

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS
Y MINERALÓGICAS DE LOS INDICIOS
URANÍFEROS DEL COMPLEJO
ESQUISTO-GRAUVÁQUICO EN EL ÁREA
ACEHUCHE-CECLAVÍN (PROVINCIA
DE CÁCERES): EL YACIMIENTO
DE LA ESPIGADERA

L. PÉREZ DEL VILLAR*, C. MORO BENITO**

RESUMEN.— En este trabajo se resumen algunas de las características metalogénicas de las mineralizaciones de U del área Acehuche-Ceclavín, cuyo máximo exponente es el yacimiento de La Espigadera. Estas características se han determinado a partir de registros eléctricos y radiométricos, y muestras obtenidas de los sondeos realizados para la exploración de dichas mineralizaciones.

Desde el punto de vista del control tectónico, así como de la morfología, paragénesis epitermal, constituida por pirita-marcasita, pechblenda-coffinita y carbonatos, y rasgos texturales de ésta, las mineralizaciones investigadas son muy semejantes a las de la provincia de Salamanca.

ABSTRACT.— Some of the metallogenic characteristics of the U mineralizations of the Acehuche-Ceclavín area are summarized in this paper, being its principal representative the Espigadera deposits. These characteristics have been determined from electric and radiometric logs, and from samples taken from the boreholes carried out during the exploration of these deposits.

From a tectonic control point of view, as well as from the morphology, epithermal paragenesis, constituted by pyrite-marcasite, pitchblende-coffinite and carbonates, and their textural features, the studied mineralizations are very similar to the ones in the province of Salamanca.

* División de Técnicas Geológicas del C.I.E.M.A.T. (Madrid).

** Área de Cristalografía y Mineralogía del Dpto. de Geología de la Universidad de Salamanca.

1. INTRODUCCIÓN

Las mineralizaciones uraníferas encajadas en los materiales del Complejo Esquistado Grauváquico (C.E.G.) del área Acehuche-Ceclavín (provincia de Cáceres) fueron descubiertas, en la década de los 50, por la sociedad minera ONUBA, quien desarrolló en ellas varios proyectos de exploración y reconocimiento.

En 1974, la J.E.N. se hizo cargo de estos permisos de investigación, aumentó su número y seleccionó, como indicios más interesantes, los denominados: La Espigadera, Valdemarco, El Castillo, El Piojo, Valdescobón y El Hocino Norte y Sur. De ellos, el de La Espigadera ha sido el más intensamente investigado por la J.E.N. y ENUSA, lo que ha permitido caracterizarlo y definirlo como un yacimiento de tamaño pequeño a medio (PÉREZ DEL VILLAR, 1988).

A excepción de la documentación técnica que sobre estos indicios generó la J.E.N., las primeras referencias que sobre ellos se encuentran en la literatura se deben a ARRIBAS (1970, 1975, 1985), quien los cita al estudiar los yacimientos de U encajados en el C.E.G. de la provincia de Salamanca. También RAMÍREZ (1979) consideró estos indicios como impregnaciones de minerales de uranilo, de origen supergénico, en brechas y superficies de discontinuidad de la roca encajante. El U procedería, según este autor, de la lixiviación de los granitos circundantes, considerados fértiles desde el punto de vista uranífero. PÉREZ DEL VILLAR y RODA (1984) discutieron la posible génesis de las fracturas en las que se encuentra la mineralización y, por último, PÉREZ DEL VILLAR (1988) realizó el estudio detallado de la geología, mineralogía, geoquímica y metalogenia de los indicios citados.

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

Los indicios uraníferos del área de Acehuche-Ceclavín determinan una alineación que va desde la dehesa de La Espigadera, al So de Acehuche, hasta Ceclavín, o que es aproximadamente paralela a las estructuras de la primera fase de deformación hercínica y al contacto entre el C.E.G. y el batolito de Cabeza de Araya (Fig. 1).

Todos los indicios encajan en el tramo más pelítico del C.E.G., independientemente de que éste haya sido o no afectado por el metamorfismo térmico. Por lo que se refiere a su situación con respecto al batolito de Araya, los hay que están justo en el contacto, p.e. Teso Bermejo, hasta los que se encuentran a 4 Km de distancia, p. e. El Piojo.

Considerados individualmente, los indicios suelen tener poca extensión superficial y se manifiestan por anomalías radiactivas, generalmente intensas y bien

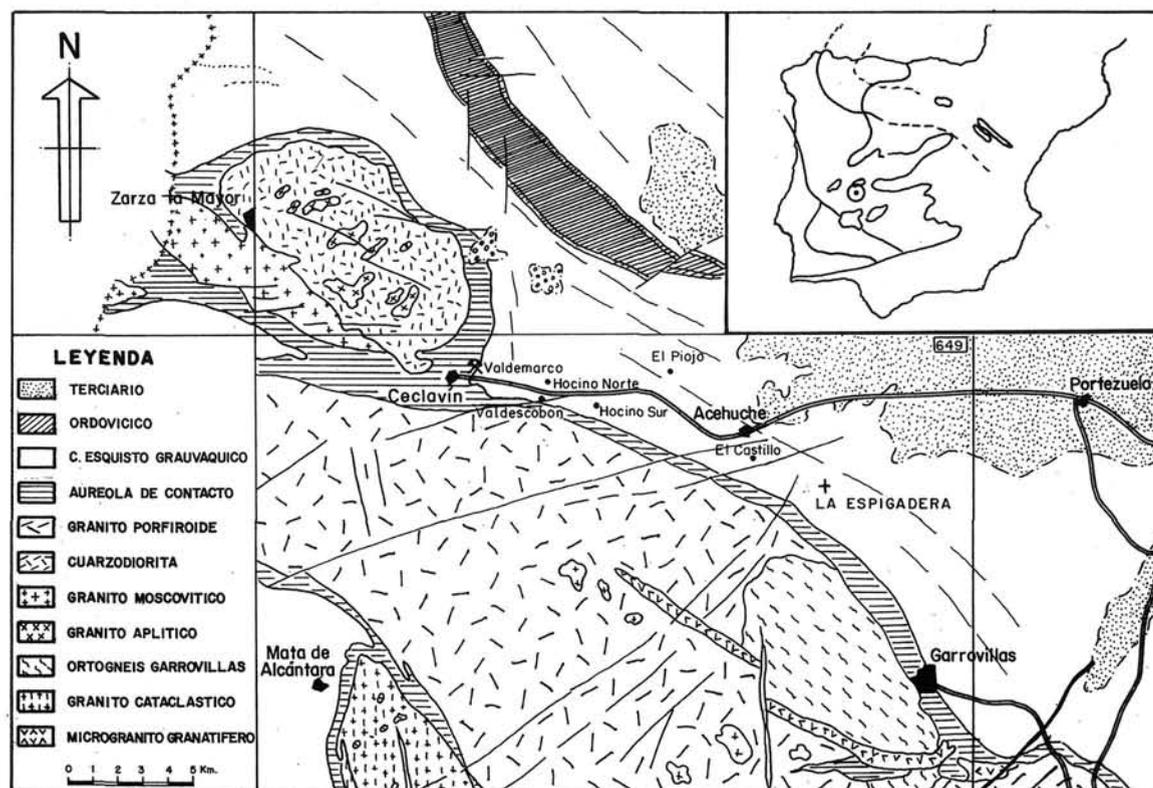


Figura 1. Mapa de situación geológica de los indicios uraníferos estudiados.

definidas, y la presencia de minerales secundarios de U, principalmente autunita y uranolito. Estos minerales suelen tapizar las superficies de discontinuidad de la roca, especialmente la esquistosidad (S_1), acompañados siempre por óxidos de Fe procedentes de la oxidación de la pirita.

3. EL YACIMIENTO DE LA ESPIGADERA

3.1. Características geológicas

El yacimiento de La Espigadera se sitúa en la hoja 649 (Garrovillas) del M.T.N. a 1:50.000, unos 4 Km al SE de Acehuche, en un paraje limitado por los barrancos del Oso y del Esparragoso, y el río Tajo.

Las características geológicas del C.E.G., en la zona donde se encuentra el yacimiento, son idénticas a las que presenta aquél en el área comprendida entre el borde septentrional del batolito de Cabeza de Araya y los relieves paleozoicos situados más al N (CORRETGÉ 1971; CORRETGÉ et al. 1981; MARTÍN HERRERO et al. 1982; BASCONES et al. 1982a y b; BASCONES et al. 1983; MARTÍN-HERRE-

RO y BASCONES (1984); CORRETGÉ et al. (1984); PÉREZ DEL VILLAR y RODA 1984 y PÉREZ DEL VILLAR 1988). Por ello, aquí se recogen solamente aquellas características que tienen mayor interés en el control de la mineralización.

El yacimiento se encuentra a 1,5 Km del contacto granito-C.E.G., fuera de la aureola de metamorfismo térmico y encaja en un tramo constituido esencialmente por metapelitas, frecuentemente ricas en materia carbonosa, en el que se intercalan niveles milimétricos de metaarenitas y metagrauwacas de tamaño de grano fino.

Por lo que se refiere a los rasgos estructurales, en la zona del yacimiento se ha deducido la existencia de una sucesión de sinclinales y anticlinales, de plano axial subvertical, pertenecientes a la primera fase de deformación hercínica, y observado micropliegues N30E tardihercínicos.

En cuanto a la fracturación, en la zona se observan dos sistemas principales de fractura claramente definidos. El primero, constituido por fallas de desgarre siniestras, de dirección N120-130E y subparalelas a la esquistosidad (S_1), está bien representado en las zonas central y septentrional del yacimiento, mientras que el segundo, de dirección N30-60E y también siniestro, parece delimitarlo por el NO y SE. Además, hay que destacar la presencia de un sistema conjugado de fracturas subhorizontales, con buzamiento inferior a 30°, al NE y SO, cuya primera familia es la que está mejor desarrollada. Igualmente, son frecuentes las diaclasas subhorizontales de tensión asociadas a dicho sistema, las cuales, en superficies, suelen estar rellenas por arcillas más o menos limoníticas y, en profundidad, por carbonatos y pirita. Además, en ellas se instalan frecuentemente filones de cuarzo.

