

Se pueden distinguir de E a O tres zonas en función de las texturas del granate:

A) *Zona externa a la falla por el Este*: S_1 dominante, F_2 origina sólo un gran aplastamiento. Blastos de grandes granates con truncamiento del zonado composicional por disolución perpendicular a Z (fig. 1).

Dentro ya de la Z.C.B. se pueden distinguir dos zonas:

B) *Zona de esquistosidad de crenulación*: Los granates crecen en los microlitos y en secciones XZ muestran continuidad entre la S_1 y la S_2 , definiendo la primera, sigmoides. En el plano YZ se observan las mismas estructuras. Los zonados composicionales son concéntricos y muestran truncamientos cuando el cristal entra en contacto con los microdominios de cizalla simple (fig. 1). Este efecto se acentúa a medida que progresa la transposición de los microlitos hacia el interior de la Z.C.B.

C) *Zona con dominio de la esquistosidad S_2* : En secciones XZ se observan dos tipos de granates, unos

con texturas rotacionales (espirales dobles) con continuidad entre S_1 y S_2 y granates con S_1 sigmoide fuertemente truncada por la S_2 . En planos YZ S_1 describe curvas o figuras en II, oa, χ . Los zonados composicionales se encuentran fuertemente truncados (fig. 1).

Al oeste del dominio anterior los granates repiten el esquema del dominio B. Los zonados muestran también fuertes resorpciones del granate en las sombras de presión.

Discusión

Cuando los microdominios de esquistosidad S_2 que limitan ambos lados de un microlito progresan hacia el interior del mismo y alcanzan los porfiroblastos que han ido creciendo en él, se produce su disolución y el truncamiento de las texturas internas y del zonado composicional. Este tipo de relación es compatible con una posición del cristal fijo y rotación relativa de la matriz (≤ 90). Por el contrario, en la inmediata proximidad al plano de falla, la existencia de

granates rotacionales con elevados ángulos de giro (Snow ball) (≥ 90) sólo pueden explicarse mediante el giro real del cristal en una matriz más fija (Bell *et al.*, 1986).

Fuera de la Z.C.B., en el dominio de grado bajo, tanto la matriz como el granate se mantienen fijos en el espacio. Y los truncamientos observados se deben a presión-disolución por aplastamiento.

Referencias

- Bell, T. H. (1981): *Tectonophysics*, 75, 273-296.
 Bell, T. H.; Rubenach, M. J., y Fleming, P. D. (1986): *Jour. Metam. Geol.*, 4, 37-67.
 Capote, R.; Casquet, C., y Fernández Casals, M. J. (1981): *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 455-469.
 Casquet, C. y Navidad, M. (1986): *Rev. R. Acad. Cien. Exact. Fis. Mat.*, 79, 523-548.
 González Casado, J. M. (1986): *Estudio geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa Honrubia*. Tesis Doct., Univ. Compl. Madrid.

Recibido el 10 de febrero de 1987
 Aceptado el 17 de febrero de 1987

Los depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias y N de León: ambiente de depósito y relación con el vulcanismo

J. C. García-Ramos. Universidad de Oviedo. Departamento de Geología. 33005 Oviedo.

C. Suárez de Centi. Universidad de Oviedo. Departamento de Geología. 33005 Oviedo.

A Paniagua. Universidad de Oviedo. Departamento de Geología. 33005 Oviedo.

M. Valenzuela. Universidad de Oviedo. Departamento de Geología. 33005 Oviedo.

ABSTRACT

The depositional setting of the Palaeozoic oolitic iron formations of the Cantabrian Mountains is proposed. They accumulated in a shallow sublittoral environment influenced by the repetitive alternation of siliciclastic supplies, storm processes and fairweather conditions. The genesis of iron compounds is mainly related with subaerial weathering of basic volcanic rocks.

García-Ramos, J. C.; Suárez de Centi, C.; Paniagua, A., y Valenzuela, M. (1987): Los depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias y N de León: ambiente de depósito y relación con el vulcanismo. *Geogaceta*, 2, 38-40.

