

anuario
1992

INSTITUTO
DE ESTUDIOS
ZAMORANOS
FLORIAN
DE OCA MPO



ANUARIO 1992

**INSTITUTO DE ESTUDIOS ZAMORANOS
"FLORIÁN DE OCAMPO" (C.S.I.C.)**

anuario

1992

INSTITUTO

DE ESTUDIOS

ZAMORANOS

FLORIAN

DE OCA MPO



CONSEJO DE REDACCIÓN

Miguel Ángel Rodríguez, Enrique Fernández-Prieto, Miguel de Unamuno, Juan Carlos Alba López, Juan Ignacio Gutiérrez Nieto, Luciano García Lorenzo, Jorge Juan Fernández, José Luis González Vallvé, Eusebio González, Amando de Miguel, Concha San Francisco, Francisco Rodríguez Pascual, Antonio Pedrero Yéboles.

Secretario Redacción: Juan Carlos Alba López.

Diseño Portada: Ángel Luis Esteban Ramírez.

© INSTITUTO DE ESTUDIOS ZAMORANOS

“FLORIÁN DE OCAMPO”

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (C.S.I.C.)

DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE ZAMORA.

ISSN.: 0213-82-12

Depósito Legal: ZA - 297 - 1988

Imprime: HERALDO DE ZAMORA. Santa Clara, 25 - ZAMORA
artes gráficas

ÍNDICE

ARTICULOS

PALEONTOLOGÍA	15
Emiliano Jiménez Fuentes, Santiago Gil Tudanca: <i>Vertebrados fósiles de Zamora</i>	17
ARQUEOLOGÍA	31
Intervenciones arqueológicas en la provincia de Zamora	33
Miguel Ángel Martín Carbajo, Jesús Carlos Misiego Tejeda, Francisco Javier Pérez Rodríguez, Francisco Javier Sanz García, Gregorio José Marcos Contreras: <i>El campo de Túmulos de "La Manguita" (San Vitero)</i>	35
Jesús Carlos Misiego Tejeda, Francisco Javier Pérez Rodríguez, Francisco Javier Sanz García, Gregorio José Marcos Contreras, Miguel Ángel Martín Carbajo: <i>Nuevos datos sobre el Grupo Castreño del Noroeste de Zamora, El "Castro de la luz" (Moveros)</i>	55
Purificación Rubio Carrasco, Luis Iglesias del Castillo, Ana M ^a Martín Arija, Mónica Salvador Velasco, Ana I. Viñé Escartín: <i>Excavación Arqueológica en "El tesoro - La Corralina", (Castroverde de Campos)</i>	79
Gregorio José Marcos Contreras, Miguel Ángel Martín Carbajo, Jesús Carlos Misiego Tejeda, Francisco Javier Pérez Rodríguez, Francisco Javier Sanz García: <i>Excavación Arqueológica en el ayuntamiento de "El Cementerio" (Gema)</i>	95
Ana I. Viñé Escartín, Luis Iglesias del Castillo, Ana M ^a Martín Arija, Purificación Rubio Carrasco, Mónica Salvador Velasco: <i>Intervención Arqueológica en la Iglesia de San Salvador (Belver de los Montes)</i>	109
Ana M ^a Martín Arija, Luis Iglesias del Castillo, Purificación Rubio Carrasco, Mónica Salvador Velasco, Ana I. Viñé Escartín: <i>Excavación Arqueológica en la "Dehesa de Pelazos" (Villar del Buey)</i>	123
Luis Iglesias del Castillo, Ana M ^a Martín Arija, Purificación Rubio Carrasco, Mónica Salvador Velasco, Ana I. Viñé Escartín: <i>Intervención Arqueológica en el Castillo de Zamora</i>	135
Ana I. Viñé Escartín, Luis Iglesias del Castillo, Ana M ^a Martín Arija, Purificación Rubio Carrasco, Mónica Salvador Velasco: <i>Excavaciones Arqueológicas en el Canto y Cl. Padre José Navarro (Toro)</i>	149
Hortensia Larrén Izquierdo: <i>Hallazgos cerámicos en la ciudad de Toro (II): El conjunto del "Patio del Siete"</i>	163

Consuelo Escribano Velasco: <i>Excavación de urgencia en el “Castro de la Magdalena” (Milles de la Polvorosa, Mózar de Valverde)</i>	175
ARTE	191
Manuel Pérez Hernández: <i>Marcas de Platería Zamorana</i>	193
Jesús Masana Monistrol: <i>El rostro en el románico. Connotaciones Bíblico/Litúrgicas</i>	209
Inocencio Cadiñanos Bardeci: <i>El convento de San Francisco de Benavente y su construcción en el siglo XVII</i>	239
Fernando Regueras Grande: <i>San Pedro de la Nave: Una síntesis.</i>	253
Rosa Martín Vaquero: <i>Las obras de la platería en la parroquia zamorana de San Isidoro de Casaseca de Campeán</i>	267
BIOLOGÍA	289
José Ignacio Regueras Grande: <i>La caza mayor, y la avutarda en Zamora</i>	291
ECONOMÍA	367
Jesús del Río Luelmo: <i>El campo zamorano ante su integración en la CE: Consecuencias y perspectivas</i>	369
ENOLOGÍA	393
M ^a Cruz Ortiz Fernández, Luis Antonio Sarabia Peinador: <i>Caracterización de vinos de Toro mediante técnicas quimiométricas de análisis multivariante</i>	395
GEOLOGÍA	461
J. L. Fernández Turiel, D. Gimeno, A. López Soler, X. Querol: <i>La mineralizaciones fosfáticas de los materiales paleozoicos de la provincia de Zamora</i>	463
HISTORIA	507
Abundio García Caballero: <i>Proyecto de colonización de los despoblados de San Pelayo, Santa Cristina y Villagodio</i>	509
Pedro Marcos Blanco, Concepción Pérez Quiñones: <i>Cartas de examen de artesanos zamoranos en el archivo municipal de León.</i>	529
José Antonio Álvarez Vázquez: <i>El arbitrista de Caxa de Leruela y la crisis del siglo XVII</i>	541
Francisco Javier Lorenzo Pinar: <i>La cofradía zamorana de San Cosme y San Damián. Ordenanzas de 1550</i>	565

Enrique Fernández Prieto: <i>Zamora según los datos del Catastro de Ensenada de 1751-52</i>	581
Antonio Matilla Tascón: <i>Pleito entre las Aceñas de Cabañales y de Olivares, de la ciudad de Zamora: 1545-1552</i>	591
Miguel Ángel Diego Núñez, M ^a Belén Béjar Trancón: <i>Reseña histórica del reino Suevo</i>	597
LITERATURA	615
Pedro Crespo Refoyo: <i>Claudio Rodríguez entre el apocalipsis y las ciencias naturales</i>	617
FONDOS DOCUMENTALES	645
José Andrés Casquero Fernández: <i>Inventario del archivo de la Junta Pro-Semana Santa de Zamora</i>	647
Pedro García Álvarez: <i>Documentación de la sociedad económica de amigos del país de Zamora</i>	667
SOCIOLOGÍA	711
José Manuel Barrio Aliste: <i>Análisis teórico y crítico de la pobreza de la provincia de Zamora: Génesis y causa de la problemática social</i>	713
CURSOS DE ENERGÍA	
J. L. Martínez López-Muñiz: <i>Nuevo marco europeo para el sector eléctrico: La hora definitiva de un profundo cambio</i>	733
Adriano García Loygórriz Ruiz: <i>Perspectivas del carbón termoeléctrico en la Comunidad Europea</i>	753
José Manuel Díaz Lema: <i>La reforma del marco jurídico del sector eléctrico</i>	767
Javier Escudero Gutiérrez: <i>Energía, medio ambiente y la conferencia de Río</i>	785
MEMORIA Y ACTIVIDADES	
Memoria Año 1992	811

ARTÍCULOS

LAS MINERALIZACIONES FOSFÁTICAS DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS DE LA PROVINCIA DE ZAMORA

J. L. FERNÁNDEZ TURIEL¹

D. GIMENO²

A. LÓPEZ SOLER¹

X. QUEROL¹

RESUMEN

El reconocimiento sistemático de los indicios conocidos de variscita del sinforme de San Vitero y la campaña de prospección de nuevas mineralizaciones de estos fosfatos ha demostrado que la presencia de mineralizaciones de variscita estrechamente asociadas a cherts bandeados, en general oscuros y con mineralizaciones nodulares singenéticas de cuarzo-apatito, es muy ubícua a lo largo de la cuenca silúrico-devónica del Sinforme de San Vitero, y permite enlazar perfectamente las mineralizaciones de la provincia de Zamora con las descritas en el noreste de Portugal. En conjunto, esta provincia metalogenética de variscita es indudablemente la mayor y mejor expuesta en todo el dominio de Europa Occidental. En total el número de indicios de variscita reconocidos en el presente estudio es de cuarenta y uno, es decir prácticamente el triple de los conocidos anteriormente. Las mineralizaciones fosfáticas zamoranas se pueden clasificar en tres grupos: a) mineralizaciones sedimentario-exhalativas (SEDEX) singenéticas, asociadas a cherts bandeados, y presumiblemente ligadas de un modo indirecto a la presencia de una importante actividad magmática en la cuenca sedimentaria silúrico-devónica (se forman nódulos de cuarzo-apatito y mineralizaciones de variscita estratoligadas y de relleno de fracturas); b) mineralizaciones de variscita de tipo hidrotermal tardi-hercínicas; y c) mineralizaciones supergénicas, en general muy poco importantes, pero con una paragénesis mineral más compleja que incluye, p.ej., wavellita y turquesa.

Palabras clave: SEDEX, chert, calaita, variscita, wavellita, apatito, crandallita, strengita, turquesa.

¹ Instituto de Ciencias de la Tierra «Jaume Almera», CSIC, C/. Martí i Franquès s/n. 08028 Barcelona.

² Dpto. Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona.

INTRODUCCION

En los yacimientos arqueológicos de Europa Occidental han sido hallados con una relativa frecuencia objetos líticos de color verde en ajuares funerarios (cuentas de collar, placas de brazalete, etc.). Estos objetos fueron elaborados a partir de rocas y minerales de dicho color: estos materiales son usualmente citados en la literatura arqueológica como "calaita".

En el caso concreto de Zamora se conoce un elevado número de hallazgos arqueológicos con "calaita" (predominantemente constituidas por el fosfato aluminico hidratado denominado variscita), repartidos por buena parte de la geografía de la provincia (Campano et al., 1987). Igualmente han sido redescubiertos desde la década de los setenta (Arribas et al. 1971, Salvador y Fayos, 1972, etc.) los yacimientos minerales de los que presumiblemente se extrajo la materia prima utilizada en la elaboración de los objetos arqueológicos.

Los objetos arqueológicos de tipo "calaita" son productos elaborados con rocas formadas por uno (rocas monominerálicas) o varios minerales (rocas poliminerálicas). Es lógico por lo tanto que estos objetos sean estudiados desde un punto de vista geológico, para su correcta identificación, y que sean comparados con rocas semejantes procedentes de yacimientos geológicos ya conocidos e inventariados. El estudio comparado de objetos arqueológicos y rocas naturales de análoga composición permite extraer conclusiones respecto a los posibles focos de procedencia del material elaborado, en especial en el caso de minerales relativamente escasos en la naturaleza como los fosfatos que nos ocupan (variscita, strengita, crandallita, turquesa, etc.).

En este sentido, los objetivos del presente trabajo se centran en el reconocimiento de las dimensiones del área variscítica zamorana, la elaboración de un modelo genético sobre las mineralizaciones fosfáticas zamoranas, que permita no tan sólo comprender su origen sino preveer su posible localización en zonas inexploradas, y el establecimiento, en su caso, de criterios de identificación específicos para las mineralizaciones de fosfatos zamoranas por comparación de estas mineralizaciones con las ya estudiadas en el NE de la Península Ibérica y en la isla de Cerdeña (Italia), que permitan relacionar las muestras arqueológicas con los yacimientos geológicos de procedencia del mineral.

CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La región estudiada se encuentra situada al noroeste de la ciudad de Zamora y forma parte de las comarcas de Aliste y Alba; presenta una morfología alargada en dirección NW-SE y su extensión no supera los 1000 Km² en la provincia de Zamora (aproximadamente 70 km de largo por 25 de ancho en su extremo occidental y

10 en el oriental). El relieve es suave, con una altitud media de 800 metros sobre el nivel del mar, y los afloramientos se caracterizan por un escaso recubrimiento edáfico que facilita su observación.

Los primeros trabajos que hacen referencia con carácter general a la geología de los materiales hercínicos y a las mineralizaciones de la región se deben a Ezquerro del Bayo (1844), Escosura (1846), Cortázar (1874) y Puig y Larraz (1883). Más recientemente han sido publicadas las cartografías geológicas y metalogenéticas del IGME (1971; 1975; 1981 a, b y c; 1982 a, b, c y d) y los trabajos de Martínez García (1973) y Quiroga (1976, 1981 y 1982).

Desde un punto de vista geológico, el sector estudiado se encuentra en el borde septentrional de la Zona Centro-Ibérica (Julivert et al., 1974; Julivert y Martínez, 1983) y entre los terrenos de Villadepera y Sanabria (Martínez García y Gil Ibarra, 1986) del Macizo Ibérico o Hespérico, el cual forma parte de la cadena hercínica europea (Bard et al., 1980).

Durante la orogenia hercínica se produjeron varias fases de deformación que condujeron a la estructuración de los materiales geológicos pre-hercínicos. Quiroga (1981 a, 1981 b, 1982) indica en la zona de estudio la existencia de tres fases de deformación principales, así como los efectos de fases tardías, siendo la tercera fase la responsable directa de la formación del sinforme de San Vitero que es la megaestructura en la que se enclavan las mineralizaciones de variscita zamoranas. El citado sinforme está constituido por materiales ordovícico - silúrico - devónicos afectados por metamorfismo de bajo grado (facies esquistos verdes, Quiroga, 1982).

La secuencia estratigráfica de la zona está formada por la Serie Silúrico-Devónica de San Vitero, que forma la mayor parte del sinforme homónimo. Fue estudiada por Martínez García (1973) y más detalladamente por Quiroga (1981 a, 1982). Se trata de una serie de más de 1000 metros de potencia de variada litología y con numerosos cambios de facies. Son frecuentes las intercalaciones de materiales volcánico-sedimentarios e incluso las intrusiones subvolcánicas de riolitas y riolitas (p. ej., en Figueruela de Arriba). Asociados a esta serie se encuentran yacimientos de baritina (Vide de Alba, San Blas y Viñas), óxidos de manganeso (Grisuela) y los de variscita que son específicamente estudiados en este trabajo.

ESTRATIGRAFÍA

Los márgenes del sinforme de San Vitero están formados por los materiales ordovícicos, en los que se han distinguido (Quiroga, 1982) tres tramos principales, que de abajo a arriba son:

a) *Capas de Cerezal*. Alternancia de más de 500 metros de potencia de esquistos y cuarcitas con intercalaciones de areniscas feldespáticas; hacia el techo se encuentran pistas bilobuladas e hioides. Localmente, en la base aparecen tramos conglo-

meráticos de hasta 100 metros de potencia. La edad de este tramo sería ordovícica inferior.

b) *Cuarcitas de Ricobayo*. En aparente continuidad con las capas anteriores, se encuentra un tramo de cuarcitas claras, tableadas, en capas de potencia variable, separadas por niveles de esquistos, en las que son abundantes los icnofósiles (cruzianas, skolithus y vexillium) que permiten datarlas como correspondientes al Arenig. Su potencia es de unos 100 metros.

c) *Esquistos de Riofrío*. Serie monótona de más de 300 metros de potencia, formada por esquistos satinados, con restos mal conservados de braquiópodos y trilobites, y pizarras azuladas. En la base aparecen localmente niveles de hierro sedimentario. Por correlación con áreas vecinas, esta serie se ha atribuido al Llandeilo.

Los materiales silúricos se disponen sobre la serie anterior sin aparente laguna estratigráfica, y están constituidos, de base a techo por (Quiroga, 1982):

a) *Formación San Vicente*. Alternancia de pizarras oscuras y calizas margosas, tableadas, entre las que se intercalan niveles de chert, rocas volcánicas y epiclásticas y algunas calizas azuladas, micríticas que lateralmente se acuñan, aflorando esporádicamente. La fauna de graptolites indica una edad Llandovery medio.

b) *Formación Bercianos*. Constituida por pizarras y grauwackas feldespáticas, con intercalaciones de potentes paquetes de chert tableado, de color variable entre gris y negra. La fauna de graptolites permite datar a esta formación como de edad Llandovery Superior.

La potencia total de estas dos formaciones correspondientes al Silúrico inferior sería de unos 350 m.

c) *Formación Alba*. Está constituida por cuarcitas, areniscas feldespáticas, pizarras y cherts tableados. Los cherts llegan a dar acumulaciones del orden de 50-60 m de potencia en cuerpos de varios centenares de metros de continuidad lateral, fácilmente reconocibles en fotografía aérea y sobre el terreno. Se trataría según este autor de un depósito de plataforma con un importante aporte volcánico. La fauna de graptolites indica una edad Wenlock Superior.

d) *Formación Muga*. En el área suroriental del sinforme de San Vitero la secuencia anteriormente descrita continúa con facies semejantes hasta el Emsiense, si bien con un notable incremento de los niveles carbonáticos y ampelíticos. Por el contrario, en el sector occidental, estos materiales son substituidos lateralmente por la Formación San Vitero, de carácter más detrítico. Dentro de esta formación se pueden distinguir dos miembros: uno inferior en el que aún aparecen intercalaciones de chert tableado (de escasa potencia) y de epiclastitas y calizas brechoides azules y otro superior sin cherts e intercalaciones de epiclastitas. Las faunas de conodontos presentes en las calizas permiten datar los miembros inferior y superior como Ludlow-Gediniense basal y Gediniense inferior-Emsiense inferior, respectivamente. La potencia de esta formación sería superior a los 200 m.

e) *Formación San Vitero*. Presenta una alternancia rítmica de secuencias pelítico-arenosas en paquetes métricos a decimétricos, atribuibles a depósitos generados a partir de corrientes de turbidez. La edad de esta formación sería a grandes trazos equivalente a la de la Formación Muga (Silúrico superior-Devónico medio), y el estudio de las paleocorrientes indicaría un aporte de detríticos desde el NW hacia el SE.

