

La Serie Universitaria de la Fundación Juan March presenta resúmenes, realizados por el propio autor, de algunos estudios e investigaciones llevados a cabo por los becarios de la Fundación y aprobados por los Asesores Secretarios de los distintos Departamentos.

El texto íntegro de las Memorias correspondientes se encuentra en la Biblioteca de la Fundación (Castello, 77. Madrid-6).

La lista completa de los trabajos aprobados se presenta, en forma de fichas, en los Cuadernos Bibliográficos que publica la Fundación Juan March.

Estos trabajos abarcan las siguientes especialidades: Arquitectura y Urbanismo; Artes Plásticas; Biología; Ciencias Agrarias; Ciencias Sociales; Comunicación Social; Derecho; Economía; Filosofía; Física; Geología; Historia; Ingeniería; Literatura y Filología; Matemáticas; Medicina, Farmacia y Veterinaria; Música; Química; Teología. A ellas corresponden los colores de la cubierta.

Edición no venal de 300 ejemplares, que se reparte gratuitamente a investigadores, Bibliotecas y Centros especializados de toda España.

Este trabajo fue realizado con una Beca de España, 1974, Departamento de Geología.

Fundación Juan March



FJM-Uni 3-Vel
Estudio mineralógico y metalogénico d
Velasco Roldán, F.
1031740



Biblioteca FJM

Fundación Juan March (Madrid)

SERIE UNIVERSITARIA



Fundación Juan March

Estudio mineralógico y metalogénico de los yacimientos de hierro relacionados con los Skarns en la aureola de contacto del batolito de Santa Olalla (Provincias de Huelva, Sevilla y Badajoz)

F. Velasco Roldán

FJM
Uni
3
Vel

Skarns en el batolito de Santa Olalla / F. Velasco

Fundación Juan March
Serie Universitaria

3

ESTUDIO MINERALOGICO Y METALOGENICO
DE LOS YACIMIENTOS DE HIERRO RELACIONADOS
CON LOS SKARNS EN LA AUREOLA DE CONTACTO
DEL BATOLITO DE SANTA OLALLA

F. Velasco Roldán



Fundación Juan March
Castelló, 77. Teléf. 225 44 55
Madrid - 6

Fundación Juan March (Madrid)

Depósito Legal: M - 16090 - 1976

Ibérica, Tarragona, 34 - Madrid-7

Fundación Juan March (Madrid)

I N D I C E

RESUMEN	1
INTRODUCCION Y LOCALIZACION GEOLOGICA	3
— Tectónica	6
— Petrología	8
— Rocas metamórficas	12
— Mármoles	16
SKARNS	17
— Skarns difusionales	21
— Skarns infiltracionales	21
— Tabla V. mineralogía de los Skarns	22
DISCUSION METALOGENICA.....	25
— Presión	26
— Temperatura	26
— Fugacidad de O ₂	27
CONSTITUYENTES INERTES Y MOVILES	29
— Nacimiento de las nenas	30
BIBLIOGRAFIA	31

"MINERALOGIA Y METALOGENIA DE LOS SKARNS EN LA AUREO
LA DE CONTACTO DEL BATOLITO DE SANTA OLALLA (PROVIN-
CIAS DE HUELVA, SEVILLA Y BADAJOZ)".

por Francisco Velasco Roldán

RESUMEN

Los yacimientos de hierro relacionados con el ba
tolito de Santa Olalla, se presentan como disemina-
ciones en formas lenticulares intercaladas, entre -
niveles skarnizados de rocas carbonatadas, situadas
en contacto con granitoides heterogeneos, post-tec-
tónicos, de edad hercínica.

Durante el emplazamiento del plutón, las interac-
ciones químicas entre los mármoles y las formaciones
detríticas (areniscas, grauvacas y pizarras) produ-
jeron skarns difusionales compuestos por zonas se-
cuenciales, a veces de caracter monominerálico, si-
tuadas en el contacto de los dos tipos de rocas. Sub-
secuentemente, la acción de soluciones magmatogéni-
cas afectó a las zonas skarnizadas, suministrandoles
otros elementos —principalmente hierro— y convir-
tiendo algunos skarns en infiltracionales. Al final
de esta etapa y durante ella, tiene lugar el depósi-
to de las menas.

Las soluciones procedentes del magma introducen
Fe, Si y otros metales, aunque el grueso del Si, Al
y Mg utilizados en la formación de los skarns proce-
den de las zonas sedimentarias y/o metamórficas -
(exoskarns) o igneas (endoskarns) adyacentes.

Las etapas discretas de esta acción hidrotermal (soluciones magmatogénicas) continuaron hasta que el granitoide alcanzó temperaturas bajas, logrando se una compleja mineralogía y difíciles texturas - de ataque y reemplazamiento en los skarns.

La mineralogía de los "skarns mineralizados" - con magnetita consiste principalmente en piroxenos (diopsido-hedembergita), granates (grosularita-andradita), epidota, ferroactinolita, magnetita, cuarzo, calcita, pirita, hastingsita, clorita y calcopirita. Los skarns con mineralizaciones de interés - económico son los de caracter cálcico, producidos - en un mecanismo infiltracional de contacto. Los - skarns magnésicos se restringen a ciertos niveles - dolomíticos y presentan un interés puramente mineralógico.

Con el análisis físico-químico de las asociaciones minerales se concluye que en transformaciones metasomáticas dieron lugar a unas primeras paragénesis, caracterizadas por una temperatura de formación máxima de 600°C y presión de 1000 bar, siendo el μ_{CO_2} y la f_{O_2} muy bajos. Estas paragénesis primarias fueron posteriormente atacadas por las soluciones - skarnizantes y provocaron el nacimiento de otras, - paragénesis secundarias, a las que se encuentra asociada la mayor parte de la magnetita que se explota, además de otros minerales ricos en hierro y silicatos con grupos (OH), siendo por tanto elevado al -

μ_{H_2O} . Al final de esta etapa se elevó el μ_{CO_2} dando lugar a la formación de calcita. La temperatura bajó hasta unos 400°C y la presión descendió, igualmente, por debajo de los 1000 bar.

INTRODUCCION Y LOCALIZACION GEOLOGICA

El batolito de Sta. Olalla está localizado en el límite de las provincias de Huelva, Sevilla y Badajoz; su nombre lo toma del pueblo de Santa Olalla del Cala (Huelva) situado en el borde Suroeste del granitoide.

En la figura 1 se pueden observar los límites de la zona estudiada, ubicada en materiales cámbricos, igneos y metamórficos. Esencialmente tenemos dos series diferentes: la carbonatada, compuesta por calizas y dolomias, (rayado vertical) conteniendo gran número de intercalaciones silíceas; y la detrítica, (en blanco) situada estratigráficamente encima de la carbonatada y compuesta por pizarras, areniscas y grauvacas del Cámbrico inferior y medio. Las rocas igneas son de composición heterogenea, encontrándose los términos transicionales entre granitos, dioritas cuarcíferas, dioritas y gabros, según la transformación y proximidad a los niveles detríticos o carbonatados.

