

# GEOLOGÍA Y METALOGENIA DE LAS MINERALIZACIONES DE W (Sn y P) ASOCIADAS A LOS NIVELES CALCOSILICATADOS DEL COMPLEJO ESQUISTOGRAUVÁQUICO (C.E.G.) DE VILLALCAMPO (PROVINCIA DE ZAMORA)

M. GIL AGERO Y M.<sup>a</sup> CANDELAS MORO BENITO

RESUMEN.—En este trabajo se estudian las características geológicas, morfológicas, mineralógicas y geoquímicas de las mineralizaciones de W (scheelita) y elementos asociados (Sn y P) de los niveles calcosilicatados del Complejo Esquisto-Grauváquico (C.E.G.) de Villalcampo, en la provincia de Zamora. Igualmente, se realiza un estudio petrológico de los materiales metamórficos e ígneos del C.E.G., encajante de los niveles mineralizados. Por último, teniendo en cuenta las relaciones espaciales y genéticas existentes entre estos niveles mineralizados y las rocas encajantes, se establece el origen y los procesos de formación de estas mineralizaciones.

ABSTRACT.—In this paper the geological, morphological, mineralogical and geochemical features of the calcosilicates ore levels in W (scheelite) and other elements (Sn and P) inter-bedded in C.E.G., in Villalcampo (Zamora) are studied. So, it was realized petrological work of the methamorphic and igneous host rocks. Finally, we stablish the genetical and spatial relations of the ore levels and associate rocks of the C.E.G., to know the origin and genesis of these mineralizations.

Palabras clave: geología, niveles calcosilicatados, scheelita, esfena estannífera, apatito, volcánico sedimentario-metamórfico, Zamora.

Key word: geology, calcosilicates levels, scheelite, titanite with Sn, apatite, volcanic sedimentary-metamorphic, Zamora.

## 1. INTRODUCCIÓN

Mineralizaciones de W (Sn y P) asociadas a niveles calcosilicatados del C.E.G. semejantes a las que se estudian en este trabajo, han sido descritas con

anterioridad en diferentes puntos de la Península Ibérica y, en series similares, en otras partes del mundo.

Así, ARRIBAS (1979, 1980) y PELLITERO (1980) describen en la provincia de Salamanca y dentro del C.E.G. (serie de Morille) mineralizaciones de esta naturaleza. ARRIBAS ROSADO (1983) lo hace en la «serie de los cabos» en la provincia de León; y NORONHA (1983) los describe en Portugal, en la serie de «Miranda de Douro», que es correlacionable con la del C.E.G.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de estudio está situada junto a la localidad de Villalcampo, en la confluencia de los ríos Duero y Esla, al O. de la Provincia de Zamora (Fig. 1). Geológicamente se sitúa en la zona Centro-Ibérica de JUIVERT *et al.* (1972) en las hojas 1:50.000 geológicas de: «Carbajales de Alba» (n.º 368) y «Pereruela» (n.º 396).

La naturaleza y características geológicas de las distintas formaciones diferenciadas en la zona de estudio son las siguientes:

### 2.1. El complejo esquistos grauváquico

El Complejo Esquisto-Grauváquico (C.E.G.) corresponde a una serie metamórfica, esquistosa, potente, normalmente azoica y de edad anteordovícica. Esta serie ha sido definida por varios autores en diferentes puntos del Macizo Hespérico.

Los materiales metamórficos que afloran en el área de Villalcampo corresponden al C.E.G. y fueron denominados por Quiroga (1980) «capas de Villadepera-Pino». Estos materiales están constituidos por una alternancia de esquistos y micaesquistos biotíticos, con intercalaciones de gneises microglandulares, niveles calcosilicatados y niveles de rocas volcánicas, afectados todos ellos por un metamorfismo de grado medio-alto. En estos materiales se ha cartografiado la antiformal de fase III y eje NNO-SSE, de Villadepera (QUIROGA, 1981). Los granitoides de Ricobayo y los gneises microglandulares de Villadepera, parecen haber intruido por el eje de esta antiformal que es la continuación de la de «Chaves-Miranda do Douro» definida por Ribeiro (1974) en Portugal.

Las características textoestructurales y mineralógicas de las litologías diferenciadas se resumen a continuación.

*Esquistos y micaesquistos biotíticos.* Esta litología es la más representativa del C.E.G. en el área de Villalcampo. A nivel de afloramiento presentan un color grisáceo débilmente satinado, y una foliación NNO-SSE muy marcada que corresponde a la esquistosidad principal del área ( $S_1+S_2$ ), la cual está a veces microcrenulada por una fase posterior ( $S_3$ ) (Fig. 2a y Fig. 2 b).

A microscopio presentan texturas grano y lepidoblásticas y están constituidos fundamentalmente por cuarzo, biotita, moscovita, feldespato potásico y plagioclasa; y turmalina, apatito, andalucita, estauroлита y granate como mine-