La potencia total de las formaciones correspondientes al Silúrico Superior y Devónico superaría los 500 m.

En resumen, los materiales silúricos del sinforme de San Vitero corresponden a una sedimentación siliciclástica depositada en un medio marino, en la que aparecen recurrentemente a lo largo del tiempo intercalaciones de calizas (en general calizas nodulares propias de medios someros, y margocalizas propias de medios algo más profundos), cherts bandeados, cuarcitas y niveles epiclásticos. Todas estas intercalaciones tienen en líneas generales un carácter lenticular y una escasa continuidad lateral, con la excepción ocasional de los materiales epiclásticos y cuarcíticos. Además de estas intercalaciones sedimentarias hemos podido identificar con claridad la existencia de intercalaciones piroclásticas (véase el apartado correspondiente más adelante).

Hacia el final del Silúrico se genera en el centro del sinforme una cuenca que recibe el depósito de materiales detríticos (turbiditas) ricas en material piroclástico. Una característica general de la cuenca sedimentaria es que, excepción hecha de los materiales epiclásticos, no se registra el depósito de detríticos groseros procedentes de aportes externos a la cuenca. Igualmente es notable la presencia esporádica pero reiterada de depósitos propios de "debris-flow", que pueden implicar además de intraclastos siliciclásticos parcial o totalmente consolidados fragmentos de caliza, chert, y mucho más raramente, clastos volcánicos (generalmente muy vítreos y de naturaleza riolítica). A pesar de la aparente continuidad estratigráfica a lo largo de todo el Silúrico, en los sectores en los que abundan los depósitos de "debris-flow" es frecuente la existencia de pequeñas discordancias intraformacionales de carácter local, asociadas a evidencias de notable retrabajamiento de los detríticos siliciclásticos.

Recubriendo discordantemente todas estas formaciones se hallan materiales detríticos continentales terciarios y cuaternarios, especialmente hacia el sector oriental de la zona en estudio.

Las mineralizaciones de variscita objeto de nuestro interés aparecen asociadas espacialmente de una manera sistemática a las intercalaciones de cherts bandeados, y en ocasiones además en las proximidades de aparatos volcánicos. Esta asociación es independiente del nivel estratigráfico en el que aparecen las liditas.

LAS ROCAS VOLCÁNICAS PRESENTES EN LA SECUENCIA SEDIMENTARIA

La existencia de rocas metavolcánicas en el seno de la secuencia paleozoica es bien conocida desde hace más de quince años (por ej., pórfidos de Figueruela, Martínez García, 1973), y los principales afloramientos han sido bien delimitados en las cartografías del IGME, incluyendo detalladas descripciones petrográficas en sus memorias. Estos materiales han sido también caracterizados en el trabajo de Ancochea et al. (1988), incluyendo aspectos geoquímicos. Montero et al. (1992) tras analizar 31 muestras (algunas de ellas al parecer muy alteradas) confirman en líneas generales las clasificaciones de Ancochea et al. (1988).

Ancochea et al. (op. cit.) agruparon las metavolcanitas del flanco norte del sinforme de San Vitero en: metadacitas de Moldones, metariolitas de Nuez, y metariolitas de Figueruela.

Las metadacitas de Moldones constituyen un cuerpo de reducidas dimensiones (unos 10 m de potencia y unos pocos centenares de metros de extensión) que aflora al norte de la citada localidad. Su composición química y la consecuente mineralogía (clinopiroxeno, plagioclasas con zonado oscilatorio, etc.) indujo a Ancochea et al. (1988) a diferenciar este cuerpo ígneo relativamente pequeño en comparación a los de las otras áreas. El trabajo de campo realizado para el presente estudio ha puesto de manifiesto que en el sector de Moldones coexisten tanto cuerpos lávicos y/o dómicos con coladas piroclásticas, y que además de las metadacitas hay metariodacitas, y posiblemente metariolitas, aunque estas últimas podrían corresponder a los términos menos diferenciados fuertemente silicificados.

Las metariolitas de Figueruela fueron descritas por Ancochea et al. (1988) como un nivel poco potente (unos 15 m de espesor) de extensa distribución areal constituido por rocas blastoporfídicas de grano medio o grueso, con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, biotita y plagioclasa, así como microfenocristales de opacos, zircón y apatito; por su parte la matriz aparece recrystalizada a un tamaño micro-criptocristalino atribuible a una naturaleza vítrea original.

Por lo que se refiere a las metariolitas de Nuez estos autores las describen como un nivel masivo, de potencia variable (nunca mayor de 50 m) y moderada continuidad. Localmente, a techo del tramo anterior, destacan la presencia de un nuevo paquete volcanosedimentario de unos 25 m de potencia, donde las riolitas alternan con niveles volcanoclásticos procedentes del desmantelamiento de los tipos volcánicos masivos. Por lo que se refiere a las texturas, el término metavolcánico más corriente sería el blastoporfídico, muy rico en fenocristales, con grano medio y marcada esquistosidad. El tipo volcánico original fue probablemente hipocristalino, aunque en las muestras estudiadas la matriz se mostraba totalmente recrystalizada. La paragénesis mineral primaria relicta (fenocristales) estaba constituida por cuarzo, feldespato potásico muy peritítico, plagioclasa y abundante biotita, además de circón, apatito y minerales opacos.

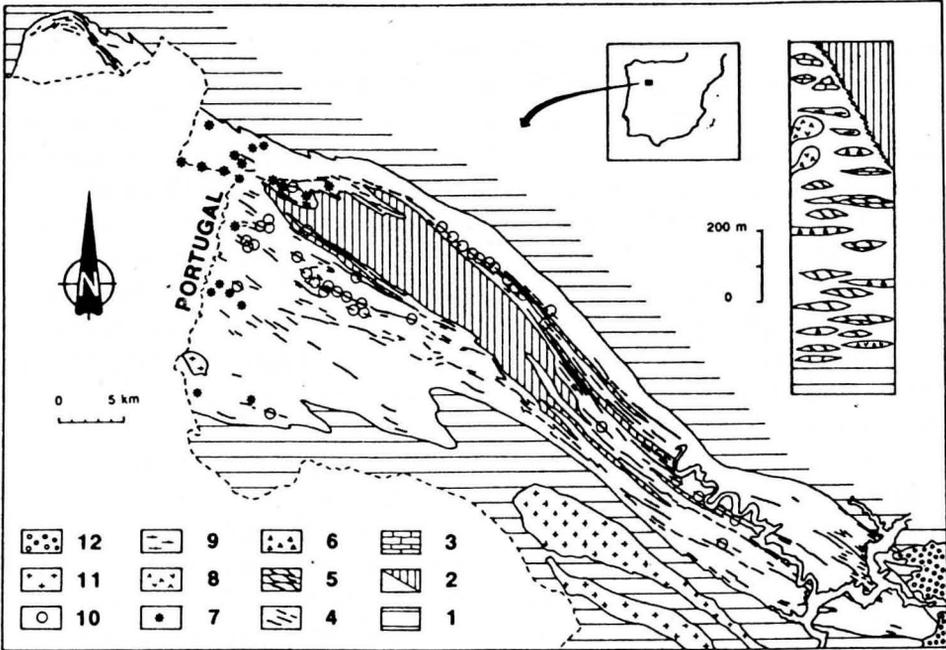


Fig. 1. Esquema geológico y columna litoestratigráfica sintética del sinforme de San Vitero. Leyenda: 1) Pre-Ordovícico; 2) Materiales siliciclásticos siluro-devónicos (en blanco) y materiales turbidíticos y epiclásticos de la Formación San Vitero (rayado vertical); 3) Intercalaciones carbonáticas en facies pelágicas; 4) y 5) Cherts bandeados (Exhalitas silíceas); 6) Epiclastitas; 7) y 8) Rocas volcánicas: domos calcoalcalinos; 9) Rocas volcánicas: ignimbritas; 10) Mineralizaciones de variscita; 11) Granitos hercínicos; 12) Terciario continental. Esquema simplificado y modificado de IGME (1981a, b y c; 1982 a, b, c y d).

En el margen oriental del sinforme estos autores describen también rocas meta-volcánicas, en concreto una serie de sills de composición básica en el sector de Manzanal del Barco.

Ancochea et al. (1988) procedieron a la clasificación geoquímica de las rocas según sus elementos mayores empleando los diagramas T.A.S. (versión Zanettin, 1984) y SiO₂-K₂O (Peccerillo y Taylor, 1976). El análisis de las proyecciones en estos diagramas indica según los autores citados que las metariolitas son rocas peraluminicas (carácter no adquirido durante los procesos de alteración), mientras que las metadacitas de Moldones son metaluminicas. En conjunto las rocas más ácidas presentan un carácter calcoalcalino, siendo las metariolitas de Figueruela de tendencia shoshonítica y las metariolitas de Nuez altas en potasio. Las metadacitas de Moldones aparecen proyectadas como dacitas tholeíticas, en las proximidades del límite con el campo de las dacitas calcoalcalinas.

Las diabasas de Manzanal del Barco aparecen proyectadas en los campos de los basaltos y las andesitas basálticas tholeíticas, una de ellas en el límite con las calcoalcalinas; el carácter tholeítico viene confirmado con el diagrama SiO₂-Plagioclasa norma-

tiva de Irvine y Baragar (1971). En consecuencia, estos autores concluyen que se puede excluir un carácter coserial de estas diabasas con el resto de los productos metaígneos.

El estudio de los elementos traza empleando una normalización a granitoide de fondo oceánico (según Pearce et al. 1984) mostró las siguientes pautas geoquímicas: enriquecimiento moderado o alto en todos los elementos desde el K al Ce, ausencia de anomalía de Ba y bajos contenidos en Zr, Sm, Y e Yb. Estas características son propias de los granitoides de las regiones orogénicas (arcos volcánicos o colisión continental, Pearce et al. 1984), y bastante diferentes de las de los sectores de intraplaca (granitoides de tipo A). Sin embargo, empleando el diagrama Rb/Y+Nb (Pearce et al. 1984) las riolitas aparecen en el campo de granitoides de intraplaca, próximas al límite con los granitoides de arco volcánico, mientras que en el caso de las dacitas ya aparecen dentro de este campo; éste es el campo que ocupan las rocas volcánicas del margen continental chileno, únicas litologías de un margen activo empleadas en la confección del diagrama.

En la discusión de estos datos Ancochea et al. (1988) indican que los datos presentados permiten clasificar a las metavolcanitas como equivalentes eruptivos de granitoides orogénicos, sin poder precisar si se trata de arco volcánico o de zona de colisión continental. Teniendo en cuenta las características de la cadena hercínica en el Macizo Ibérico, así como que el volcanismo tuvo lugar en una cuenca sedimentaria sometida a escasa o nula deformación, descartan la hipótesis colisional.

Para algunas rocas del Silúrico Superior también comprendidas en el estudio citado se observa sin embargo una afinidad geoquímica con los granitoides de tipo anorogénico (A). Sin embargo, dado que magmas de tipo A también se pueden formar en zonas de subducción o asociadas a fallas transformantes por fusión parcial de una corteza inferior granulítica, restitizada y deshidratada por la extracción previa de granitoides orogénicos, estos autores indican que un posible modelo justificativo de todas las rocas ígneas presentes en los materiales silúricos del NW peninsular podría comprender: a) subducción (se entiende que limitada) con génesis de magmas ácidos y producción de corteza inferior restitizada; b) emplazamiento de magmas básicos de procedencia mantélica en la corteza, y generación de una importante anomalía térmica; y c) génesis de magmas de tipo A, a expensas de la corteza inferior restitizada, y gracias a la anomalía térmica generada por el emplazamiento de los magmas básicos.

Por su parte, Ribeiro (1987) en un área próxima en Portugal, sector de Macedo de Cavaleiros, ha estudiado una secuencia de materiales volcánicos de edad aproximada Ordovícico Superior/Silúrico Inferior, que corresponden al manto inferior de la zona Galicia Occidental-Tras Os Montes (Zona Centro-Transmontana), cerca del límite oeste del manto de Morais. Ribeiro (1987) a través de un detallado análisis geoquímico y paragenético deduce que los procesos petrogenéticos principales que han conducido a la formación de las rocas volcánicas serían la cristalización fraccionada y la inmiscibilidad de líquidos.

Este volcanismo cubre un rango composicional que comienza en peralcalino ácido sigue como calcoalcalino ácido y acaba en tholeítico (MORB) básico y es interpretado en su conjunto como un producto de volcanismo en zona crustal siálica atenuada (adelgazada), que culmina en la creación de corteza oceánica (rifting). La interpretación petrogenética y aún más especialmente el modelo geotectónico inferido es consecuentemente diferente del ofrecido por Ancochea et al. (1988), y digno de ser tenido igualmente en cuenta, dada la proximidad con el sector en estudio.

El reconocimiento de las metavolcanitas del flanco norte del sinforme ha mostrado que los conjuntos de afloramientos de los dos últimos sectores citados (Figueroela y Nuez) presentan un grado tal de preservación textural y condiciones de yacimiento que consienten su estudio en términos de reconstrucción paleovolcanológica. Dado que tal reconstrucción tiene un interés directo en la comprensión de la estructuración, funcionamiento y relleno de la cuenca sedimentaria, y una aplicación inmediata en el estudio de los yacimientos minerales presentes (incluyendo los de variscita) se ha procedido a un estudio detallado de estas características.

Reconstrucción paleovolcanológica

Sector de Figueruela-Riomanzanas

El principal conjunto de afloramientos de rocas metavolcánicas aparece en un rectángulo de unos 10 x 4 Km de dirección NW-SE que va desde desde Riomanzanas hasta Figueruela; los materiales volcánicos prosiguen además en Portugal. Los productos presentes son de varios tipos, pero podemos señalar dos tendencias:

— En el sector nordoccidental (Cueto de Manzanal, Villarino de Manzanas) afloran principalmente dos cuerpos tabulares, verticalizados, concordantes con la estratificación, de unos 4-6 Km de longitud, correspondientes a ignimbritas riolíticas y riodacíticas. Se trata de materiales porosos, soldados, con texturas eutaxíticas en las que se pueden reconocer pumitas de hasta 10 cm o más de eje mayor. Estos materiales aparecen frecuentemente muy alterados, presumiblemente por procesos autohidrotermales, y contienen con una relativa frecuencia en los tramos más vesiculares óxidos de manganeso y otros minerales. A falta de otros criterios más concluyentes, la intercalación de estas coladas piroclásticas en el seno de una sucesión marina aboga por un emplazamiento en medio subacuático.

— Por el contrario, en el sector de Figueruela de Arriba, Figueruela de Abajo, Cerro Cuadrona (junto a la frontera), cruce de carreteras a Moldones-Figueroela-Riomanzanas llegando hasta el paraje de la Majada, etc., afloran una serie de cuerpos de composición variable entre riolítica, riodacítica y dacítica, de carácter preferentemente dómico y morfología elongada en dirección WNW-ESE. Esta elongación en el mismo sentido de las estructuras tectónicas hercínicas no es sin embargo atribuible a una deformación tardía, dadas las dimensiones de los cuerpos (1-3 Km de longitud, unos pocos centenares de metros de anchura), sus características texturales y su fuerte contraste de competencias con los materiales del encajante.

Además de los afloramientos claramente dómicos se han podido reconocer otros atribuibles a diques, coladas lávicas e incluso coladas piroclásticas (Figueruela de Abajo), que aparecen siempre ocupando un porcentaje volumétricamente menor en los afloramientos.

Los cuerpos dómicos afloran principalmente en sus tramos apicales, fácilmente reconocibles por su carácter hipocristalino, su grado de alteración (autohidrotermal) elevado, sus estructuras de enfriamiento (disyunciones bolares, diaclasamiento concéntrico y radial respecto al cuerpo, etc.) y la abundancia de xenolitos de materiales sedimentarios incorporados así como por sus características petrográficas específicas.

En algunos afloramientos privilegiados se observa con claridad la existencia de interacciones entre el magma ácido y los sedimentos siliciclásticos típicos de un emplazamiento en medio subacuático somero (el propio de la sedimentación de los sedimentos siliciclásticos), cuando los sedimentos estaban embebidos en agua (véase más adelante). No se han podido reconocer estructuras típicas de interacción entre agua y magma ácido (por ej., micropillows riolíticos), hecho que quizás pueda relacionarse con la existencia de productos piroclásticos directamente asociados a los domos en algunos afloramientos (por ej., Figueruela de Abajo). Es decir, que la interacción directa pudo desarrollar preferentemente una actividad explosiva, la cual sustituyó a la efusiva.

En conjunto, estas características indican unas condiciones de emplazamiento de los cuerpos dómicos extraordinariamente superficiales, en el seno de materiales siliciclásticos inconsolidados depositados bajo una columna de agua somera. De la presencia de productos piroclásticos podemos deducir el crecimiento de aparatos volcánicos aflorantes directamente sobre el fondo marino.