A grandes rasgos, el granito se encuentra situado en el flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio (Alia, M., 1963), en el que afloran numerosos batolitos, muchos de ellos con yacimientos de magnetita asociados. Esta franja tiene asociado

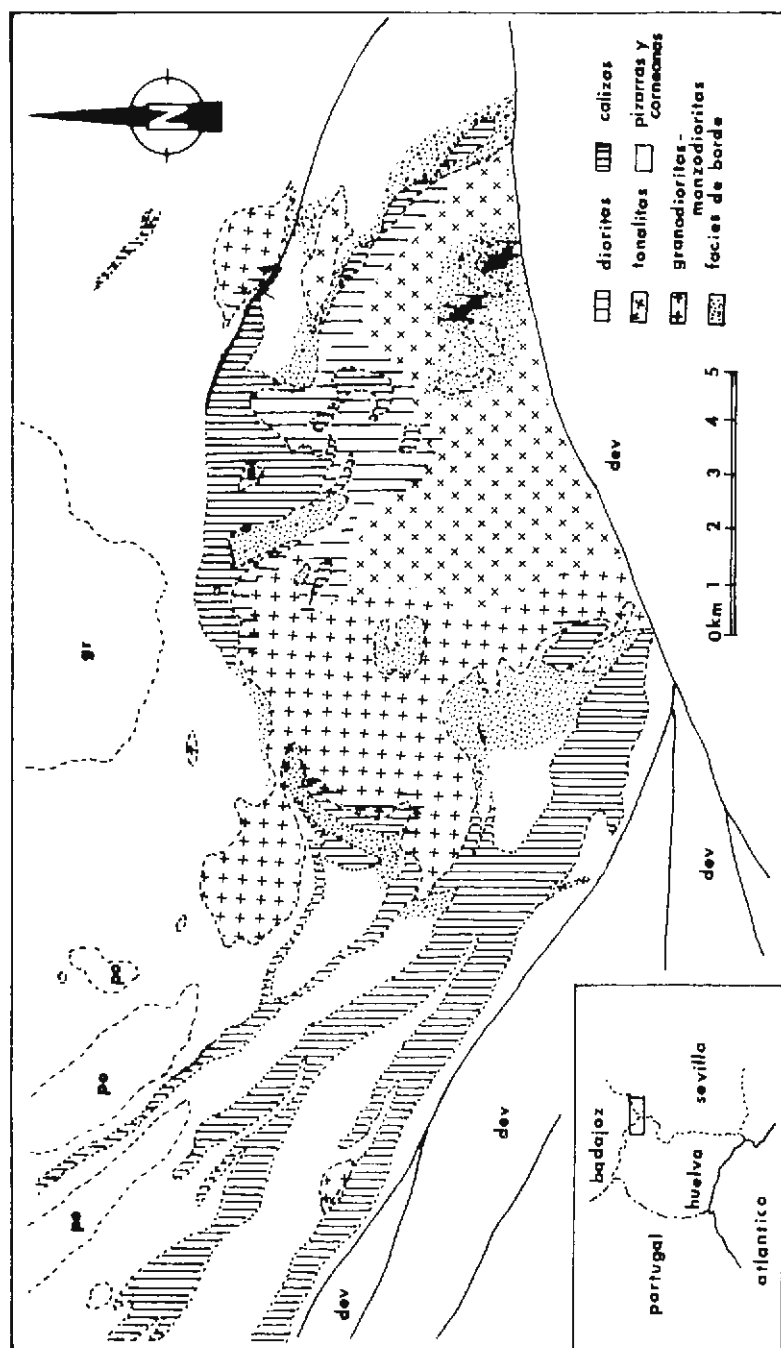


Figura 1.- Mapa geológico del batolito de Santa Olla. Po = Porfiroides de Cala; gr = granito de Monesterio; dev = devónico.

un metamorfismo de baja presión (Bard, J.P., 1969) coetaneo con el plegamiento isoclinal de dirección NNW-SSE., con esquistosidad de plano axial buzante al NE. La posición del batolito, respecto a las directrices regionales NW-SE., es ligeramente oblicua, más próxima a la dirección EW., según su máximo alargamiento; posición que se trunca, en el borde - Sur, por la falla de desgarre de Zufre. Esta falla está asociada a una serie de fracturas importantes, con fuerte componente de desgarre sinistral. Corresponden al ciclo hercínico, igual que las fases de plegamiento, anteriores al depósito de Devónico medio.

La edad del granito no es fácil de determinar. - La intrusión evidentemente se hizo, después de que los sedimentos cámbricos fuesen depositados y estuviesen plegados, aprovechando y siguiendo líneas de debilidad crustal, situadas cerca del eje del anticlinorio. Algunos autores consideran que este tipo de intrusiones post-tectónicas ocurrieron en el post Estefaniense medio (Fabriés, J., 1963).

La composición de las diferentes rocas graníticas es bastante heterogenea, dandose una estrecha relación entre rocas metamórficas con los asomos - graníticos ígneos. La composición de la roca encajante determina, en gran parte, la composición de la roca ígnea contigua, notandose, no solo bandas más "ácidas" junto a las formaciones de rocas detríticas y rocas más "básicas" junto a las forma-

ciones carbonatadas, sino que muchas de las estructuras y directrices regionales quedan conservadas en el seno del granito, a modo de retazos y grandes enclaves.

El trabajo que presentamos es el resultado de la acción combinada de observaciones en el campo y la investigación de las rocas zonadas en el laboratorio, mediante la utilización de los equipos clásicos necesarios para ello, con objeto de determinar la naturaleza química y física de los procesos mineralizadores.

El término skarn lo usaremos en el sentido de - Zharikov (1968), aplicable a todas aquellas asociaciones minerales de silicatos y aluminosilicatos - cálcicos, magnésicos y ferruginosos, formados a alta temperatura en las zonas de contacto de las intrusiones, por interacción entre carbonatos y rocas intrusivas u otras rocas aluminosilicatadas y soluciones de filiación magmática. Preferimos el término "skarn" al de "tactita" por ser este mucho más - general.

TECTONICA

La evolución tectónica trás la sedimentación cámbrica, a la luz de los datos disponibles, se resume como sigue: en primer lugar empujes tectónicos que enjendran pliegues de ejes NNW-SSE., de tipo isoclinal y amplitud variable, a los que va ligado el metamorfismo regional existente (Bard, 1965). Posteriormente tiene lugar una nueva fase de plegamiento,

de estilo isoclinal para Gutierrez Elorza y Hernández Enrile (1965) y de vergencia SSW., a la cual - va ligada la esquistosidad. Para Bard (1965) esta segunda fase comporta plegamientos de estilos muy diferentes según las zonas; presenta planos axiales verticales o ligeramente buzantes al NE.