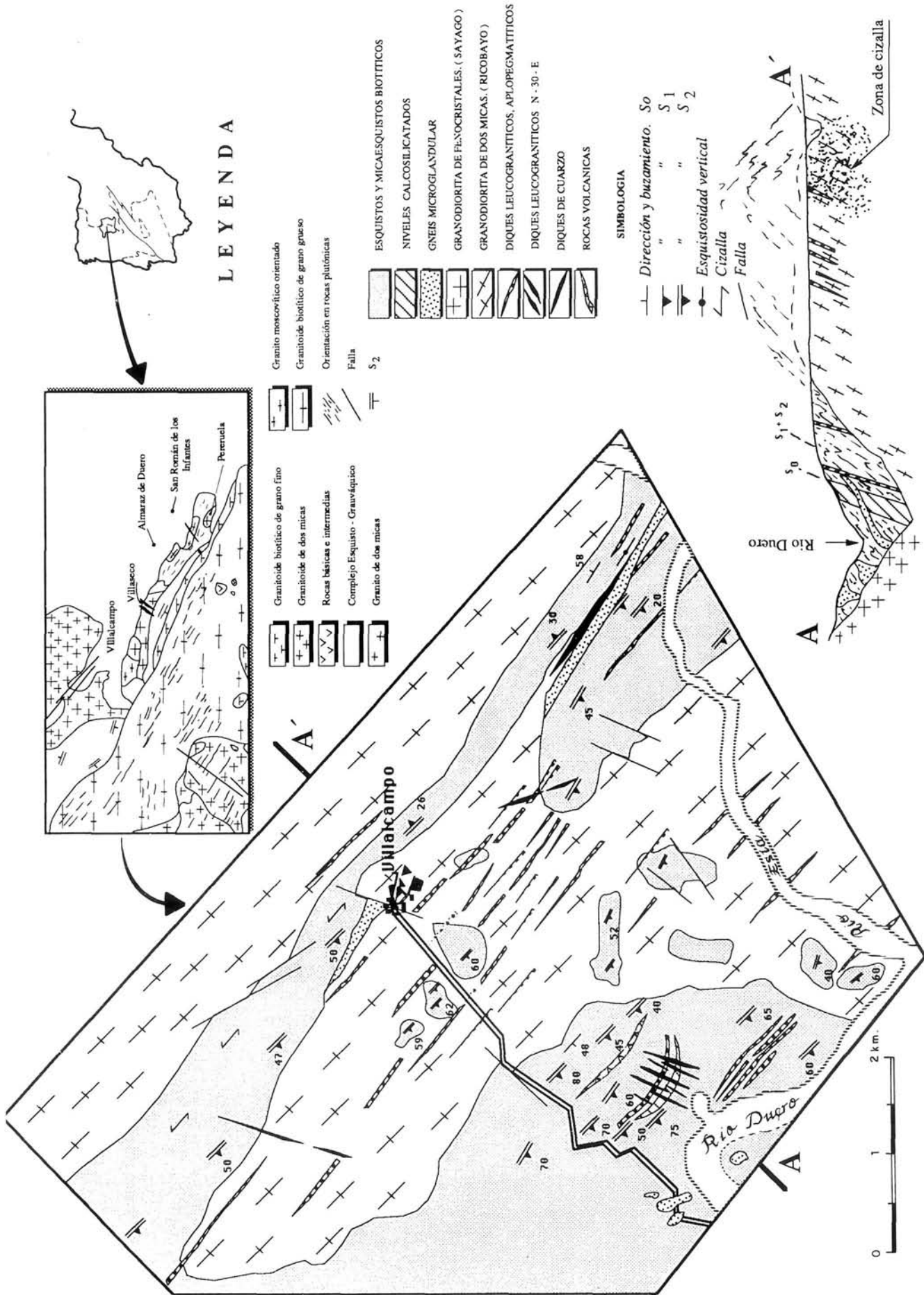


FIG. 1. Mapa geológico de la zona de Villalcampo, Zamora.

- FIG. 2. a y b) *Nótese la presencia de pliegues milimétricos de la Fase II Hercínica en los esquistos biotíticos, los cuales, a su vez están crenulados por la Fase III. Secc. transp., LN y NC × 10.*
- c y d) *Aspecto microscópicos de los gneises microglandulares afectados por la cizalla de Villalcampo, en donde se observan los planos «C» y «S». Secc. transp., LN y NC × 10.*
- e y f) *Texturas de reemplazamiento de las rocas volcánicas. Las formas esferoidales corresponden a antiguas burbujas recristalizadas por cuarzo microcristalino intercrecido con feldespato potásico. Secc. transp., LN y NC × 63.*

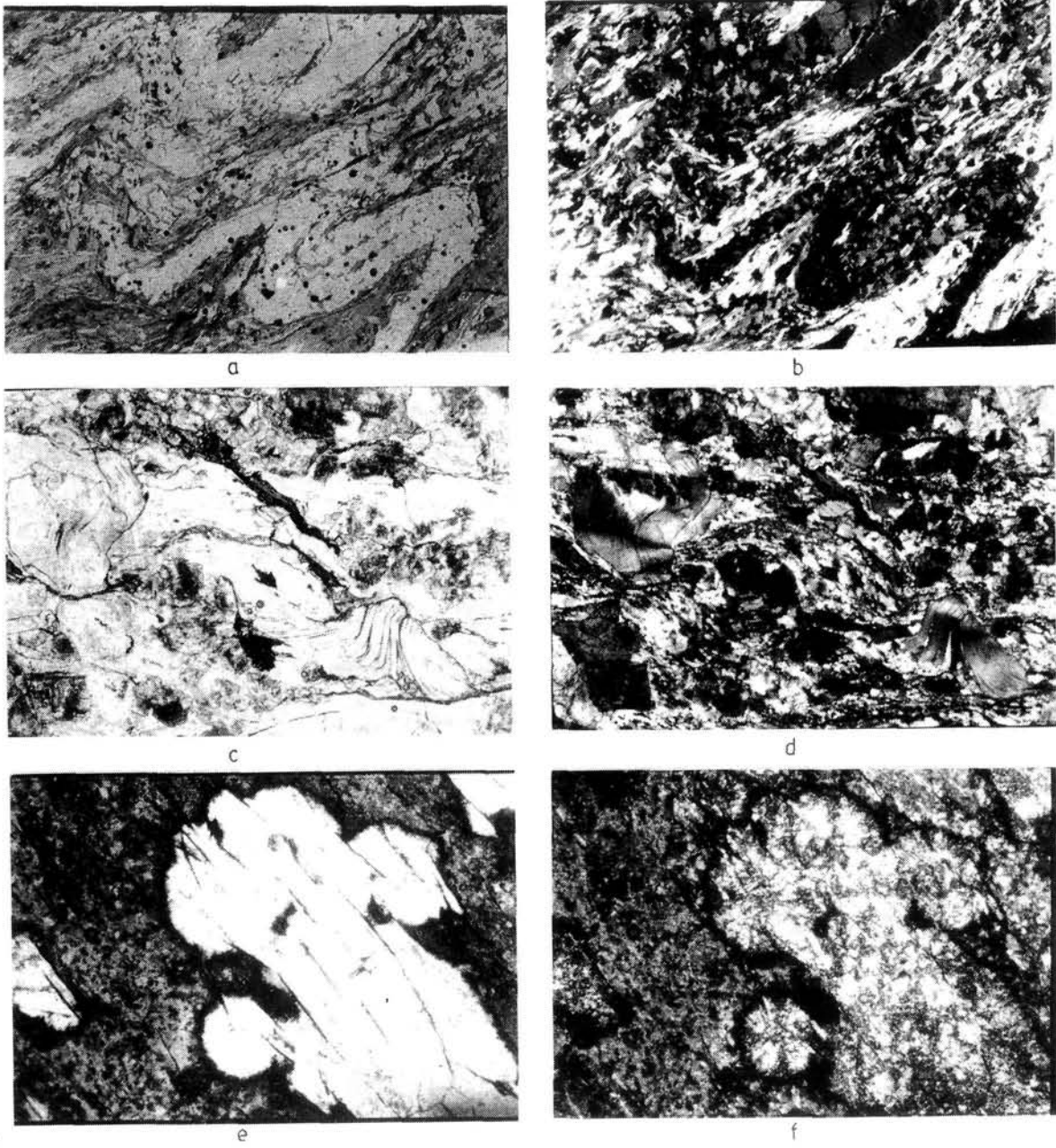


FIG. 2

rales accesorios. De forma accidental se han identificado grafito y sillimanita. Estas rocas corresponden probablemente al metamorfismo regional de sedimentos pelíticos.

*Niveles con andalucita.* En los esquistos y micaesquistos biotíticos se han identificado niveles con textura pegmatítica, constituidos esencialmente por cristales prismáticos de andalucita de gran tamaño, acompañados de feldespato potásico, cuarzo, fibrolita-sillimanita, plagioclasas, biotita y rutilo. Los cristales de feldespatos y de andalucita están parcialmente sericitizados.

El origen de estos niveles ha sido muy discutido. Así, para MARTÍN Y NICOLAU (1973) corresponderían a niveles pegmatíticos, mientras que para ORDOÑEZ Y MINGARRO (1972) serían inyecciones de cuarzo hidrotermal emplazadas en dichos materiales a bajas presiones y altas temperaturas. Por último para PELLITERO *et al.* (1978) que estudian estas litologías, en la zona de Morille, opinan que pueden corresponder a nódulos formados por segregación metafórica, a partir de rocas cuarzo-feldespáticas.

*Gneises microglandulares.* Estos materiales afloran, a nivel regional, en el núcleo de la antifirma de «Villadepera» y en la zona de estudio, junto a la localidad de Villalcampo en la banda influencia de la cizalla ductil del mismo nombre. Por lo tanto estos gneises se encuentran muy deformados y, en puntos concretos, llegan a constituir una auténtica milonita, y con frecuencia presentan texturas en «ojos», semejantes a las del «ollo de sapo». Al microscopio están constituidos fundamentalmente por megacristales de feldespato potásico, de plagioclasa y de cuarzo en menor cantidad, en una matriz esquistosa constituida esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita y apatito (Fig. 2c y 2d). A esta roca varios autores (QUIROGA, 1980; RIBEIRO, 1974) le han asignado un origen vulcano-sedimentario.