De las rocas filonianas existentes en la zona hay que resaltar la presencia de filones de cuarzo paralelos a (S_1), y los diques de diabasas que, pertenecientes al haz N30-40E, han sido atravesados por los sondeos realizados.

En la Fig. 2 se representan la situación geográfica y geológica del yacimiento de La Espigadera y los rasgos geológicos más sobresalientes de la zona.

3.2. La roca encajante

El estudio de las muestras de superficie y de los testigos de sondeos, realizados para la exploración del U, ha permitido distinguir, en el tramo más pelítico donde encaja el yacimiento, tres tipos fundamentales de rocas: *filitas*, *metagrauwacas* y *cuarcitas*.

El color de las *filitas* varía entre distintos tonos de gris y gris verdoso, aunque ocasionalmente son casi negras. Suelen llevar intercalados niveles milimétricos de metaarenitas y/o metagrauwacas de grano fino que confieren a la roca una estructura bandeada singenética, que permite reconocer las superficies de estrati-

ficación (S_0). Subparalela u oblicua a ellas se observa una esquistosidad de flujo muy penetrativa (S_1) que es la responsable máxima de la anisotropía de la roca. A favor de las superficies de esquistosidad es frecuente observar el desarrollo de microfallas.

A veces, se observa una estructura microplegada a cuyos pliegues está asociada la esquistosidad de flujo (S_1) anteriormente descrita. Estos micropliegues son de tipo similar, simétricos o asimétricos, de flancos muy apretados, y son subsidiarios de otros de mayor envergadura. La transposición de dichos micropliegues es un fenómeno que se observa, con relativa frecuencia, al microscopio.

Frecuentemente, en las filitas encajan filoncillos de cuarzo, de 2 ó 3 mm de potencia, que suelen estar boudinados, plegados y transpuestos por la primera fase de deformación que afecta a la roca.

Ocasionalmente, la esquistosidad de flujo suele estar crenulada por otra (S_2), más espaciada y que forma un ángulo amplio con la primera.

Al microscopio, se observa que el bandeado de las filitas se debe al diferente contenido en cuarzo de los lechos y, principalmente, en materia carbonosa.

Desde el punto de vista mineralógico, las filitas están constituidas por sericita, clorita, cuarzo, materia carbonosa muy evolucionada, pirita y biotita, como minerales esenciales, y carbonatos, turmalina, rutilo, ilmenita (anatasa), apatito y circón, como accesorios. El predominio de cualquiera de los minerales esenciales determinan los siguientes tipos de rocas: *filitas sericítico-cloríticas*, *filitas ampelíticas*, *cuarzo-filitas*, *filitas cuarzo-sericíticas* y *filitas cuarzo-cloríticas*. Todas ellas tienen textura esquistosa, lepidoblástica, de grano fino.

La sericita y clorita recristalizan a lo largo de los planos de esquistosidad (S_1), y *el cuarzo*, aunque en su mayor parte es de origen detrítico, ha sufrido diversas transformaciones durante la diagénesis y el metamorfismo. Así, existen agregados policristalinos de cuarzo que, con formas amigdaloides, se adaptan a las superficies de esquistosidad (S_1). Entre ellos se pueden distinguir, al menos, tres tipos de agregados.

El primer tipo está constituido por granos de cuarzo con textura, unas veces granoblástica con bordes saturados, y otras, poligonal con abundantes puntos triples. Además, presentan las siguientes características:

— Generalmente son monominerálicos, aunque ocasionalmente pueden incluir placas xenomorfas de pirita y partículas de materia carbonosa. Estas últimas determinan una superficie interna (S_i) oblicua o perpendicular a (S_1).

— En ocasiones, estos nódulos están rodeados por una película de cuarzo desprovista de inclusiones y que les da un aspecto zonado.

— Los bordes de dichos nódulos suelen presentar un festonado incipiente, lo que podría interpretarse como debido a disolución por presión.

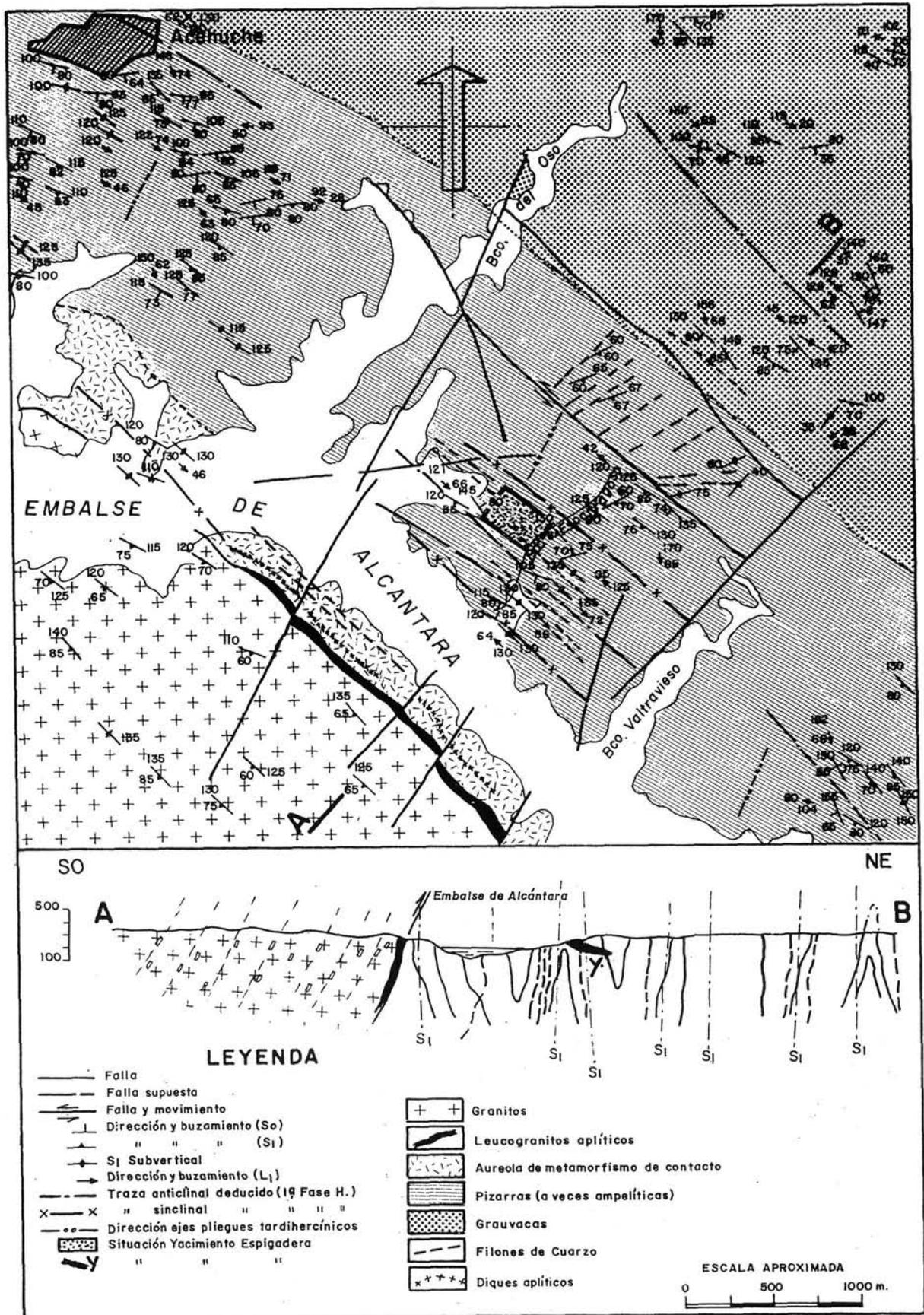


Figura 2. Contexto geológico del yacimiento de La Espigadera.

— Es frecuente que estos nódulos presenten formas sigmoidales incipientes, acompañados por sombras simétricas de presión, constituidas por cuarzo y clorita orientados según (S_1).

De acuerdo con todo ello, estos nódulos podrían ser detríticos u originados antes de la 1ª fase de deformación, probablemente durante la diagénesis. De este modo se explicarían las inclusiones de pirita que contienen y, particularmente, las de materia carbonosa. Posteriormente, durante la 1ª fase de deformación, los nódulos se deformarían y adquirirían la forma amigdaloides, desarrollándose los fenómenos de disolución-recristalización, las zonas de sombra, y su adaptación a (S_1). Los movimientos diferenciales entre las superficies de esquistosidad (S_1) habrían provocado el aspecto sigmoidal incipiente de estas amígdalas, y la esquistosidad de crenulación (S_2) las habría girado, acentuando así su carácter sigmoidal.

Otro aspecto a tener en cuenta es la presencia, en el interior de estos nódulos, de pequeñas inclusiones de clorita y biotita verde, sin orientación preferente, que podrían estar relacionadas con procesos de cristalización postcinemática.

El segundo tipo de agregados de cuarzo, menos frecuente que los anteriores, presenta las siguientes características:

— Están formados por numerosos cristales de cuarzo que tienen orientación óptica preferencial según (S_1).

— Aunque generalmente tienen formas amigdaloides, son más irregulares que los del primer tipo, y sus bordes, lejos de ser netos, están interdigitados con los minerales de la matriz. La forma de estos agregados recuerda a los crecimientos de cuarzo y clorita que forman las sombras de presión, pero sin estar asociados a cristal precinemático alguno.

Estos nódulos, que no parecen tener relación con los anteriores, podrían haberse originado durante la primera fase de deformación importante de la roca, por lo que serían sincinemáticos. No se descarta la posibilidad de que sean charnelas transpuestas de los filoncillos de cuarzo, formados y afectados por la primera fase de deformación hercínica.