Sector de Nuez

Se trata de un sector igualmente rectangular y elongado en sentido NW-SE de 4 x 2.5 Km, en el que a favor de un relieve bien disectado por la red fluvial hay buenos afloramientos de rocas metavolcánicas y metaepiclastitas asociadas. Corresponden principalmente a la superposición de diferentes cuerpos tabulares de ignimbritas, de algunos metros de potencia (llegando en algunos casos a la decena de metros), frecuentemente separados por paquetes de rocas epiclásticas y siliciclásticas de grano fino.

Las ignimbritas aparecen como cuerpos muy compactos, relativamente pobres en líticos, y con una marcada zonación vertical de pumitas, crecientes en tamaño (hasta llegar a 1 cm) y frecuencia hacia el techo de cada una de las coladas. Petrográficamente se observa el carácter colapsado de las pumitas, su frecuente disposición en texturas fluidales y/o eutaxíticas alrededor de los fragmentos de cristales, y en nícoles cruzados su recristalización metamórfica (frecuentemente como moscovita u otros filosilicatos).

Las bases de cada uno de los cuerpos ignimbríticos pueden presentar contactos erosivos con los materiales infrayacentes (siendo en general concordantes con los sedimentos siliciclásticos) y más localmente fenómenos de carga o interpenetraciones en los sedimentos; este hecho aboga por un carácter inconsolidado de los sedimentos

en el momento de la llegada de la colada piroclástica. Los techos de alguna de las unidades presentan niveles de granulometría fina muy bien clasificados, y ocasionalmente gradados, que hacen que puedan ser interpretados como cineritas coignimbríticas.

Las intercalaciones siliciclásticas entre ignimbritas presentan en muchas ocasiones un tránsito gradual con las posibles cineritas coignimbríticas, y en líneas generales su composición modal hace que a menudo pudieran ser clasificadas igualmente como cineritas o como un depósito epiclástico relativamente poco diluído con detríticos ajenos al volcanismo.

Con carácter mucho más local se han podido observar, junto al cauce del Arroyo de la Ribérica, algunos pequeños domos y criptodomas de dimensiones reducidas, presumiblemente relacionables con criptodomas de dimensiones mayores en profundidad. Algunos de estos pequeños domos, muy vítreos y alterados, afloraron claramente sobre el fondo marino, siendo rápidamente erosionados e incorporados parcialmente en forma de grandes clastos (pluridecimétricos) riolíticos muy vítreos a los fanglomerados y depósitos de "debris-flow" de intraclastos que simultáneamente se depositaban en la cuenca marina.

Mucho más raramente aparecen afloramientos de dimensiones métricas de antiguas rocas básicas muy alteradas hidrotermalmente y ocasionalmente mineralizadas por sulfuros (pseudoskarnoides).

En síntesis, tanto las coladas piroclásticas como los criptodomas se emplazaron en un medio subacuático de profundidad moderada, acrecentada localmente por la presencia de pequeños umbrales y cubetas que conllevan la génesis de depósitos de "debris-flow" a expensas de intraclastos de rocas siliciclásticas de granulometría fina, calizas nodulares, cherts bandeados, etc.; las coladas lávicas y piroclásticas y los niveles de rocas epiclásticas aparecen intercalados en el seno de las rocas sedimentarias antes citadas.

Situación estratigráfica de las rocas volcánicas

La precisa situación estratigráfica de las rocas volcánicas es un problema que no ha sido definitivamente resuelto, debido a la relativa escasez de dataciones disponibles en la cuenca paleozoica, el carácter marcadamente heterócrono de facies prácticamente idénticas (cherts, calizas nodulares grises, grauwackas y metalutitas, etc.) y el desconocimiento de las características volcanológicas de algunas de las litofacies que podrían ser utilizadas como niveles-guía, que no estaban bastante claras con anterioridad al presente trabajo. Un ejemplo significativo lo constituyen los niveles perfectamente estratiformes (e instantáneos en el momento de su generación) de ignimbritas submarinas, previamente citadas como "pórfidos" o rocas epiclásticas sin una especial caracterización cartográfica.

Tal como se ha visto precedentemente, los dos tipos principales de litofacies de rocas metavolcánicas presentes corresponden a domos ácidos subaflorantes (criptodomas) o directamente aflorantes sobre el fondo marino, y las ignimbritas.

Los domos aflorantes en el sector de Figueruela han crecido predominantemente sobre el fondo marino y/o bajo una escasa lámina de sedimentos que los recubría. La morfología elongada de los domos es coherente con la presencia de un control estructural, por otra parte muy evidente ya que también ha afectado a los materiales siliciclásticos de la cuenca. El mismo crecimiento de los domos ha creado irregularidades y relieves positivos en el fondo de la cuenca paleozoica, relieve que en estas condiciones se manifiesta sistemáticamente en la presencia de irregularidades locales en el sentido de aporte y la distribución de las máximas acumulaciones de sedimentos siliciclásticos en una cuenca de estas características (Gimeno, 1989, 1992). Por lo tanto, un estudio detallado de las relaciones entre los materiales siliciclásticos y el volcanismo podría aclarar definitivamente la cronología de la actividad volcánica ligada a los domos; en ausencia de este estudio detallado los datos recogidos indican que la actividad dómica es con toda probabilidad heterócrona de domo a domo, pero la importante acumulación del sector de Figueruela corresponde probablemente al Silúrico medio-superior.

La cartografía detallada de los niveles de ignimbritas, trabajo que no ha sido contemplado en este estudio, permitiría la correcta definición de la edad de los episodios de volcanismo explosivo, siempre que fuera acompañada de una correcta datación de los niveles sedimentarios entre los que aparecen intercalados. Los episodios piroclásticos parecen ligados, al menos en el tiempo, a alguno de los episodios dómicos, y en líneas generales se puede indicar, como en el caso de éstos, diferentes episodios heterócronos, principalmente concentrados en el Silúrico medio-superior.

Los niveles de material epiclástico más o menos mezclado con los sedimentos siliciclásticos de granulometría fina de la cuenca están presentes de una manera muy ubícua a lo largo de todo el Silúrico, según común acuerdo de los autores que han trabajado en el sinforme. Los niveles epiclásticos del Ordovícico superior-Silúrico Inferior merecerían también un estudio detallado, ya que parece claro que estos materiales epiclásticos en buena medida proceden de un volcanismo contemporáneo de la sedimentación, y éste sólo ha sido descrito con precisión en zonas limítrofes de Portugal.

LOS CHERTS BANDEADOS

Las mineralizaciones de variscita aparecen sistemáticamente asociadas a cherts bandeados, con una ritmicidad bien marcada, con ciclos que pueden presentar un incremento del espesor de los niveles de chert hacia el techo y, más raramente, de forma inversa. Los ciclos simples suelen presentar potencias del orden de varias decenas de centímetros, mientras que en algunos cuerpos sedimentarios se pueden reconocer megaciclos del orden de varios metros y, excepcionalmente, decenas de metros.

La potencia de los niveles de chert que constituyen los citados ciclos oscila entre unos milímetros y un máximo de unos 40 cm. La fina laminación interna que muestran, observable a simple vista, se manifiesta microscópicamente por la disposición preferencial de los filosilicatos y la materia carbonácea en algunos niveles, así como por ligeras diferencias en la granulometría del cuarzo y el contenido de microorganismos silíceos.

El chert presenta juntas de estratificación netas entre niveles, pero localmente puede advertirse la presencia de fusión lateral de éstos (por desaparición lateral de la junta de estratificación o sutura que los separaba) y la existencia de ligeras irregularidades u ondulaciones en la superficie del nivel, en general de amplio radio, pero que pueden ir acompañadas de un notable incremento en filosilicatos y materia carbonácea y llegar a dar lugar localmente a superficies similares a las de tipo estilolítico.

Existen además grietas de retracción en la superficie de algunos niveles, parcial o totalmente rellenas por el material del nivel superior (y/o por cuarzo microcristalino), y fracturas sinsedimentarias fosilizadas por el nivel siguiente, en escalas variables (con saltos verticales que van desde milimétricos a métricos); en alguno de los casos en los que los depósitos de chert fosilizan desniveles sinsedimentarios se observa una pérdida de paralelismo entre los diferentes niveles bandeados (y frecuentemente, desaparición de la laminación interna), asociada a un gran engrosamiento del nivel de chert hacia el desnivel.

Otras características remarcables en el interior de los paquetes de chert bandeado son: los canales erosivos (de alta razón extensión/profundidad) de escala decimétrica-métrica en el seno del chert; las brechas monogénicas de chert interestratificadas; la frecuente inexistencia de intercalaciones siliciclásticas asociadas a los canales erosivos antes citados; la existencia de nódulos fosfáticos singenéticos (detalladamente descritos en el apartado siguiente); la gradual aparición de diferentes tipos de pliegues sinsedimentarios; y la presencia de clastos angulosos de chert en la zona de contacto con las brechas de intraclastos de material siliciclástico.

Los cherts bandeados estudiados son precipitados químicos microcristalinos con un claro predominio del cuarzo y un contenido variable (pero en general abundante) de materia carbonácea negra, que hace que la roca sea más o menos oscura en función del mayor contenido de materia carbonácea. A los términos más oscuros se les aplica también el término lidita. El gradual incremento del contenido en la materia carbonácea (producido a expensas de una simultánea disminución de la sílice) conduce al tránsito lateral y/o vertical de algunos cuerpos de liditas a niveles de lutitas carbonáceo-grafitosas de color negro o gris oscuro.

Microscópicamente se observa un agregado de cristales de cuarzo, con una clara tendencia al idiomorfismo (microscopía electrónica de barrido) y la equigranularidad, que muestra cierta porosidad y en el que resaltan los minerales accesorios y diferentes fragmentos esqueléticos, por lo general esféricos, atribuibles a radiolarios

constituidos por cuarzo y, localmente, apatito. Además existen otras estructuras fósiles que recuerdan a acritarcos y, más raramente restos de macrofauna (fragmentos de graptolites, fragmoconos de orthoceras, etc.). Estos constituyentes del chert son más abundantes en los niveles más carbonáceos (liditas), pero en ningún caso son un elemento fundamental de la roca, y en general muestran un grado de preservación notable, con escasas y locales evidencias de deformación tectónica y compactación diagenética. Este conjunto es atravesado por una red más o menos densa de fracturas sinsedimentarias/diagenéticas precoces rellenas de megacuarzo y agregados de lepidosferas silíceas perfectamente conservadas. Estos agregados a veces también se presentan en pequeñas cavidades en el seno del chert con textura equigranular.

Como minerales accesorios, los cherts estudiados presentan pirita y otros minerales opacos, colofana, clorita, moscovita y apatito. Este último es frecuente y aparece bien de forma aislada o bien formando nódulos en compañía de cuarzo, constituyéndose en un mineral esencial de la roca (véase el apartado siguiente).

Una característica notable de este tipo de sedimentos es su litificación precoz, coherente con una cristalización temprana a partir de un producto de tipo gel, muy diferente de la evolución diagenética típica de un sedimento silíceo pelágico en la que se suceden los siguientes estadios: ópalo-A (microtextura porosa con numerosos fragmentos esqueléticos de microorganismos silíceos), ópalo CT (disolución y reprecipitación de la sílice en forma de ópalo y cristobalita-tridimita de baja temperatura,) y cuarzo (reducción de la porosidad e incremento gradual de las fases silíceas más estables, resultando una textura masiva de microcuarzo con bordes de grano anhedrales y, localmente, calcedonia).

La litificación precoz de los cherts es evidenciada por: la existencia de una microestructura principal de la roca formada por cristales claramente autigénicos como el cuarzo (y el cuarzo y el apatito, en los nódulos fosfáticos) y presencia de lepidosferas y fragmentos esqueléticos bien preservados (ambas características no son coherentes con una modificación diagenética intensa del sedimento silíceo en una fase tardía de la diagénesis); la presencia de niveles de brecha monogénica de chert en el seno de la secuencia de cherts bandeados, cementados por material silíceo y, más localmente, ferruginoso, fosfático o manganesífero, sin sedimentos pelíticos intercalados (los clastos de chert de estas brechas son análogos en todas sus características a los cherts encajantes); la existencia de fracturas sinsedimentarias (con o sin salto vertical) a escala milimétrica-centimétrica, limitadas a un solo nivel de lidita (sin continuidad en el superior), cementadas por material silíceo blanco y, localmente, filosilicatos de tipo clorítico, apatito, óxidos, sulfuros, etc.; la existencia de grietas de retracción a techo de un nivel lidítico, producto de la litificación y deshidratación del nivel de lidita; el relleno y adaptación al relieve formado por el nivel inferior de lidita, con importantes variaciones locales de potencia de los niveles individuales de chert; y los criterios inherentes a la existencia de nódulos de cuarzo-apatito (detalladamente descritos más adelante).

LOS NÓDULOS DE CUARZO-APATITO

La mayor parte de los niveles de chert reconocidos en el sinclinal de San Vitero contienen nódulos de cuarzo-apatito, que destacan claramente en los afloramientos, por su color gris-blanco que resalta sobre el color oscuro del chert encajante. Tanto los nódulos como el chert que los contiene son muy resistentes a la erosión.

La morfología de estos nódulos es variable, generalmente discoidal más o menos aplastada, pudiéndose observar en algunos casos tanto su forma original prácticamente esférica como las modificaciones de ésta por procesos de deformación durante el proceso de litificación de los cherts. Las dimensiones de los nódulos oscilan entre unos pocos centímetros de diámetro en el caso de los esféricos y 0.5-4 cm de espesor y 10-20 cm de diámetro ecuatorial en el caso de los discoidales.

El contacto entre el chert y el nódulo es neto. En el interior del nódulo se observan los mismos tipos de microfósiles que en el resto del chert e incluso en mayor número. Los posibles acritarcos se presentan agrupados, aunque aparentemente sin una localización preferencial, y sus tecas, en general muy bien preservadas, están constituidas por apatito. Las estructuras esféricas atribuidas a radiolarios se conservan perfectamente y sin síntomas de deformación, sugiriendo también una litificación precoz. Sus paredes externas se hallan formadas por cristales tabulares de apatito, dispuestos perpendicularmente a las mismas, y en ocasiones también por cuarzo. El interior se encuentra relleno por varios cristales de cuarzo, en general menos de cuatro, en los que a veces se reconocen fantasmas de estructuras geopetales.

Estas observaciones son coherentes con la existencia de componentes esqueléticos fosfáticos de apatito o con una sustitución muy precoz por apatito de los constituyentes originales, que fueron englobados por una matriz cuarzo-apatítica que cristalizó rápidamente (sin acceder al interior de los restos esqueléticos). El cuarzo interno parece ser el resultado en cambio de la lenta recristalización de un gel silíceo, que pudiera proceder de la diagénesis temprana del chert.

Estos nódulos muestran evidencias de deformación plástica e incluso rígida (boudinage, fracturación) singenéticas a la formación del chert encajante, consecuencia de la inmersión de los nódulos ya litificados en un gel rico en sílice, materia carbonácea y otros elementos (el futuro chert encajante) cuyo comportamiento aún era dúctil. En consecuencia, el chert encajante no presenta la citada deformación y aparece rellenando los huecos creados por el desplazamiento de los diferentes fragmentos del nódulo tras su fracturación e incluso muestra líneas de flujo alrededor de los citados fragmentos, existiendo todo tipo de situaciones intermedias. El carácter singenético de los nódulos es avalado asimismo por la existencia de los clastos de las brechas monogénicas de chert interestratificadas en la secuencia general, que ya contienen fragmentos de nódulos de cuarzo-apatito; como es obvio, las masas de liditas deslizadas a lo largo de un talud (que en la mayor parte de los casos contienen los nódulos fosfáticos) no son sino ejemplos de megaclastos de análogas características.

LAS MINERALIZACIONES DE VARISCITA

Antecedentes

La explotación de las mineralizaciones de variscita de la provincia de Zamora, con objeto de utilizarla en la elaboración de diferentes abalorios, fue realizada desde tiempos tiempos prehistóricos hasta la época romana (Campano et al., 1985) y no hay evidencias de su prosecución en tiempos modernos. Desde luego, los resultados de nuestra investigación permiten excluir totalmente la existencia de explotaciones en época contemporánea (años 50 de nuestro siglo), explotaciones anteriormente citadas por Moro (1988, 1992). Quizás sí se pueda suponer un conocimiento de las mineralizaciones en época árabe, en la línea de lo expuesto por Puig y Larraz (1883) sobre el posible origen del topónimo de Zamora en relación de la presencia de turquesas (op. cit., pp. 425-426).

Estas mineralizaciones fueron reconocidas en tiempos modernos hace poco más de veinte años, citando Arribas et al. (1970) la presencia de variscita e indicando su posible interés como gema. Arribas et al. (1971) describen más extensamente las mineralizaciones de variscita e indican un total de once indicios de este mineral en una faja de dirección NW-SE comprendida entre Pobladura de Aliste y Bermillo-Carbajales de Alba, que correspondería según los citados autores a materiales ordovícicos. Estos autores estudiaron muestras procedentes de los yacimientos de los cerros de "Las Cercas" y "Cerro del Diablo", en Palazuelo de las Cuevas, señalando en estas localidades la existencia de dos grandes excavaciones alargadas en dirección NW-SE rellenas por derrubios de pizarras y cuarcitas conteniendo abundantes venillas y concreciones de variscita, atribuyendo de forma tentativa estas explotaciones al periodo árabe (op.cit., p. 119).

Dicho trabajo describe física y estructuralmente las mineralizaciones, destacando la presencia de variscitas de los tipos Lucin y Messbach y metavariscita. Textualmente señalan la presencia de "agregados micro- o criptocristalinos que dan lugar a venillas irregulares, discordantes o más o menos paralelas con los planos de esquistosidad de pizarras y cuarcitas, o concreciones nodulosas y esferulíticas, de hasta 4 mm de sección, intercaladas en las pizarras y unidas por una matriz silicolimonítica. Tanto las venillas como los nódulos aparecen zonados (...). Junto con la variscita se encuentran frecuentemente cristales aislados o agregados fibroso-radiales de cuarzo calcedonioso, los cuales se depositaron al mismo tiempo o inmediatamente antes que los fosfatos de aluminio y a veces han sido corroídos y reemplazados por estos últimos".