*Niveles calcosilicatados.* Los niveles de esta naturaleza, interestratificados en el Complejo Esquisto-Grauváquico, son los que contienen las mineralizaciones de W (Sn y P). Parecen corresponder al metamorfismo regional de sedimentos margosos.

*Rocas volcánicas.* Al S. del término municipal de Villalcampo ha sido cartografiado un nivel lentejonar de rocas volcánicas, concordante con la  $S_0$  de las rocas encajantes, con una potencia aproximada de 5 m. y una longitud de 1 km. Estas rocas presentan un aspecto masivo, compacto, de tonos verde-amarillentos. Al microscopio se observan texturas hialinas y esferulíticas y están constituidas por un intercrecimiento de cuarzo microcristalino y Fedp K, junto con sericita, óxidos de Fe y carbonatos como minerales secundarios (Fig. 2e y 2f). Estas formas esferulíticas están deformadas por la esquistosidad principal que afecta a los materiales de la zona. A estas rocas, se les considera sinsedimentarias con el resto de la serie y están afectadas por los mismos procesos de deformación y metamorfismo. Según las características petrográficas y químicas que presentan, son rocas ácidas de carácter riolítico.

## 2.2. Rocas graníticas

*Granidiorita de Sayago.* Esta roca aflora al S. del área cartografiada y ha sido estudiada por LÓPEZ PLAZA (1980), QUIROGA (1981), TOROS (1981) y

FERNÁNDEZ TURIEL (1987). En esta zona, la granodiorita presenta como característica fundamental los megacristales de Fedp K. orientados en las zonas de borde del batólito y además, abundantes enclaves de rocas básicas.

LÓPEZ PLAZA (1980), en su estudio sobre el batólito de Sayago diferencia distintas facies y lo clasifica como un granito adamellítico tardío, originado por anatexia en zonas profundas, y emplazado en las últimas fases de deformación Hercínica.

*Granodiorita de dos micas (Ricobayo)*. Este cuerpo granítico corresponde a una granodiorita monzonítica de grano medio a grueso, que está orientado según las estructuras hercínicas. Esta granodiorita está afectada localmente, por la actuación de una banda de cizalla subvertical de componente dextra. Al microscopio presenta texturas hipiomórficas y holocristalinas, y están constituidas por cuarzo, plagioclasa, Fedp. K., biotita y moscovita como minerales esenciales; y apatito, circón, rutilo, turmalina y en ocasiones granate, como accesorios.

Este granito ha sido descrito por Fernández Turiel (1987), como un granito de dos micas, de carácter peralumínico de sincolisión continental; y por QUIROGA (1980), como un granitoide calcoalcalino, de dos micas.

*Diques de leucogranito*. Los diques de esta naturaleza que intruyen a los materiales del área tienen direcciones aproximadas N-120°E. Presentan colores blanquecinos, y tamaño de grano de medio a grueso y generalmente texturas aplíticas con diferenciaciones pegmatíticas hacia el centro, por lo que se han denominado aplopegmatíticos. Microscópicamente presentan una textura hipidiomórfica y heterogranular y están constituidos fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa, Fedp. K. y moscovita; y de forma accesoria por turmalina, granate, apatito, rutilo y opacos, fundamentalmente pirita.

Igualmente se diferencian en la zona un cortejo de diques de dirección N-30°E, posteriores a los anteriores, con diferenciaciones pegmatíticas, que parecen tener relación con el batolito de Sayago.

### 2.3. Tectónica y metamorfismo

Los materiales anteriormente descritos han sido afectados, a nivel regional, por dos fases de deformación hercínica (RIBEIRO, 1981), o bien por tres fases de deformación (TOROS, 1981; QUIROGA, 1981 y FERNÁNDEZ TURIEL, 1987).

En la zona de Villalcampo se han identificado tres fases de deformación hercínicas, cuyas características más importantes, así como el metamorfismo a ellas asociado se resumen a continuación (GIL AGERO, 1989; HERNÁNDEZ, 1989):

*Fase I*. Durante esta fase se producen grandes pliegues paralelos o similares de plano axial subhorizontales con dirección N-120°E, y desarrollo de una primera esquistosidad ( $S_1$ ), que produce «schistosity» o «slaty cleavage». Esta fase tiene asociado un *metamorfismo* de grado bajo con desarrollo de biotita y clorita fundamentalmente.

*Fase II*. Esta fase produce pliegues similares muy apretados vergentes al NE., homoaxiales con los anteriores y genera una segunda esquistosidad de

plano axial ( $S_2$ ) muy penetrativa dando «schistosity» a «slaty cleavage», que junto a la primera producen la esquistosidad principal de la zona ( $S_1+S_2$ ) en dirección NNO-SSE. Estos pliegues están asociados a cizallas y cabalgamientos dirigidos hacia el N.

Durante esta fase se desarrolla un *metamorfismo* progrado que alcanza el grado medio y localmente el grado alto, produciéndose como consecuencia del mismo el bandeo mineralógico de los niveles calcosilicatados. Las paragénesis metamórficas que se forman tanto en los esquistos como en los niveles calcosilicatados se resumen en la Fig. 3.

*Fase III.* En esta fase se desarrollan pliegues de gran longitud de onda, con dirección del plano axial coincidente con los anteriores, pero subverticales. A esta fase corresponde la antifirma de Villadepera (QUIROGA, 1981). En el núcleo de esta megaestructura intruye la granodiorita de RICOBAYO.

Esta fase de deformación hercínica lleva asociado un *metamorfismo* de grado bajo que retrograda los minerales anteriormente citados a condiciones más estables de presión y temperatura.

			GRADO BAJO	GRADO MEDIO	GRADO ALTO
Tiempo ↓	$F_1$ M I		Biot + Ms + Q		
		$F_2$ M II	PELITAS	Biot + Ms + Q	Biot + Ms + Gr + St
	Biot + Ms + Q + Gr			Biot + Ms + Gr + And	
	MARGAS		Clorita + Q	Gr + Zo + An + Calcita	
			Salita + Ep + Zo Sch + Ef	Salita + Act + Vesb	
	$F_3$ M III	PEL.	Biot + Ms + Q		
MAR.		Zo + Ep + Gr + Calcita			

FIG. 3. Asociaciones metamórficas desarrolladas durante las tres fases de deformación hercínica.



*Tardifase III.* Durante este episodio se produce un cizallamiento subvertical de componente dextra en dirección NNO-SSE que origina en los materiales del área estructuras de tipo «C-S» y texturas de protomiloníticas a miloníticas. Con posterioridad se producen en el área dos sistemas de fracturación; uno, de dirección NNO-SSE y otro, más tardío, de dirección aproximada N-30°E, por la que intruyen los diques de leucogranito y cuarzo cartografiados en la zona.

### 3. NIVELES CALCOSILICATADOS MINERALIZADOS

#### 3.1. Caracteres morfológicos

Estos niveles se localizan en varios puntos del área estudiada (Fig. 4a y 4b). Tienen una dirección N-120°E y un buzamiento de 70 a 80° al S. Presentan formas lentejonares de longitud muy variable y potencias desde varios cm. a m. En ellos, con frecuencia se distinguen, al igual que en el resto de las rocas del C.E.G., pliegues de fase II (Fig. 4c). A escala de afloramiento presentan una estructura compacta, ligeramente bandeada en las zonas de bordes y masivas, con gran tamaño de grano.