El tercer tipo, al que suelen pertenecer los nódulos de mayor tamaño, son algo más complejos que los anteriores, tanto desde el punto de vista mineralógico como textural. Están constituidos esencialmente por cuarzo, más o menos deformado, pirita, en placas xenomorfas, láminas de clorita, sericita y materia carbonosa. Los carbonatos, en placas anhedrales, aparecen en muy pequeña proporción. El estudio de estos nódulos muestra que la pirita está ocasionalmente acompañada por calcopirita, esfalerita y, más raramente, galena. Además, y al igual que los nódulos descritos anteriormente, éstos se disponen paralelos a la esquistosidad (S_1), presentan, cuando son de pequeño tamaño, sombras de presión bien desarrolladas, están incipientemente boudinados, y sus bordes suelen estar imbricados con los minerales de la matriz. Por todo ello, se pueden interpretar como de

segregación metamórfica y ligados a la primera fase de deformación hercínica. Esta conclusión se corrobora cuando se les compara con los filoncillos de cuarzo concordantes con la esquistosidad (S_1) y a los que se le atribuye un origen idéntico.

En definitiva, cabe pensar que los nódulos descritos podrían ser filoncillos de segregación abortados, o bien pequeños boudines independientes.

La pirita forma pequeñas lenticulas paralelas a S_1 , o bien cristales idiomorfos a subidiomorfos. En el primer caso, aparece con desarrollo de sombras simétricas de presión, o bien boudinada y fracturada en dirección perpendicular a los esfuerzos compresivos. Es frecuente observar la cristalización sincinemática de cristales de cuarzo y clorita que, orientados según (S_1), ocupan los espacios entre los fragmentos de pirita. En el segundo caso, frecuente en los lechos más samíticos, los cristales de pirita aparecen girados y con desarrollo de sombras asimétricas de presión. En consecuencia, según se desprende de las texturas observadas, la pirita es probablemente de origen diagenético y, por lo tanto, precinemática. Además, durante las dos fases de deformación observadas en la roca, la pirita recrystalizó según los planos de esquistosidad (S_1) y (S_2).

La presencia de *la biotita* no es constante en todas las muestras estudiadas y, cuando aparece, su tamaño de grano y grado de alteración dificultan su diagnóstico. En general, puede decirse que se trata de biotita verde o clorita, del grupo de las leptocloritas, que suele desarrollarse oblicua o perpendicularmente a la esquistosidad (S_1) y, por lo tanto, con posterioridad a la primera fase de deformación. También cristaliza, sin orientación alguna, en el interior de los nódulos de cuarzo del primer tipo, descritos anteriormente.

La materia carbonosa presenta una distribución desigual y suele concentrarse en los niveles de inferior granulometría de la roca. Como se ha dicho anteriormente, está muy evolucionada por lo que puede hablarse de materia grafitoidea.

De los minerales accesorios presentes en las filitas, quizás sean los carbonatos los que tienen mayor interés por su posible relación con la mineralización uranífera. Cuando existen, aparecen como pequeñas amígdalas orientadas según (S_1) y, aunque no se han determinado con exactitud, su color y birrefringencia inducen a pensar que son ricos en hierro. Se han interpretado como minerales de la roca sedimentaria primitiva, que han sufrido procesos de removilización y recrystalización durante la diagénesis y el metamorfismo. Esta idea se corrobora al encontrarlos concentrados en los removilizados de cuarzo del tercer tipo, descritos anteriormente. El resto de los minerales accesorios serían los resistatos clásicos de un sedimento de esta naturaleza.

Las características textoestructurales de la *metagrauvas* son muy semejantes a las descritas para las pizarras, aunque peor desarrolladas. Suelen presentar tonalidades gris verdosas y más claras que las de estas últimas, por la ausencia casi total de materia carbonosa. La textura es blastosamítica o grano-lepidoblástica

esquistosa, y están constituidas por cuarzo, fragmentos de roca, clorita, sericita, plagioclasas y moscovita, como minerales esenciales, y pirita, circón y turmalina, como accesorios. En función del mayor o menor contenido en alguno de los minerales esenciales, de la blastesis de los minerales constituyentes, y del desarrollo de la esquistosidad, se han distinguido los siguientes tipos de rocas: *metagrauvas clorítico-sericíticas* y *cuarzo-esquistos biotíticos-cloríticos*. Esporádicamente se han observado cantos de posibles rocas volcánicas, por lo que se les puede clasificar como volcanoclásticas.

Ocasionalmente aparecen intercalaciones de *cuarcitas* que, por su composición mineralógica, se clasifican como feldespático-cloríticas. El apatito, circón, pirita y turmalina se encuentran como minerales accesorios. Estas rocas presentan textura granoblástica esquistosa, con los granos de cuarzo muy recrystalizados y una esquistosidad grosera pero penetrativa.

En resumen, de acuerdo con las características texturales y petrográficas de los distintos tipos de rocas diferenciados, se puede decir que, en la zona del yacimiento de La Espigadera, el C.E.G. está representado, al igual que en todo el borde N del batolito de Cabeza de Araya, por un potente tramo de materiales pelíticos, rico en materia carbonosa y en el que se intercalan, esporádicamente, niveles de naturaleza más samítica.

Como todo el C.E.G. del área Acehuche-Ceclavín, dichos materiales están afectados principalmente por una primera fase hercínica de metamorfismo dinamotérmico, que alcanzó la facies de los esquistos verdes, zona de la clorita.

3.3. Control tectónico y morfología de la mineralización

El control de la mineralización primaria del yacimiento de La Espigadera ha podido establecerse gracias a una campaña de 49 sondeos verticales de testigo continuo, y a los registros eléctricos y radiométricos obtenidos en ellos. Los resultados obtenidos a partir de dichas diagráfias se pueden resumir de la siguiente manera:

— La mineralización es poco importante y superficial al SO del área investigada, y se hace más intensa, potente y profunda hacia el NE, llegando a alcanzar profundidades superiores a los 100 m.

— La mineralización está asociada a tramos de mínima resistividad y resistencia, pudiéndose establecer una estrecha correlación entre los tres parámetros.

— Al comparar los registros eléctricos con los testigos, se deduce que la diferencia de resistividad entre los distintos tramos atravesados por cada sondeo se debe al diferente grado de fracturación de la roca y no a diferencias litológicas.

— La correlación establecida entre los registros obtenidos permite llegar a las conclusiones siguientes:

1.º) La mineralización de La Espigadera se localiza en una cuña de materiales conductores delimitada por la superficie topográfica y otra, más profunda, que buza, como máximo, 30° al NE. Los materiales situados por debajo de esta última superficie son más resistivos, aunque su litología es idéntica a la de los anteriores.

2.º) El cambio entre las dos zonas suele ser neto aunque ocasionalmente aparece un tramo de resistividad intermedia, discontinuo, que se ha denominado de transición.

3.º) La alteración supergénica no es la responsable del diferente comportamiento eléctrico de ambas zonas ya que, como máximo, alcanza una profundidad de 40 m.

4.º) La mineralización se distribuye, de acuerdo con la potencia del tramo más conductor, del siguiente modo: cuando el tramo es inferior a 50 m, éste está totalmente mineralizado y cuando es más potente, la mineralización puede disponerse en dos subtramos independientes, de carácter lenticular, y de forma que, por encima del más superficial, los materiales son completamente estériles. El tramo más intensamente mineralizado se dispone siempre a unos pocos metros por encima del contacto entre la zona conductora y la resistiva.

Por otra parte, en los testigos y las autorradiografías realizadas sobre ellos, se observa lo siguiente:

— Cuando mineralización primaria es visible, ésta se dispone rellenando pequeñas fracturas que cortan casi perpendicularmente a la esquistosidad (S_1) subvertical, por lo que aquéllas son subhorizontales. Además, la mineralización primaria puede penetrar por las fracturas subverticales y paralelas a las superficies de esquistosidad (S_1) (Fig. 3a y b).

— Aunque en la mayoría de las muestras mineralizadas no se distinguen minerales primarios de U, las autorradiografías ponen de manifiesto que aquéllos se disponen alrededor de los fragmentos de las brechas asociadas con dichas fracturas, o bien en las fisuras microscópicas que atraviesan aquéllas (Fig. 3c y d).

— Por último, los fenómenos de alteración superficial, que han oxidado, y posiblemente removilizado, los minerales primarios, son los responsables de la anomalía radiométrica y de los minerales secundarios que existen en superficie. Estos procesos de alteración se han visto facilitados por las superficies de discontinuidad de la roca, especialmente las de esquistosidad (S_1).

Todo lo expuesto permite llegar a la conclusión de que el depósito de los minerales primarios de U de La Espigadera estuvo controlado por el sistema conjugado de fracturas subhorizontales descrito anteriormente, y que, en dicho paraje, la familia que buza hacia el NE es la más desarrollada.

Este sistema de fracturas, muy frecuente en los materiales más superficiales del área de Acehuche-Ceclavín, interpretado como un sistema de cizallas frágiles relacionado con los grandes desgarres NNE que afectan a la zona, concretamente con el de Plasencia-Alentejo, y reactivado durante la fase pirenaica de la orogénesis alpina (PÉREZ DEL VILLAR y RODA, 1984 y PÉREZ DEL VILLAR, 1988) sería el responsable de la tectonización que se observa en los materiales más superficiales del C.E.G. y, por lo tanto, de su carácter más conductor.

En contraposición, en el tramo más profundo y resistivo, la frecuencia de dicho sistema de cizallas es menor, lo que explica que, en los registros eléctricos, alternen las zonas resistivas con otras más conductoras, predominando las primeras sobre las segundas.

De acuerdo con ello, la morfología y el control tectónico de la mineralización del yacimiento de La Espigadera, que está idealizado en la Fig. 4, es similar al propuesto por RUHLAND (1982) para las mineralizaciones de U del Front Range de las Montañas Rocosas, en Colorado (U.S.A.).