Además de la caracterización de la variscita mediante difracción de rayos X, este primer trabajo detallado sobre la variscita zamorana proporciona análisis microquímicos de 6 muestras (obtenidos con una microsonda electrónica) (tabla II, p.127), en que se muestra que se trataría de muestras de variscita con bajos contenidos en cobre y contenidos en hierro inferiores al 0.8 %, al 0.4% en la mayor parte

de los casos (a destacar los valores en aluminio bastante bajos en general). Igualmente proporciona análisis termogravimétricos y térmico-diferenciales de algunas muestras, pero este tipo de análisis son en general de escasa aplicación en la caracterización de los fosfatos del grupo de la variscita.

Finalmente, desde el punto de vista de la génesis de la mineralización, después de un detallado repaso bibliográfico señala que la fuente del fósforo debía estar en los materiales ordovícicos, y muy probablemente en “alguna corrida de rocas volcánicas” (op. cit. p.130); la mineralización sería “evidentemente post-paleozoica... claramente epigenética... relacionada con los procesos de oxidación y alteración superficial que tuvieron lugar en la Meseta herciniana durante el terciario, y a los cuales hay que atribuir igualmente la formación de los yacimientos de manganeso, igualmente epigenéticos, que presentan una distribución especial análoga a la de los afloramientos de variscita”.

Salvador y Fayos (1972) establecieron en un trabajo de mineralogía realizado con materiales procedentes de Palazuelo de las Cuevas los parámetros cristalográficos y las fichas de difracción de rayos X de los tipos de variscita Messbach y Lucin, posteriormente adoptadas internacionalmente.

En los 15 años siguientes existen escasas novedades sobre el tema. La Hoja de Alcañices del Mapa Metalogénico de España (IGME, 1975) recoge los 11 indicios de Arribas et al. (1971), añadiendo uno nuevo.

Esparza Arroyo (1985, pp. 467-470) indica la presencia de nuevos afloramientos de variscita comprobados en las localidades de El Bostal en Sejas de Aliste y Los Altos de la Vaca, en El Poyo, algunos de ellos objeto de explotación en la antigüedad, habiéndose hallado bocaminas en El Bostal.

Campano et al. (1985) muestran en un interesante mapa (fig. 2, p. 18) la dispersión de los objetos de adorno de variscita en yacimientos arqueológicos de la Cuenca del Duero, confrontándola con la ubicación de los afloramientos conocidos. Igualmente, ofrecen evidencias de que el yacimiento de “La Cerca” o “Las Cercas del Diablo” de Palazuelo de las Cuevas corresponde con toda probabilidad a una explotación romana, tal como indicaría el haber hallado piezas de mineral en bruto y en diferentes estadios de elaboración en un taller de lapidario en el yacimiento romano de “El Castro”, situado a unos 2 Km al E de las minas.

El trabajo de Moro (1985) no ofrece novedades dignas de mención; prácticamente retoma los datos de Arribas et al. (1971), indicando que la mineralización “es evidentemente post-paleozoica y su formación claramente epigenética” (op.cit., p.326), y cita la existencia de los nuevos afloramientos descubiertos por Esparza Arroyo (1985), sin mencionar a este autor.

Meireles et al. (1987) señalan la presencia de variscita (de los tipos Messbach y Lucin), asociada a turquesa y wavellitita en los cherts y esquistos negros silúricos del norte de Portugal, sugiriendo que como en los casos descritos por Gimeno (1986 a; 1987 a, b) en la isla de Cerdeña estas mineralizaciones podrían haberse producido

por lixiviación hidrotermal de rocas volcánicas y aparecer asociadas a otros depósitos minerales de tipo SEDEX. Algunas de estas mineralizaciones aparecen unos 10 Km hacia el NW de los indicios del sector de Pobladura de Aliste-Palazuelo de las Cuevas. En realidad no se trata de la primera referencia a la existencia de variscita en Portugal, ya que Huet de Gonçalves y Reis (1982) habían indicado la existencia de 17 cuentas de variscita en ajuares arqueológicos portugueses, pero la mayor parte de ellos proceden de los alrededores de Lisboa, y prácticamente no existían referencias en el sector NW del país.

El trabajo de Moro (1988) aporta algunas novedades sobre los precedentes. Señala que las explotaciones (se entiende que de variscita) más recientes corresponderían a los años 50 de este siglo, época en la que la minería de la región de Aliste fue más floreciente (op.cit. p. 34) y realiza la descripción de la mineralización (op.cit. p.35): “En Palazuelo de las Cuevas, la mineralización de variscita forma capas concordantes o casi concordantes con las rocas encajantes, o bien rellena las fracturillas anastomosadas de las mismas. En el primer caso tiene estructura bandeada o nodular y el color verde mate, y en el segundo es generalmente masiva, verde esmeralda y más translúcida. Cuando la mineralización aparece en capas con estructura bandeada, éstas tienen un espesor de 3 a 4 cm y están constituidas por una alternancia de niveles milimétricos de cherts y variscita en los que predominan los primeros sobre los segundos. A este tipo de mineralización la hemos denominada provisionalmente “chert variscítico”. Las capas con estructura nodular son menos potentes y están formadas por nódulos de variscita, de 1 a 5 mm de diámetro, cementados por una matriz silico-arcillosa, con piritita limonítica y algo de materia orgánica carbonosa. En ambos casos la variscita es microcristalina, adoptando en el primero texturas laminadas y en el segundo, granulares, concéntricas laminadas y fibroso-radiadas. La mineralización en fracturas está constituida por variscita masiva de mayor pureza y cuarzo.”

Por lo que se refiere a las mineralizaciones de El Bostal aparecerían en haces de filones de cuarzo N100E paralelos o subparalelos a la primera deformación penetrativa hercínica (S1), con una potencia variable entre 10 y 30 cm, y han sufrido un intenso proceso de tectonización y brechificación. Los materiales en que arman estos filones son semejantes y posiblemente de la misma edad que los de Palazuelo de las Cuevas. Desde el punto de vista mineralógico, la paragénesis presente sería cuarzo, variscita y piritita idiomórfica o subidiomórfica que aparece en el seno de cuarzo y variscita, estando oxidada (principalmente a goethita).

Por lo que se refiere al origen, la autora nuevamente se remite al trabajo de Arribas et al. (1971) considerando que las mineralizaciones de variscita tienen un origen supergénico, si bien indica que hay nuevos elementos que parecen indicar una génesis más compleja, como son la existencia de dos mineralizaciones, una estratoligada y otra posiblemente de removilización, y la asociación de la primera a niveles de liditas (que considera de origen bioquímico) ricos en materia orgánica y posiblemente en fósforo.

Turrión et al. (1989) ofrecen una descripción geológica del entorno de las mineralizaciones en el sector de Palazuelo de las Cuevas-San Vicente de la Cabeza, así como una descripción de las mineralizaciones. Por lo que se refiere a la cartografía y la interpretación geotectónica del entorno de las mineralizaciones de variscita, cabe decir aquí únicamente que difiere notablemente de la cartografía 1:50.000 del IGME (1981 a), sin aportar un mayor detalle que ésta.

Por lo que se refiere a la estratigrafía de los materiales paleozoicos, Turrión et al. (1989) redefinen la Formación Cerro de la Cogolla (previamente descrita en Turrión y Moro, 1989), indicando que consta de tres niveles, uno inferior que contiene mineralizaciones de Mn y los niveles silíceo-fosfatados, otro tramo intermedio y finalmente un tramo superior; por correlación con los tramos silíceos superiores de la vecina serie de San Vitero (Martínez García, 1971) la edad de estos materiales sería Wenlock superior. Los tramos inferior y medio contienen gran cantidad de niveles de chert bandeado, así como intercalaciones de pizarras, cineritas, etc. El tramo intermedio sería el del techo del Cerro de la Cogolla, que contiene numerosos indicios de variscita. El nivel superior sería una serie monótona de pizarras grises con algún nivel silíceo que habría sido erosionada en su parte alta con anterioridad al depósito de los materiales pizarrosos y grauwácquicos de la Formación San Vitero de Quiroga (1981).

Buena parte de la descriptiva de las mineralizaciones corresponde a los niveles silíceo-fosfatados (10 cm longitud, 3 cm potencia) que son de color blanco amarillento, tienen textura nodular y presentan un punteado ligeramente verdoso. se caracterizan: por una paragénesis de variscita, cuarzo, illita, sericita, jarosita y alunita; una textura nodular concéntrica en una matriz de cuarzo microcristalino con algunos pequeños clastos de cuarzo volcánico diseminados, y por presentar bandas alabeadas concéntricas muy finas de color marrón y amarillo claro alternantes. Estos esferulitos aparecen aislados o con bandas que rodean a dos o tres, tienen un núcleo cuarzoso y son interpretadas como oncolitos o oncoides tomando como referencia el trabajo de Adams et al. (1984).

Entre otros datos de interés Turrión et al. (1989, p. 165) hallaron contenidos del orden del 6.5-7.0 % en P_2O_5 en las pizarras y cineritas silíceo-cineríticas que encaban las mineralizaciones, y ofrecen mapas microquímicos obtenidos por EDAX de la distribución de los elementos Si, Al y P en los esferulitos, así como dos análisis por microsonda del esferulito, uno externo y otro interno, con contenidos en P_2O_5 del orden del 41 %.

Por lo que se refiere al origen del fósforo, estos autores señalan que este elemento está intercalado en una secuencia silícea, y dan por sentado que la sílice ha sido aportada al fondo marino por procesos hidrotermales. Excluyen la existencia de fenómenos de tipo "up welling" por escasos aportes detríticos, la total ausencia de carbonatos y la inexistencia de reconcentraciones de tipo detrítico así como las características texturales de los mismos y las reducidas dimensiones de sus afloramientos.

En la conclusión indican que el fósforo y la sílice fueron aportados al fondo de una cuenca marina por soluciones hidrotermales y captados por las estructuras oncolíticas. Las mineralizaciones son de tipo exhalativo-sedimentario (SEDEX) y de edad Wenlock superior (Silúrico inferior), al igual que las mineralizaciones de manganeso. Finalmente, la variscita que aparece asociada al Tramo Intermedio de la formación antes descrita sería removilizada a partir de niveles sedimentarios (de tipo "oncolítico") en fracturas y brechas relacionadas con las deformaciones hercínicas y/o tardihercínicas.

El trabajo de Moro et al. (1991 a) es una nota que hace referencia indirecta a las mineralizaciones de Zamora, al referirse a otras semejantes descubiertas en el sinforme silúrico de Terena, Encinasola (Huelva). La aportación más relevante es que se señala la utilidad de las cartografías radiométricas realizadas por la Empresa Nacional del Uranio (ENUSA) para localizar las mineralizaciones de variscita.

La comunicación de Moro et al. (1991 b) se refiere a los cherts silúricos encajantes de la mineralización de variscita. En ella señalan que en los trabajos de Moro (1988), Turrión et al. (1989) y Moro et al. (1991 a) se han establecido dos tipos de variscita: una estratiforme y claramente concordante con las rocas silíceas encajantes, de origen diagenético precoz, y otra discordante y rellenando fracturas anastomosadas, diagenética tardía, o acompañando al cuarzo en los cuarzos hidrotermales.

Según ellos las rocas silíceas encajantes de las variscitas diagenéticas corresponden a un chert gris lentejonar definido por Turrión y Moro (1989) en San Vicente de la Cabeza-Palazuelo de las Cuevas, posteriormente reconocido y cartografiado en otros sectores del sinforme. Señalan potencias de 10-50 m para este nivel de chert, y tránsito lateral a lalitas. La estructura de los cherts sería tableada debido a la existencia de intercalaciones milimétricas de tipo pizarroso, y estarían compuestos de cuarzo microcristalino, restos de fósiles silicificados correspondientes probablemente a radiolarios, y trazas de sericita, clorita y variscita, así como materia carbonácea y piritas limonitizadas, ambas con formas botroidales. En las intercalaciones pizarrosas de color pardo amarillento, estos autores describen una matriz afieltrada de sericita, minerales arcillosos, cuarzo microcristalino y abundantes piritas limonitizadas, con fragmentos de cuarzo tamaño arena fina de origen volcánico.

Desde el punto de vista geoquímico los cherts con variscita serían anómalos en fósforo, bario, vanadio, cobre y cinc y aparecerían empobrecidos en manganeso, a diferencia de los cherts manganesíferos del tramo de muro con mineralizaciones estratiformes de manganeso.

Comparando los datos geoquímicos con los de Adachi et al. (1986) indican que los cherts con variscita tendrían un origen biogénico, con influencias de materiales sedimentarios pelíticos y "con una cierta influencia hidrotermal".

El trabajo de Moro et al. (1991 c) se trata sencillamente de una versión inglesa resumida del trabajo precedente de Turrión et al. (1989), en la que estos autores

aportan como novedad un total de cinco análisis de microsonda, en lugar de los dos contenidos en la versión en español.

Fernández Turiel et al. (1992) hacen una revisión de las características comunes que presentan los yacimientos de variscita conocidos del Suroeste de Europa (Norte de Portugal y Zamora, Cadenas Costeras Catalanas, Sudeste de la isla de Cerdeña en Italia y Bretaña en Francia), señalando un contexto geológico y geotectónico similar: se trata de mineralizaciones estratoligadas asociadas a secuencias volcano-sedimentarias y siliciclásticas correspondientes a cuencas marinas de moderada profundidad. En ellas los materiales siliciclásticos han sufrido un estrecho control deposicional por parte de fracturas sinsedimentarias, generándose depósitos intraclásticos (deslizamientos sinsedimentarios, depósitos producidos por procesos de debris-flow, etc.). Por lo que se refiere a las rocas volcánicas, predominan ampliamente las ácidas de carácter calcoalcalino (y las epiclásticas de igual quimismo generadas simultáneamente al desarrollo del volcanismo sobre el fondo marino) sobre las básicas, de tendencia alcalina o tholeítica. Existen igualmente depósitos carbonáticos en estas cuencas (calizas nodulares grises y de tipo griotte, etc.), pero son volumétricamente poco importantes y su presencia no presenta relación directa con la mineralización de variscita.

Finalmente, por lo que se refiere estrictamente a las mineralizaciones de variscita éstas aparecen directamente relacionadas a exhalitas silíceas, rocas originadas por precipitación química directa sobre el fondo marino a partir de efluentes hidrotermales. Las exhalitas consisten en cherts bandeados de diferentes colores (negros o lidíticos, grises, blancos, etc.), pueden presentar intercalaciones siliciclásticas y muestran un carácter lenticular discontinuo, apareciendo repetidamente en diferentes niveles a lo largo de un perfil vertical de la secuencia sedimentaria (es decir, los diferentes niveles presentan entre sí un cierto grado de heterocronía). Desde un punto de vista paleogeográfico los cherts fosfáticos se depositaron en general sobre relieves positivos en el fondo marino, cerca de o inmediatamente sobre fracturas sinsedimentarias activas, y en diferentes casos en directa relación con diques ácidos emplazados a lo largo de las citadas fracturas.

En todas las regiones consideradas los cherts contienen nódulos de cuarzo-apatito, especialmente visibles en las liditas donde resaltan por su color blanco sobre el chert; en la región del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia) se ha demostrado el carácter sinsedimentario o diagenético muy precoz de los citados nódulos apatíticos. La mineralización de variscita se encuentra como relleno de venas relacionadas con stockworks, así como en forma de nódulos e impregnaciones sedimentarias. Los minerales del grupo de la variscita no son los únicos fosfatos (además del apatito) presentes, y en el detalle su química mineral es ampliamente variable de localidad a localidad, y en ocasiones incluso dentro de un mismo afloramiento. Todas estas mineralizaciones de variscita pueden ser clasificadas como pertenecientes al tipo SEDEX.

Moro et al. (1992 a) es una comunicación presentada en un congreso que recopila datos de los trabajos precedentes por lo que se refiere a la variscita de Zamora, y en donde se insiste en especial en la comparación con las variscitas de Huelva reiterando los conceptos expuestos en Moro et al. (1991 a). A destacar que en este trabajo los autores insisten en atribuir a todos los encajantes de las mineralizaciones conocidas en el Macizo Ibérico una edad silúrica.

Moro et al. (1992 b) recogen los datos de los trabajos precedentes, insistiendo en la existencia de dos mineralizaciones: una estratiforme y relacionada espacial y genéticamente con las rocas silíceas encajantes (cherts y/o liditas) y otra filoniana y asociada a los diques de cuarzo que con dirección N100E son paralelos o subparalelos a la esquistosidad regional (S1). En el primer tipo se indica que “la variscita estratiforme presenta texto-estructuras multilaminadas concéntricas y planares, interpretadas como oncolíticas y estromatolíticas, respectivamente” y en la variscita filoniana resalta la existencia de dos subtipos: uno en el que la variscita aparece sola y rellenando fisurillas anastomosadas de la roca encajante, y otro, de mayor desarrollo, en el que la variscita acompaña al cuarzo en los diques de dirección N100E. Por lo que se refiere a los cherts se insiste en que tienen un origen biogénico con “una cierta impronta hidrotermal”. En la pág. 215 resumen las “características metalogenéticas de los yacimientos de variscita de la Península Ibérica:

— Todas las mineralizaciones de variscita estarían asociadas a los niveles de cherts y/o liditas silúricas y concretamente a los tramos del Llandovery medio-Superior y del Wenlock superior.