#### 3.2. Caracteres mineralógicos

La descripción de los caracteres mineralógicos de estos niveles se ordena en función de las diferentes bandas litológicas en los mismos (Fig. 4d). Estas son:

*Esquistos biotíticos.* Estos esquistos son los encajantes de los niveles calcosilicatados y presentan diferencias mineralógicas importantes con respecto a los del resto del área. Una, es la presencia del apatito que en las zonas de contacto con los niveles calcosilicatados se convierte en mineral esencial; y otra, la del grafito e ilmenita. Además, esta zona de contacto se caracteriza también por la transformación parcial de las láminas de biotita en actinolita.

*Esquistos anfibólicos.* Las bandas de esta naturaleza, presentan normalmente una estructura bandeada, debido a la alternancia de lechos más silíceos con otros más anfibólicos. Los lechos más silíceos están constituidos fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa, apatito y esfena estannífera; y los anfibólicos contienen fundamentalmente actinolita, apatito y esfena estannífera; y en menor proporción cuarzo (Fig. 5a y 5b). La composición química semicuantitativa de los minerales esenciales fueron analizados por «S.E.M. Zeiss-950 y microanálisis incorporado Tracor-5500» (Tabla I).

Así, el *apatito* corresponde a un «cloro-fluor apatito» ( $\text{Ca}_5[\text{P}_{3.33}\text{O}_{12}]\text{F}_{0.86}\text{Cl}_{0.02}$ ), el *anfíbol*, es un término de la serie ferroactinolita-tremolita ( $\text{Na}_{0.12}\text{K}_{0.08}\text{Ca}_{2.08}$ ) ( $\text{Mg}_{2.26}\text{Fe}_{2.72}\text{Ti}_{0.18}\text{Mn}_{0.2}$ ) ( $[\text{Si}_{7.88}\text{Al}_{0.19}]\text{O}_{24}$ ), la *esfena*, por sus contenidos en Sn inferiores al 4 %, corresponde a un término de la serie isomórfica Esfena-Malayaita ( $\text{CaTi}[\text{SiO}_5]$ )–( $\text{CaSn}[\text{SiO}_5]$ ), próximo al término de esfena rica en Sn o estannífera ( $\text{Ca}_{1.02}[\text{Ti}_{0.89}\text{Al}_{0.11}\text{Sn}_{0.04}][\text{Si}_{0.92}\text{O}_5]$ ). Estudios experimentales realizados sobre la síntesis de la malayaita (TAKENOUCI, 1979) ponen de manifiesto, que, a temperaturas inferiores a los 500° C, como es el caso aquí estudiado, son correctos los términos de esfena rica en Sn o malayaita

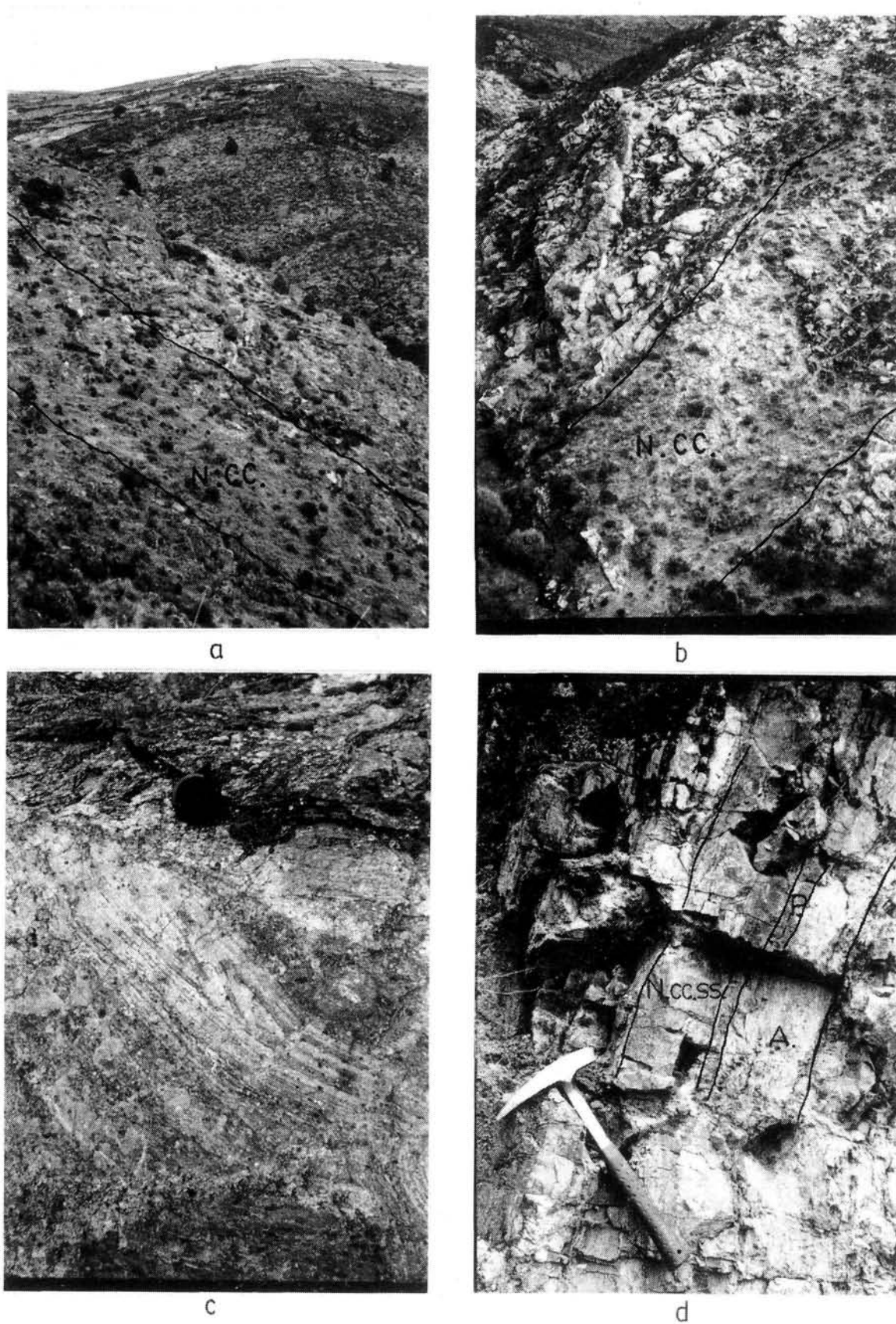


FIG. 4. a y b) Afloramiento del nivel calcosilicatado mineralizado junto al arroyo de los Picones en el término de Villalcampo.  
 c) Niveles calcosilicatados plegados por la Fase II hercínica junto a la Central eléctrica de Villalcampo.  
 d) Detalle del afloramiento anterior donde se observa la estructura bandeada que presentan estos niveles.

TABLA I. ANÁLISIS QUÍMICO POR S.E.M. DEL APATITO (Apt), ANFIBOL (Anf), PIROXENO (Px), GRANATE (Gr) Y ESFENA

	Apt	Anf	Gr	Px	Esfena estannífera					$\bar{X}$	S	
SiO <sub>2</sub>	—	47.49	52.88	38.28	29.95	28.83	29.21	29.15	29.24	28.82	29.20	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	6.77	—	19.76	2.41	3.86	2.46	2.80	2.71	3.86	3.01	0.61
FeO	—	20.41	10.78	4.29	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	1.54	0.90	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	8.65	10.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	53.64	11.42	25.19	36.67	27.99	29.29	28.65	28.54	28.81	29.29	28.76	0.45
Na <sub>2</sub> O	—	0.48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	0.41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	—	1.20	0.18	—	37.10	35.23	36.09	36.15	35.87	35.23	35.94	0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	43.24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	3.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SnO <sub>2</sub>	—	—	0.21	0.03	2.23	2.52	3.20	3.12	3.19	2.52	2.80	0.39
WO <sub>3</sub>	—	—	0.67	1.42	—	—	—	—	—	—	—	—

rica en Ti, ya que entre ellos, no se consigue una desmezcla total. Al igual que el Sn, el Al también está sustituyendo al Ti en la estructura cristalina de la esfena, llegando en algunos casos hasta un 5 % (HIGGINS *et al.*, 1977).