Coincidente, o bien asociado a este último tipo de empujes se desarrollan las fallas inversas que corren paralelas a las direcciones del segundo plegamiento (dirección NW., aproximadamente). Tras el cese de estos empujes (caledónicos y hercínicos) - tiene lugar la intrusión del magma granítico. El motor de ascenso se supone que fué la diferente viscosidad respecto a las rocas encajantes.

Después de ciertos cambios químicos en la composición, y una vez logrado el metamorfismo y metasomatismo de las rocas encajantes, se enfría en magma. Aparecen las fracturas de enfriamiento; predomina el sistema N25-30E, mientras que el sistema conjugado apenas si queda representado. La intrusión (post tectónica) tuvo lugar al final de ciclo hercínico.

Ligada a la tectónica de fractura; posterior a las fases de plegamiento, se desarrollan las fallas de desgarre y algunas inversas; en relación con esta etapa tenemos la gran falla de desgarre conocida con el nombre de Zufre, que secciona el batolito en dirección N75E, aproximadamente.

PETROLOGIA

ROCAS GRANITICAS:

Dentro del granitoide se distinguen cuatro grandes conjuntos, cuya distribución espacial queda reflejada en la figura 1. Las tonalitas dominan el -nucleo del batolito y constituyen la parte más homogenea, tanto en tamaño de grano como en textura y composición, así como el volumen mayor de rocas graníticas está constituido por dioritas cuarcife-ras con biotita y hornblenda, relacionadas directamente con los skarns bimetasomáticos; en realidad constituyen parte del endoskarn. Sus texturas y estructuras son muy similares a las que presentan -las tonalitas, pero su mineralogía es algo diferente. Un tercer grupo lo forman las rocas graníticas, más ácidas, de caracteres similares a los grupos anteriores; se trata de granodioritas y monzodioritas. El cuarto, lo integran todas aquellas rocas de ca-racter intermedio entre corneanas pelíticas, facies de borde porfídicas y granitos, donde suelen apare-cer filones aplíticos y granitos con texturas nebu-líticas, de transición gradual a nebulitas y cornea-nas pelíticas.

La gran heterogeneidad se ve aumentada, a nivel local, por la existencia de pequeños enclaves mica-ceos y xenolitos, muy frecuentes en los bordes. Presentan megacristales de plagioclasa, generalmente -zonada (Oligoclasa-Andesina), biotita, hornblenda y cuarzo. Los tamaños de estos minerales difícilmente superan los 10 mm. El feldespató potásico es casi -

siempre intersticial. Como minerales accesorios en contramos: circón, esfena, rutilo, allanita; y como accidentales: epidota, sericita, magnetita, piritita, moscovita, cloritas, carbonatos y otros.

En la Tabla I se exponen los datos obtenidos de los numerosos contajes modales realizados en estas rocas, y en la Tabla II los resultados obtenidos en algunos análisis químicos.

TABLA I. Análisis modales

	1	2	3	4	5	6
Cuarzo	18.7	19.6	23.8	22.7	29.4	32.8
Plagioclasa	54.4	50.9	45.5	59.1	47.5	29.8
Biotita	19.1	15.7	24.9	11.7	8.4	13.6
Feldesp-K	7.8	3.4	5.8	6.5	14.5	24.5
Hornblenda		10.4				
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	99.8	99.7
I.C.	50	67	44	76	97	116

1 = Diorita cuarcífera; 2 = Diorita cuarcífera con biotita y hornblenda; 3 = Tonalita; 4 = Granodiorita/Tonalita; 5 = Monzodiorita; 6 = Granodiorita.

I.C. = Índice granulométrico de Chayes (número de granos minerales fundamentales que se pueden cortar a lo largo de una travesía de 40 mm.).

TABLA II. Análisis químicos.

Muestra Nº	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	TiO ₂ %	Na ₂ O %	K ₂ O %	MnO %	Cu ppm	H ₂ O% (*) o. 105°C (**) RKf	P.C.% (**) 1000°C
A - 6	62.50	9.22	4.90	10.50	6.40	0.55	4.75	0.26	0.073	45	0.15	0.63
A - 7	62.35	16.55	5.85	5.37	3.25	0.55	2.80	2.10	0.116	55	0.34	0.67
A - 19	53.93	15.60	8.17	4.72	4.50	0.60	4.02	1.10	0.121	134	0.52	6.58
A - 44	54.71	13.70	7.95	9.70	9.30	0.60	1.10	1.30	0.203	67	0.14	1.14
A - 85	68.42	13.20	5.80	0.78	0.70	0.30	3.70	6.02	0.029	55	0.41	0.60
B - 15	62.62	13.00	5.63	4.90	2.90	0.50	2.65	2.10	0.086	55	0.25	4.33
B - 20	73.85	13.25	1.90	0.75	0.33	0.20	0.32	5.10	0.015	55	0.44	3.79
B - 106	62.58	17.11	6.95	0.80	2.55	0.55	0.85	4.10	0.072	25	0.13	3.95
B - 118	60.36	18.20	8.07	1.72	2.10	0.45	0.87	4.38	0.040	20	0.26	3.24
C - 22	75.59	12.01	1.22	1.27	0.10	0.35	3.40	5.25	0.016	55	0.26	0.44
C - 1	60.62	18.00	6.25	5.01	1.92	0.60	3.11	3.42	0.058	80	0.17	1.40
C - 76	56.06	14.12	7.87	7.16	8.90	0.55	1.97	1.06	0.014	55	0.18	1.97
D - 10Q	64.83	16.00	5.60	4.21	2.25	0.50	2.10	3.32	0.096	45	0.19	1.09
MCS- 5	71.80	13.30	2.50	1.75	1.32	0.30	1.30	4.30	0.038	50	0.14	3.16
MC - 68	59.17	13.20	8.30	5.50	5.55	0.60	1.90	2.40	0.136	80	0.17	2.96
MT - 1	73.06	12.22	2.37	2.10	0.78	0.40	3.25	4.45	0.021	85	0.10	1.10
SO - 99D	67.18	13.40	4.12	4.62	0.13	0.50	2.90	6.50	0.005	67	0.15	0.43

(*) sobre muestra mantenida durante 8 días en atmosfera de SO₄H₂ al 50% (***) Idem., y seca a 1050°C