Key words: *Iron ooids, Cantabrian Mountains, shelf deposits, Siluro-Devonian, basic volcanism, storm deposits.*

Dentro de las sucesiones terrígenas del Silúrico y Devónico de la Cordillera Cantábrica, son frecuentes los depósitos de hierro oolítico.

Uno de los principales problemas

para la interpretación de este tipo de acumulaciones reside en la desconexión física que suele existir entre los materiales cuya alteración proporciona el hierro, el lugar de formación de los

ooides y la zona de acumulación final de los mismos.

Esta última está situada en nuestro caso sobre una plataforma epicontinental que pasa por tres fases distin-

tas de sedimentación, repetidas sucesivamente en el tiempo (fig. 1). Cada una de ellas viene controlada fundamentalmente por diversas causas como: etapas transgresivo-regresivas, alternancia de períodos de energía normal y excepcional, o variaciones en la descarga de sedimentos terrígenos procedentes del continente.

A) Fase de sedimentación siliciclástica activa

Tiende a generar situaciones regresivas. Se caracteriza por las entradas

importantes de terrígenos a la plataforma, por la creación y migración de cuerpos arenosos (barras y shoals), por la excavación y relleno de canales, etc. La intensa erosión en el continente impide la meteorización subaérea prolongada. Esta fase no es favorable para la liberación de hierro, que es diluido entre los terrígenos, ni para su concentración como ooides.

B) Fase de interrupción de aportes

Suele venir acompañada de condiciones ligeramente transgresivas al

deshacerse el equilibrio aportes/subsidencia a favor de esta última.

Durante la misma tiene lugar una prolongada e intensa meteorización en el continente con liberación de abundante hierro, que se concentra en depresiones subacuáticas de la llanura costera o en otras sublitorales muy someras y tranquilas, ricas en sedimentación arcillosa; es aquí donde se forman los ooides de hierro, junto con la precipitación de siderita en capas lenticulares y nódulos.

Estos ooides son a menudo transportados y acumulados en forma de cuerpos de tipo sand-wave, constituidos a su vez por megaripples tridimensionales, que se instalan a menudo sobre los techos de los shoals arenosos formados en la fase anterior. Se genera así un ciclo negativo que culmina en una «ironstone» oolítica. Si el período de interrupción de aportes es suficientemente largo, puede instalarse incluso sobre este fondo somero una fauna bentónica relativamente diversificada: briozoos, corales solitarios, crinoideos, braquiópodos, bivalvos, etcétera.

C y D) Fase de erosión y redistribución de sedimentos durante tempestades

Si actúa fundamentalmente sobre los sedimentos acumulados durante la fase A, se generan tempestitas arenosas de composición bastante homogénea alternando con lutitas, así como bancos arenosos de mayor envergadura (sand-ridges) y canales de base plana y relación anchura/profundidad grande.

Si, por el contrario, afecta principalmente a los depósitos de la fase B, se forman las mismas estructuras pero de composición mucho más heterogénea (mezcla de ooides de hierro, bioclastos, intraclastos sideríticos y lutíticos, cantos fosfatados, granos de arena, etc.). La coloración del sedimento resultante suele ser rojiza o verdosa oscura, y la proporción total de hierro relativamente elevada, aunque algo menos que la que se acumula durante la fase B, debido al factor de mezcla.

Por último, si la removilización afecta a los sedimentos de las dos fases anteriores (A y B), como ocurre, por ejemplo, si las tempestades son importantes y actúan sobre amplias