Por otra parte, la experiencia obtenida en la investigación del yacimiento de La Espigadera fue aplicada a los restantes indicios del área, demostrándose que, aunque no constituyen yacimientos en el sentido económico del término, presentan características morfológicas muy similares a las de aquél, por lo que, hasta la obtención de nuevos datos, al modelo establecido se le puede atribuir un carác-

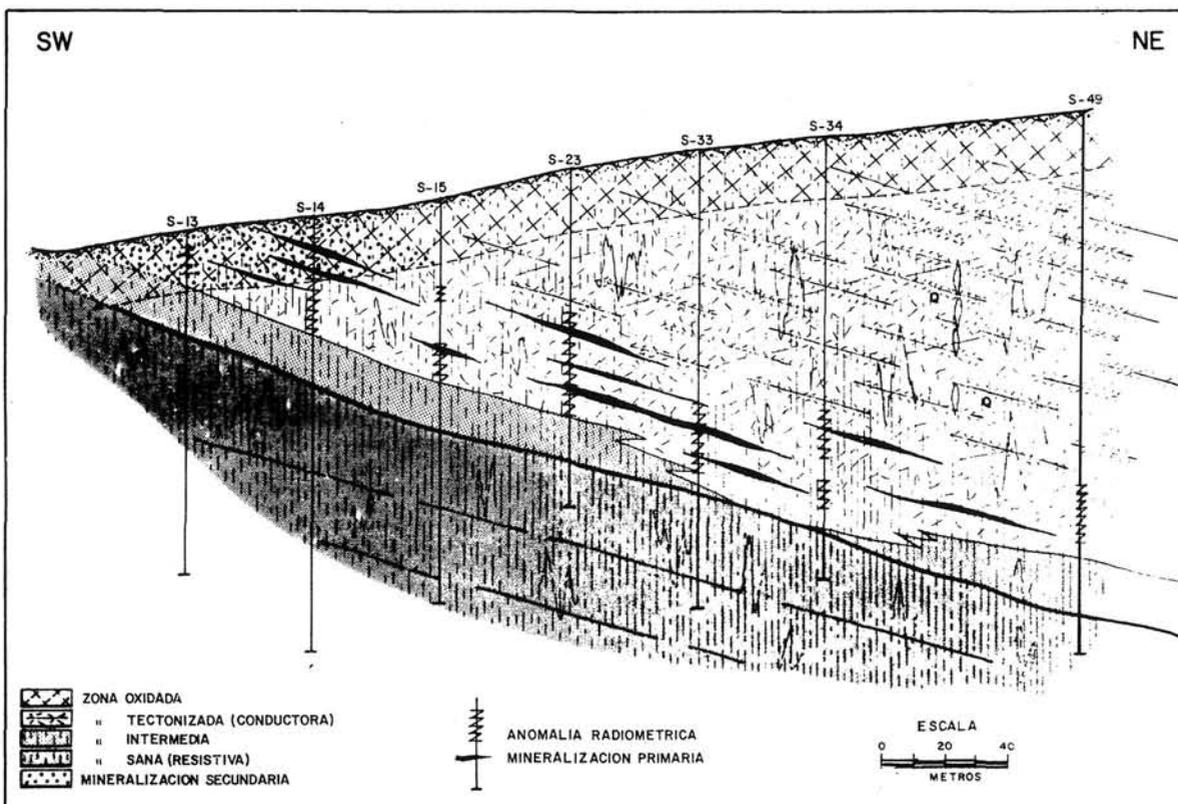


Figura 4. Morfología y control estructural del yacimiento de La Espigadera.

ter regional. En este sentido, cabe recordar que en los yacimientos de Retortillo (PÉREZ DEL VILLAR, 1988), Sageras (PÉREZ DEL VILLAR, 1989), Fe (ARRIBAS, 1985 y MARTÍN-IZARD, 1985), Alameda de Gardón (ARRIBAS et al. 1983 y MARTÍN-IZARD, 1985), la mineralización uranífera tiene, al menos en parte, un control tectónico y una morfología similares.

3.4. Características mineralógicas

La paragénesis uranífera primaria del yacimiento de La Espigadera y de los restantes indicios del área Acehuche-Ceclavín es muy semejante y simple. Está constituida por *pirita-marcasita*, *pechblenda-coffinita* y *carbonatos*, y se dispone en pequeñas fracturas de tensión subhorizontales (Fig. 5a y b). El relleno total de las fracturas se produjo con el depósito de *calcita espática*, translúcida y con textura en peine (Fig. 5c, d, e y f). Además, es relativamente frecuente encontrar fracturas subhorizontales mineralizadas solamente por pirita y carbonatos, con características texturales semejantes a las que presentan dichos minerales cuando acompañan a los de U (Fig. 6a, b, c y d).

Ocasionalmente, la paragénesis uranífera está asociada con filoncillos subhorizontales constituidos fundamentalmente por cuarzo, con textura en peine, y algo de clorita, en forma de agregados fibroso-radiados. Aunque en este caso la relación temporal entre ambas paragénesis es difícil de precisar, por estar brechificadas, las observaciones microscópicas parecen indicar que el depósito del cuarzo y la clorita es anterior al de la paragénesis uranífera, y que éste está separado del primero por un proceso de brechificación poco intenso (Fig. 6e y f). Posteriormente, la acción de un nuevo proceso de tectonización brechificó todo el conjunto y removilizó los minerales de U (Fig. 6g y h).

Cuando la paragénesis uranífera no ha sido afectada por las acciones tectónicas posteriores a su formación, las tres fases minerales que la constituyen están adaptadas a las irregularidades de las superficies de fractura, dando lugar a filoncillos con estructura bandeada. Esta característica, y las relaciones texturales entre las distintas especies que constituyen la paragénesis, permiten establecer, en las muestras procedentes de los sondeos, el muro y el techo de los filoncillos y el orden de cristalización de los minerales, que es el siguiente: *pirita-marcasita*, *pechblenda-coffinita* y *carbonatos*.

Así, directamente en contacto con la roca de caja se formó una delgada capa de *pirita*, con *marcasita* subordinada, cuyo espesor, en las muestras estudiadas, no sobrepasa los 2 mm. Esta capa está constituida por un agregado de cristales xenomorfos que, ocasionalmente, presentan terminaciones idiomorfas. Además, no es raro que estos sulfuros penetren en la roca encajante, por las superficies de esquistosidad (S_1), para dar lugar a texturas flameadas. Igualmente, minerali-

zan fisuras paralelas a (S_1), dando lugar a filoncillos de menos de 1 mm de espesor (Fig. 7a y b).

Precediendo o acompañando al depósito de la pirita, la roca de caja suele sufrir un proceso de cloritización débil, el cual dio lugar a la formación de pequeños agregados de clorita, cripto a microcristalina. Además, es frecuente que tenga lugar un proceso de decoloración en las zonas de la roca más próximas a las bandas piríticas (ver Fig. 5a).

Inmediatamente encima de los sulfuros de Fe se depositó una lámina de *pechblenda* que suele corroer a la pirita previamente formada y que, en las muestras estudiadas, no sobrepasa el milímetro de espesor. Su formación estuvo acompañada por la de pequeños esferulitos de pirita que, en la base de la capa de *pechblenda*, suelen ser abundantes y estar dispuestos paralelamente a ella (Fig. 7c).

Desde el punto de vista textural, la *pechblenda* es generalmente masiva, a veces concrecionada, con fracturas radiales y concéntricas de retracción mal desarrolladas, y contiene gran cantidad de inclusiones de minerales laminares procedentes de la roca de caja. Ocasionalmente, su dureza y reflectividad son más bajas que lo normal, lo que, en principio, puede ser debido a la oxidación de aquella, como consecuencia de los procesos de fracturación y meteorización (Fig. 7d y e).

El estudio por difracción de Rayos X de un concentrado de este mineral ha puesto de manifiesto, por un lado, la presencia de *coffinita* junto a la *pechblenda*, y por otro, la baja cristalinidad de ambos minerales, dada la anchura de sus líneas de difracción.

La *coffinita*, que siempre está subordinada a la *pechblenda*, se distingue de ésta por su menor dureza, reflectividad, ligera anisotropía y reflexiones internas. Ocasionalmente se dispone, a modo de guirnaldas, tapizando las superficies de fractura o las bandas de pirita-marcasita a las que corroe. En ambos casos presenta textura coliforme con individualización de pequeños esferulitos (Fig. 7f, g y h).

Las texturas descritas ponen de manifiesto que la cristalización de la *pechblenda* y *coffinita*, al igual que la de la pirita, se produjo a partir de un coloide que, al precipitar, arrastró gran cantidad de minerales laminares, los que, procedentes de las rocas de caja, eran transportados, en suspensión, por las soluciones mineralizadoras.

Los últimos minerales en depositarse fueron los *carbonatos*, los cuales forman bandas integradas por cristales xenomorfos, de tamaño de grano muy fino, y están íntimamente mezclados con pequeños esferulitos de *pechblenda* y sulfuros de Fe. En detalle, estas bandas carbonatadas están constituidas por finos lechos alternantes, cuyos tonos de beige reflejan diferentes contenidos en los otros dos minerales (Fig. 8a y b). Estas características texturales son muy semejantes a las que presentan los sedimentos varvados, comparación ésta que fue realizada

por ARRIBAS (1985) al describir los carbonatos que acompañan a la pechblenda de la mina Fe, y que son muy semejantes a las que aquí se han descrito.

Frecuentemente, las bandas carbonatadas presentan una textura en mosaico, en las que los cristales son de mayor tamaño y con tendencia al idiomorfismo. Este tipo textural se ha interpretado como secundario y debido a procesos de recristalización, posteriores al depósito laminado de los carbonatos.

Además, como se dijo anteriormente, no es raro encontrar fracturas subhorizontales rellenas solamente por carbonatos, con pirita subordinada, que presentan características ópticas y texturales semejantes a las de los carbonatos que acompañan a la pechblenda (ver Fig. 6a y b).

