

Características sedimentológicas y tipología de pliegues sinsedimentarios en liditas: el ejemplo de la plataforma siliciclástica paleozoica del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia)

D. GIMENO TORRENTE

Depto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Universidad de Barcelona.

RESUMEN

En este trabajo se estudian las liditas existentes en el Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia) en el contexto de una plataforma siliciclástica inestable, con tectónica distensiva sinsedimentaria asociada. Las liditas se originaron como un sedimento químico en zonas de efluencia hidrotermal submarina, y se exponen las características sedimentológicas que nos han llevado a esta conclusión. Finalmente, se describen aquí dos tipos de pliegues sinsedimentarios que ocurren en las liditas: el primero, restringido a las zonas de efluencia hidrotermal se caracteriza por un comportamiento extremadamente dúctil de la roca silícea, mientras que el segundo tipo, propio de zonas de talud, tiene las características típicas de los deslizamientos rotacionales («slumps»), generados a expensas de materiales semilitificados.

Palabras clave: Cerdeña. Silúrico. Devónico. Lidita. Efluente hidrotermal. Pliegues sinsedimentarios.

ABSTRACT

This paper studies different black, banded siliceous rocks (lidites) from a Paleozoic unstable shelf (Sarrabus, Southeast Sardinia). These lidites were derived from submarine vents as a consequence of hydrothermal-sedimentary processes. The paper examines the sedimentological characteristics of lidites, studies the different types of associated synsedimentary folds and offers criteria for distinguishing lidites which take root in a vent (first type) from those which were glided through a paleoslope (second type).

Key words: Sardinia. Silurian. Devonian. Lidite. Hydrothermal vent. Synsedimentary folds.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo pretende ofrecer algunos criterios útiles para el reconocimiento de pliegues sinsedimentarios generados en rocas silíceas de origen químico submari-

no. Estas rocas son cherts bandeados de color negro o gris oscuro, aparecen intercaladas en diferentes niveles paleozoicos y han sido clásicamente denominadas en Europa Occidental «liditas» (sensu Carozzi, 1953), aunque también han recibido otros nombres locales (jasperoides negros, etc.), dentro de la generalmente confusa terminología empleada en la descripción de rocas silíceas. Los ejemplos aquí citados proceden exclusivamente del Ordovícico, Silúrico y Devónico del Sarrabus, Sudeste de la isla de Cerdeña, Italia, zona en la que hemos obtenido estos criterios, aunque la tipología de pliegues propuesta tiene aplicación con carácter general para materiales de análogo origen y características, independientemente de su edad. De hecho, esta tipología ha sido ya ampliamente contrastada en materiales similares del Paleozoico inferior de las Cadenas Costeras Catalanas; esto no excluye la existencia de complicaciones tectónicas superpuestas en algunas ocasiones a las litofacies sedimentarias, ni implica que sea aplicable a todas las rocas que han sido definidas en el pasado como liditas.

LA SEDIMENTACIÓN SILÍCEA

Cuando se procede al estudio de las rocas silíceas en el conjunto de las rocas sedimentarias, la primera característica que hay que tomar en consideración es precisamente su composición química. Esta afirmación que puede parecer obvia es importante, ya que las rocas silíceas presentan contenidos en sílice muy elevados, en un rango que puede oscilar entre el 75 y casi el 100%, contenidos en general mucho mayores que los que presentan las rocas volcánicas más ácidas. Estos contenidos tan elevados en sílice son difícilmente alcanzables en los medios sedimentarios, excepto en el caso de rocas detríticas constituidas por clastos de origen inorgánico (cuarcitas y otras rocas silíceas detríticas).

Si prescindimos de este último tipo de rocas, podemos afirmar que la existencia de rocas silíceas representa una concentración ex-

cepcional de Si en el medio sedimentario, concentración que conlleva una disminución relativa del resto de los componentes del depósito sedimentario. Esta concentración se puede producir por un número limitado de procesos:

— Eliminación de la mayor parte del resto de los productos que forman parte de un depósito sedimentario normal. Este es el caso típico de la sedimentación silíceo en ambientes profundos por debajo del nivel de CCD, donde la mayor parte del potencial depósito sedimentario está constituido por carbonatos que no llegan a depositarse en el fondo marino por previa disolución a lo largo del trayecto descendente en la columna de agua oceánica. (Garrison y Fischer, 1969). Este proceso implica tasas muy lentas de sedimentación.