*Esquistos piroxénicos.* Caracterizados por la alternancia de lechos más silíceos con otros más piroxénicos (Fig. 5c y 5d). Estos últimos están constituidos por piroxeno, zoisita-dinozoisita; cuarzo, plegiodasa, apatito, esfena, estannífera y scheelita. Tanto el apatito como la esfena estannífera comienzan a encontrarse en menor proporción, a diferencia de la scheelita que comienza a diferenciarse bien (Fig. 5e). El *piroxeno* corresponde al término «salita»: Ca<sub>1.03</sub>(Mg<sub>0.47</sub>Fe<sub>0.34</sub>Mn<sub>0.03</sub>)(Si<sub>2.01</sub>O<sub>6</sub>) de la serie Diopsido-Hedembergita que, por otra parte, suele ser un mineral típico de las formaciones tipo skarn y skarnoides.

*Nivel calcosilicatado S.S.* De los esquistos piroxénicos se pasa gradualmente a los de naturaleza calcosilicatada S.S., que coincide con la banda central de los niveles calcosilicatados. Estas rocas, con texturas masivas y recrystalizadas, están constituidas esencialmente por cristales de *grosularia* (Ca<sub>3.01</sub>[Fe<sub>0.25</sub>Al<sub>1.78</sub>][Si<sub>3.01</sub>O<sub>12</sub>]) reemplazados parcialmente por vesubiana y salita; epidota, plagioclasa, carbonatos, zoisita/clinozoisita, scheelita y esfena estannífera (Fig. 5f). Tanto el granate como el piroxeno, al ser analizados por S.E.M., han dado contenidos en SnO<sub>2</sub> y en WO<sub>3</sub> en su composición, lo que demuestra que, tanto el Sn como el W, se encuentran en las redes cristalinas de estos minerales metamórficos.

### 3.3. Caracteres geoquímicos

La composición química de los niveles calcosilicatados mineralizados se ha determinado mediante el análisis químico de 12 muestras (Tabla 2a), pertenecientes a las distintas litologías mineralógicamente diferenciadas (Tabla 2b).

- FIG. 5. a y b) *Bandeado mineralógico característico de los esquistos anfibólicos. Nótese la alternancia de lechos de actinolita, apatito y esfena estannífera, con otros más silíceos. Secc. transp., LN y NC × 63.*
- c y d) *Idem de los esquistos piroxénicos que consiste en la alternancia de lechos esencialmente piroxénicos con otros más silíceos. Secc. transp., LN y NC × 10.*
- e) *Aspecto de las formas alotriomorfas de la scheelita que se encuentra en los niveles calcosilicatados S.S. Secc. transp., NC × 63.*
- f) *Aspecto microscópico de las texturas de reemplazamiento de los cristales de granates por vesubiana. Secc. transp. NC × 10.*