Una vez terminado el proceso mineralizador, probablemente después de una reapertura de los filoncillos, se produjo una cristalización de calcita blanca, translúcida y con textura en peine, propia de espacios abiertos. Dicha calcita parece pseudomorfizar a la pirita, asimila a los carbonatos previamente formados y respeta a la pechblenda-coffinita (Fig. 8c y d)

Cuando los filoncillos fértiles en U están brechificados, los óxidos negros, procedentes de la tectonización y oxidación parcial de la pechblenda original, se encuentran íntimamente mezclados con el cemento arcilloso de la brecha, rodeando los fragmentos de pirita, e incluso mineralizan los fragmentos de pizarras según las superficies de esquistosidad (Figs. 8e y f, y 6g y h).

Ocasionalmente, la paragénesis uranífera se instala a favor de filones constituidos por clorita, en agregados palmeados, y cuarzo, con textura en peine, previamente brechificados. Posteriormente, se produjo un proceso de brechificación del conjunto que afectó principalmente a la segunda paragénesis, y que modificó las relaciones entre ambas. Esta relación temporal entre las dos paragénesis se pone de manifiesto al observar los fragmentos de cuarzo englobados por pechblenda (Fig. 8g y h), y al filón de cuarzo atravesado por fracturas subhorizontales rellenas por pirita, pechblenda y carbonatos (ver Fig. 6e y f).

La composición química semicuantitativa y puntual de los minerales de la paragénesis uranífera se ha obtenido mediante un equipo de fluorescencia de energías dispersivas de Rayos X (F.E.D.R.X.), acoplado a un microscopio electrónico de barrido. Los resultados obtenidos se recogen en la Tabla I.

TABLA I. Composición química semicuantitativa de los minerales de la paragénesis uranífera

Pechblenda y/o Coffinita masiva (1)		Coffinita Coloforme (2)		Carbonatos (3)	
% Peso		% Peso		% Peso	
Al ₂ O ₃	3,22				
SiO ₂	19,48	SiO ₂	12,55	SiO ₂	3,94
CaO	3,22	CaO	4,66	CaO	92,81
FeO	2,78	FeO	4,88	FeO	3,24
MnO	1,07				
UO ₂	70,20	UO ₂	77,91		

* (1), (2) y (3) puntos analizados por F.E.D.R.X. (Ver Fig. 7)

Estos datos merecen los comentarios siguientes:

a) La composición química de la pechblenda masiva (1), que presenta las características ópticas y texturales de dicho óxido (Ver Fig. 7c), es más propia de la coffinita que de la pechblenda. No obstante, el análisis se puede interpretar considerando que el Al₂O₃ y parte del SiO₂ pueden proceder de los filosilicatos incluidos en ella. Además, otra parte del SiO₂ podría estar como sílice criptocristalina o coloidal mezclada íntimamente con la pechblenda. En este sentido, los carbonatos analizados contienen también una proporción importante en dicho óxido.

Por otra parte, la situación del punto analizado, en el borde de la banda de la pechblenda, induce a pensar que en esta zona, donde dicho mineral parece estar más alterado, existe una mezcla íntima entre dicho óxido y la coffinita. En este sentido, CATHELINEAU (1982) observó contenidos anormalmente altos de SiO₂ (4 a 7%) en la pechblenda de los yacimientos de la Commanderie y Retail, en la región de la Vendée (Francia), correlacionados con la contracción de la red cristalina de dicho mineral y con el descenso de su poder reflectante y dureza.

De acuerdo con el citado autor, la existencia de pechblendas especialmente ricas en SiO₂ puede deberse: a la existencia de estructuras finas donde la coffinita penetraría en la pechblenda, a la silicificación de la pechblenda o a la existencia de una solución sólida, al menos parcial, entre la pechblenda y la coffinita.

Por otra parte, según el mismo autor, la sustitución de U por Si y el paso de la estructura cúbica de la pechblenda a la tetragonal de la coffinita es delicado, pero, en el caso del yacimiento de la Commanderie, esta transformación parece que se realizó con pérdida de volumen y la formación subsecuente de grietas de retracción en la pechblenda, lo que le hizo sugerir que tal transformación se produjo con pérdida de U.

La densidad de grietas de retracción existente en la zona de la pechblenda aquí analizada permiten considerar, al menos por el momento, un fenómeno de transformación pechblenda-coffinita semejante al descrito por CATHELINEAU (1982).

En consecuencia, los tres factores mencionados podrían explicar el elevado contenido en SiO_2 de la pechblenda analizada.

b) La composición química del punto (3) corresponde a la de los carbonatos que rodean a las guirnaldas de la coffinita analizada, y está ajustada sin tener en cuenta al C, elemento no detectable en las condiciones en las que se ha realizado el análisis (Ver Fig. 7f).

Por último, las características mineralógicas y texturales de la paragénesis uranífera del yacimiento de La Espigadera son muy semejantes a las de la paragénesis de los yacimientos de mina Fe (ARRIBAS, 1985; MARTÍN-IZARD, 1985 y MARTÍN-CALVO et al. 1988), Alameda de Gardón (ARRIBAS et al. 1983 y MARTÍN-IZARD, 1985), Retortillo (PÉREZ DEL VILLAR, 1988) y Sageras (PÉREZ DEL VILLAR, 1989), todos ellos en la provincia de Salamanca.

4. RESUMEN Y CONCLUSIONES

1º) El yacimiento de U de La Espigadera, así como los demás indicios del área Acehuche-Ceclavín, están situados en un tramo del C.E.G. constituido esencialmente por metapelitas, frecuentemente ricas en materia carbonosa muy evolucionada, e independientemente de aquél haya sido o no afectado por el metamorfismo térmico inducido por el batolito de Cabeza de Araya.

2º) Todos los indicios determinan una alineación que es aproximadamente paralela a las estructuras de la primera fase de deformación hercínica y al contacto entre el C.E.G. y el batolito de Araya.

3º) Respecto al batolito de Araya, hay indicios que están situados justo en el contacto, mientras que otros se encuentran a unos 4 Km de distancia de aquél.

4º) Considerados individualmente, los indicios suelen tener poca extensión superficial y se manifiestan por anomalías radiactivas, generalmente intensas y, en ocasiones, por la presencia de minerales de uranilo tapizando las superficies de discontinuidad de la roca.

5º) La mineralización primaria de U del yacimiento de La Espigadera y la de los restantes indicios del área encajan en fracturas subhorizontales de tensión y zonas de brecha. Estas están asociadas genéticamente a un sistema conjugado de cizallas frágiles, con buzamiento inferior a 30° , al NE y SO, cuya primera familia es la que está mejor desarrollada y más intensamente mineralizada.

6º) La paragénesis uranífera primaria es propia de un depósito epitermal y está constituida por sulfuros de Fe, pirita y marcasita, pechblenda-coffinita y carbonatos ricos en Fe. Posteriormente, se produjo la cristalización de calcita espática, translúcida y con textura en peine. Ocasionalmente, dicha paragénesis se encuentra asociada a otra anterior, constituida por clorita y cuarzo.

7º) El control tectónico, la morfología y las características mineralógicas y texturales de las mineralizaciones del área Acehuche-Ceclavín son muy semejantes a las del mismo tipo existentes en la provincia de Salamanca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias al Plan Nacional de Exploración e Investigación del U llevado a cabo por E.N.U.S.A., a quien agradecemos nos haya permitido publicarlo. Igualmente, queremos agradecer al Laboratorio de Microscopía Electrónica del C.E.D.E.X. la colaboración prestada en el estudio realizado por S.E.M.

5. REFERENCIAS

- ARRIBAS, A. (1970). Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca, *Stvd. Geol.*, I; 7-45.
- ARRIBAS, A. (1975). Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. Su importancia económica e interés en el desarrollo energético del país. *Stvd. Geol.*, 9: 7-63.
- ARRIBAS, A., MARTÍN-IZARD, A., y MONTES, J. (1983). Las mineralizaciones de uranio de la zona de Alameda de Gardón y su posición en el contexto geotectónico de las pizarras del Oeste de la provincia de Salamanca. VIII Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular. Salamanca-Coimbra. *Stvd. Geol.*, 23; 201-224.
- ARRIBAS, A. (1985). Origen, transporte y deposición del uranio en los yacimientos en pizarras de la provincia de Salamanca. *Est. Geol.*, 41; 3-16.
- BASCONES, L., MARTÍN-HERRERO, D., y CORRETGE, L.G. (1982a). Mapa Geológico de España, 1:50.000, 2ª serie, Hoja nº 621 (10-25) Coria. I.G.M.E. Madrid.
- BASCONES, L., MARTÍN-HERRERO, D., y CORRETGE, L.G. (1982b). Mapa Geológico de España, 1:50.000, 2ª serie, Hoja nº 673 (11-27) Casar de Cáceres. I.G.M.E. Madrid.
- BASCONES, L., MARTÍN-HERRERO, D., CORRETGE, L.G., y PÉREZ DEL VILLAR, L. (1983). *Estudio Geológico del área Acehuche-Ceclavín*. Informe Inédito. ENUSA-INTECSA.
- CATHELINEAU, M. (1982). Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud-armoricains et à leur encaissant métamorphique. Relations et interactions entre les minéralisations et divers contextes géologiques et structureaux. *Sci. Terre, Mem.* 42, 375 pp.