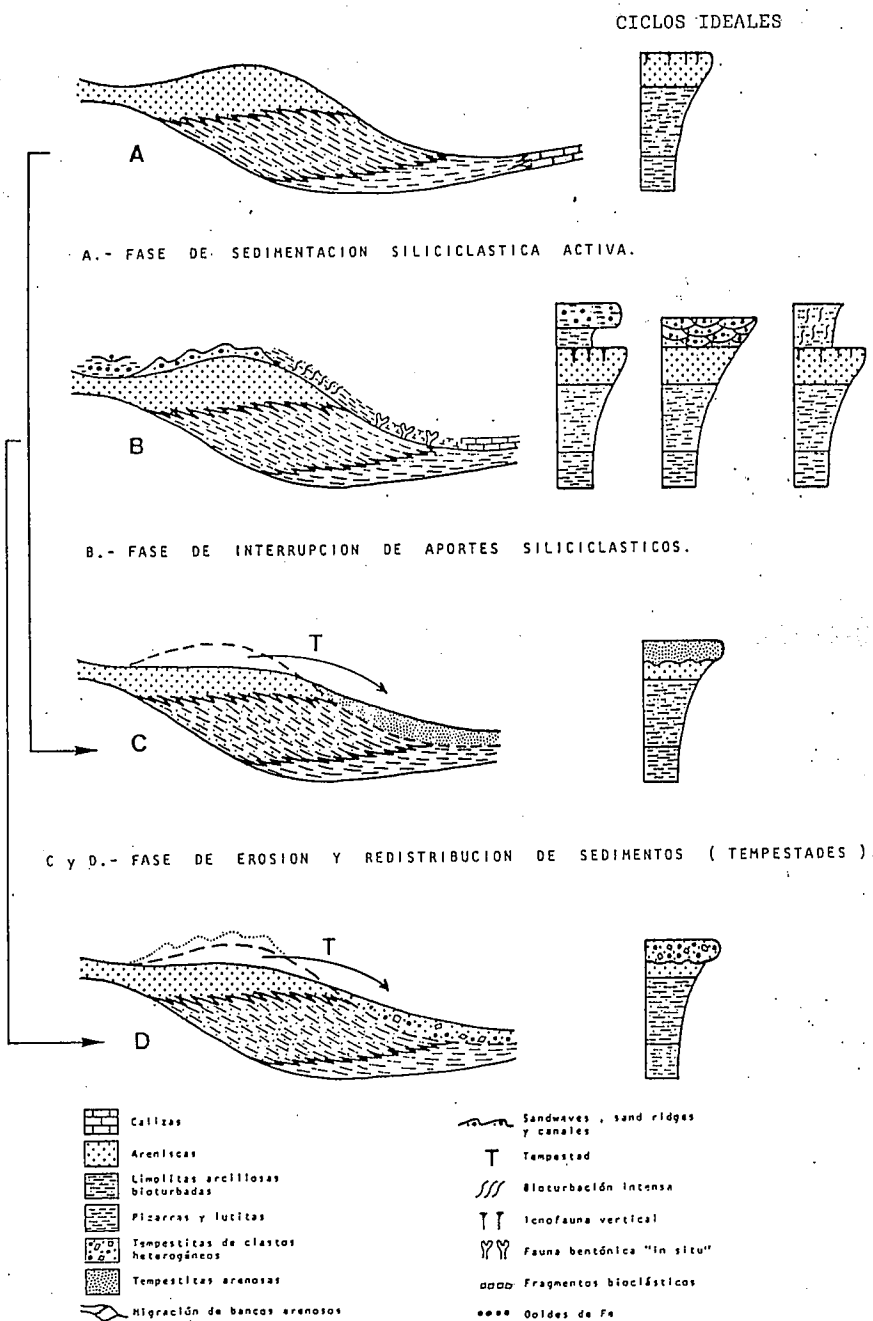


Fig. 1.—Evolución espacio-temporal de procesos sedimentarios y ciclos ideales resultantes. Ambientes de plataforma somera del Silúrico y Devónico de la Cordillera Cantábrica.

áreas de la plataforma, se generan acumulaciones mixtas con concentraciones de Fe más bien bajas debido a la dilución con material arenoso.

Las características de detalle de las acumulaciones de hierro oolítico y los procesos diagenéticos que las afectan pueden verse en García-Ramos (1978 y 1980).