TABLA III. Mineralogía de los granitoides

Mineral	Propiedades y aparición
Cuarzo	Constituyente de todas las rocas. Sus porcentajes modales varían entre el 15 y el 30%; aumentando hacia los bordes del batolito y en dirección a las formaciones detríticas. Generalmente xenomorfo intersticial. A veces revela extinción ondulatoria.
Plagioclasa	Es el constituyente más abundante de estas rocas, como se puede observar en la Tabla I. Normalmente están zonadas. Las determinaciones, por medio del método de los ángulos de extinción, revelan composiciones comprendidas entre andesina-oligoclasa. Muchos cristales exhiben alteración zonal más intensa en el núcleo. Se presenta como megacristales, de hasta 1 cm., de hábito idiomorfo. En contacto con feldespato potásico desarrolla bordes mirmekíticos.
Feldespato-K	Excepto en las granodioritas, es el mineral menos abundante. Hábito siempre xenomorfo, intersticial, figurando como el último cristal que se formó. Algunos cristales desarrollan una desmezcla, de tipo peritítico (string o rods, según Deer, Howie, Zussman, 1963).
Biotita	Asociaciones laminares planas, sin señales de deformación, con contornos astillosos y hábito prismático grueso fuerte pleocroismo x= amarillo y y=z= marrón chocolate, sugiriendo un alto contenido en Ti. Normalmente contiene inclusiones de circón con aureola pleocrica, apatito, rutilo y magnetita. Alterada a Clorita verde.
Hornblenda	Aparece en rocas más básicas, próximas a grandes enclaves carbonatados y skarns. Por lo general está relacionada a la Fundación Juan March (Madrid)

biotita. Hábitos prismáticos. Pleo-
croismo claro: x= amarillo palido,
y= verde oliva z= verde ($z > y > x$); -
 $z \wedge c = 16^\circ$ según Mehnert (1961) pode-
mos escribir la relación biotita-horn
blenda así:

Biot. + Plag. (45%An)+Q $\rightleftharpoons$ Hnbl.+Esfena+
Plag. (35%An)+Ortocl.

Minerales Apatito, Epidota, Esfena, Rutilo y -
Accesorios oxidos de hierro. Existe una tendencia
de estos por relacionarse con la bioti
ta.

ROCAS METAMORFICAS

Pese a la gran variedad de texturas -
dentro de la secuencia de corneanas, encontramos un
número restringido de especies minerales. Correspon
den a la denominación general de corneanas pelíti-
cas; no faltan las corneanas calcosilicatadas de -
muy variada naturaleza mineralógica, en relación di
recta con los skarns, skarnoides y distintos tipos
de mármoles.

TABLA IV. Mineralogía de las corneanas

<u>Mineral</u>	<u>Propiedades y aparición</u>
Cuarzo	Siempre presente, normalmente con - formas redondeadas y xenoblásticas. Distribución bandeada que no indica segregación neosómica, sino alternan cias primarias de caracter sedimenta rio. Signos de deformación (extinción ondulante); texturas granoblásticas de grano fino a medio, con cierto po- ligonamiento.
Feldespato	Abunda menos que el cuarzo. Ligeramen te alterado a minerales de la arcilla. A veces con maclas polisintéticas (al bita); se trata de albita-oligoclasa. Tambien encontramos microclina con ma Fundación Juan March (Madrid)

cla de enrejado, a veces abundante en ciertos niveles.

- Micas Moscovita: muy abundante en estas rocas, grandes cristales peciloblásticos que engloban a los minerales de la matriz. También hay micas blancas procedentes de alteración de otros silicatos: sericita. Biotita: se desarrolla como porfiroblastos de carácter peciloblástico. Numerosas inclusiones de rutilo, orientadas según macla de la sagenita. Pleocroismo típico. Clorita: como producto de alteración de biotita. Haces palmeados de pinnita con sus típicos colores ultraazules.
- Cordierita Con formas ovoides con diametro de - hasta 1 cm. Cristales poikiloblásticos, constituidos en su mayor parte por inclusiones. Casi siempre totalmente alterada a clorita y sericita.
- Andalucita Adopta diferentes hábitos: peciloblásticos y perfiroblásticos. Normalmente están bastante alteradas. $2V_2 = 83^\circ$. - No se han encontrado la variedad - "Chiastolito".

El metamorfismo regional previo a la intrusión ígnea, aumenta progresivamente hacia el NE. y es - prácticamente inexistente en la zona más occidental. Posteriormente, la proximidad de la intrusión desarrolla cambios mineralógicos en las rocas encajantes, de tipo térmico: recristalizaciones y aparición de especies nuevas. Las asociaciones mineralógicas más frecuentes en las aureolas metamórficas son:

1) Q + M + B + P + FK

2) Q + M + B + A + P

3) Q + M + B + C + P

Fundación Juan March (Madrid)

siendo Q= cuarzo, M= moscovita, P= plagioclasa, FK= feldespato potasico, A= andalucita, C= cordierita.

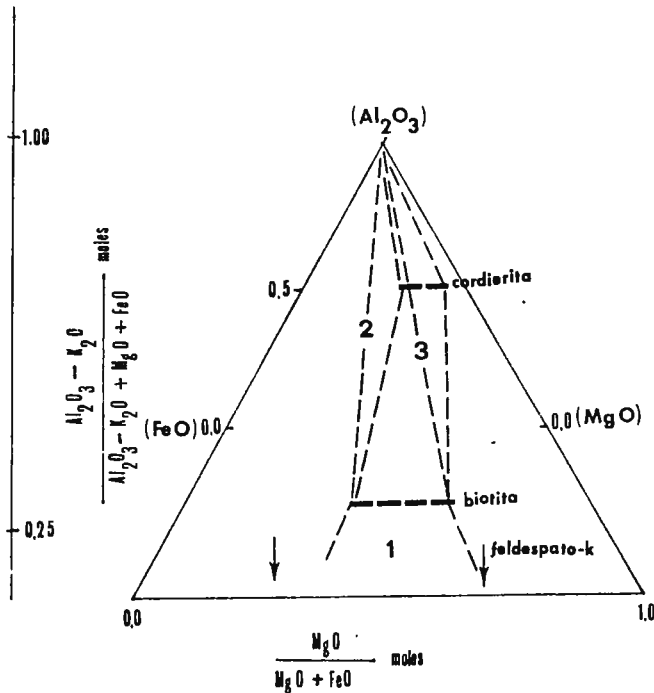


Figura 2.- En el diagrama AFM se sitúan las tres paragénesis, 1), 2) y 3), de las corneanas pelíticas correspondientes a la facies de corneanas hornbléndicas.

Podemos presentar estos datos en diagramas AFM (Thomson, 1957); los dominios de composición dependen enteramente de la composición original de la roca. Según esto, se puede caracterizar una facies de corneanas hornbléndicas (facies de cornubianitas con hornblenda, o facies de las anfibolitas). Siguiendo a Winkler (1970-74) estamos en presencia de rocas que, en general, corresponden a un metamorfis

mo de estadio medio, situandose entre las isogradas de feldespató potásico $\text{-Al}_2\text{SiO}_5$ y la isograda de -clorita-cuarzo. No se desarrolla la facies piroxénica (o de corneanas con feldespató-potásico y cordierita).