- CORRETGE, L.G. (1971). *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- CORRETGE, L.G., MARTÍN-HERRERO, D., y BASCONES, L. (1981). Mapa Geológico de España, 1:50.000, 2ª serie, Hoja 649 (10-26) Garrovillas, I.G.M.E. Madrid.
- CORRETGE, L.G., MARTÍN-HERRERO, D., BASCONES, L., y PÉREZ DEL VILLAR, L. (1984). Aspectos petrológicos y estructurales de las rocas filonianas en el C.E.G. del área Zarza la Mayor-Garrovillas (Prov. de Cáceres). *1ª Congr. Nac. de Geol. (Segovia)*. Vol. II, 97-108.
- MARTÍN-CALVO, M., COMA, F., y RANZ, I. (1988). Contribución al análisis geológico mineralógico y metalogénico del yacimiento de uranio «mina Fe», Saelices el Chico, Salamanca, *Bol. Geol. Min.*, 99(1); 102-109.
- MARTÍN-HERRERO, D., BASCONES, L., y CORRETGE, L.G. (1982). Mapa Geológico de España, 1:50.000, 2ª serie, Hoja nº 650 (11-26) Cañaveral, I.G.M.E. Madrid.
- MARTÍN-HERRERO, D., y BASCONES, L. (1984). Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres. *1ª Congr. Nac. de Geol. (Segovia)*. Vol. III, 75-90.
- MARTÍN-IZARD, A. (1985). *El origen de los yacimientos de uranio en las pizarras del Complejo Esquisto-Grauváquico*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 365 pp.
- PÉREZ DEL VILLAR, L., y RODA, J. (1984). Investigaciones de uranio en los materiales del C.E.G. en el área Garrovillas-Ceclavín (Prov. de Cáceres). *VII Congr. Intern. de Min. y Met. (Barcelona)*. Vol. I, 285-310.
- PÉREZ DEL VILLAR, L. (1988). *El uranio en el batolito de Araya y en el C.E.G. del borde septentrional (Prov. de Cáceres): Prospección, Geoquímica, Mineralogía y Metalogénia*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 470 pp.
- PÉREZ DEL VILLAR, L. (1989). *Estudio mineralógico, petrográfico y metalogénico de algunas muestras procedentes de la zona de Sageras (Ciudad Rodrigo, Salamanca)*. Informe Inédito, C.I.E.M.A.T.-E.N.U.S.A. Madrid.
- RAMÍREZ y RAMÍREZ, E. (1979). *Resumen de las actividades realizadas en la sección del Paleozoico*. Informe anual. Inédito. J.E.N. Madrid.
- RUHLAND, M. (1982). Exemples d'organisations des réseaux de fractures minéralisés dans divers modeles structuraux. En *Vein-Type and Similar Uranium Deposits in Rocks Younger than Proterozoic*. *Proc. Tech. Comm. I.A.E.A. meeting*, Lisbon. 47-61.

Recibido el 25-Septiembre-1989

Aceptado el 12-Febrero-1990

Figura 3. a) Fragmento de testigo donde se observa la esquistosidad (S_1) y las fracturas subhorizontales mineralizadas, en las que se distinguen solamente los carbonatos. b) Autorradiografía de partículas α del fragmento anterior, donde se observa, en blanco, la mineralización uranífera rellenando las fracturas subhorizontales y las paralelas a (S_1). Tiempo de exposición 7 días. c) Fragmento de testigo constituido por una brecha asociada a una fractura subhorizontal. d) Autorradiografía de partículas α del fragmento anterior, donde se observa la mineralización uranífera tapizando los fragmentos de pizarra y ocupando microfisuras de la brecha y de los propios fragmentos. Tiempo de exposición 7 días.

Figura 5. a) Fotografía de una probeta pulida donde se observa la esquistosidad (S_1) cortada por una fractura subhorizontal mineralizada. La banda subhorizontal más negra corresponde a la pechblenda, la cual está depositada sobre otra banda, algo más potente, constituida por sulfuros de Fe. Sobre la banda de pechblenda se encuentran los carbonatos. Obsérvese la decoloración que induce la mineralización sobre la pizarra. $\times 2$. b) Autorradiografía de partículas α de la probeta anterior. En blanco, los minerales de U. Tiempo de exposición 7 días. c) Fotografía de una probeta pulida donde se observa la esquistosidad (S_1) cortada por una fractura subhorizontal algo más inclinada que en la probeta anterior. Además, se observan fracturas abiertas y en cuña, subparalelas a la esquistosidad (S_1), y en continuidad con la fractura subhorizontal. El relleno de estas fracturas comienza por el depósito de una película de minerales de U que tapiza la superficie inferior de la fractura subhorizontal, continuándose por las paredes de las fracturas en cuña. Posteriormente se depositaron los carbonatos con textura varvada. Obsérvese el diferente espesor que adquieren estos carbonatos según la zona donde están depositados. El relleno total de la fractura se realizó mediante el depósito de calcita espática, translúcida y con textura en peine, la cual corre a los carbonatos previamente depositados. $\times 2$. d) Autorradiografía de la probeta anterior. En gris claro, los minerales de U. Tiempo de exposición 7 días. e) y f) Fotografía y autorradiografía de una probeta pulida de la mineralización uranífera, con características texto-estructurales semejantes a las de los casos anteriores. $\times 2$. Tiempo de exposición 7 días.

Figura 6. a) Fotografía de la lámina delgada del relleno de una fractura subhorizontal, el cual está constituido por una alternancia de sulfuros de Fe y carbonatos, con textura varvada. $\times 1,5$. b) Detalle de la fotografía anterior. Luz transmitida paralela, $\times 10$. c) y d) Fotografía de la probeta pulida de una brecha subhorizontal constituida por fragmentos de pizarra y cemento carbonatado. Obsérvese, en la zona superior de la fotografía, la textura varvada de los carbonatos. La pirita, situada en contacto directo con la pizarra encajante, aparece también brechificada. La autorradiografía pone de manifiesto que los carbonatos laminados están íntimamente mezclados con los minerales de U. $\times 2$. Tiempo de exposición 7 días. e) y f) Fotografía de la probeta pulida de un filón subhorizontal constituido por clorita fibroso-radiada y cuarzo. Después de la brechificación de esta primera paragénesis se depositó la uranífera. A su vez, todo el conjunto sufrió un segundo episodio de brechificación. La autorradiografía pone de manifiesto el carácter brechoide de la pechblenda y cómo ésta penetra por las fracturas que afectan al cuarzo. $\times 2$. Tiempo de exposición 7 días. g) y h) Fotografía de la probeta pulida de una brecha subhorizontal mineralizada. La autorradiografía pone de manifiesto que la brechificación es claramente posterior al proceso mineralizador. Obsérvese que el fragmento de pizarra de mayor tamaño conserva mineralización dispuesta perpendicularmente a la esquistosidad (S_1). Además, los minerales de U están íntimamente mezclados con la fracción arcillosa que cementa los fragmentos de la brecha. $\times 2$. Tiempo de exposición 7 días.

Figura 7. a) Fractura subhorizontal mineralizada por sulfuros de Fe —pirita-marcasita—, minerales que preceden al depósito de la pechblenda. Obsérvense las texturas flameadas que originan los sulfuros de Fe al penetrar por la esquistosidad (S_1) de la pizarra encajante. Luz reflejada paralela, $\times 50$. b) Detalle de la microfotografía anterior. Obsérvense las terminaciones idiomorfas de los sulfuros de Fe. Luz reflejada paralela, $\times 200$. c) Lámina de pechblenda masiva (gris) depositada sobre otra constituida por sulfuros de Fe (blanco). El comienzo del depósito de la pechblenda está acompañado por pequeños esferulitos de sulfuros de Fe. En la lámina de pechblenda destacan las fracturas de retracción perpendiculares, subparalelas y curvadas con respecto al plano de dicha lámina. Luz reflejada paralela, $\times 50$. 1, punto analizado por F.E.D.R.X. d) Detalle de la pechblenda donde se observan las fracturas concéntricas y radiales, así como abundantes inclusiones procedentes de la roca encajante. Estas últimas determinan que la pechblenda se pueda considerar como el cemento de una microbrecha. En la fotografía resalta la acción corrosiva que ejerce la pechblenda sobre la pirita previamente depositada. Luz reflejada paralela, $\times 200$. e) Aspectos ópticos anormales de la pechblenda, debidos a los procesos de oxidación que la afecta. Obsérvese la diferencia de reflectividad y color que existe entre la pechblenda sana (gris claro) y la oxidada (gris más oscuro). Obsérvese también la morfología esferulítica de los sulfuros de Fe que acompañan a la pechblenda. Luz reflejada paralela, $\times 200$. f) Marcasita con terminaciones idiomorfas, tapizada por una fina película de coffinita con textura botroidal. Luz reflejada paralela, $\times 50$. 3, punto analizado por F.E.D.R.X. g) Detalle de la fotografía anterior donde se observa la textura botroidal y esferulítica de la coffinita, así como la acción corrosiva que ésta ejerce sobre la marcasita. Luz reflejada paralela, $\times 200$. 2, punto analizado por F.E.D.R.X. h) Fractura subhorizontal en la que la coffinita se ha depositado directamente sobre la pizarra. Obsérvese la textura botroidal y esferulítica de la coffinita, la cual está bastante oxidada, así como la mayor dureza y reflectividad de este mineral, sin oxidar, en el borde de la franja. Luz reflejada paralela, $\times 200$.