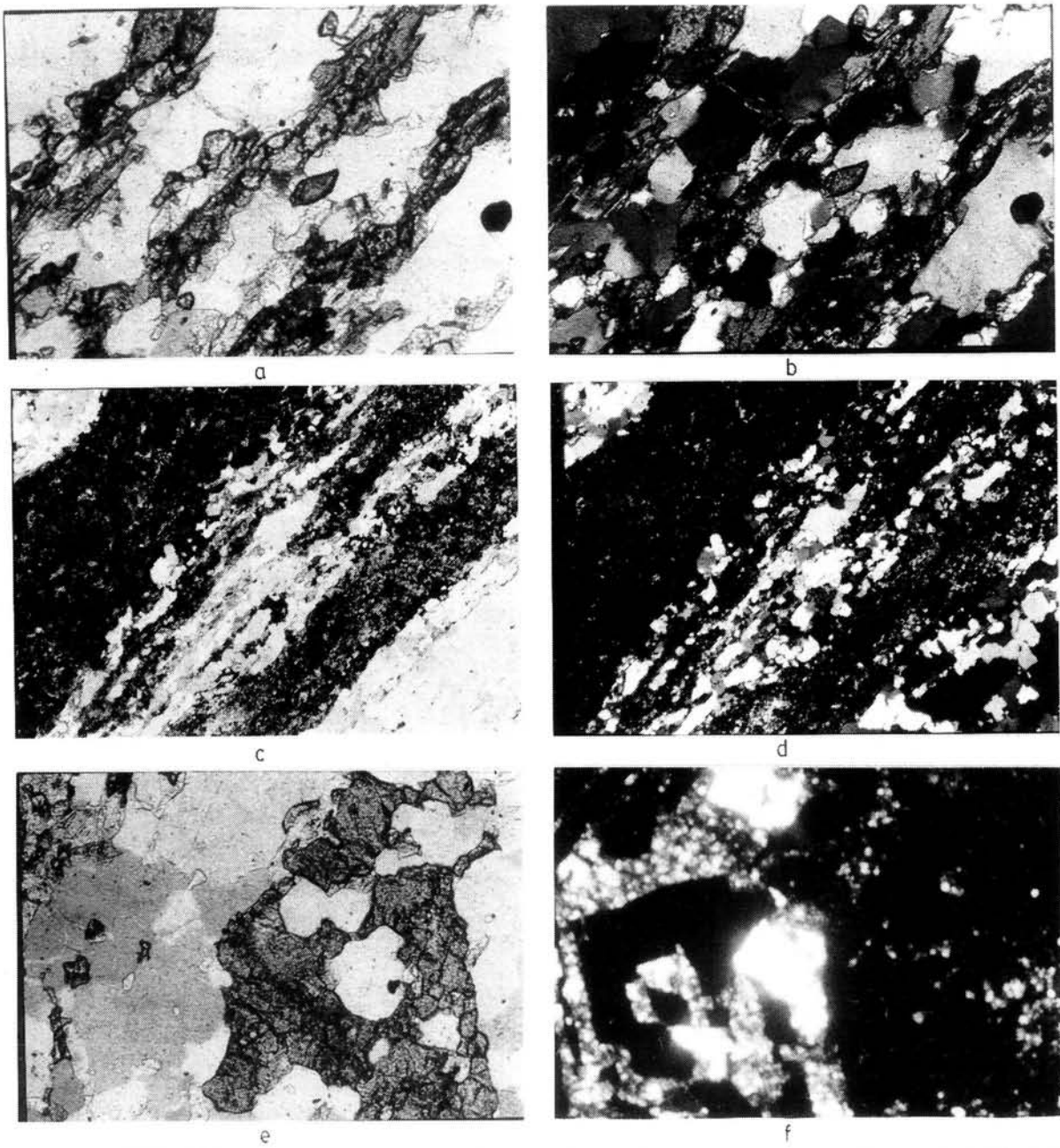


FIG. 5

TABLA II.a) COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

Los óxidos en % y los elementos en ppm

	C-1	C-2	C-3	C-4	C-5	C-6	C-7	C-8	C-9	C-10	C-11	C-12
SiO <sub>2</sub>	64.46	71.42	67.70	64.74	55.43	66.31	59.85	54.38	53.40	49.81	53.20	54.66
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.68	0.88	0.96	0.65	0.79	0.70	0.60	0.59	0.61	0.59	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.65	14.21	12.51	14.59	15.49	12.00	14.25	15.76	15.31	15.16	16.36	12.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.89	3.16	5.04	6.13	6.73	5.55	5.73	6.60	1.81	5.78	4.50	4.92
MgO	0.86	2.22	0.21	0.98	3.83	0.24	1.55	1.31	1.49	3.64	1.14	1.53
MnO	0.06	0.02	0.07	0.09	0.13	0.13	0.16	0.15	0.07	0.18	1.17	0.30
CaO	0.56	0.35	6.69	6.48	15.08	11.56	14.29	18.69	22.78	18.97	20.58	22.83
Na <sub>2</sub> O	2.13	1.64	1.60	1.58	0.57	0.55	0.53	0.09	1.81	1.17	1.38	1.31
K <sub>2</sub> O	4.29	6.59	1.65	1.51	0.81	0.74	0.57	0.17	0.85	1.62	0.47	0.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.10	0.82	1.14	0.33	0.53	1.02	0.47	0.43	0.36	0.91	1.65
P.F.	0.97	1.92	1.88	2.54	2.30	1.52	2.26	2.73	1.51	1.89	1.55	1.56
<b>Sn</b>	200	150	100	250	250	450	250	700	250	600	750	450
<b>W</b>	200	50	0	100	950	250	0	100	250	400	650	500

TABLA II.b) CONTENIDOS MEDIOS DE LOS CINCO GRUPOS DE MUESTRAS MINERALÓGICAMENTE HOMOGÉNEAS

n = número de muestras

	E.B. (n=2)	E.A. (n=2)	E.A.-E.P. (n=4)	E.P. (n=2)	N.CC.SS. (n=2)
SiO <sub>2</sub>	67.94	66.22	59.09	51.61	53.93
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.92	0.68	0.60	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.93	13.55	14.37	15.23	14.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.52	5.58	6.15	3.79	4.71
MgO	1.55	0.59	1.73	2.56	1.33
MnO	0.04	0.08	0.14	0.12	0.73
CaO	0.45	6.58	14.90	20.87	21.70
Na <sub>2</sub> O	1.88	1.59	0.48	1.49	1.34
K <sub>2</sub> O	5.44	1.58	0.57	1.23	0.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.98	0.58	0.39	0.72
<b>Sn</b>	175	175	412.5	425	600
<b>W</b>	125	50	325	325	575

Los contenidos de los elementos mayores y traza metalogénicamente más significativos, se han representado en función de las distintas litologías diferenciadas en los niveles calcosilicatados (Fig. 6). En dicha representación se observa que, el contenido en  $\text{SiO}_2$  disminuye progresivamente desde los esquistos biotíticos encajantes a los niveles calcosilicatados S.S., y que los contenidos en CaO les ocurre lo contrario. Esto es debido a que los esquistos biotíticos están constituidos por minerales que presentan en su composición altos contenidos en  $\text{SiO}_2$  y bajos en CaO, y en cambio a los niveles calcosilicatados S.S. lo constituyen minerales esencialmente cálcicos

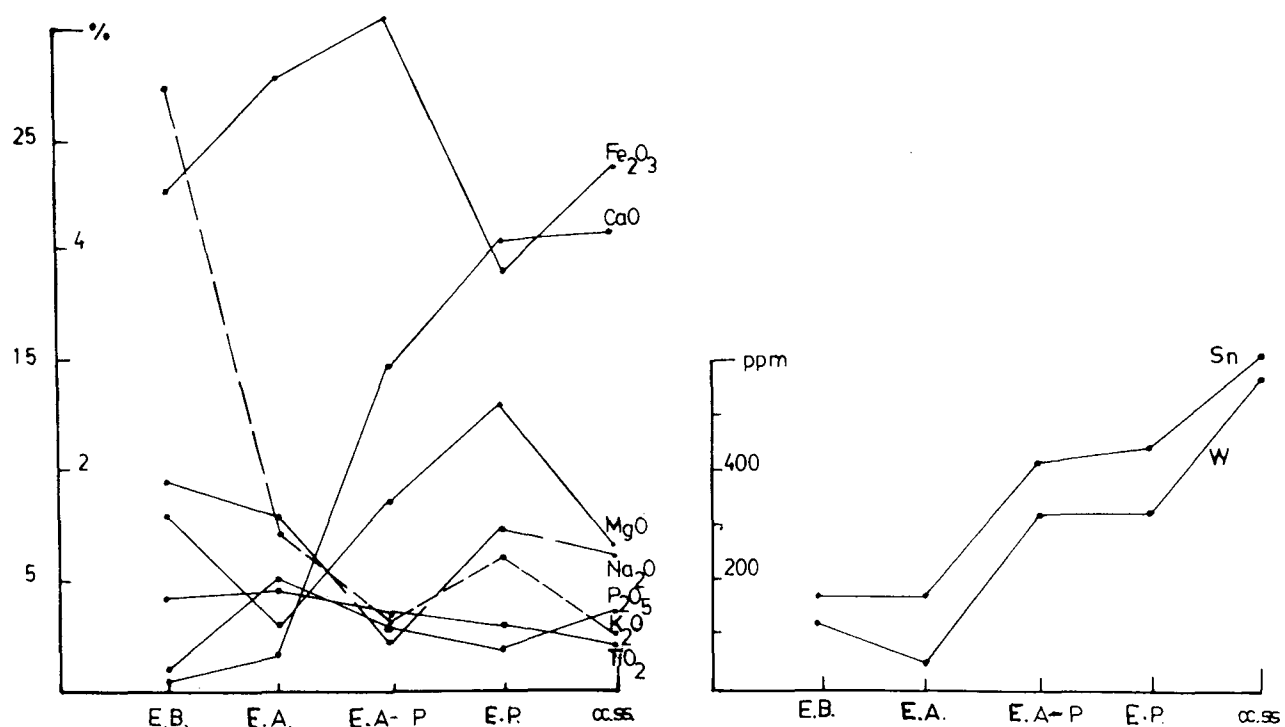


FIG. 6. Diagramas de variación de los contenidos de los elementos mayores y traza (Sn y W) en función de las litologías diferenciadas en los niveles calcosilicatados mineralizados. E.B. Esquisto biotítico; E.A. Esquisto anfibólico; E.P. Esquisto piroxénico; cc.s.s. Nivel calcosilicatado propiamente dicho.

La evolución de los óxidos restantes está de acuerdo con la mineralogía de las litologías diferenciadas. Destacar el contenido en  $\text{P}_2\text{O}_5$  que aumenta claramente en los esquistos anfibólicos debido a la presencia en ellos de nivelillos de apatito. Igualmente los contenidos en  $\text{TiO}_2$  aumenta en las litologías en las que las esfenas estanníferas son abundantes, constituyendo, al igual que el mineral anterior, auténticos nivelillos.

En el mismo diagrama se han representado los contenidos en W y Sn de las muestras analizadas. Estos elementos presentan un incremento ascendente desde los esquistos biotíticos a los niveles calcosilicatados S.S., que está justifi-

cado por la presencia de la scheelita y la esfena estannífera y, además, por la grossularia y la salita que contienen, igualmente en su composición, trazas de estos elementos

Por otra parte, la composición química de las muestras analizadas también ha sido representada en los diagramas de variación lineal de NIGGLI, modificados por LEAKE (1964) (Fig. 7), donde se observa que, la representación de la composición química de los esquistos biotíticos cae en el campo de las pelitas, mientras que la de las muestras de los esquistos anfibólicos, piroxénicos y niveles calcosilicatados S.S., lo hacen en la zona intermedia de los campos de las pelitas y de las calizas, de donde se deduce que las muestras corresponden probablemente al metamorfismo de sedimentos margosos.