Podemos concluir las siguientes consideraciones petrogenéticas: el límite superior en las condiciones de metamorfismo viene establecido por la ausencia de facies de corneanas feldespató potásico-cordierita; aunque no existe unanimidad en los resultados experimentales algunos autores piensan que las temperaturas alcanzarían los 550°C - 600°C para presiones próximas a 1kb. Para Winkler (1967) el límite inferior de temperatura, para el comienzo de la -facies de corneanas hornbléndicas, es de 500°C , aproximadamente; válido para bajas presiones (menos de 10 km de profundidad).

En las rocas circundantes al batolito de Santa Olalla, de tipo pelítico, que habían entrado en un "estadio metamórfico" calificado de "bajo" (caracterizado por el conjunto cuarzo-zoisita/clinozoisita), después del estadio previo de metamorfismo - "muy bajo", aparece la biotita (isograda "stilpnomelana out/biotita in") y se alcanza la isograda de la hornblenda. El cambio de estadio bajo a medio queda marcado por la aparición de cordierita y desaparición de clorita en presencia de cuarzo (isograda "clorita-cuarzo out/cordierita in"). La aparición de cordierita tiene lugar en el rango de pre-

siones bajas (metamorfismo de contacto), para las rocas pelíticas.

MARMOLES

Los mármoles impuros, alternantes con otros más detríticos, son las rocas predominantes en las series carbonatadas. Contienen calcita, diopsido, forsterita, escapolita, flogopita, brucita, tremolita, wollastolita, grosularita, clorita, antigorita, magnetita, pirrotina, pirita, marcasita, etc. Estos minerales abundan, sobretodo, en los niveles más detríticos, normalmente boudinados y fracturados, con una potencia variable entre milímetros y decímetros; concordantes siempre con el microplegado disarmónico de los mármoles. El contacto entre los mármoles y las rocas metasedimentarias contiguas es abrupto y con frecuencia se vé marcado por la existencia de estrechas zonas monominerálicas y, a veces, por el desarrollo de "anillos Liesegang" constituidos por bandas de olivino y calcita, flogopita y diopsido. Estos bandeados son paralelos al contacto.

Casi todos los minerales que se encuentran en los mármoles son la respuesta al metamorfismo térmico de las impurezas que tenían dentro las rocas carbonatadas madre. Se pueden observar, con este origen, rocas de tipo skarnoide. En estos mármoles impuros se ha encontrado la paragénesis tremolita-calcita-cuarzo que marca la isograda "tremolita-calcita", para presiones de fluidos bajos. Le sigue -

la isograda "diopsido-calcita", que para zonas más pobres en sílice queda sustituida por la isograda "forterita-calcita"

SKARNS

El término "skarn" procede de la jerga minera sueca, concretamente de los mineros de Persberg (Suecia) según Geiger et Magnusson (1952). Se referían estos mineros al conjunto de silicatos de calcio, de magnesio, de hierro y de manganeso que debían de separar manualmente de la magnetita, para obtener leyes rentables, ya que no se conocía aún la separación magnética. Significa algo así como "ganga", material - sin valor económico y por tanto desechable.

Este nombre fué introducido en la literatura geológica por primera vez por A. Tornebohm. Comienza a extenderse este término hacia los años 1930 y 1940, siendo en los últimos años completamente aceptado - por los geólogos; por otro lado están llegando a una casi total desaparición términos equivalentes, relativos a los yacimientos minerales de este tipo, tales como "pirometasomático", "metamórfico de contacto", "metasomático de contacto", "de contacto", - "pneumatolítico de contacto", etc. Estos últimos calificativos comenzaron a usarse hacia la mitad del siglo XIX por Von Cotta y A. Groddeck y a comienzos del siglo actual por W. Lindgren, Goldschmidt, y - otros.

Un término en cierto modo análogo al de "skarn"

es el de "tactita", creado por F.L. Hess (1919) para designar a los minerales complejos formados en el metamorfismo de contacto de calizas y dolomías (en este término no se incluyen las rocas que presenten tremolita, wollastonita y calcita, asociadas). El uso de tactita ha encontrado numerosas dificultades ya que presupone un conocimiento previo de la composición, del origen y del modo de formación de los minerales considerados. Según cuenta Raguin (1954) se han hecho propuestas para eliminar este nombre del vocabulario petrográfico, o bien darle un sentido más general, válido para todo el metamorfismo de contacto.

Con el nombre de skarn se designan las rocas resultado del metasomatismo de los carbonatos y granitos (normalmente se trata de silificación). En general su composición mineralógica es muy simple, constando esencialmente de granates, piroxenos, anfíboles, epidota, magnetita, etc. Los skarn normalmente se encuentran entre rocas carbonatadas y rocas cuarzo-feldespáticas que hayan sufrido metamorfismo regional o bien en rocas carbonatadas situadas en las inmediatas proximidades de intrusiones ígneas de caracter ácido o intermedio. Las formas que adoptan son muy diversas, dependiendo del tipo de skarns, estructuras precedentes, naturaleza de las rocas encajantes, etc. En general son más simples las relacionadas con el metamorfismo regional que las relacionadas con las intrusiones ígneas. Estas últimas-

son a la vez utilizadas por las soluciones mineralizadoras como "ambiente de depósito", lográndose de esta manera concentraciones de elementos de interés económico y otras sustancias útiles.

Para Phan Kieu Duong (1969) los skarns mineralizados se forman con posterioridad a la cristalización de los plutones, por efecto de los fluidos emanados por los mismos, que usan como vías de acceso: fallas, fracturas, superficies de contacto utilizadas como -despegues, etc. Distingue este autor tres fases en la formación de un skarn mineralizado: 1) silicatada 2) ferrífera y 3) hidrotermal-sulfurada (normalmente es la fase mineralizadora, en sentido económico). Estas fases se superponen unas a otras, es decir, son sucesivas.

Aunque la mineralogía de los skarns y skarnoides puede llegar a ser idéntica, no existen en los últimos zonalidades y sucesiones que nos indiquen focos de procedencia de las soluciones skarnizantes, lográndose en lugar de sucesiones ordenadas de minerales, distribuciones bandeadas irregulares siguiendo los lechos y alternancias sedimentarias previas. En resumen, que mientras en los skarns la posición de los minerales está prefijada por los aportes metasomáticos, en los skarnoides la distribución viene heredada de la roca original.

Se conoce con el nombre de "aporskarn" a las rocas que resultan de la alteración de los skarns.

Otros términos de uso cada vez más extendido, son endoskarns y exoskarns. Con ellos se denomina a las partes del skarn que se formaron a partir de las rocas aluminosilicatadas y carbonatadas, respectivamente. Esta distinción no siempre se puede hacer en el campo.