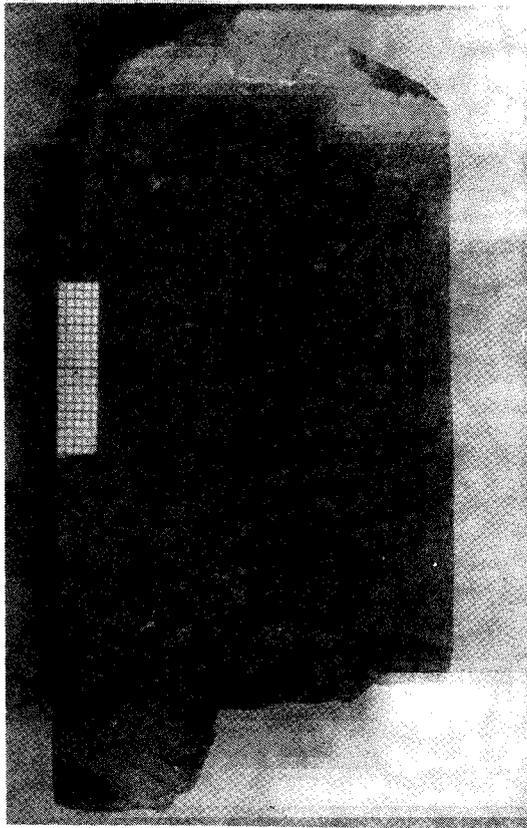
Figura 8. a) Fractura subhorizontal mineralizada en la que se observa la paragénesis uranífera completa y la secuencia del depósito. En blanco, los sulfuros de Fe y sobre ellos una franja de color gris constituida por una mezcla de carbonatos y minerales de U, pechblenda y coffinita. Obsérvese el desarrollo mayor que adquiere el depósito de estos últimos minerales en los nodos determinados por la banda de sulfuros de Fe. Posteriormente, tras la reapertura de la fractura, se depositó la calcita espática entre la roca encajante y los sulfuros de Fe, así como en la fractura subparalela superior. Luz reflejada paralela, $\times 50$. b) Detalle de la fotografía anterior. Obsérvense las terminaciones idiomorfas de los sulfuros de Fe (marcasita), y la mezcla existente entre los carbonatos y los minerales de U. Luz reflejada paralela, $\times 200$. c) Fractura subhorizontal tapizada por una franja de calcita espática que termina con una fina película de coffinita y/o pechblenda, con textura botroidal. La línea quebrada que dibuja la película de minerales uraníferos recuerda a la delineada por las terminaciones idiomorfas de los sulfuros de Fe (ver Fig. 7f y g), por lo que cabe la posibilidad de que la calcita los haya seudomorfizado. Obsérvese la existencia de restos de sulfuros de Fe, sin seudomorfizar, en el límite entre la roca encajante y la calcita. Luz reflejada paralela, $\times 50$. d) Idem entre nícoles cruzados. e) Aspecto microscópico de la paragénesis uranífera brechificada. Obsérvese la mezcla íntima entre el material arcilloso y los minerales de U. La pirita resalta de la mezcla por su color blanco, relieve y mayor reflectividad. Luz reflejada paralela, $\times 50$. f) Detalle de la fotografía anterior en el que se observan dos fragmentos de pirita rodeados por óxidos negros procedentes de la brechificación y oxidación de la pechblenda. Luz reflejada paralela, $\times 200$. g) Fragmento de pechblenda incluyendo fragmentos de pirita y cuarzo, y rodeado por bálsamo. En el ángulo inferior derecho aparece una porción del filón de cuarzo, anterior al depósito de la mineralización uranífera, afectado por una fractura que está rellena por la paragénesis uranífera. Luz reflejada paralela, $\times 50$. h) Fragmento de pechblenda, con textura concrecionada y fracturas concéntricas y radiadas, en contacto con el cuarzo filoniano. Obsérvense los fragmentos de pirita y cuarzo incluidos en la pechblenda, así como la fracturación que afecta al filón de cuarzo. Luz reflejada paralela, $\times 50$.