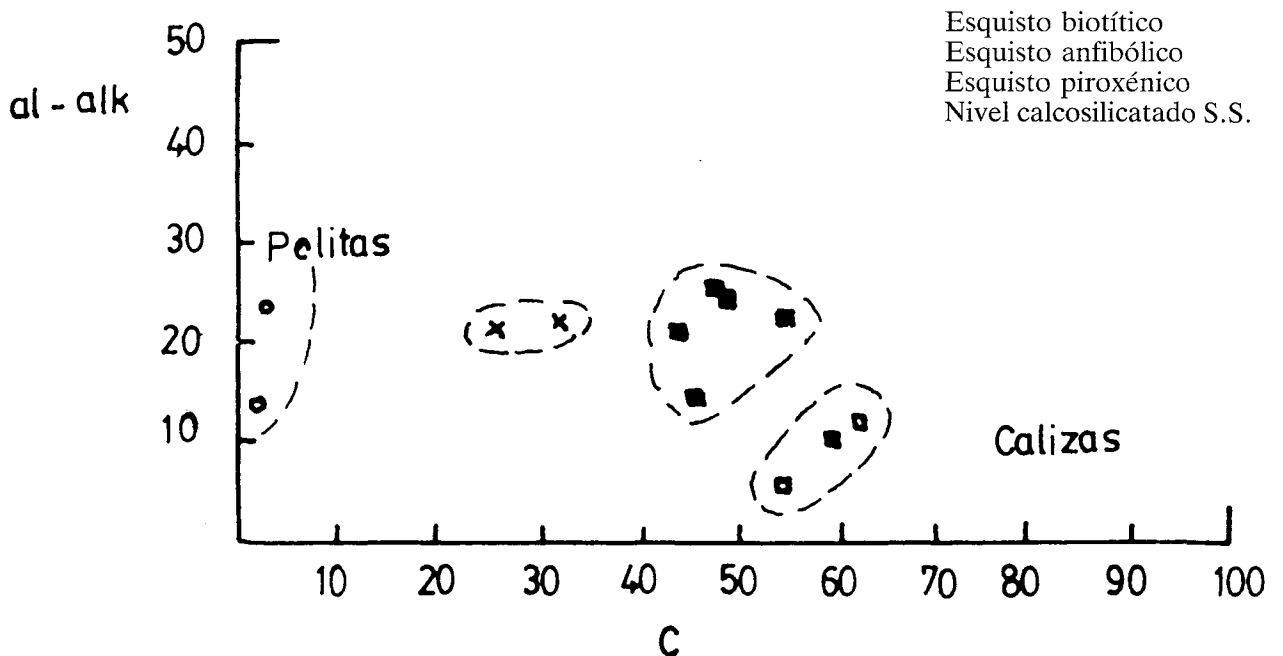


FIG. 7. Diagramas de variación lineal de NIGGLI, modificados por LEAKE (1964).  
 $al = Al_2O_3 \cdot 100/S$ ;  $alk = (Na_2O + K_2O) \cdot 100/S$ ;  $C = CaO \cdot 100/S$ ;  
 $S = Al_2O_3 + FeO + MnO + 2Fe_2O_3 + MgO + CaO + Na_2O + K_2O$ .

#### 4. TIPOLOGÍA Y ORIGEN DE LAS MINERALIZACIONES DE W Y ELEMENTOS ASOCIADOS (Sn Y P)

Numerosos autores admiten ya desde la década de los años 70 la existencia de mineralizaciones endógenas en series sedimentarias asociadas, en su mayor parte, a una etapa de enriquecimiento de metales anterior a la deformación y al metamorfismo. Debido a la actuación sobre los materiales sedimentarios de estos dos procesos se generan soluciones hidrotermales, ricas en algunos elementos, que migran y se concentran en determinadas capas originando en algunas ocasiones mineralizaciones económicamente rentables. Estos elementos,



entre otros, pueden ser, el Sn y el W. Por lo tanto, los niveles calcosilicatados que se describen en este trabajo pertenecen al grupo de mineralizaciones endógenas asociadas a series sedimentarias metamórficas

#### 4.1. Origen del W y elementos asociados (Sn y P)

De acuerdo con PLIMER (1978), en este tipo de mineralizaciones, el W y elementos asociados (Sn y P), fueron aportados a la cuenca de sedimentación por una fuente de naturaleza exhalativa-volcánica. Teniendo en cuenta la presencia en el área de Villalcampo de manifestaciones volcánicas, contemporáneas con la sedimentación, como son los niveles de rocas volcánicas ácidas que afloran en el paraje denominado «embalse de Villalcampo» y las del gneis microglandular vulcano-sedimentario, este vulcanismo preordovícico puede ser responsable del aporte del W (Sn y P) a la cuenca de sedimentación. Ahora bien, una vez que el W se encuentra en los sedimentos de la cuenca con gran cantidad de agua y sustancias volátiles, al descender la temperatura como consecuencia de finalizar la etapa volcánica, este elemento, en presencia de Ca, puede precipitar como scheelita.

Posteriormente, al aumentar la temperatura con el comienzo del metamorfismo, este mineral que es estable entre 100 y 450° C (FOSTER, 1977), y que se ha formado anteriormente, comienza a disolverse. El W, así liberado, forma probablemente complejos halurados, oxihalurados y clorurados, muy móviles y fácilmente solubles y transportables dentro de la cuenca. Estos complejos son atrapados en los niveles margosos enriquecidos en Ca en los que el W vuelve a precipitar como scheelita. La presencia de halógenos en la cuenca es deducible por la existencia de minerales como apatito, micas y turmalina que contienen estos elementos en su composición.

En Sn de estas mineralizaciones se encuentra fundamentalmente en la esfena y como traza en algunos minerales cálcicos, la salita y la grossularia, y probablemente, sigue el mismo proceso de concentración que el W. El P, que se encuentra como apatito, tiene igualmente un comportamiento similar al del Sn y W

En consecuencia, parece que el W, Sn y P estarían concentrados en los niveles enriquecidos en Ca, como scheelita, esfena estannífera y apatito. Igualmente merece destacarse la presencia de la materia grafitosa, en los esquistos encajantes, ya que según MCKEANG *et al.* (1889), la materia orgánica ayuda al W, Sn y P a fijarse en los niveles cálcicos. Este hecho está de acuerdo con el transporte del W en condiciones de baja fugacidad del oxígeno, por lo tanto en un ambiente reductor.

Teniendo en cuenta los aspectos geológicos y geoquímicos anteriormente expuestos las mineralizaciones de W (Sn y P) asociadas a los niveles calcosilicatados interestratificados en el C.E.G. de la zona de Villalcampo, corresponden a mineralizaciones «strata-bound» de origen volcánico-exhalativo y metamórfico. Pueden ser incluidos en el tipo de yacimientos, sedimentario-metamórficos estratiforme de BURNOLT *et al.* (1978), y en los de la paragénesis (sk.W) de ARRIBAS (1979). Igualmente definidos como skarnoides o de metamorfismo regional.