— Los niveles silíceos que contienen las mineralizaciones de variscita forman parte de la serie silúrica de naturaleza volcanosedimentaria.

— Indican que a excepción de Tras Os Montes en todas las demás se han diferenciado dos tipos de mineralizaciones: una estratiforme y con estructuras multilaminadas concéntricas (oncolítica) y planares (estromatolítica) y otra, discordante, con textura masiva y asociada o no a diques de cuarzo.

— La estrengita, pseudowavellita y otros fosfatos de aluminio acompañan generalmente a la variscita.

— Todas las mineralizaciones presentan contenidos anómalos en cromo, vanadio y cobre.

— Las rocas silíceas encajantes son anómalas en fósforo, contienen mayor o menor proporción de variscita y presentan características geoquímicas muy semejantes.

— Todas las mineralizaciones estudiadas se podrían considerar, de acuerdo con la clasificación de Slansky (1986), como aluminofosfatitas”.

De todo lo anterior los autores deducen que existen al menos dos episodios metalogenéticos distintos, el primero de los cuales generaría mineralizaciones estratiformes de variscita.

Respecto al origen del fósforo y a las condiciones físico-químicas de formación de la variscita estratiforme, proponen lo siguiente: "el fósforo sería aportado a la cuenca por focos exhalativos-sedimentarios submarinos y fijados por algas costri-formes y oncooidales. El proceso de pseudomorfismo de estas estructuras orgánicas por la variscita se habría producido en la interfase agua-sedimento o durante los primeros estadios de la diagénesis precoz, en la interfase redox y previa descomposición de la materia orgánica. La formación de la variscita, en un primer estadio amorfa (Pa Ho Hsu, 1982), se produciría a partir del H_2PO_4^- liberado por la materia orgánica y del Al^{3+} , en forma de complejos orgánicos y/o inorgánicos solubles, procedentes de la hidrólisis de los minerales de la arcilla. La reacción de precipitación de la variscita sería similar a la comprobada experimentalmente por Gómez-Morales y Rodríguez-Clemente (1990). El pH necesario para la precipitación de la variscita, aproximadamente 3, se habría alcanzado por el aumento de la concentración de ácidos orgánicos, por los propios fluidos hidrotermales aportados a la cuenca, que suelen ser muy ácidos (Valette, 1977) o por la oxidación de sulfuros diseminados en el sedimento" (op. cit., p. 216).

Las mineralizaciones discordantes procederían de la removilización de las anteriores, durante la diagénesis tardía (variscita en fracturas anastomosadas) y/o durante el hidrotermalismo desarrollado en relación con alguna de las fases de fracturación tardihercénicas que afectaron a los materiales de las zonas (variscita en filones de cuarzo).

En base a todo lo expuesto, Moro et al. (1992 b) proponen los siguientes criterios para la prospección de mineralizaciones de variscita: 1) Existencia de materiales silúricos de naturaleza volcano-sedimentaria; 2) Desarrollo de tramos de naturaleza silíceas, concretamente de cherts y/o liditas, anómalos en fósforo, cromo, vanadio y bario; y 3) Existencia de anomalías radiométricas en dichos tramos.

Moro et al. (1992 c) es un trabajo que siguiendo la línea trazada por los de Moro et al. (1991 a, 1992 a) compara las mineralizaciones de variscita del sinforme de Encinasola (Huelva) con las de Zamora. Como en trabajos anteriores se distinguen dos mineralizaciones, una nodular concéntrica interpretada como estratiforme (atribuida a la substitución de estructuras oncolíticas durante una fase diagenética precoz) y otra de carácter epigenético que interpretan como producida por la removilización de la anterior. Las principales novedades respecto a los trabajos anteriores consisten en la presentación de análisis de microsonda electrónica, termogravimétricos y termodiferenciales, todos ellos referidos a fosfatos de Encinasola.

Finalmente, Moro et al. (1992) es una guía de excursión en la que se resumen datos procedentes de los trabajos precedentes de la misma autora.

Como será expuesto más adelante, las mineralizaciones portuguesas descritas por Meireles et al. (1987) no son más que la prosecución de la faja de indicios de la provincia de Zamora, sin solución de continuidad con los indicios españoles.

Sintetizando la anterior recopilación de antecedentes bibliográficos, se observa que la mayor parte de los indicios inventariados en la provincia de Zamora proceden del trabajo de Arribas et al. (1971), incrementándose su número con las aportaciones de IGME (1985), un nuevo indicio, y Esparza (1985), dos nuevos indicios. De hecho las contribuciones originales con posterioridad a trabajo de Arribas et al. (1971) son escasas. Los trabajos desarrollados por Moro y colaboradores corrigen la atribución de las secuencias litoestratigráficas que encajan la mineralización de variscita al Ordovícico (realizada por Arribas et al., 1971, con anterioridad al desarrollo de las cartografías modernas en el sector) llevándola al Silúrico, pero mantienen largo tiempo el error de atribuir las mineralizaciones a un proceso supergénico muy reciente (Mioceno), y sólo comienzan tímidamente a señalar la existencia de una mineralización precoz a partir de Turrión et al. (1989). De hecho, la novedad más llamativa de este último trabajo, consistente en la descripción de estructuras esferulíticas, no lo es en realidad, ya que éstas aparecen caracterizadas, descritas e ilustradas en Arribas et al. (1971). Por lo que se refiere a la génesis de mineralizaciones de variscita por procesos de tipo SEDEX, ya había sido descrita detalladamente y documentada por Gimeno (1986 a; 1987 a, b; 1988; 1989).

Distribución geográfica

En la Tabla 1 aparecen resumidas las características principales de las mineralizaciones de fosfatos aluminicos del sinforme de San Vitero, así como sus coordenadas geográficas, de modo que en el siguiente apartado se hace referencia con especial detalle a las mineralizaciones de Palazuelo de las Cuevas, por su singularidad e importancia, así como por las notables características de las antiguas explotaciones aún reconocibles en los afloramientos.

El reconocimiento sistemático de los indicios conocidos de variscita del sinforme de San Vitero, y la campaña de prospección de nuevas mineralizaciones de estos fosfatos ha demostrado que la presencia de mineralizaciones de variscita estrechamente asociadas a cherts bandeados, en general oscuros y con mineralizaciones nodulares singenéticas de cuarzo-apatito, es muy ubicua a lo largo de la cuenca, y permite enlazar perfectamente las mineralizaciones de la provincia de Zamora con las descritas por Meireles et al. (1987) en el norte de Portugal. En conjunto, esta provincia metalogenética de variscita es indudablemente la mayor y mejor expuesta en todo el dominio de Europa Occidental. En total el número de indicios de variscita reconocidos en nuestro estudio es de cuarenta y uno, es decir prácticamente el triple de los conocidos anteriormente (figura 1).

El yacimiento de Palazuelo de las Cuevas

El alineamiento de colinas de dirección NW-SE situadas a poniente de la población de Palazuelo de las Cuevas está principalmente constituido por cuerpos de

chert bandeado de colores gris claro y negro, con intercalaciones menores de materiales siliciclásticos de espesores variables; en el seno de estos materiales siliciclásticos no se han hallado ni niveles volcánicos en sentido estricto (coladas lávicas o piroclásticas) ni cuerpos constituidos de material epiclástico originados por erosión de cuerpos volcánicos. Localmente aparecen pequeños diques ácidos de cronología incierta atravesando todos estos materiales. En conjunto, se puede señalar que en el sector no aparecen evidencias de actividad volcánica efusiva, ni de erosión de cuerpos volcánicos aflorantes en el fondo de la cuenca marina paleozoica, como pudiera ser por ejemplo el caso de la Formación San Vitero. Los fragmentos clásticos angulosos de cuarzo y otros minerales de pequeño tamaño presentes en los sedimentos siliciclásticos no pueden ser considerados como indicativos de actividad volcánica en estos materiales paleozoicos (Gimeno, 1989). La presencia de niveles de cineritas, frecuentemente citada pero no suficientemente documentada en muchos de los trabajos referidos al sector, no ha podido ser detectada, pero no es rara su presencia en cuerpos de considerable espesor en cuencas paleozoicas semejantes (y en otros sectores del mismo informe de San Vitero), ya que por su naturaleza (depósitos piroclásticos de caída) no suelen presentar relación directa con vulcanismo activo próximo.

En estos cherts bandeados aparece, además de la mineralizaciones fosfáticas de los nódulos de cuarzo-apatito (descrita precedentemente), una mineralización de variscita compleja en cuanto a las diferentes formas en que se manifiesta.

La mineralización principal de variscita aparece principalmente constituyendo el relleno de diferentes fracturillas de disposición irregular, encajando en las litofacies plegadas sinsedimentarias de los cherts bandeados, típicas del sector superior al stockwork (e incluso en éste), véanse las figuras 2 y 3. En los afloramientos se observa que el grosor de los filoncillos de variscita raramente excede 2-3 mm y cuando lo hace suele corresponder a pequeños engrosamientos locales de los filoncillos, sin continuidad lateral.

Al microscopio electrónico se observa en ocasiones que la mineralización está constituida por esferulitos micrométricos de variscita, similares a los descritos por Gimeno (1988) en el Sarrabus (Cerdeña), formados por agrupaciones de cristales laminares, sin dejar porosidad intraesferulítica, aunque entre esferulito y esferulito sí pueda reconocerse la existencia de porosidad de tipo geódica. Normalmente se presentan deformados.

El trazado principal de las antiguas explotaciones corresponde a un rudimentario sistema de zanjas de varias decenas de metros de largo por varios metros de ancho, dispuestas longitudinalmente siguiendo la citada litofacies plegada de los cherts, y llegando a algunos metros de profundidad visible en la actualidad. Cada una de estas zanjas presenta en su salida frontal una voluminosa escombrera, y en algunos sectores de éstas aparecen preferentemente concentrados los fragmentos de chert y rocas siliciclásticas alteradas hidrotermalmente con fragmentos de filonci-

llos de variscita. Este hecho sugiere que, al menos en parte, a medida que se extraían los fragmentos de filones de la zanja eran directamente separados para su estrío en algunos sectores de la escombrera. En algunos frentes de zanja se observa la existencia de restos de filoncillos que fueron reseguídos claramente hacia sectores más profundos. De hecho, en la vertiente norte del Cerro de la Cogolla se han localizado diferentes labores subterráneas, actualmente inaccesibles, semejantes a las halladas en el sector de El Bostal por Esparza (1985).

Un asunto que queda abierto es en qué época han sido explotadas las labores mineras de Palazuelo de las Cuevas. El trabajo de Campano et al. (1987) indica que muy probablemente hubo actividad de extracción en época romana, ya que existen talleres de elaboración en el poblado romano situado en las inmediaciones de la mina. Sin embargo, en el mismo trabajo se denota la presencia de objetos líticos en los ajuares prerromanos. A este respecto, cabe citar que se conocen explotaciones mineras de variscita similares que fueron ya explotadas en la época neolítica, es decir el complejo minero de Can Tintorer (Gavà, Barcelona). A diferencia de Palazuelo de las Cuevas, en estas extensas minas neolíticas no se explotó un sistema de filoncillos, sino diferentes niveles de carácter estratiforme. Sin embargo, desde un punto de vista morfológico el tipo de mineralización es perfectamente comparable por lo que se refiere a técnicas de extracción, ya que los estratos de variscita de Can Tintorer fueron verticalizados durante el desarrollo de la orogenia hercínica y por lo tanto tienen una disposición vertical (y un grosor total) comparable a los filones de Palazuelo de las Cuevas. Los estudios realizados en Can Tintorer (Blasco et al., 1990 a; Fernández Turiel et al., 1990, y trabajos en curso) demuestran que los mineros neolíticos fueron capaces de desarrollar un complejo sistema de cámaras y pilares para la explotación de los niveles de variscita hasta profundidades de al menos una decena de metros, procediendo al entibado de las galerías con buena parte de los estériles de la explotación. Además, estos precursores de la minería tenían un óptimo conocimiento geométrico del yacimiento que explotaban, accediendo a él desde pozos que atravesaban algunos metros de cobertera (suelos y aluviones) antes de llegar a las rocas encajantes de las mineralizaciones, y posteriormente eran capaces de desarrollar galerías de explotación desde un nivel mineralizado yendo a la búsqueda de otros según líneas ortogonales a la traza de la mineralización verticalizada que seguían, es decir, de la forma metodológicamente más correcta.

Los fragmentos de filoncillos que aparecen en las escombreras de las explotaciones mineras de Palazuelo de las Cuevas se diferencian de las mineralizaciones observables en los afloramientos en las siguientes características:

a) La roca encajante preferente ya no es el chert, sino una roca siliciclástica intensamente alterada por un proceso hidrotermal, fosfatizada, y que presenta un color pardo-amarillento.

b) Los filoncillos tienen en general un espesor superior a los 2 mm, y su continuidad lateral es grande, siendo frecuente que se ramifiquen. Es frecuente que el

filón se haya situado en una superficie de debilidad principal de la roca, como puede ser una junta de estratificación, pero las ramificaciones muestran con claridad que se trata de una mineralización epigenética. Este tipo de mineralización fue el preferentemente explotado en los antiguos yacimientos, siendo esto perfectamente deducible tanto de las zanjas y las escombreras visibles, como de la comparación de los productos extraídos de éstas (bloques de las escombreras) con las cuentas de collar y demás objetos líticos hallados en los ajuares arqueológicos.

c) La mineralización suele presentar un color verde más intenso y en ocasiones son muy evidentes las bandas de crecimiento de la variscita, con zonación simétrica a ambos lados del filón en diferentes tonos de color verde.

De lo anteriormente descrito podemos inferir que la parte superficial de la mineralización visible en afloramiento, constituida por finas películas de variscita que tapiza fracturas diagenéticas precoces del chert en una amplia extensión lateral (varios metros) perpendicularmente al eje de los cuerpos de chert, y a lo largo de cientos de metros paralelamente a dicho eje, pasa en profundidad a concentrarse en unas fracturas mayores y menos dispersas lateralmente, que encajan principalmente en el seno de los materiales siliciclásticos subyacentes a los cherts bandeados. La anatomía de esta mineralización es en todo semejante y comparable a la descrita en la localidad tipo de Serra Is Carradoris, Sarrabus, SE de la isla de Cerdeña, Italia (véanse las figuras 2 y 3).

La mayor diferencia entre esta mineralización principal (que no única) de Palazuelo de las Cuevas y la de Serra Is Carradoris (Sarrabus) es que en Palazuelo de las Cuevas la mineralización de variscita en fracturas muestra una vistosa recristalización orientada, producida por el desarrollo de una esquistosidad penetrativa relacionada con el desarrollo de la orogenia hercínica (apenas reconocible en el chert encajante), mientras que en el Sarrabus esta mineralización no está afectada por este proceso y presenta una textura esferulítica y/o bandeada, típica de una cristalización en fractura abierta a partir de un fluido, producida durante un proceso hidrotermal. En este sentido, podemos suponer que la textura original de la mineralización de Palazuelo de las Cuevas no debió diferir en mucho de la que presenta la del Sarrabus.

En el sector de los yacimientos explotados de Palazuelo de las Cuevas existen al menos otras tres mineralizaciones de variscita diferentes de la descrita. En primer lugar puede citarse la existencia de texturas esferulíticas de variscita en las mineralizaciones que podrían corresponder a mineralizaciones diagenéticas nodulares estratoligadas comparables a las existentes en Can Tintorer, (Gavà, Barcelona). Estas mineralizaciones son volumétricamente insignificantes respecto a las epigenéticas, y su significado genético es dudoso, ya que no aparecen bien representadas en los afloramientos.

El tipo más llamativo, aunque también poco importante volumétricamente en comparación a la anteriormente descrita, consiste en variscita microcristalina de

color verde manzana a verde intenso, que rellena cavidades geólicas (10 cm de dimensión máxima) de filones hidrotermales de cuarzo lechoso, subverticales, de dirección NW-SE, tardi-hercínicos. La variscita puede ir acompañada de crandallita, que en ocasiones llega a ser predominante. A veces se observa una nueva cristalización de cuarzo que es posterior a los fosfatos.

Existe un tercer grupo de mineralizaciones de cronología dudosa, ya que normalmente no presentan los efectos de la tectónica hercínica. Aparecen asociadas a las mineralizaciones del primer tipo, presentan un carácter micronodular esférico, con local asociación de los nódulos en texturas de tipo "orb", y en general representan una sustitución total de los materiales siliciclásticos que contienen la mineralización principal de Palazuelo de las Cuevas (epigenética pre-esquistosa). Como se indicó en el capítulo de antecedentes sobre las mineralizaciones de variscita, estas texturas indeformadas se conocen desde el trabajo de Arribas et al. (1971), y han sido recientemente reinterpretadas como sustitución diagenética de oncolitos (Moro et al., 1992 b).

El estudio petrográfico que hemos llevado a cabo demuestra con claridad que en el caso de representar una sustitución no se trataría de cuerpos de tipo oncolítico, ya que como es bien conocido estos constituyentes sedimentarios de precipitación bioinducida tienen unas características texturales totalmente diferentes (Augustitis, 1982; Adams et al., 1984; etc.); por otra parte la presencia de oncolitos en el contexto sedimentario estudiado parece totalmente fuera de razón. Algunos de estos cuerpos nodulares concéntricos y/o esferulíticos recuerdan notablemente a las mineralizaciones diagenéticas precoces de variscita-strengita preesquistosas de Can Tintorer (Gavà), pero en el caso de representar un análogo producto de sustitución diagenética intrasedimentaria deberían aparecer como aquellos afectados por la deformación penetrativa hercínica (esquistosidad). Al no presentar claras evidencias de esta deformación no se descarta la posibilidad de que la mayoría de estos cuerpos sean pisolitos diagenéticos tardíos ligados al proceso de alteración supergénica reciente de las mineralizaciones de fosfatos aluminicos hidratados, semejantes a los descritos en perfiles edáficos recientes (Viellard et al., 1979). Es común la presencia de wavellita en estos nódulos.