Los skarns se clasifican según el mecanismo de formación en difusionales e infiltracionales. Los primeros, conocidos como bimetasomáticos, presentan constituyentes activos que viajan en dos direcciones opuestas, haciéndose el transporte a través de las soluciones o de los sólidos; los segundos, infiltracionales de contacto presentan constituyentes activos que viajan en una sola dirección, haciéndose el transporte por medio de fluidos que se mueven.

Atendiendo a la composición los skarns se clasifican en cálcicos y magnésicos. Esta distinción es netamente mineralógica. En los cálcicos aparecen, sobre todo, granates (grosularita-andradita), piroxenos (diopsido-hedenbergita), y en los magnésicos: forsterita, diopsido, flogopita, espinela, etc.

La diferencia entre skarn y skarn-mineralizado se basa esencialmente en que, en el segundo, aparecen menas sobreimpuestas a los silicatos siendo resultado del mismo proceso "hidrotermal", como etapas discretas del mismo fenómeno: la skarnización.

Skarns difusionales

Se formaron en condiciones de baja actividad metasomática. Se encuentran en la zona, entre el granitoide y los mármoles y como resultado de la reacción entre los mármoles y las numerosas intercalaciones detríticas utilizadas como nueva e importante fuente de Si y Al. Estos elementos se mueven en dirección a los carbonatos, mientras que el Mg se acerca a los aluminosilicatos. El proceso de doble difusión continua hasta que se alcanza el equilibrio químico. El bandeo más frecuente es: marmol→wollastonita→granate→diopsido→granitoide.

Estas rocas adoptan, en general, formas lenticulares o planares, si el contacto es frontal; otras veces desarrollan cuerpos más irregulares cuya estructura y distribución es difícil de predecir.

Skarns infiltracionales

Estos skarns presentan zonas bandeadas como resultado de una intensa y localizada acción metasomática de gran complejidad en la mayoría de los casos. En estas zonas se puede hacer las siguientes observaciones: (1) no encontramos desarrollado un endoskarns (2) los conjuntos rocosos afectados suelen ser de extensión variable (3) el granito de contacto se encuentra silicificado y a veces empobrecido en hierro (minerales ferromagnéticos corroídos) (4) contacto con el granito de tipo pegmatítico (5) abundancia de menas: óxidos y sulfuros, de hierro y cobre (6) minerales radiactivos (allanita).

Tabla V. Mineralogía de los Skarns

Granates	Los granates son los minerales más abundantes en los skarns infiltracionales. Se diferencian dos tipos de granates; - los primeros cristalizan en grandes cristales dodecahédricos; presentan zonaciones y maclas frecuentes. Las zonaciones son resultado de la inclusión y reemplazamiento de algunos cristales de cuarzo, epidota calcita, y también de la variación en su composición hacia términos más ricos en hierro, en los bordes. Asociado a esta variación de coloración-composicional va ligada la aparición de propiedades ópticas anómalas (bajo nicoles cruzados se observa una birrefringencia clara y zonado oscilatorio) interpretadas como debidas a esfuerzos y variación zonada en el contenido en hierro: esta se hace hacia términos más andradíticos. La determinación del término, mediante los métodos de Winchell (1958) nos ha dado: $\text{And}_{80}\text{-Gro}_{15}\text{-Al}_{05}$ aproximadamente; corresponde a las capas más externas de los granates zonados. Estos granates pueden considerarse como términos próximos a la andradita en la solución sólida grosularita-andradita (urganditas). Otros granates aparecen conectados con microfracturas que afectan al conjunto de las granatitas; estan exentos de impurezas y corresponden a una etapa tardía. - Tienen aproximadamente, la misma naturaleza mineralógica.
Epidota	Aparece con colores verde-oliva y verde oscuro. Es muy abundante y se relaciona siempre con cuarzo, magnetita, calcita, granates, hastingsita, etc. La variedad más frecuente es pistacita. Algunos cristales pueden tener tamaños superiores a los 30 mm. de longitud, exhibiendo hábi-

tos prismáticos aplastados. Son frecuentes las zonaciones. A veces se encuentran sustituyendo a los granates. Son raros los pequeños cristales de epidota radiactiva (allanita).

- Piroxenos** Son clinopiroxenos de la serie diopsido-hedemborgita. Los caracteres opticos coinciden con el término próximo a diopsido, normalmente alterado, con ángulo de extinción de $N_g \wedge c = 38^\circ - 40^\circ$ y $2V(+) = 60^\circ$. Algunas muestras presentan clinopiroxenos ligeramente pleocroicos: posiblemente correspondan con salita o ferrosalita: $|\text{SiO}_3|_2 \text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})$.
- Anfiboles** A pesar de que los más abundantes sean de tipo tremolita-actinolita, $|\text{Si}_4\text{O}_{11}/\text{OH}|_2 \text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5$, los que se observan con mayor facilidad en el campo son las variedades de hastingsita, $|\text{Si}_3\text{AlO}_{11}/\text{OH}|_2 - \text{NaCa}_2\text{Fe}_4(\text{AlFe}^{3+})$ que en minas de Cala llega a tomar longitudes de hasta 10 cm. Las características ópticas, varían entre los términos extremos de estas series encontrándose especímenes de varios tipos. La hastingsita siempre está asociada al cuarzo, calcita rosada, grosularita, magnetita y sulfuros.
- Cuarzo** Generalmente ocupa intersticios entre otros granos, asociado a la calcita; en las geodas forma cristales prismáticos no totalmente transparentes. Es frecuente que contenga numerosas inclusiones. Presenta extinción ondulante.
- Clorita** Las variedades más frecuentes son las palmeadas dibujando agregados radiales, con disposición circular ($\varnothing = 5 \text{ mm}$). Asociada a las menas: magnetita y piritita. Colores ultraazules en nicols cruzados (pinnita).
- Calcita** Por lo general aparece asociada a otros minerales de la segunda paragénesis del skarn, como epidota, granates, magnetita

cuarzo; en geodas y fracturas y otros huecos. Presenta un color rosado y numerosos y visibles planos de exfoliación observables a simple vista.

Magnetita Se encuentra en las rocas igneas, metamórficas y, sobre todo, concentrada en los skarns. Los skarns cálcicos infiltracionales, presentan las concentraciones más interesantes, siendo los granates indicadores, en cierto modo, de su presencia. Aparece como granos diseminados, masas, venillas, bolsadas, stock-works... Estas concentraciones adoptan formas lenticulares, a mayor escala, paralelas a los contactos igneos.

La magnetita suele presentar texturas en criba, sustituyendo a otros minerales. Es común que ocupe el lugar de los granos de olivino en los mármoles, y que sustituya a los piroxenos y anfíboles, y ^{se} que asocie a niveles ricos en sulfuros y clorita.

Las secciones pulidas nos muestran que la magnetita es más antigua que los sulfuros, más joven que los granates y coetánea de la epidota y otros minerales. Localmente es posible que crezca al mis-
mo tiempo que los granates. Existen interesantes cristales de magnetita de há-
bito especular, que son el resultado del reemplazamiento pseudomórfico de hematites especular; así resulta una magnetita conocida en la literatura como "mushketo-
vita" (Ramdohr, P. 1969).