## 5. CONCLUSIONES

Las conclusiones principales de este trabajo son las siguientes:

En el área de Villalcampo se han diferenciado fundamentalmente dos tipos de litologías: una, constituida por materiales metamórficos pertenecientes al C.E.G., de edad anteordovícica, en los cuales se encuentran interestratificados niveles de rocas volcánicas de carácter ácido y niveles calcosilicatados mineralizados en W (Sn y P). Y la otra litología diferenciada corresponde a la granodiorita de dos micas de Ricobayo, que intruye a la serie anteriormente citada; y a un cortejo de diques de leucogranito en direcciones N-120°E y N-30°E.

También se han diferenciado tres fases de deformación que producen una esquistosidad muy marcada en direcciones NNO-SSE. Asociadas a las dos primeras existe un metamorfismo progrado que alcanzan el grado medio-alto; y a la tercera un retrometamorfismo.

Por último, las mineralizaciones de W (Sn y P) asociadas a los niveles calcosilicatados del C.E.G. de esta zona corresponden a mineralizaciones de tipo «strata-bound», de origen volcánico-exhalativo y metamórfico, denominadas igualmente skarnoides o de metamorfismo regional.

## BIBLIOGRAFÍA

- ARRIBAS, A. (1979): Yacimiento de tungsteno en la zona de Morille, Salamanca. *Chron. rech. min.*, n.º 450.
- ARRIBAS, A. (1980): Yacimiento de Morille, Salamanca. *Du 26<sup>e</sup> Congrès géologique international*, París.
- ARRIBAS, A. (1980): Los yacimientos de tungsteno de la zona de Morille (provincia de Salamanca, 5º 32' W, 40º 49' N). *Bol. geol. min.*, 91, fascículo II.
- ARRIBAS ROSADO, A. (1983): Geología y metalogenia del yacimiento de «Virgen de la Encina». Ponferrada (León). *Tecniterrae*, 56.
- BRODTKORB, M. K. y BRODTKORB, A. (1977): Strata-bound scheelite deposits in the precambrian basement of San Louis (Argentina). *Miner deposita*, pp. 141-149.
- BURNOLT, L.; GEFFROY, J. y SOLER, P. (1978): Le tungstène, ses principaux types de gisement. *Chron. Rech. Min.*, 441 y 443, pp. 27-43 y 27-44.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J. (1966): An introduction to the rocks forming minerals. Logman, London, 528 pp.
- EINAUDI, M. T.; MEINERT, L. D. and NEWBERRY, R. J. (1981): Skarn deposits. *Econ. Geol.*, 79th anniversary, pp. 317-391.
- FERNÁNDEZ TURIEL, J. L. (1987): Caracterización geoquímica mineralógica del Batolito de Ricobayo y del complejo de Villaseco-Pereruela (Zamora). Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.
- FOSTER, R. P. (1977): Solubility of scheelite in hydrothermal chlorite solutions. *Chem. Geol.*, 30, 27-43.
- FULP, M. S. y RENSCHAW, J. L. (1985): Volcanogenic-exhalative tungsten mineralization of proterozoic age near Sta. Fe, New Mexico; and implications for exploration. *Geology*, 13, pp. 66-69.
- GIL AGERO, M. (1989): Geología y metalogenia de las mineralizaciones de W, Sn y P asociadas a los niveles calcosilicatados interestratificados en el C.E.G. de la zona de Villalcampo (Zamora). Tesis de licenciatura, Universidad de Salamanca.

- HERNÁNDEZ SÁNCHEZ, M. E. (1989): Tipología y origen de las mineralizaciones de Sn asociadas al complejo granítico-metamórfico de Villaseco-Pereruela (Zamora). Tesis de licenciatura, Universidad de Salamanca.
- HIGGINS, J. y RIBBE, P. (1977): The structure of malayaite,  $\text{CaSnOSi}_4\text{O}_{14}$ , a tin analog of titanite. *American Mineralogist*, 62, pp. 801-806.
- HOLL, R. and MAUCHER, A. (1976): The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. *In Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits (Wolf)*. Vol. 5, pp. 1-20.
- HUNT, J. A. and KERRICK, D. M. (1977): The stability of shene: experimental determination and geologic implications. *Geochimica et cosmochimica*, 41, 279-288.
- HUTCHINSON, CH. S. (1974): Laboratory handbook of petrographic techniques. John Wiley et Sons, Inc. New York, 527 pp.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBERO, A. y NABAIS CONDE, L. E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000, memoria explicativa, 113 p. (1974), IGME.
- KWAK, T.A.P. (1987): W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. *Developments in Economic geology*, 24.
- LAZNICKA, P. (1985): Empirical metallogeny depositional environments, lithologic associations and metallic ores. *Developments in Economic geology*, 19.
- LEAKE, B. E. (1964): Chemical distinction of ortho — and para — amphibolites. *J. petrology*, 5, pp. 238-254.
- LÓPEZ PLAZA, M. (1982): Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura Salmantino-Zamorana. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- MCKEAG, S. A.; CRAW, D. y NORRUS, R. J. (1989): Origin and deposition of a graphitic schist-hosted metamorphogenic Au-W deposits, Mcraes, East Otago, New Zeland. *Mineral deposita*. 24, pp. 124-131.
- PELLITERO PASCUAL, E. (1980): Caracteres petrogenéticos y metalogénicos de los yacimientos de W de la provincia de Salamanca. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- PEREIRA DE NORONHA, F. M. (1983): Estudio metalogénico del área tungstinífera de Borralha. Porto. Tesis Doctoral, Universidad de Porto.
- PLIMER, I. R. (1978): Proximal and distal strata-bound ore deposits. *Mineral deposita*, 13, pp. 345-353.
- PLIMER, I. R. (1980): Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanims as presursors to Sn and W deposits associated with granites. *Mineral deposita*, 15, pp. 275-289.
- QUIROGA DE LA VEGA, J. L. (1981): Estudio geológico del Paleozoico del Oeste de Zamora (Alba y Aliste). Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.
- ROSLER, M. J. and BEUGE, P. (1983): Geochemistry of trace elements during regional-metamorphism. *In The significance of elements solving petrogenic problems and controversies*. Ed. Augustithis ss.
- SMIRNOV, V. I. (1982): Geología de los yacimientos minerales. Ed. Mir. Mosan.
- SMEDT, A. and SONNET, T. (1988): Genesis of scheelite-bearing calcosilicate gneisse in the Tanneron Massif (Var, France). *Mineral deposita*, pp. 160-178.
- SONNET, M. and VERKAEREN, J. (1989): Scheelite, Malayaite, and Axinite-bearing skarn from El Hammam, Centrl Marocco. *Economic Geology*, 84, pp. 575-590.
- STREKEISEN, A. L. (1974): Classification and nomenclature of igneous rocks. Recommendations of the IUGS subcommisision on the systematic of igneous rocks. *Geol. Rundschau*, 63, 773-786.
- TAKENOUCI, S. (1977): Hydrothermal synthesis and considerations of the genesis of Malayaite. *Mineral deposita*, 6, 335-347.

- VAN GAANS, P. F. N.; VREND, S. P.; POORTER, R. D. E. and JANSEN, J. B. H. (1988):  
Assessment of mineralogical influences on the element mobility in the W-Sn enriched  
granite of regoufe and its derivated (Portugal) by means of XRF analysis of unpolished  
rocks sections. *Mineral deposita*, pp. 135-150.
- WIHLER, H. G. F. (1978): Petrogénesis de rocas metamórficas. Ed. H. Blume.
- ZAHM, A. (1987): The compositional evolution of calc-silicate from the Salau skarn  
deposits (Ariège, Pyrénées). *Bull. Mineral*, 110, pp. 623-632.