Por último, existe otro tipo de mineralización de variscita fácilmente distinguible de los anteriores en Palazuelo de las Cuevas. Se trata de mineralizaciones supergénicas de paragénesis variadas (colofana, variscita, crandallita, turquesa, wavellita, etc.) desarrolladas, por lo general en forma de pátinas, directamente sobre los dos tipos anteriores y generadas claramente a sus expensas, sin evidencias de haber sufrido la deformación hercínica. El volumen total de estas mineralizaciones es muy pequeño, pueden haber sido explotadas ocasionalmente al extraer las anteriores, pero es bastante improbable que fueran apreciadas dada su porosidad y su carácter muy friable.

Comparación del yacimiento de Palazuelo de las Cuevas con otros de Europa Occidental

A continuación se exponen algunos criterios que pueden ayudar a distinguir las mineralizaciones de variscita de Europa Sudoccidental y que pueden eventualmente proporcionar una información muy valiosa sobre el yacimiento del que hipotéticamente procede la variscita con la cual han podido ser elaborados una cuenta de collar o cualquier otro objeto lítico arqueológico.

1. La principal diferencia de Can Tintorer (Gavà, Barcelona) con los yacimientos conocidos en el SE de la isla de Cerdeña (Sarrabus) y con los del sinforme de San Vitero y el N de Portugal es que la mineralización predominante es de tipo estratiforme, mientras que en las otras localidades predominan las mineralizaciones epigenéticas de relleno de fracturas.

2. Un segundo rasgo que en parte permite distinguir las mineralizaciones consideradas es la existencia de evidencias de una deformación de la mineralización original, ligada a la tectónica regional y a un metamorfismo dinamo-térmico de bajo grado producido durante el desarrollo de la orogenia hercínica, que en mayor o menor grado ha afectado a los diferentes sectores variscíticos de Europa Sudoccidental. Así, las mineralizaciones del Sarrabus no muestran evidencias de deformación, mientras que en Zamora la mayor parte (consistentes en el relleno de fracturas) presentan los efectos de la deformación hercínica. Por su parte en Can Tintorer, además de las muestras deformadas de la mineralización estratiforme (volumétricamente predominantes), existen algunas mineralizaciones de variscita (tanto nodulares como en fractura) no deformadas, hecho que complica la interpretación textural. En resumen, la inexistencia de deformaciones afectando la mineralización tiene un significado diverso en los diferentes yacimientos de variscita: en el Sarrabus refleja unas condiciones geológicas locales que la preservaron de la deformación durante el desarrollo del orógeno hercínico, mientras que en Zamora y Can Tintorer evidencia la existencia de diferentes ciclos de mineralización, siendo los últimos (no deformados) de menor importancia y meras removilizaciones de la mineralización inicial (deformada).

3. En el Sarrabus y Zamora se han observado esferulitos micrométricos (sin porosidad interna y constituidos por cristales laminares de variscita) en las mineralizaciones de relleno de fracturas (observables al microscopio electrónico, véase Gimeno, 1988). Es corriente la existencia de porosidad interesferulítica. Estas microestructuras hidrotermales primarias aparecen deformadas en Zamora.

4. La existencia de nódulos milimétricos a centimétricos diagenéticos precoces de diferentes tipos, afectados por la deformación hercínica, es relativamente característica de la mineralización de Can Tintorer (Blasco et al. 1990 a,b; Fernández Turiel et al. 1990; y Gimeno et al., en desarrollo), donde resiguen los lechos sedimentarios afectados al igual que éstos por la esquistosidad hercínica. En Zamora existen nódulos diagenéticos precoces similares a algunos de los presentes en Can Tintorer, mientras que en Cerdeña no se conocen.

5. En Palazuelo de las Cuevas se presentan nódulos diagenéticos tardíos (post-deformación), tienen dimensiones centimétricas y aunque pueden presentar una estructura radial, las placas que la componen normalmente no son cristales planares simples sino asociaciones complejas de cristales de variscita y, frecuentemente, de wavellita y crandallita, que muestran una importante porosidad entre ellas, a veces ocupada parcialmente por otros minerales. Este tipo de mineralización también se ha reconocido en Can Tintorer, donde se ha observado que la porosidad en ocasiones se rellena por cristalizaciones aciculares de aragonito.

MODELO GENÉTICO DE LAS MINERALIZACIONES FOSFÁTICAS ZAMORANAS

En el sinforme de San Vitero, las mineralizaciones fosfáticas (nódulos cuarzo-apatíticos y mineralizaciones de variscita) aparecen asociadas a los cuerpos de chert bandeado que jalonan el margen de la cuenca en la que se sedimentaron los depósitos grauwácquico-pelíticos silúrico-devónicos de la Formación San Vitero, representando zonas de paleoaltos del fondo marino de la cuenca, respecto al centro de ésta (figura 4).

El importante volumen de depósitos grauwácquico-pelíticos que ocupan el centro del sinforme de San Vitero, representa una notable paradoja en la posible interpretación de la interacción del volcanismo con la sedimentación de la cuenca. Es evidente que buena parte de los materiales distinguidos en este sector proceden del desmantelamiento de productos volcánicos de composición similar a la que presentan las rocas metavolcánicas ácidas intercaladas en la secuencia siluro-devónica. Sin embargo, el volumen de afloramiento de rocas volcánicas disponible para su erosión es muy reducido en comparación con el volumen de materiales epiclásticos acumulados.

Los materiales volcánicos de composición ácida o intermedia susceptibles de proporcionar un volumen notable de epiclastitas de las características de los presentes en el Silúrico medio-superior y Devónico inferior del sinforme de San Vitero son principalmente domos de dimensiones kilométricas, con bordes vítreos ácidos y sectores centrales meso- u holocristalinos, generalmente porfíricos de grano grueso (Gimeno 1989, 1990). Los fenocristales presentes en las facies porfídicas (cuarzo, feldespato potásico peritítico, más raramente ortosa, oligoclasa-andesina, biotita y hornblenda) de grano grueso y la mesostasa vítrea desvitrificada (pavimentos microcristalinos de cuarzo y feldespato potásico) son los que aparecen como fragmentos de cristales, y chert, por separado, o bien como fragmentos líticos de mesostasa desvitrificada, al realizar el estudio petrográfico de las grauwackas. Del mismo modo aparecen reflejados los minerales accesorios comúnmente presentes en las rocas volcánicas (apatitos, zircones, turmalinas, esfenas, etc.) más resistentes a la abrasión.

Los equivalentes piroclásticos de los domos podrían proporcionar un material análogo al anteriormente citado, con la salvedad de que deberían aparecer vestigios de pumitas en mayor o menor medida en las epiclastitas, comparables a las que aparecen en las ignimbritas, hecho que no ha sido detectado, lo que nos hace suponer que no es frecuente. Por otra parte, a diferencia de lo que sucede en el caso de los domos, en los que el mismo crecimiento de la estructura volcánica favorece su erosión sobre el fondo marino y la génesis de las epiclastitas, en el caso de las ignimbritas su depósito y la consiguiente soldadura tienden a litificar firmemente la mayor parte del cuerpo ignimbrítico, y en particular el que se caracteriza por contener mayor presencia de cristales de grandes dimensiones.

El cálculo del volumen de materiales epiclásticos acumulados realmente es complejo, ya que al aparecer intensamente plegado el sinforme según un eje de dirección NW-SE y las grauwackas constituir el centro de éste, podría suponerse que buena parte de este depósito grauwackico ha sido erosionado. Sin embargo, el estudio realizado muestra que la cuenca de sedimentación del cuerpo de grauwackas aparece limitado por dos familias de fracturas de dirección (actual) aproximada NW-SE y E-W. Se trata de fracturas de zócalo que constituyen puntos de debilidad de la corteza, por lo que han jugado repetidas veces en el curso de la historia geológica de la región (por ej., la dirección NW-SE es el que controló el emplazamiento del batolito de Ricobayo unos kilómetros al sur, Fernández Turiel, 1987).

La importante concentración de domos del sector de Figueruela aparece controlada por la intersección de la fractura principal de dirección NW-SE del límite occidental de esta cuenca "grauwackica" con la fractura de dirección E-W que limita dicha cuenca por su sector septentrional. La morfología de la cuenca parece corresponder claramente a una situación tensional regional senextra con desarrollo a lo largo de la lineación NW-SE, que es la principal en la formación de la cuenca; la morfología de ésta antes del desarrollo de la compresión hercínica corresponde a una distensiva local dentro de la zona de cizalla regional, de morfología sigmoidal. La disposición de algunos de los domos de planta elíptica del sector de Figueruela en dirección E-W en las inmediaciones de la citada fractura E-W límite norte de la cuenca denota que la ascensión de los magmas también estuvo controlada directamente por la citada fractura, por lo menos en los tramos corticales más superficiales.

La cuenca de sedimentación de las grauwackas se caracterizó por un fondo irregular, controlado preferentemente por la presencia de fracturas menores de dirección NW-SE, activas durante el depósito de los materiales. En cuencas siliciclásticas generadas en estas condiciones se observa que el espesor aparente de los materiales siliciclásticos es mucho mayor que el real, ya que los sectores que en un momento del desarrollo de la cuenca juegan como microhorst sucesivamente pueden hacerlo como micrograbén, de modo que los depósitos siliciclásticos de intracuenca se retrabajan frecuentemente en forma de "debris-flow", acumulaciones de deslizamientos y pliegues intraformacionales, etc. (Gimeno 1985, 1989). Muchos de los depósitos siliciclásticos

generados en las zonas de talud de un microhorst se depositan ya sobre paleopendientes de moderada o notable inclinación; se entiende por lo tanto que siendo sometidos a posteriori a una importante compresión durante la estructuración del orógeno hercínico de carácter perpendicular a la dirección de los estratos aparezcan en afloramiento muy verticalizados, con polaridades tanto normales como invertidas.

Quiroga (1982) y otros autores han indicado la presencia de aportes detríticos desde el NW hacia el SE, basándose principalmente en el estudio de las paleodirecciones de corriente registradas en los materiales turbidíticos en diferentes sectores de la cuenca, donde el grado de afloramiento consiente un estudio de estas características. Es evidente que este tipo de aportes han existido, pero no sólo procediendo de tal dirección, ya que desde todos los márgenes de la cuenca existía una canalización del drenaje de detríticos hacia el centro de ésta. Este hecho es particularmente patente en numerosas secciones del margen oriental de la cuenca, donde los materiales grauwáckicos contienen gran cantidad de clastos centimétrico-decimétricos de materiales siliciclásticos intra-sinclinal de San Vitero, pero externos a la cuenca grauwáckica; muchos de ellos son clastos blandos, no litificados totalmente en el momento del depósito.

Existe una evidente exclusión espacial entre los depósitos de chert bandeado, muy ubícuos a lo largo de todo el Silúrico en la cuenca, y los depósitos grauwáckicos; de hecho es esta exclusión espacial la que hace que podamos distinguir cartográficamente la unidad grauwáckica con facilidad, ya que ésta está lejos de aparecer constituida exclusivamente por grauwackas de grano grueso y presenta igualmente gran cantidad de materiales siliciclásticos de grano fino indistinguibles de las facies análogas del resto de formaciones del sinforme. La naturaleza y disposición de estos cherts (véase más adelante) hace que los identifiquemos con facilidad como productos generados a partir de geles bandeados, y que interpretemos su origen como exhalitas radicadas a lo largo de fracturas sinsedimentarias relacionadas con actividad geotérmica y volcanismo (Gimeno, 1989). La relación estrechísima entre volcanismo y génesis de los cherts está particularmente bien manifiesta en los sectores en los que el volcanismo aparece bien representado, y en particular en el sector al oeste de Figueruela de Arriba.

Dentro de este modelo genético, podemos distinguir dos tipos de cherts bandeados, los que aparecen radicados directamente sobre fracturas sinsedimentarias (en general sobre microhorsts compartimentados a su vez en escalones, o en los taludes de éstos) y aquellos que lo hacen en forma de cuerpos deslizados y plegados sinsedimentariamente con anterioridad a su litificación (Gimeno, 1986 a y b). La disposición de las masas de cherts se caracteriza en los cuerpos radicados por una morfología lenticular en sección, y por un carácter elongado que resigue la estructura (microhorst) sobre la que reposa, de modo que se pueden considerar como unos óptimos indicadores de estructuras de fractura sinsedimentaria y como unos indicadores indirectos de la existencia de magma (en general ácido) en profundidad.

Los cherts bandeados, directamente relacionados con las mineralizaciones fosfáticas, presentan las características propias de una sedimentación de origen químico

producida a partir de procesos de tipo sedimentario-exhalativo (también conocidos con el acrónimo SEDEX). De hecho, la formación de depósitos de chert sedimentario en la naturaleza es un proceso relativamente difícil; en el caso que nos ocupa las características sedimentológicas del depósito indican que se trata de la superposición de geles silíceos estratificados, mientras que la zonación de litofacies presentes en el chert indica que corresponden a depósitos desarrollados longitudinalmente a lo largo de una antigua fractura activa, con facies intensamente plegadas y radicadas en un sistema de fracturas igualmente alineadas sobre la fractura principal (estructura en stockwork); este stockwork presenta un relleno predominante constituido por material silíceo. A ambos extremos de este sistema en stockwork y su equivalente superficial de facies plegadas aparecen cuerpos estratificados de cherts, análogos a los de la zona de raíz y sin presentar pliegues, de modo que su extensión lateral suele ser bastante más reducida que la longitud de la fractura. El resultado es el carácter elongado de los cuerpos de chert bandeado, en el sentido de la fractura sinsedimentaria que ha controlado el acceso de las salmueras ricas en sílice al fondo marino.

Todas estas características de los cuerpos de chert bandeados han podido ser establecidas con claridad en la cuenca paleozoica del Sarrabus, en donde aparecen en un contexto geológico preservado de las deformaciones producidas durante el desarrollo del orógeno hercínico europeo; por lo tanto, se ha podido discriminar con claridad el origen sinsedimentario de los pliegues presentes en las zonas de raíz de los cherts, y distinguirlos igualmente de los pliegues sinsedimentarios producidos por deslizamiento de los cherts estratificados en avanzado estado de litificación a lo largo de paleovertientes, que no son sino taludes de pequeños horsts de la cuenca, creados por la misma actividad de las fracturas sinsedimentarias (Gimeno, 1986 b, 1989).

En el caso del informe de San Vitero, esta identificación se complica dado que los cherts, como el resto de los materiales de la cuenca marina paleozoica, han sufrido los efectos de una tectónica polifásica hercínica que ha originado diferentes pliegues y deformaciones penetrativas en el seno de los estratos. Sin embargo existen diferentes criterios diagnósticos para distinguir el carácter primario de muchos de los pliegues presentes en las zonas de raíz de los cherts, como pueden ser: la presencia de deformaciones y pliegues en los nódulos de cuarzo-apatito singenéticos presentes en los cherts, algunas de las cuales (boudinage, fractura, etc.) no aparecen en las liditas que los contienen; el carácter disarmónico de los pliegues de las zonas de raíz, fácilmente identificable en un estudio de tipo mesotectónico; la presencia de megaclastos de chert plegado en el seno de la secuencia siliciclástica que no presenta el mismo plegamiento, etc.

Las mineralizaciones primarias de variscita tienen un carácter epigenético y aparecen espacialmente asociadas a las zonas de raíz de los cuerpos de chert bandeado, al igual que los stockworks silíceos y diferentes bandas de alteración hidrotermal (véanse figs. 2 y 3). Por este motivo han sido interpretadas como producto de una actividad hidrotermal de baja temperatura y clasificadas como SEDEX.

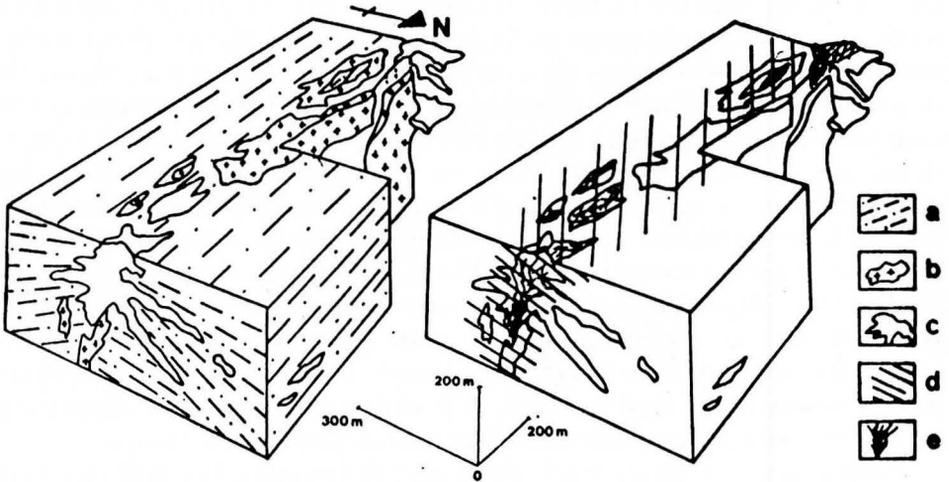


Fig. 2. Bloque-diagrama que resume la disposición de las mineralizaciones fosfáticas singénicas y epigenéticas en el sector de Serra Is Carradoris en el Sarrabus Central, Cerdeña, Italia (Gimeno, 1988). Izqda.: Relaciones espaciales entre materiales siliciclásticos (a), diques ácidos (b) y liditas radicadas con mineralizaciones fosfáticas singénicas (c). Dcha.: disposición de la alteración hidrotermal (d) que acompaña a la mineralización epigenética de variscita (e).