Origen del hierro

Se ha realizado un estudio de microscopía óptica de polarización por transparencia y de reflexión sobre muestras representativas de las acumulaciones de hierro. Los resultados del mismo han sido contrastados mediante difracción de rayos X (método de polvo cristalino) y microanálisis electrónico por dispersión de energía (EDAX). Asimismo se realizaron análisis cuantitativos de Fe y Cr por fluorescencia de rayos X, en muestras de nueve yacimientos de hierro y en un nivel de areniscas no ferruginosas.

La observación por microscopía de reflexión muestra la presencia generalizada, además de hematites, de granos de cromita, ilmenita y magnetita martitizada, tanto en los niveles más ferruginosos como en los ricos en cantos fosfatados. La difracción de rayos X confirma estos datos y detecta además cantidades significati-

vas de sanidina y cristobalita. La cromita presenta en ocasiones exoluciones de ilmenita y transición a ulvospinela cromífera, mientras que la magnetita muestra huellas de martitización por calentamiento.

Por otro lado, los análisis de Cr muestran valores anormalmente altos para una roca detrítica sedimentaria. Existe, por último, una correlación positiva muy neta entre los contenidos en Cr y Fe (fig. 2).

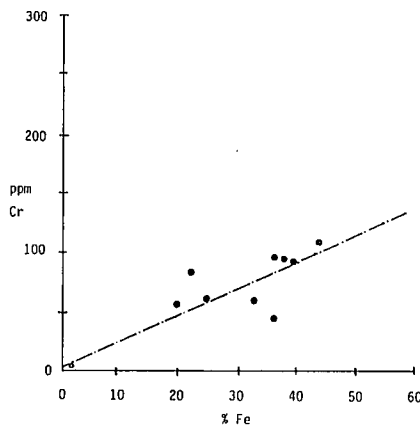


Fig. 2.—Diagrama de correlación entre los contenidos de Cr y Fe.

El conjunto de todos estos criterios apunta a una procedencia del Fe a partir de rocas volcánicas de carácter básico, similares probablemente a las que citan Heinz *et al.* (1985), dentro

de las series del Paleozoico Inferior de la Cordillera Cantábrica. Una buena parte de dicho hierro se originaría probablemente por meteorización subaérea de estas rocas en las áreas continentales situadas hacia el E y NE de los actuales afloramientos (Macizo Asturiano), como sugiere además el aumento de las concentraciones ferruginosas en dicha dirección.

El estudio en lámina delgada muestra también proporciones relativamente elevadas de ortosa y microclima autógenas, formadas a partir de soluciones ricas en potasio liberadas durante el proceso de alteración antes aludido. Se sugiere asimismo una procedencia volcánica para el fosfato.

En nuestra opinión cabe la posibilidad de que otros depósitos de hierro oolítico de la Península, como los del Ordovícico y Jurásico, tengan un origen similar, dado que existen manifestaciones volcánicas coetáneas.

Referencias

García-Ramos, J. C. (1978): *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 10, 195-247.
 García-Ramos, J. C. (1980): *Rev. Inst. Invest. Geol.* Diput. Prov. Univ. Barcelona, 34, 281-292.
 Heinz, W.; Loeschke, J., y Vavra, G. (1985): *Geol. Rundschau*, 74, 623-639.

Recibido el 10 de febrero de 1987
 Aceptado el 17 de febrero de 1987

Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia

R. Vegas. Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.
 E. Suriñach. Cátedra de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

A moderate thickening of the crust beneath the Spanish Central System has been determined by means of a wide angle seismic experiment. The value of this thickening — 5 km in form of 3 km of the Moho topography, 2 km of surface relief — is coherent with the surface model of intracontinental distributed deformation already described. In addition, the present model is in agreement with the intraplate uplift, the reverse faults that bound the relief and to some extent with the intraplate shortening of Iberia.

Vegas, R. y Suriñach, E. (1987): Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. *Geogaceta*, 2, 40-42.

Key words: *Crustal thickening, intraplate uplift, central Iberian Peninsula.*