— Eliminación de parte del depósito sedimentario y/o migración y concentración de la sílice presente en él. Este es el caso típico de la formación de nódulos y niveles de chert durante el desarrollo de la diagénesis, partiendo de un sedimento rico en sílice (por ej., en el caso de los sedimentos depositados ligeramente por encima del nivel de CCD, McBride y Folk, 1979). Este proceso implica transformaciones muy importantes en el sedimento original. Otro caso particular de este proceso es la formación de cherts a partir de procesos edáficos; este tipo de procesos puede ser observado, por ej., asociado a procesos de lateritización en rocas ultramáficas, y ha podido tener notable importancia en el pasado (McBride y Folk, 1979). Del mismo modo pueden ser clasificados en este grupo los depósitos asociados a facies carbonáticas condensadas (griottes, hard grounds, etc.) formadas en altos estructurales aislados en el seno de cuencas marinas (Tucker, 1974).

— Aporte excepcional de sílice. Este aporte puede ser de varios tipos, y tendrá que ser mayor cuanto más importante sea el aporte de otros productos; para tasas normales de sedimentación, el aporte de sílice tendrá que tener además un carácter puntual en el tiempo, ya que de otro modo queda diluido en el resto del sedimento y no conduce a la formación de rocas silíceas.

Dentro de los diferentes aportes excepcionales de sílice, podemos considerar dos tipos fundamentales: aquellos en los que la sílice es introducida en el sedimento a partir de una fase sólida, en general amorfa o de mineralogía inestable, que es sometida a procesos de desvitrificación y/o recristalización desde el mismo momento de su sedimentación; y aquellos en los que la sílice precipita a partir de salmueras.

En el primer grupo tenemos las acumulaciones de sílice constituidas por restos esqueléticos de microorganismos, especialmente de radiolarios y diatomeas. Estas acumulaciones pueden proceder tanto de proliferaciones extraordinarias de los organismos («blooms», Blatt *et al.*, 1972; p. 540) originadas por la confluencia de diferentes condiciones favorables a su desarrollo (entre las que hay que resaltar la disponibilidad de sílice en el medio acuático) como de removilización de concentraciones preexistentes. Entre estas últimas han sido descritos depósitos de turbiditas de ambiente marino profundo constituidos principalmente de radiolarios y generadas a expensas de preconcentraciones de éstos en zonas de altos estructurales (Nisbet y Price, 1974; McBride y Folk, 1979). Otro tipo de aporte que podemos recoger en este grupo, aunque en un principio hemos excluido los aportes de material detrítico de tipo inorgánico (véase más arriba), es el constituido por materiales vítreos de origen volcánico, que pueden ser volumétricamente muy importantes y alcanzar una gran extensión lateral cuando son de tipo piroclástico y proceden de una columna eruptiva de importantes dimensiones; este tipo de depósitos y las turbiditas antes citadas se caracterizan por generar depósitos silíceos de una gran extensión areal y continuidad. Otra fuente de sílice a partir de vidrio volcánico en medio subacuático son las rocas hialoclásticas.

Por lo que se refiere a la precipitación química de sílice a partir de salmueras, el origen de éstas puede ser variado: sistemas hidrotermales subaéreos (geisers, fuentes termales) y subacuáticos, alteración meteórica de material volcánico en condiciones extremas (por ej., los lagos alcalinos del East Rift Africano, Eugster, 1969), etc. En todos estos casos se puede formar una roca silíceo de tipo chert bandeado, ya sea por precipitación directa de sílice o mediante productos intermedios (por ej. una fase silicatada sódica de tipo magadiita, Eugster, 1967).

Como es obvio, en muchas situaciones concretas coinciden dos o más de los procesos y aportes que hemos sucintamente enumerado. Por ej., los «blooms» de radiolarios pueden coincidir con aportes de sílice originados por una intensa actividad hidrotermal (Degens y Kulbicki, 1973), la actividad hidrotermal (por ej., efluentes hidrotermales submarinos emplazados en el contexto geotectónico de dorsal centrooceánica) acelera la liberación de sílice a partir de vidrios volcánicos, etc. Si además consideramos la convergencia de procesos diagénéticos existentes en muchos casos, podemos concluir que es factible obtener una roca de tipo lidita (chert en sentido amplio por lo que se refiere a la composición química; bandedo; y de color negro debido a un elevado contenido en materia orgánica, óxidos, sulfuros, etc.) en contextos geológicos muy variados.

