin, tungsten and molybdenum-bearing veins. Sbor. Geol. Ved., rada LG, pp.7-38.
- 121.- STEMPROK, M., (1979). Mineralized granites and their origin. Episodes, nº 3, pp.20-24.
- 122.- STEMPROK, M., (1979). A suggestion for the classification of tin, tungsten and molybdenum deposits associated with plutonic rocks. Studia Geologica, XIV, pp.161-169.
- 123.- STEMPROK, M., (1980). European Variscides. Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium. Germany. Stuttgart. pp.495-512.

- 109.- SHEPPARD, S.M.F., (1977). Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes. Spec. Publ. Geol. Soc. London, pp.25-41.
- 110.- SILLITOE, R.H., (1974). Tin mineralization above mantle hot spots. Nature, v.248, pp. 497-499.
- 111.- SILLITOE, R.H., HALLS, C. and GRANT, J.N., (1975). Porphyry tin deposits in Bolivia. Economic Geology, 70, pp. 913-977.
- 112.- SMIRNOV, V.I., (1968). The sources of ore forming material. Economic Geology, 63, pp.380-389.
- 113.- SMIRNOV, V.I., (1976). Geological of mineral deposits. Mir Publishers, Moscow, 520 pp.
- 114.- SOEN, I.O., (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. Bol. Inst. Beol. Min., v.81, pp.271-298.
- 115.- SOO JIN KIM, (1979). Tin-bearing rock types in Korea. Stydia Geologica, XIV, pp.221-222.
- 116.- SOEN, I.O., (1970). Paragenetic relations of some Cu-Fe-Sn sulfides in the Mangualde pegmatite, North Portugal. Mineralium Deposita, 5, pp.59-84.

- 117.- SPRINGER, G., (1972). The pseudobinary system $\text{Cu}_2 \text{Fe Sn S}_4$ - $\text{Cu}_2 \text{Zn Sn S}_4$ and its mineralogical significance. Canadian Mineralogist, II, pp.535-541.
- 118.- STAVROV, O.D., STOLYAROV, I.S. and IOCHEVA, E.I.(1969). Geochemistry and origin of the Verkh-Iset granitoid massif in central Ural. Geochem. Int., 6, pp.1138-1146.
- 119.- STEMPROK, M., (1963). Distribution of Sn-W-Mo formation deposits around granites. Symp. Problem. of Postmagmatic Ore Deposition. Prague, v.I, pp.69-72.
- 120.- STEMPROK, M., (1964). On the transition of pegmatites into tin, tungsten and molybdenum-bearing veins. Sbor. Geol. Ved., rada LG, pp.7-38.
- 121.- STEMPROK, M., (1979). Mineralized granites and their origin. Episodes, nº 3, pp.20-24.
- 122.- STEMPROK, M., (1979). A suggestion for the classification of tin, tungsten and molybdenum deposits associated with plutonic rocks. Studia Geologica, XIV, pp.161-169.
- 123.- STEMPROK, M., (1980). European Variscides. Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium. Germany. Stuttgart. pp.495-512.

- 124.- STEMPROK, M. and SKVOR, P., (1974). Composition of tin-bearing granites from the Krusne Hory metallogenic province of Czechoslovakia. Sb. Geol. Ved. Loziskova. Geol. Mineral, 16, pp.7-87.
- 125.- STONE, M., (1975). Structure and petrology of the Tregonning-Godolphin granite, Cornwall. Geol. Assoc. Pr., v. 86, pp. 155-170.
- 126.- STONE, M., (1982). The behaviour of tin and some other trace elements during granite differentiation, West Cornwall, England. Ed. Evans, A.M. in MAWAM, vol.6, pp.339-357.
- 127.- TAUSON, L.V., (1977). Geochemical types and potential ore-bearing capacity of granitoids (in Russian). Nauka, Moskva.
- 128.- TAYLOR, R.G., (1978). A classification of tin provinces. Studia Geologica, XIV, pp.171-181.
- 129.- TAYLOR, R.G., (1979). Geology of tin deposits. Ed. Elsevier. Paris. Amsterdam. 543, pp.
- 130.- THADEU, D., (1965). Carte minière du Portugal, 1:500.000. Serv. Geol. Port. Notice Explicative.

- 131.- THADEU, D., (1965). Características de mineralização hi-pogenica estano-volframítica portuguesa. Ordem dos Engenheiros Mem., nº 205, pp.61-81.
- 132.- THADEU, D., (1973). Les gisements stanno-wolframitiques de Portugal. Ann. Soc. Geol. Belgique, 96, pp.5-30.
- 133.- TISCHENDORF, G., (1977). Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. MAWAM. Geological Survey of Prague., v.2, pp.41-96.
- 134.- TISCHENDORF, G., (1978). Criteria for distinguishing normal granites from metallogenetically specialized ones. Studia Geologica, XIV, pp.145-148.
- 135.- TURNER, F.J. and VERHOOGEN, J., (1963). Petrología ígnea y metamórfica. Ed. Omega. Barcelona, 726 pp.
- 136.- VEGAS, R., (1971). Geología de la región comprendida entre Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la provincia de Cáceres (Extremadura española). Bol. Geol. Min., 82 (3-4), pp.351-358.
- 137.- WEIBEL, M., (1956). Amblygonite, cassiterite, and associated minerals from Cáceres, western Spain. The American Mineralogist, v. 41, pp. 41-49.

- 138.- WHITE, A.J.R., BEAMS, S.D. and CRAMER, J.J., (1977).
Granitoid types and mineralization with special referen-
ce to tin. Papers presented at 7th Circum-Pacific Pluto-
nism Project Meeting. Japan, pp. 89-100.
- 139.- WHITE, A.J.R. and CHAPPELL, B.W., (1977). Ultrameta -
morphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, pp.
7-22.
- 140.- WILLIAMS, F.A., MEEHAN, J.A., PAULO, K.L., JOHN,
T.U. and RUSHTON, H.G., (1956). Economic geology
of the decomposed columbite bearing granites, Jos Pla-
teau. Economic Geology, 51, pp. 303-332.
- 141.- WYLLIE, P.J., HUANG, W.C., STERN, Ch. R., MAALE, S.
(1976). Granitic magmas: possible and impossible sources,
water contents, and crystallization sequences. Canadian
Jour. Earth Sci., v. 13, pp. 1007-1019.
- 142.- ZWART, H.J., (1967). The duality of orogenic belts. Bol. Geol.
Min., nº 103-104, pp. 112.