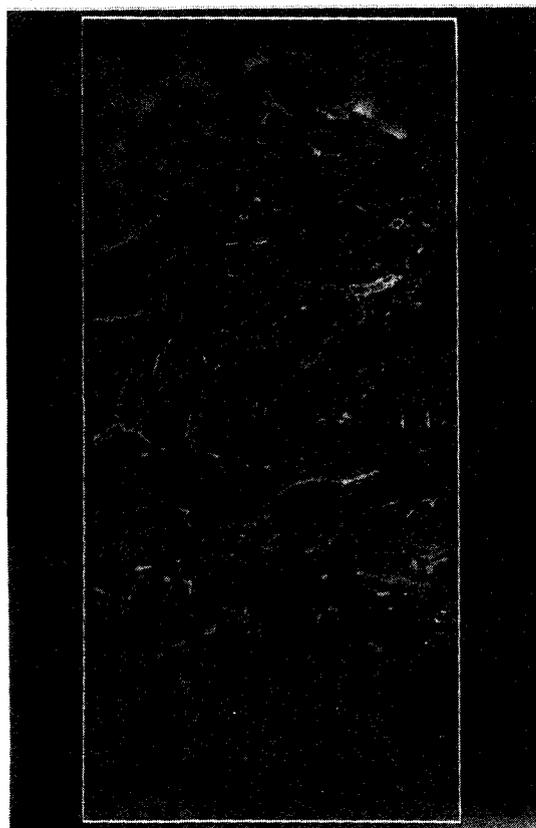
a



b

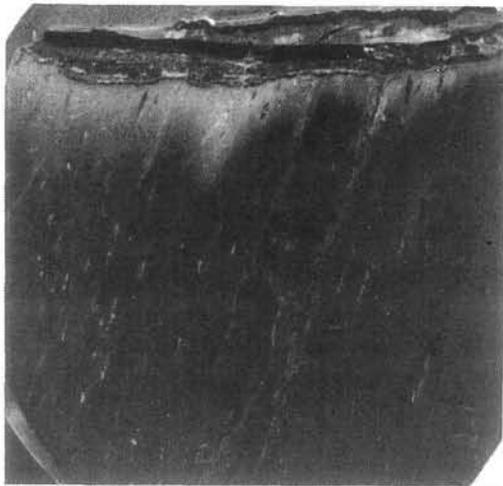


c

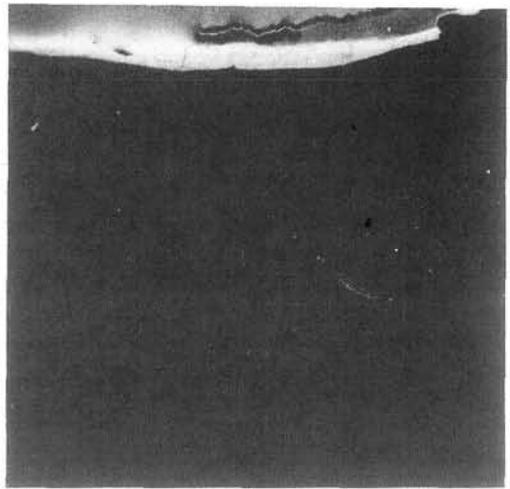


d

Figura 3



a



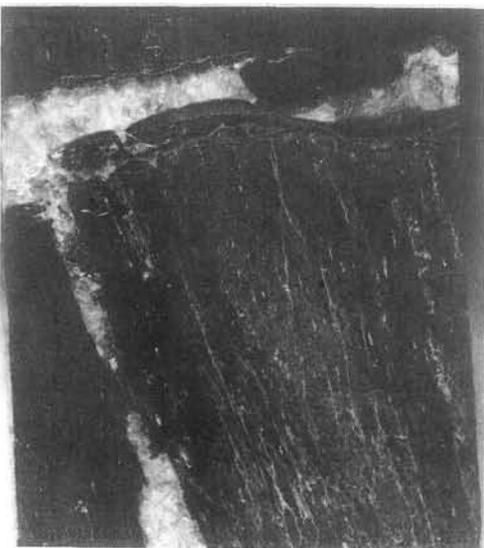
b



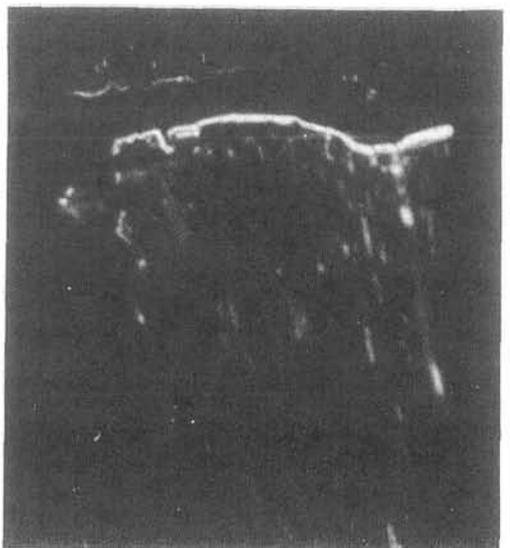
c



d

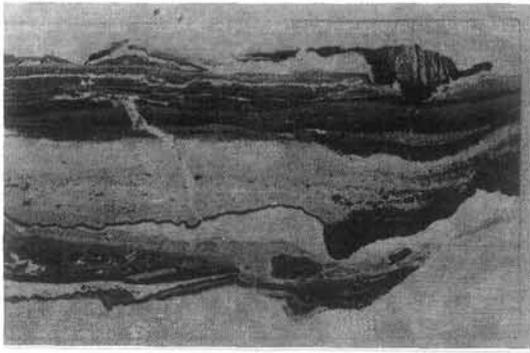


e

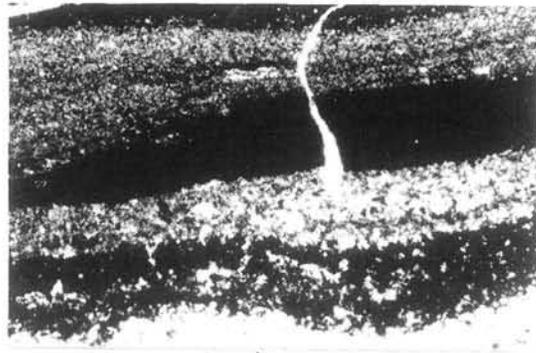


f

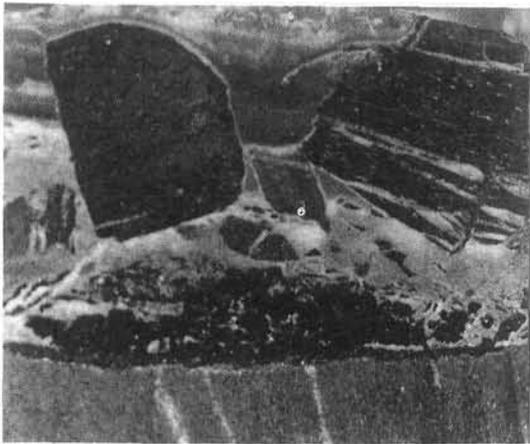
Figura 5



a



b



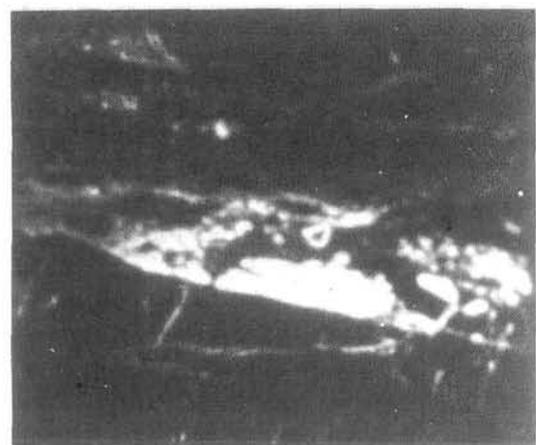
c



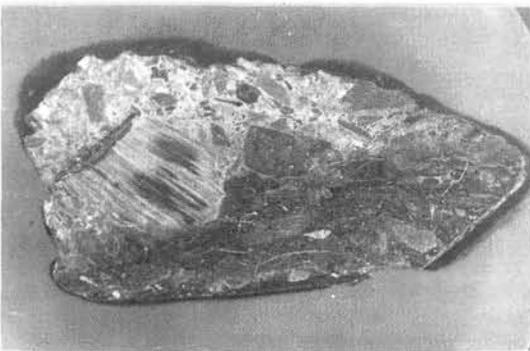
d



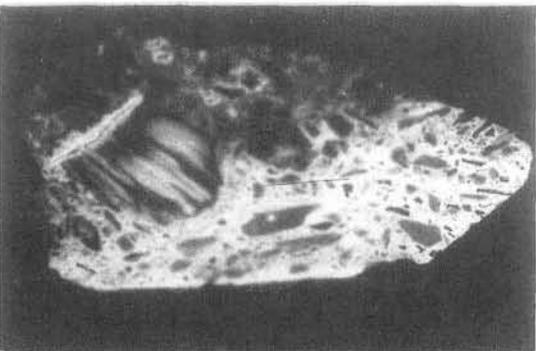
e



f



g



h

Figura 6

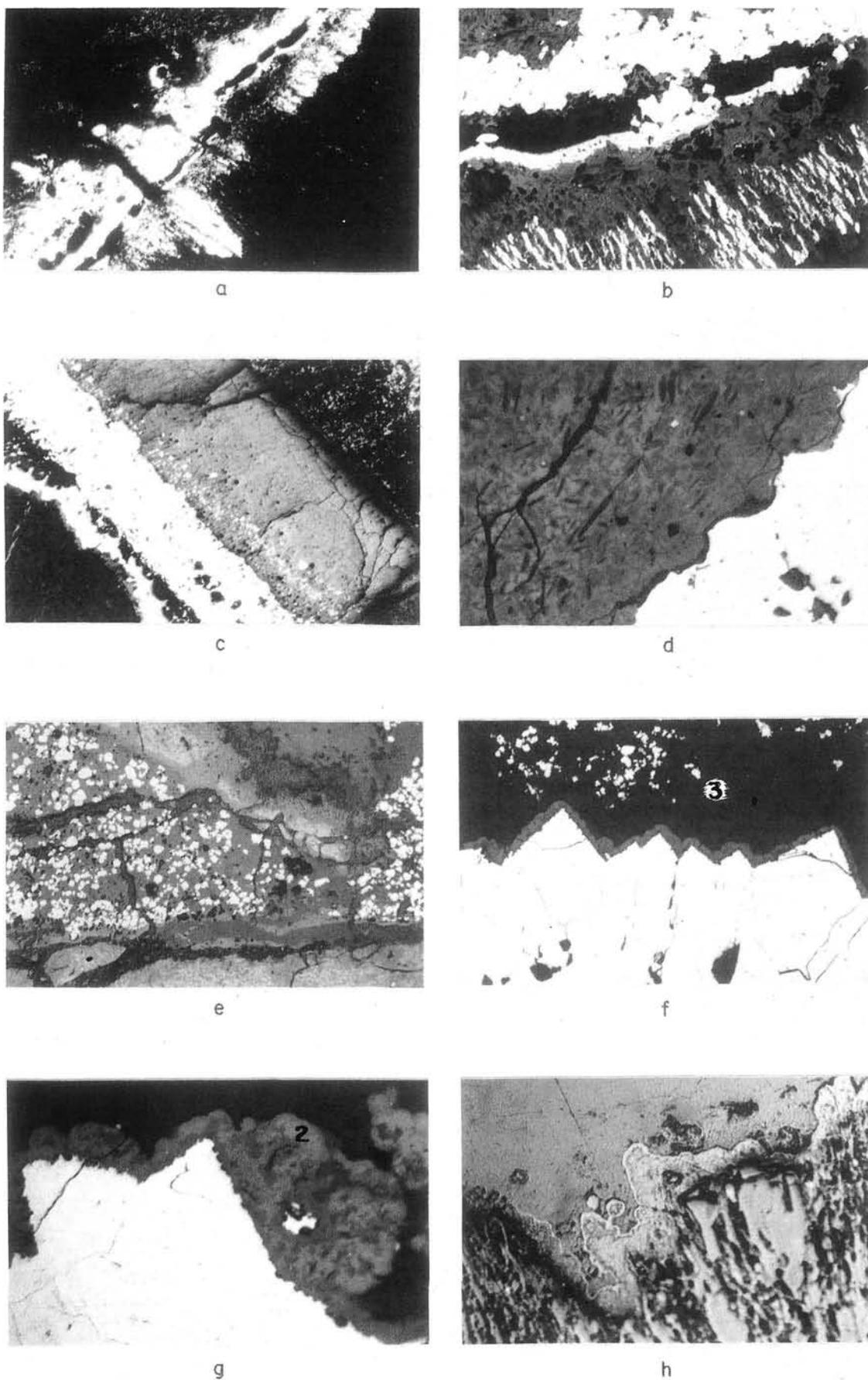
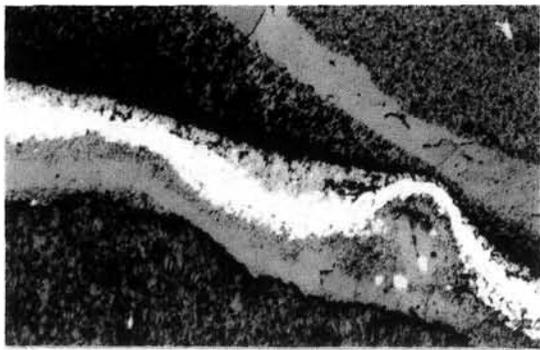
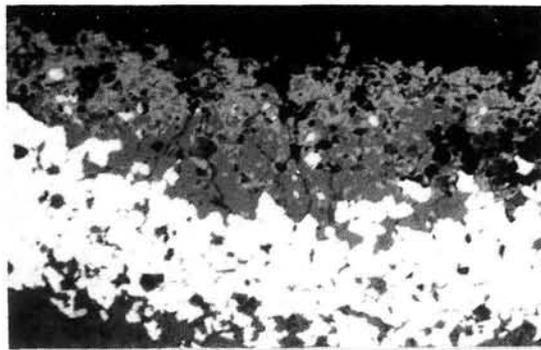


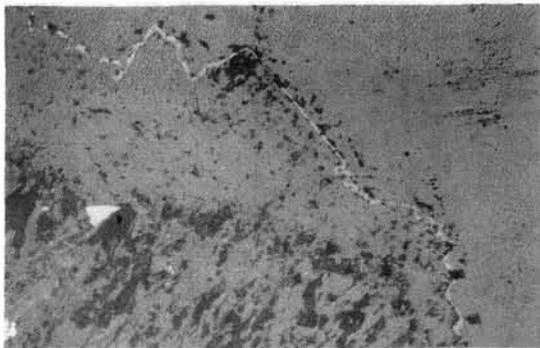
Figura 7



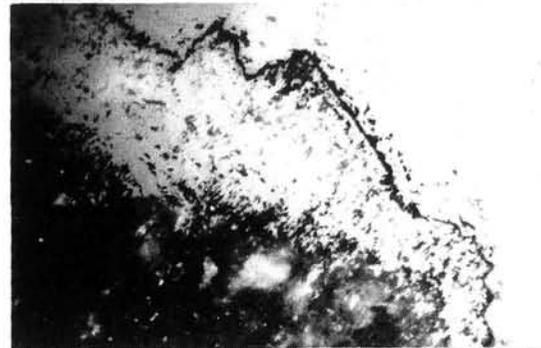
a



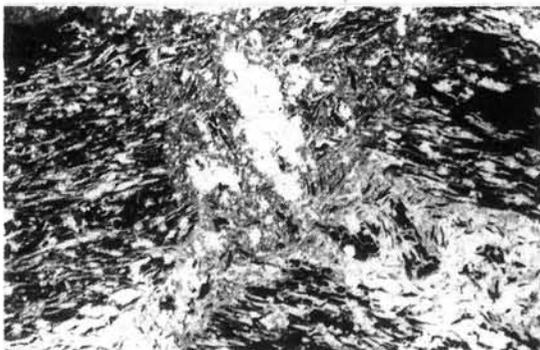
b



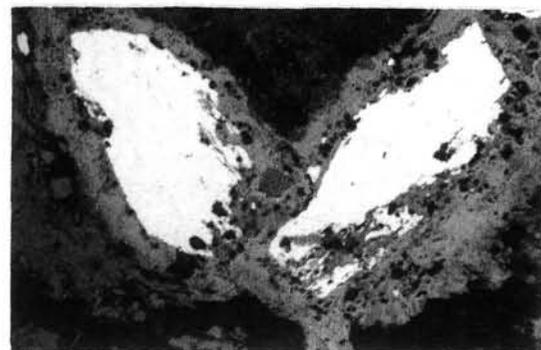
c



d



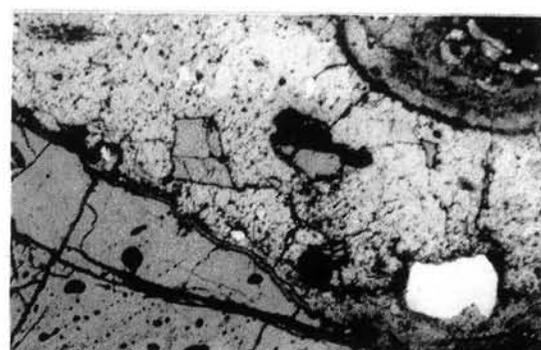
e



f



g



h

Figura 8