Sulfuros Pirrotina esencialmente contemporánea de la magnetita, frecuentemente en los skarn magnésicos y menos en los de carácter cálcico infiltracional. De las determinaciones de la composición en pirrotinas hexa-
gonales, mediante técnicas de rayos-X, midiendo la posición de la reflexión - (102), según Arnold, R.G. (1966), Besson

M., (1972) y la fórmula de Yund, R.A., and Hall, H.T. (1969), resulta que el peso del hierro es de 60,60% o lo que es lo mismo 46,85% en átomos de hierro - ($\text{Fe}_{0,88}\text{S}$). Usando estos resultados como termómetro geológico, obtenemos un rango de temperaturas, para la formación de este mineral, comprendida entre 425 y 520°C (las correcciones para la presión no son necesarias, si la presión de confinamiento se estima en alrededor de 1000 bars - (3-4 km).

Se altera la pirrotina hexagonal, a un bello intercrecimiento epitáxico de magnetita (secundaria) y pirita (secundaria), coincidiendo la orientación (0001) de la pirrotina con la (111) de la magnetita y pirita. A su vez la pirita secundaria se encuentra localmente alterada a marcasita.

Pirita Asociada a la magnetita primaria y zonas de abundante clorita y conectada a fracturas y determinadas direcciones planares. Suele formar hábitos pentagonododecaédricos, muy fracturados, con irrisaciones frecuentes. Otras veces suele, - junto a la magnetita, dibujar los pliegues disarmónicos de los mármoles, una vez reemplazados estos por las mineralizaciones skarnicas. Se diferencian varias generaciones.

Es frecuente que sus fracturas se rellenen de calcopirita y pirrotina de una generación más joven. La calcopirita se encuentra con preferencia en las salbandas de algunos skarns infiltracionales - alineada según posibles fracturas, con carácter casi filoniano. Se beneficia como subproducto de cobre.

DISCUSION METALOGENICA

PRESION

Según los trabajos regionales se estima que las series sedimentarias no debieron ser muy potentes, de tal manera que las presiones litostáticas, tras el plegamiento, fueron bajas. También, deducimos de las investigaciones petrológicas previas que el me tamorfismo desarrollado en la zona es fundamentalmente térmico, siendo inexistente el metamorfismo regional anterior a la intrusión. Por otra parte - las paragénesis metamórficas de contacto son de con diciones hipoabisales, no superiores a profundidades del orden de 3-4 km; esto corresponde con presiones de unos 1000 bars (posiblemente entre 250 y 1000 bars según Zharikov, 1970).

La presión de fluidos, P_f fué más baja que la - presión de sólidos, P_s . Esto se demuestra por la - descarbonatación y deshidratación de las rocas ori ginales; fueron favorecidas por la débil profundidad de intrusión y la porosidad de las rocas que ofrecieron su sistema de canales para la evacuación de CO_2 y del H_2O .

TEMPERATURA

La temperatura máxima de metamorfismo de contacto tuvo que ser, como máximo, igual a la de intrusión del granito, es decir de alrededor de $700^{\circ}C$, dependiendo el contenido en agua en el magma (Winkler, - 1965). La temperatura mínima a la que se formaron - los minerales en las corneanas y los skarn, pueden estimarse con cierta seguridad, comparando con los-

datos obtenidos en trabajos experimentales.

Las rocas metamórficas relacionados con los skarns presentan signos de haber soportado la facies de corneanas hornbléndicas (estadio medio o bajo), - alcanzando la temperatura de la isograda "cordierita in" que Winkler (1967) estima comprendida entre 520 y 580°C. Estos valores pueden disminuir si en las - reacciones se implica el H_2O y el CO_2 en cantidad a preciable. Aproximadamente podemos estimar como rango de temperaturas, válido para el crecimiento de - las paragénesis primarias de los skarns, de alrededor de 600°C, si aceptamos una presión de 1000 bars.

El nacimiento de las paragénesis secundarias nos anuncia un cambio en la temperatura, y de otros parámetros físico-químicos. Principalmente viene marcada por la formación de tremolita a partir del diopsido, en presencia de H_2O y de CO_2 . Para Turner (1968) si la $P_{H_2O} = P_{CO_2}$, esta transformación se realiza a unos 540°C, y puede ser menor si la P_{CO_2} es más baja.

Finalmente, la aparición de antigorita y clorita nos sugiere un gradiente de temperatura aún más bajo. Estos minerales que, sin duda, se formaron los últimos, representan los efectos de los cambios en las condiciones termodinámicas, como respuesta, no sólo al enfriamiento del plutón, sino como resultado de cambios en los fluidos skarnizantes.

FUGACIDAD DE O_2

Según los trabajos de Kurschakova (1971) para temperaturas comprendidas entre 600 - 500 °C, el log f_{O_2}

toma valores que pueden oscilar entre 10^{-20} y 10^{-25} , considerando experiencias en donde $P_f = P_s = 1000$ bars (a presiones más bajas el $\log P_{O_2}$ será - aún más bajo). Estos valores serían válidos para el intervalo de temperaturas en el que crecen los para génesis primarias y secundarias. Cuando desciende la temperatura, a unos 500°C , y para que se forme mag-netita en lugar de hematites, o bien el hematites se transforme en magnetita (mushketovita) el $\log f_{O_2} = 10^{-18}$, según Westra, L., (1970). Como conclusión pode mos decir que el conocimiento exacto del rango de fu gacidades del oxígeno se desconoce para el magma gra nítico, pero se puede estimar entre los valores ano-tados, para los procesos skarnizantes, de acuerdo - con el campo de estabilidad de la magnetita. La fuen te de oxígeno pudo ser el CO_2 desprendido en el meta somatismo de los carbonatos, tal como sugiere Nokle-berg, W. (1973).

POTENCIAL QUIMICO DEL CO_2 DEL H_2O

La presencia de CO_2 en los fluidos acuosos tuvo que ser bastante baja. Según los trabajos de Winkler (1967) para que la wollastonita se forme a unos 600° -temperatura inferior a la que cabe esperar para su formación habitual- y considerando la presión como de 1000 bars, la proporción CO_2 en la mezcla $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ estaría comprendida entre 0,25 y 0,50 ($x_{\text{CO}_2}=0,25\text{-}0,50$) Los valores del potencial químico del CO_2 estarán li gados a la relación: $\mu_{\text{CO}_2} = \mu_{\text{CO}_2}^{\circ} + RT \ln x_{\text{CO}_2}$, en don-de $\mu_{\text{CO}_2}^{\circ}$ = potencial químico del CO_2 puro, a igual - presión e igual temperatura que la solución. A tem-

peraturas más bajas los valores de μ_{CO_2} son más elevados de manera que pueda cristalizar la calcita.