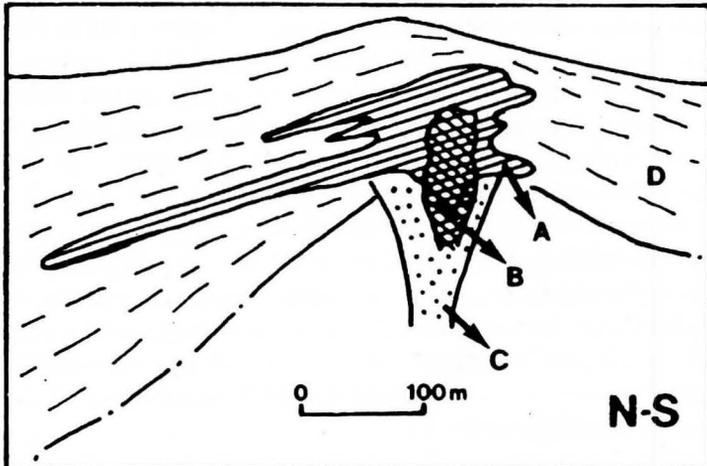


Fig. 3. Disposición relativa de las mineralizaciones fosfáticas (Gimeno, 1989). A/ Liditas fosfáticas con nódulos de apatito (mineralización estratiforme). B/ Mineralizaciones de variscitas filonianas (sector inferior) y pátinas y encostamientos en stockwork (sector superior). C/ Stockwork silíceo y zona de alteración hidrotermal. D/ Materiales siliciclásticos. Esquema inspirado en el afloramiento de Serra Is Carradoris, Sarrabus Central.

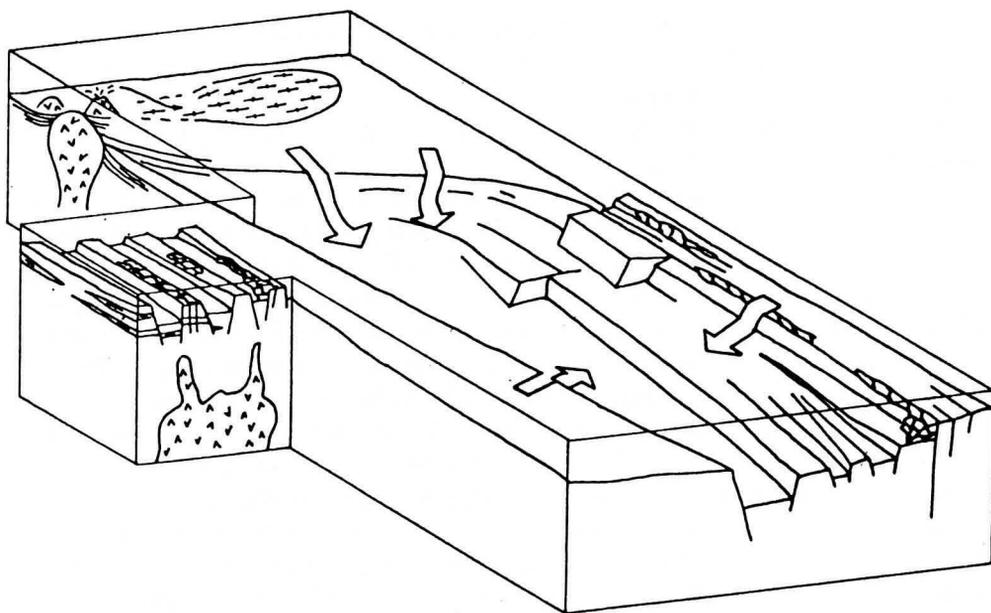


Fig. 4. Bloque diagrama interpretativo de la actividad tectono-sedimentaria y volcánica en el sinforme de San Vitero durante el Silúrico y Devónico. Idéntica leyenda que en la figura 1.

Recientemente Gómez Morales & Rodríguez Clemente (1990) han sintetizado artificialmente variscita en medio hidrotermal a baja temperaturas (80°C , 1 atmósfera de presión), hecho que confirma experimentalmente las observaciones realizadas en medios naturales.

CONCLUSIONES

La mayor parte de las mineralizaciones fosfáticas zamoranas, que se sitúan ubicuamente a lo largo del Sinforme de San Vitero, consisten en mineralizaciones epigenéticas constituidas por variscita tapizando fracturas diagenéticas mas o menos precoces en el seno de cherts bandeados con nódulos de cuarzo-apatito; presentando en general todos estos materiales los efectos de la deformación hercínica.

Todo este conjunto de indicios es interpretado como el producto de una actividad sedimentario-exhalativa (SEDEX), en el que la génesis de los cherts, los nódulos de apatito y las mineralizaciones epigenéticas es indisoluble. El origen de los volúmenes considerables de sílice implicados en la génesis de los cherts está con toda probabilidad asociado a sistemas hidrotermales, en un contexto de flujo térmico anómalamente alto, relacionados con diques y criptodomas ácidos subaflorantes a los cuerpos de chert o, en un sentido más amplio, a la actividad magmática intra-

paleozoica. Los fluidos hidrotermales probablemente procedieron en su mayoría del agua contenida en los sedimentos, aún poco consolidados, sin que se pueda excluir un aporte parcial por parte de los magmas.

Es razonable pensar que los fluidos hidrotermales que circulaban en niveles tan someros (los sedimentos siliciclásticos inconsolidados) llegaran a efluir sobre el fondo marino. La consecuencia directa sería la llegada al fondo marino de una disolución acuosa a temperatura sensiblemente mayor que la del fondo, y con un pH, Eh, densidad y composición presumiblemente bastante diferentes de los del agua marina. El marcado contraste entre el agua marina y el fluido hidrotermal debió producir una rápida precipitación de los elementos transportados por el fluido hidrotermal, y una mezcla más o menos rápida del fluido restante con el agua marina; procesos análogos han sido reconocidos directamente en la actualidad en los fondos oceánicos.

En estas condiciones los elementos precipitados se diferencian gravitativamente del resto del fluido y se depositan (frecuentemente en forma de lodos o geles de mineralogía más o menos inestable) en las inmediaciones del efluente hidrotermal, desarrollando un montículo de rápido crecimiento. Esta interpretación explica el tipo de depósito (gel rápidamente litificado), su carácter rítmico (pulsaciones en la tasa de efluencia, análogas a las actualmente conocidas en los geisers subaéreos), y la mayor acumulación de geles en el sector inmediato a la zona de efluencia, lo que condiciona la morfología de los cuerpos silíceos, pudiendo incluir la existencia de una zona de raíz con cherts bandeados subverticales.

Las mineralizaciones epigenéticas de variscita que rellenan las fracturas diagenéticas precoces están presumiblemente relacionadas con actividad hidrotermal de baja temperatura, y aparecen normalmente restringidas a la zona de asentamiento o raíz del cuerpo principal de lidita sobre una fractura sinsedimentaria activa, mientras que las mineralizaciones de apatito en nódulos sinsedimentarios o diagenéticos precoces tienen un desarrollo espacial mucho menos restringido, apareciendo tanto intensamente deformadas en los sectores de raíz de los cuerpos de chert bandeado (muy plegados por procesos sinsedimentarios y/o exhalativos) como en morfologías elipsoides en las expansiones horizontales de los cherts situados en los alrededores de las zonas de raíz. Las características sedimentológicas y texturales de los nódulos de cuarzo-apatito indican que probablemente existían zonas enriquecidas en fosfato dentro de la misma salmuera hidrotermal que generaba los cherts.

En algunos sectores (por ej., Bercianos, Palazuelo de las Cuevas, etc.) la actividad del campo hidrotermal fue más intensa y su quimismo más variado, con la aparición de otros fosfatos (por ej., turquesa) y en general con mayores espesores de las mineralizaciones epigenéticas en las zonas de raíz.

La presencia de mineralizaciones nodulares más o menos coalescentes (texturas orb) que claramente substituyen la roca en la que se instalan (y son afectadas por la deformación hercínica) ha de ser atribuida a un fenómeno diagenético precoz, más o menos contemporáneo a los anteriores.

Con posterioridad a la orogenia hercínica, que generó deformaciones penetrativas (esquistosidad) a escala regional afectando a todas estas mineralizaciones, se produjo una actividad hidrotermal a favor de fracturas, en el seno de las cuales aparecen minerales como la variscita y la crandallita, en cuerpos microcristalinos muy homogéneos, rellenando cavidades de fractura y habiéndose depositado en general después de una mineralización idiomórfica de cuarzo. Esta mineralización es de tipo claramente hidrotermal, no está afectada por la deformación penetrativa hercínica, y ha de considerarse como un producto hidrotermal de baja temperatura claramente tardi-tectónico. Es difícil concretar su edad con más precisión.

Finalmente, ya mucho más posteriormente se formaron las mineralizaciones de variscita, wavellita, etc., de un origen claramente supergénico, y en algunas ocasiones presentando un carácter fibroso-radiado o de concreciones. Estas mineralizaciones pudieran estar asociadas a una superficie de rubefacción miocena, o ser incluso más modernas. Es difícil de establecer cuales fueron los mecanismos de removilización de los fosfatos en tiempos tan modernos, pero las texturas de las mineralizaciones permiten postular como más verosímil la disolución y reprecipitación de fosfatos aluminicos hidratados que cualquier otro proceso (por ej., que la removilización del fosfato existente bajo la forma de apatito). Los estudios de alteración realizados sobre perfiles actuales indican con claridad que la formación de la variscita a partir de otros productos que no sean fosfatos hidratados no es fácil, apareciendo entre las zonas caracterizadas por la presencia de crandallita y wavellita, en las que el cuarzo presente ha sido ampliamente corroído o totalmente disuelto (Viellard et al., 1979).

En resumen, las mineralizaciones de variscita del sinforme de San Vitero pueden clasificarse como pertenecientes a tres grandes grupos: a) mineralizaciones sedimentario-exhalativas (SEDEX) singenéticas, afectadas por la deformación hercínica, y presumiblemente ligadas de un modo indirecto a la presencia de importante actividad magmática en la cuenca sedimentaria; representan la introducción en el sistema del fosfato que forma la práctica totalidad de las mineralizaciones; b) mineralizaciones de tipo hidrotermal, microcristalinas, volumétricamente poco importantes pero muy significativas por la presencia de masas relativamente grandes respecto a las anteriores (a relacionar en algunos casos con la existencia de grandes objetos de variscita en hallazgos de ajuares o enterramientos arqueológicos); c) mineralizaciones supergénicas, en general muy poco significativas excepto en los sectores en los que ya existía un stock metálico muy importante (del tipo a); durante este proceso se generan minerales algo más raros (por ej., wavellita).

Los criterios para el hallazgo de nuevas mineralizaciones en la cuenca, y en otras semejantes, se basan principalmente en una detallada reconstrucción de los procesos volcano-sedimentarios desarrollados en ésta, y los controles más significativos son los cherts bandeados de tipo exhalativo. Como ya se ha indicado, éstos no constituyen cuerpos homogéneos, sino que es preciso la correcta identificación de cada una de las litofacies presentes para poder llegar a reconocer las zonas sus-

ceptibles de contener mineralizaciones. Este estudio es interesante no sólo por lo que se refiere a la variscita, ya que pueden existir en estas cuencas otras mineralizaciones (sulfuros masivos, plata, oro, etc.) con un importante potencial económico.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro agradecimiento al Instituto de Estudios Zamoranos "Florián de Ocampo" por la Ayuda a la Investigación concedida para la realización del presente trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADACHI, M; YAMAMOTO, K. y SUGISAKI, R. (1986): "Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: their regional significance as indication of ocean ridge activity". *Sed. Geology*, 47, pp. 125-148.
- ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S. y GUILFORD, C. (1984): "Atlas of sedimentary rocks under the microscope", Longman, 104 pp.
- ANCOECHA, E.; ARENAS, R.; BRÄNDLE, J. L.; PEINADO, M. y SAGREDO, J. (1988): "Caracterización de las rocas metavolcánicas silúricas del Noroeste del Macizo Ibérico" *Rev. Geociencias*, vol. 3, fasc. 1-2, pp. 23-34.
- ARRIBAS, A.; GALÁN, E.; MARTÍN-POZAS, J. M.; NICOLAU, J y SALVADOR, P. (1971): "Estudio mineralógico de la variscita de Palazuelo de las Cuevas, Zamora (España)". *Studia Geologica*, 2, pp. 115-132.
- AUGUSTITIS, S. S. (1982): "Atlas of the sphaeroidal textures and their genetic significance". 329 pp. Theophrastus Publications S.A., Athens.
- BARD, J. P.; BURG, J. P.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1980): "La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques". *Mém. B.R.G.M.*, 108, pp. 233-246.
- BLASCO, A.; EDO, M.; FERNÁNDEZ TURIEL, J. L.; GIMENO, D.; PLANA, F. y VILLALBA, J. (1990 a): "Caracterització de la variscita i altres fòsfats del complex miner de Can Tintorer: establiment de les xarxes comercials de les pedres semiprecioses a Catalunya durant el Neolític", (1990), 81 pp. Informe para la Fundació Caixa de Catalunya.
- BLASCO, A.; EDO, M.; FERNÁNDEZ TURIEL, J. L.; GIMENO, D.; PLANA, F. y VILLALBA, J. (1990 b): "Aplicación de técnicas geológicas al estudio de materiales arqueológicos: el ejemplo de las cuentas de variscita catalanas y del complejo minero de Can Tintorer (Gavà, Barcelona)". *Resúmenes de la Reunión Nacional de Geoarqueología*, Barcelona 1990, pp. 39-40.
- CAMPANO, A.; RODRÍGUEZ, J. A. y SANZ, C. (1985): "Apuntes para una primera valoración de la explotación y comercio de la variscita en la meseta norte". *Anuario 1985 del Instituto de Estudios Zamoranos "Florián de Ocampo"*, pp. 13-22.
- CORTÁZAR, D. (1874): "Datos geológicos de la Provincia de Zamora". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, I, pp. 291-297.
- ESCOSURA, L. de la (1846): "Descripción de las minas de la provincia de Zamora". 39 pp. y 2 lám. Imprenta de Corrales y Compañía.
- ESPARZA ARROYO, A. (1985): "Los castros de la Edad del Hierro en el borde Nor-occidental de la cuenca del Duero". Tesis Doctoral inéd., Universidad de Valladolid.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): "Descripción geognóstica y minera de la provincia de Zamora". *Bol. Of. Minas*, 12 (15 de Octubre).
- FERNÁNDEZ TURIEL, J. L. (1987): "Aspectos geológicos y metalogenéticos del Batolito de Ricobayo y Complejo de Villaseco - Pereruela y sus mineralizaciones estanníferas asociadas (Zamora)". Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona. 307 pp.

- FERNÁNDEZ TURIEL, J. L.; GIMENO, D.; PLANA, F.; BLASCO, A.; EDO, M. y VILLALBA, J. (1990): "Estudio de las mineralizaciones fosfáticas del complejo minero neolítico de Can Tintorer (Gavà, Barcelona) y comparación con las cuentas procedentes de ajuares arqueológicos". *Bol.Soc.Esp.Mineralogía*, 13-1, pp. 86-87.
- FERNÁNDEZ TURIEL, J. L.; GIMENO, D.; PLANA, F. & SISTU, G. (1992): "The variscite mineralizations of Southwestern Europe: available data". In I.Rábano & J.C.Gutiérrez-Marco (Eds), *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 1, pp. 70-71.
- FORESTIER, F. H.; LASNIER, B. y L'HELGOUACH, J. (1973): "Découverte de minyulite en échantillons spectaculaires, de wavelite et de variscite dans les phnites siluriens près de Pannecé (Loire-Atlantique)". *Bull.Soc.fr.Minér. Cristallogr.*, 96, pp. 67-71.
- GIL IBARGUCHI, I.; JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J., (1983): "Los rasgos estructurales generales de la parte NO de la Zona Centro-ibérica". In: Libro Jubilar J.M. Ríos. *Geología de España*, I, pp. 612-630. IGME. Madrid.
- GIMENO, D. (1985): "Un modelo en el Paleozoico Sardo y su aplicación a la investigación geológica y minera en Cataluña", *Rev.Inv.Geol.*, 41, pp. 5-15.
- GIMENO, D. (1986 a): "Phosphate ores (apatite, variscite) of sedex-type in Palaeozoic siliciclastic shelves: an example from Sarrabus region, SE Sardinia, Italy" in I.G.C.P. n. 233 ed. *Proceedings Int.Conf. Iberian Terranes and their regional correlation*, p. 95, Oviedo.
- GIMENO, D. (1986 b): "Características sedimentológicas y tipología de pliegues sinsedimentarios en lidadas: el ejemplo de la plataforma siliciclástica paleozoica del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia)". *Acta Geologica Hispanica*, 21-22 (1), pp. 185-194.
- GIMENO, D. (1987 a): "Exhalites related to hydrothermal vents: some palaeozoic examples". *Terra Cognita*, 7 (2-3), p. 191.
- GIMENO, D. (1987 b): "Estudio textural y microquímico de mineralizaciones fosfatadas paleozoicas de origen sedimentario-exhalativo (Sedex)" *Boletín Sociedad Española de Mineralogía*, 10-1, pp. 30-31.
- GIMENO, D. (1988): "Contribución al conocimiento mineralógico y textural de rocas silíceo-fosfatadas paleozoicas: el ejemplo del Sarrabus (Sudeste de la isla de Cerdeña, Italia)". *Bol.S.E.M.*, 191-201.
- GIMENO, D. (1989): "Estudio geológico y metalogenético de los materiales de la cuenca paleozoica de la región del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia). Aplicación de los modelos elaborados en la prospección de recursos minerales en la prospección de recursos minerales en el ámbito del Mediterráneo Noroccidental" Tesis doctoral inéd. Univ. de Barcelona, 937 pp. + 1 mapa geológico 1:50.000.
- GIMENO, D. (1992): "El volcanismo ácido calcoalcalino paleozoico de la región del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia): crecimiento de domos en ambiente subacuático e interacciones con la sedimentación siliciclástica". *Actas de las Sesiones Científicas, III Congreso Geológico de España. Volumen I*, pp 432-436.
- GIMENO, D.; MARINI, C. y SISTU, G. (1988): "Le mineralizzazioni a variscite del Sarrabus (Sardegna SW)", *Convegno "La microsonda ionica nelle Scienze della Terra"*, Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Pavia 1-2 giugno 1988, p. 69.
- GÓMEZ MORALES, J. y RODRÍGUEZ CLEMENTE, R. (1990): "Síntesis de fosfatos de aluminio en soluciones acuosas diluídas". *Bol.S.E.M.*, 13, pp. 1-9.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. y WILLIAMS, P. F. (1981): "Geología estructural". Edic. Omega, Barcelona, 518 pp.
- HUET DE B. GONÇALVES, A. A. y REIS, M. L. (1982): "Estudo mineralógico de elementos de adorno provenientes de estações arqueológicas portuguesas". *Portugalia, Nova Série, Volume II/III*, pp. 3-18.
- IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981): "Position stratigraphique de la formation "Olo de Sapo" dans la région de Zamora (Espagne)-Miranda do Douro (Portugal)". *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, 67, pp. 141-146.
- IGLESIAS, M.; RIBEIRO, M. L. y RIBEIRO, A. (1983): "La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular". In: Libro Jubilar J.M. Ríos. *Geología de España*, I, pp. 459-467. IGME. Madrid.
- IGME (INSTITUTO GEOLÓGICO y MINERO DE ESPAÑA), (1971): *Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja 28: Alcañices. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.*
- IGME, (1975): *Mapa Metalogenético de España 1:200.000. Hoja 28: Alcañices. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.*
- IGME, (1981 a): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 337-338 (10/11-14): Latedo-Alcañices. Mem. 26 pp. y 1 mapa pleg. f.t.*