La formación directa de brucita, en lugar de periclasa, y de otros minerales (anfíboles), además de los débiles valores calculados para el X_{CO_2} nos indica que el potencial químico fué elevado para el H_2O .

La conversión de parte de las formaciones carbonatadas de skarns comporta una remoción de Ca, ya que el contenido de CaO por unidad de volumen varía entre 1.52 gr/cm^3 para la calcita, 1.12 para el granate, 0.80 para la epidota, 0.83 para el piroxeno y 0.36 para la tremolita.

CONSTITUYENTES INERTES Y MOVILES

Si seguimos la terminología de Korzinskii (1970), en el sistema tendremos elementos inertes y otros móviles; estos últimos son susceptibles de transferirse a través de las rocas según sea su concentración en el fluido intergranular.

La elección de los constituyentes en la formación de los skarns es simple: todos los que están presentes en la composición de los minerales ($\text{CaO-FeO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-O}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$).

El CaO se considera como un constituyente inerte en todos los casos. Si el metasomatismo se realizara a volumen constante necesitamos que se extraiga cierta cantidad de CaO, lo cual no excluye que su po

tencial químico quede determinado por las concentra
ciones iniciales (Korzinskii, 1959).

El CO_2 se transfiere de la roca completamente, -
considerandosele como móvil en todos los casos. El
 H_2O , se le considera también móvil, aunque subsista
en los minerales hidratados.

El SiO_2 , MgO y FeO se comportan como elementos mó
viles, siendo suministrados, para la generación de -
los skarns, directamente de las rocas adyacentes y
por los fluidos circulantes. Otras veces son sumi-
nistrados por estratos dolomíticos impuros, desarro
llándose de esta manera skarns bandeados y skarnoi-
des.

El nacimiento de granates ricos en hierro impli-
ca una pérdida de alumina además de un aporte de hie
rro por las soluciones o las transformaciones del me
dio.

Nacimiento de las menas

Las menas se desarrollan como resultado de la ac-
ción conjunta de los productos resultantes de la skar
nificación y la intervención de procesos mineraliza-
dores, al final de la etapa alcalina y comienzo de -
la etapa acida; es decir, cuando se incrementa la -
acidez de las soluciones (Korzhinskii, 1957 y Zhari
kov, 1960-1968). Esto se basa en que la mayoría de
las menas (todos los sulfuros) son sales de bases -
pesadas y acidos moderadamente pesados ó son anhidri
dos de bases pesadas (magnetita y hematites), de ma

nera que el reemplazamiento de minerales del skarns por las menas puede ser considerado como el resultado de un incremento de la acidez en las soluciones (Zharikov, 1968).

Es bastante probable que el depósito de las menas sea posterior (o simultáneo) al de la andraditización de los granates del skarns y coincida con la formación de variedades minerales más ricas en hierro; en los skarns cálcicos aparecen junto a las etapas de - epidotización y actinolitización de las paragénesis primarias, mientras que en los skarns magnésicos las menas son anteriores o acompañan a la serpentinitización, en el caso de que la haya. Esto ocurre a temperaturas medias. A temperaturas más bajas tiene lugar una cloritización en los skarns cálcicos y serpentinitización en los magnésicos.

La magnetita tiene predilección por zonas exoskar_nales en donde el crecimiento de las menas es masivo. Las menas sulfuradas están subordinadas respecto a la proporción de magnetita, dentro de la familia de menas acompañantes.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- ALIA, M., (1963). Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (G), 61; 247 - 262.
- ARNOLD, R.G. (1966). Mixtures of hexagonal and monoclinic pirrhotite and the measurement of the - metal content of pirrhotite by x-ray diffraction

- Am. Mineral. 51, 1221 - 1227.
- BARD, J.P. (1969). Le metamorphisme regional progressiv des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne). Se place dans le segment hercynien sub-iberique. These. Universite de Montpellier. Fac. Sc. 298 pag.
- BESSON, M. (1972). Les assemblages pyrrhotite-blende du gisement plombo-zincifere de Pierrefitte (Hautes-Pyrénées). Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogra., 95, 330-341.
- FABRIES, J. (1963). Les formations cristallines et metamorphiques du Nord Est de la province de Seville (Espagne). Deuxieme these. Fac. Sc. - Universite de Nancy. 267 pag.
- GUTIERREZ ELORZA, M., y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1965). Notas geológicas de la región septentrional de la provincia de Huelva. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (G), 63, 289-297.
- KORZHINSKII, D.S. (1959). Physicochemical basis of the analysis of paragenesis of minerals: Consultant bureau. New York. 142 pag.
- KORZHINSKII, D.S. (1970). The theory of metasomatic zoning. Clarendon Press.
- KURSCHACOVA, L.D. (1971). Stability field of hedenbergite on the log. P -T diagram. Geochem. Intern. 8, 340-49.
- MENNERT, K.R. (1971). Migmatites and the origin of granitic Rocks. ed. Elsevier Publishing Company 405 pag.

- NOKLEBERG, W. (1973). CO_2 as a source of oxygen in the metasomatism of carbonates. Amer. Journ. of Science. V., 273, 498-514.
- PHAN KIEU DUONG (1969). Skarns et mineralization as sociees chron. Mines et Rech. miniere, 37, - 292-311, 339-362.
- RAGUIN, E. (1970). Petrographie des roches plutoniques dans leur cadre geologique. 240 pag. Mas son et Cie., Editeurs. Paris.
- RAMDOHR, P. (1969). The Ore Minerals and their inte growths. (trad. Dr. C. Amstutz). Pergamon - Press.
- THOMPSON, J.B. (1957). The graphical analysis of mi neral assemblages in pelitic schist. Amer. Mi ner. 42, 842-852.
- TURNER F.J. (1968). Metamorphic Petrology. Ed. Mac-Graw-Hill.
- WESTRA, (1970). The role of Fe-Ti-oxides in plurifa cial metamorphism of alpine age in the south-eastern Sierra de los Filabres, SE Spain. Te-sis Univ. Amsterdam.
- WINCHELL, A.N. (1956). Elements of optical mineralogy New York. J. Wiley.
- WINKLER, H.G.F. (1974). Petrogenesis of metamorphic Rocks. Springer Verlag. 320 pag.
- YUND R.A. and H.T. HALL (1970). Cinetics and Mecha-nism of pyrite exsdution from pyrrhotite. Pe-trol. 11, 381-404.
- ZHARIKOV, V.A. (1970). Skarns. Part. I, II an II Int.

Geology Rev. Vol. 12 n°5,6,7 (541-559, 619-647), (760-775).



FUNDACION JUAN MARCH
SERIE UNIVERSITARIA

Libros Publicados:

- 1.— Semántica del lenguaje religioso/ A. Fierro*
- 2.— Calculador en una operación de rectificación discontinua/A. Mulet*