- IGME, (1981 b): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 367 (11-15): Castro de Alcañices. Mem. 14 pp y 1 mapa pleg. f.t.
- IGME, (1981 c): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 306 (11-13): Villardeciervos. Mem. 26 pp y 1 mapa pleg. f.t.
- IGME, (1982 a): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 368 (12-15): Carbajales de Alba. Mem. 30 pp y 1 mapa pleg. f.t.
- IGME, (1982 b): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 305 (10-13): Calabor. Mem. 21 pp y 1 mapa pleg. f.t.
- IGME, (1982 c): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 307 (12-13): Ferreras de Abajo. Mem. 36 pp y 1 mapa pleg. f.t.
- IGME, (1982 d): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 339 (12-14): Moreruela de Tábara. Mem. 38 pp y 1 mapa pleg. f.t.
- IRVINE, T. N. y BARAGAR, W. R. A. (1971): "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". *Canadian Journal of Sciences*, 8, pp. 523-548.
- JULIVERT, J.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. N. (1974): "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Mem. explicativa (113 pp.) y 1 mapa pleg. f.t. IGME
- JULIVERT, J.; MARTÍNEZ, F. J. y RIBEIRO, A. (1980): "The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt". *Mém. B.R.G.M.*, 108, pp. 132-158.
- JULIVERT, J. y MARTÍNEZ, F. J. (1983): "Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana". In: Libro Jubilar J.M. Ríos. *Geología de España*, I, pp. 612-630. IGME. Madrid.
- KEPPIE, J. D. (1985): "The appalachian collage". In: D. G. GEE y B. A. STURT (Eds.). *The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas*, pp. 1217-1226. John Wiley & Sons Ltd.
- LACROIX, A. (1927): "Minéralogie de la France et de ses colonies", v.IV, Paris, pp. 479-486.
- LARSEN, E. S. (1942): "The mineralogy and paragenesis of the variscite nodules from near Fairfield, Utah". *American Mineralogist*, 27, pp. 281-300, 350-372 y 441-451.
- MARINI, C.; GIMENO, D. y SISTU, G. (1989): "Le mineralizzazioni a variscite del Sarrabus". *Boll.Soc.Geol.It.*, 108, pp. 357-367.
- MATA, J. M.; PLANA, F. y TRAVERIA, A. (1983): "Estudio mineralógico del yacimiento de fosfatos de Gavà". *Bol.S.E.M.*, 257-258.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1983): "Deformación heterogénea en los macizos graníticos de Sarria y Santa Eulalia de Pena (provincia de Lugo)". *Stvd. Geol. Salm.*, XVIII, pp. 39-64.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1971): "Esquema geológico del NO de la provincia de Zamora (NO de España)". I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ., Sec. I, T. 1, pp. 273-286. Madrid.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): "Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria". *Stvd. Geol. Salm.*, V, pp. 7-106.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1986): "Geotraverse north (A-1). Excursion Guidebook". *Int. Conf. Ib. Terranes, Oviedo*. 124 + B-15 pp.
- MARTÍNEZ STRONG, P.; PÉREZ MATEOS, J. y GARCÍA BAYÓN-CAMPOMANES, P. (1955): "Mineralogía descriptiva", v II, 536 pp., C.S.I.C. Instituto "José de Acosta", Madrid.
- MATTE, P. (1986): "Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe". *Tectonophysics*, 126, pp. 329-374.
- MEIRELES, C.; FERREIRA, N. y REIS, M. L. (1987): "Variscite occurrence in Silurian Formations from Northern Portugal". *Comun.Serv.Geol.Portugal*, t.73, fasc. 1/2, pp. 21-27.
- MONTERO, J. M.; CEMBRANOS, M. L.; FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, A.; GIL AGERO, M. y MORO, M. C. (1992): "Características mineralógicas y geoquímicas de las metavulcanitas silúricas de Figueruela-Riomanzanas en el Sinforme de Alcañices (Zamora)". III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca 1992, Actas tomo III, pp. 195-199.
- MORO, M. C. (1985): "Los yacimientos e indicios minerales de la provincia de Zamora". *Anuario 1985 del Instituto de Estudios Zamoranos "Florián de Ocampo"*, pp. 315-327.
- MORO, M. C. (1988): "Las mineralizaciones de variscita en la provincia de Zamora". *Boletín Informativo, Prov. de Zamora*, 34, pp.34-36.
- MORO, M. C. (1992): "Las mineralizaciones de barita y variscita del sinforme de Alcañices (Zamora): minas de Vide de Alba (Ambiciosa), San Blas (Mari Carmen) y de Palazuelo de las Cuevas (Cerro de la Cogol

- lla). III Congreso Geológico de España, VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca 1992, Volumen de excursiones, pp. 320-330.
- MORO, M. C.; GIL ACERO, M.; MONTERO, J. M.; CEMBRANOS, J. M.; PÉREZ DEL VILLAR, L.; FERNÁNDEZ, A. y HERNÁNDEZ, E. (1991 a): "Las mineralizaciones de variscita asociadas a los materiales volcano-sedimentarios silúricos del sinforme de Terena, Encinasola (Prov. de Huelva)". Bol.S.E.M., 14-1, pp. 101-102.
- MORO, M. C.; CEMBRANOS, J. M.; GIL AGERO, M.; MONTERO, J. M.; PÉREZ DEL VILLAR, L.; HERNÁNDEZ, A. y FERNÁNDEZ, A. (1991 b): "Características mineralógicas y geoquímicas de los chert silúricos encajantes de las mineralizaciones de variscita del sinforme de Alcañices (Zamora)". Bol.S.E.M., 14-1, pp. 126-127.
- MORO, M. C.; CEMBRANOS, M. L. y PÉREZ DEL VILLAR, M. L. (1991 c): "Genetic significance of variscite oncoids in Palaeozoic aluminophosphatites of Zamora (Western Spain)". In Pagel & Leroy (Eds): Source, Transport and Deposition of Metals, Balkema, Rotterdam.
- MORO, M. C.; GIL, M.; PÉREZ DEL VILLAR, L.; CEMBRANOS, M. L.; MONTERO, J. M.; FERNÁNDEZ, A. & HERNÁNDEZ, E. (1992 a): "Las mineralizaciones estratiformes de variscita silúricas de los sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva)". In I. Rábano y J. C. Gutiérrez-Marco (Eds), Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura, 1, pp. 108-109.
- MORO, M. C.; GIL AGERO, M.; CEMBRANOS, M. L.; PÉREZ DEL VILLAR GUILLÉN, L.; MONTERO, J. M.; FERNÁNDEZ, A. y HERNÁNDEZ, E. (1992 b): "Aluminofosfatitas silúricas de la Península Ibérica: Síntesis preliminar". III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca 1992, Actas tomo III, pp. 212-217.
- MORO, M. C.; GIL ACERO, M.; MONTERO, J. M.; CEMBRANOS, J. M.; PÉREZ DEL VILLAR, L.; FERNÁNDEZ, A. y HERNÁNDEZ, E. (1992 c): "Características de las mineralizaciones de variscita asociadas a los materiales silúricos del Sinforme de Terena, Encinasola (Prov. de Huelva). Comparación con las de la provincia de Zamora". Bol.S.E.M., 15, pp. 79-89.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G. (1984): "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal of Petrology*, 25, pp. 956-983.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S. R. (1976): "Geochemistry of the calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey". *Contributions to mineralogy and Petrology*, 58, pp. 63-81.
- PUIG y LARRAZ, G. (1883): "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora". Mem. Com. Mapa Geol. España, 1, pp. 1-480.
- QUIROGA, J. L. (1976): "Bosquejo geológico de los alrededores de Zamora". *Stvd. Geol. Salm.*, X, pp. 97-102.
- QUIROGA, J. L., (1981 a): "Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora". Tesis Doctoral inéd., Univ. de Oviedo.
- QUIROGA, J. L., (1981 b): "Sobre la deformación hercínica de las series infraordovícicas del W de Zamora". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, pp. 155-164.
- QUIROGA, J. L., (1982): "Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora". *Trab. Geol.*, 12, pp. 205-226.
- RIBEIRO, M. L. (1987): "Petrogenesis of the early paleozoic peralkaline rhyolites from the Macedo de Cavaleiros region (NE Portugal)". *Geol.Rundschau*, 76/1, pp. 147-168.
- SALVADOR, P. y FAYOS, J. (1972): "Some aspects of the structural relationship between "Messbach-type" and "Lucin-type" variscites". *American Mineralogist*, v. 57, pp. 36-44.
- TURRIÓN, L. F. y MORO, M. C. (1989): "Las mineralizaciones de Mn volcánico-sedimentarias de S. Vicente de la Cabeza (Zamora)". Bol.S.E.M. 12, pp. 303-313.
- TURRIÓN, L. F.; MORO, M. C.; CEMBRANOS, M. L. (1989): "Las mineralizaciones silíceo-fosfatadas de la Formación cerro de la Cogolla, San Vicente de la Cabeza (Zamora, España)". *Studia Geologica Salmanticensis*, Vol.Esp. 4 (X Reunión de Geología del Oeste Peninsular), pp. 159-169.
- VIELLARD, P.; TARDY, Y. y NAHON, D. (1979): "Stability fields of clays and aluminium phosphates: parageneses in lateritic weathering of argillaceous sediments". *American Mineralogist*, 64, pp. 626-634.
- ZANETTIN, B. (1984): "Proposed new chemical classification of volcanic rocks". *Episodes*, 7, pp. 19-20.

TABLA 1. Inventario de indicios de mineralizaciones fosfáticas del Sinforme de San Vitero (Zamora). La localidad citada es la más próxima al indicio en cuestión y no tiene porque coincidir con el ayuntamiento al que pertenece ese término municipal.

Nº	Hoja 1:50.000 Coord. UTM	Localidad (Paraje)	Observaciones
1	11-13 72184 463614	Pobladura de Aliste (Los Calvos)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
2	11-13 72277 463520	Las Torres de Aliste (Carretera San Vitero)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados, facies plegadas singenéticas de zona de raíz y de stockworks silíceos.
3	10-14/11-14 72353 463464	Las Torres de Aliste	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
4	10-14/11-14 72408 463429	Palazuelo de las Cuevas (El Pendón)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
5	10-14/11-14 725250 4633656	Palazuelo de las C. (Cerca del Diablo)	Hay numerosas explotaciones a cielo abierto y subterráneas cegadas y escombreras. Estas mineralizaciones han sido detalladamente descritas en el texto de la memoria. Paragénesis principal: variscita, wavellita, strengita, crandallita, turquesa y agregados de colofana.
6	10-14/11-14 72553 463344	Palazuelo de las Cuevas	Idem al 5.
7	10-14/11-14 72591 463324	Palazuelo de las Cuevas	Mineralizaciones epigenéticas de variscita y wavellita de espesor milimétrico encajadas en filones hidrotermales de cuarzo lechoso encajados en cherts bandeados grises.
8	10-14/11-14 72713 423224	S. Vicente de la Cabeza (Cerro de la Cogolla)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita (filoncillos de espesor milimétrico) encajadas en cherts bandeados. Hay numerosas explotaciones (zanjas de varios metros de profundidad, pozos y galerías; las labores subterráneas se hallan cegadas) y escombreras. Paragénesis principal: variscita, wavellita, strengita, crandallita, turquesa y agregados de colofana.
9	10-14/11-14 72777 463173	S. Vicente de la Cabeza	Mineralizaciones epigenéticas de variscita de espesor milimétrico en forma de nódulos encajadas en cherts cherts y rocas siliciclásticas, en las proximidades de metavolcanitas ácidas.
10	10-14/11-14 72831 463118	S. Vicente de la Cabeza	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
11	10-14/11-14 73045 463027	Bercianos de Aliste	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados. Paragénesis principal: crandallita, turquesa y variscita.
12	10-14/11-14 73030 462935	Bercianos de Aliste	Mineralizaciones de variscita, crandallita y colofana en el seno de filones de (Carretera a Alcañices) cuarzo lechoso hidrotermales de espesor decimétrico. En las proximidades, abundantes de cherts bandeados con numerosas mineralizaciones de cuarzo y apatito en nódulos blancos centimétricos, y mineralizaciones de Mn.

TABLA 1. Continuación.

Nº	Hoja 1:50.000 Coord. UTM	Localidad (Paraje)	Observaciones
13	12-14 735111 4621662	Gallegos del Río	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados y materiales siliciclásticos. Presencia de un antiguo pozo de mina y de una escombrera muy pobre (Mina Jafriz).
14	12-14 74118 461819	Vide de Alba	Mineralizaciones epigenéticas de variscita, strengita y crandallita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados y materiales siliciclásticos.
15	12-15 74269 461674	Vide de Alba (Valdemulos)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
16	12-15 74481 461610	Castillo de Alba	Mineralizaciones epigenéticas de variscita, crandallita y strengita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
17	12-15 74606 461519	Castillo de Alba	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
18	12-15 74484 461325	Bermillo de Alba (Tesolamina)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
19	10-14/11-14 70971 462176	Trabazos (El Bostal)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados. Presencia de antiguas labores mineras subterráneas con galerías colmatadas con derrubios.
20	10-14/11-14 72030 462885	San Vitero	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
21	10-14/11-14 71611 462926	El Poyo (Cabezo del Jeijo)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita y strengita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
22	10-14/11-14 71559 462949	El Poyo	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
23	10-14/11-14 71600 463000	El Poyo (La Sillada)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
24	10-14/11-14 71483 463050	El Poyo (Peña del Cuervo)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados, en facies con pliegues singenéticos típicos de zonas de raíz. Abundancia de nódulos blancos de cuarzo y apatito en el seno de las lidadas.
25	10-14/11-14 71422 463075	El Poyo	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
26	10-14/11-14 71346 463083	El Poyo	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.

TABLA 1. Continuación.

Nº	Hoja 1:50.000 Coord. UTM	Localidad (Paraje)	Observaciones
27	10-14/11-14 71317 463065	Vega de Nuez	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados. Numerosos nódulos de cuarzo y apatito en el seno de los cherts.
28	10-14/11-14 71234 463136	Vega de Nuez	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
29	10-14/11-14 71223 463175	Vega de Nuez	Mineralizaciones epigenéticas de variscita, crandallita y strengita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
30	10-14/11-14 71557 463200	San Cristóbal de Aliste (Mazada)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
31	11-13 71111 463305	Vega de Nuez (Varrafuliz)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
32	11-13 71168 463530	Figueruela de Arriba (Barrosa)	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
33	10-14/11-14 70665 463045	Nuez	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
34	10-14/11-14 70733 463374	Moldones	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
35	10-14/11-14 70735 463389	Moldones	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
36	10-14/11-14 70767 463393	Moldones	Mineralizaciones epigenéticas de variscita, crandallita y strengita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
37	11-13 70805 463485	Moldones	Mineralizaciones epigenéticas de colofana y variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
38	11-13 70891 463559	Moldones	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
39	11-13 70900 463544	Moldones	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.
40	11-13 70975 463825	Figueruela de Arriba	Mineralizaciones epigenéticas de variscita, strengita y colofana en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados. A su vez, algunos de los fragmentos de chert mineralizados aparecen como megaxenolitos en el interior de metariodacitas porfídicas, en litofacias dómicas.
41	11-13 71000 463851	Figueruela de Arriba	Mineralizaciones epigenéticas de variscita en filoncillos de espesor milimétrico encajadas en cherts bandeados.