LOS DEPÓSITOS DE LIDITAS EN EL PALEOZOICO DEL SARRABUS (SUDESTE DE LA ISLA DE CERDEÑA. ITALIA).

La sucesión litoestratigráfica presente en el Sarrabus consiste fundamentalmente en una potente sucesión de materiales siliciclásticos con importantes intercalaciones volcánicas, predominantemente ácidas pero también básicas. Los materiales siliciclásticos presentan granulometrías predominantemente finas (lutitas, siltitas) pero existen también importantes niveles de brechas de intraclastos en los materiales siliciclásticos finos, así como niveles de areniscas de grano grueso, microconglomerados y conglomerados. Las litofacies detríticas más groseras (excepción hecha de las citadas brechas de intraclastos) están constituidas en buena parte por clastos de origen volcánico, reflejando una influencia de aporte constante a lo largo de todo el relleno de la cuenca, influencia que se manifiesta igualmente durante el estudio petrográfico de los materiales siliciclásticos finos, y en la existencia de abundantes intercalaciones volcánicas (efusivas y piroclásticas) a lo largo de toda la cuenca.

La disposición de diferentes litofacies, tanto sedimentarias (brechas de intraclastos, acumulaciones de deslizamientos submarinos, turbiditas) como volcánicas permite reconstruir mediante una cartografía detallada la paleogeografía de la cuenca y determinar la existencia de una estructura de horsts y grabens en el momento de depósito de los materiales ordovícicos, silúricos y devónicos, así como reconocer una tectónica distensiva sinsedimentaria presente, con pulsaciones, a lo largo de todo el relleno de la cuenca (Gimeno, 1985).

La existencia de rocas volcánicas en los materiales paleozoicos del Sarrabus fue reconocida por primera vez por Calvino (1956, 1961). Como ya hemos indicado, el volcanismo predominante es de carácter ácido, existiendo diferentes episodios de este quimismo intercalados a lo largo de la secuencia litoestratigráfica existente en la región. Por lo que se refiere a las manifestaciones dacíticas y riódacíticas (volumétricamente las más importantes) existe una marcada diacronía que se puede resumir brevemente indicando que en los sectores más occidentales afloran los materiales más antiguos (ordovícicos, sector de Punta Serpeddi-Monte Tronu) principalmente en facies de domo parcialmente erosionadas, mientras que en el sector oriental (Miniera Monte Narba) estas facies son claramente intrusivas, hipoabisales y, a la luz de las dataciones actualmente disponibles, por lo menos posteriores al Silúrico inferior y medio (Gimeno, 1986 a). Por lo que se refiere al volcanismo básico, existen en este sector importantes manifestaciones efusivas submarinas en el Silúrico inferior, medio y probablemente en el Devónico Superior (Gimeno, 1985; Sistu, 1985).

Edad de los materiales citados. Desde los tiempos de La Marmora (1857) se conoce la existencia del Caradoc en los tramos siliciclásticos más inferiores de la secuencia litoestratigráfica (vertiente sur de Monte Serpeddi). La existencia de materiales del Cámbrico y Ordovícico Inferior, sugerida por Calvino (1961) no ha podido ser demostrada (Barca *et al.*, 1981) y parece totalmente descartable, en ausencia de complicaciones tectónicas. El Silúrico está bien documentado desde el trabajo de Teichmüller (1931), especialmente en las proximidades del sector contemplado en detalle en este trabajo más adelante. Finalmente, las escasísimas intercalaciones carbonáticas existentes en el Sarrabus, ya descritas por Traverso (1890), corresponden al Silúrico medio-superior, con la excepción del tramo final de la intercalación carbonática de Pala Manna al que según datos recientes parece poder atribuirse una edad Devónica (Barca *et al.*, 1986). (fig. 2).

Hay un acuerdo general desde el trabajo de Teichmüller (1931) respecto al hecho de que sobre esta intercalación carbonática existen apenas unas pocas decenas de metros de materiales detríticos en un afloramiento muy reducido, y que estos materiales constituyen el techo de la serie; la cartografía de detalle que hemos efectuado indica que esto es válido, por lo menos por lo que se refiere a los materiales aflorantes en el Sarrabus Centro-occidental, aunque hay que matizar que la citada cartografía demuestra que la estructura en sinforme descrita para el Sarrabus por Teichmüller (1931) y comúnmente aceptada en los trabajos posteriores no existe.

Dentro de este contexto geológico encontramos los niveles de liditas objeto de nuestro estudio (fig. 1). La enti-

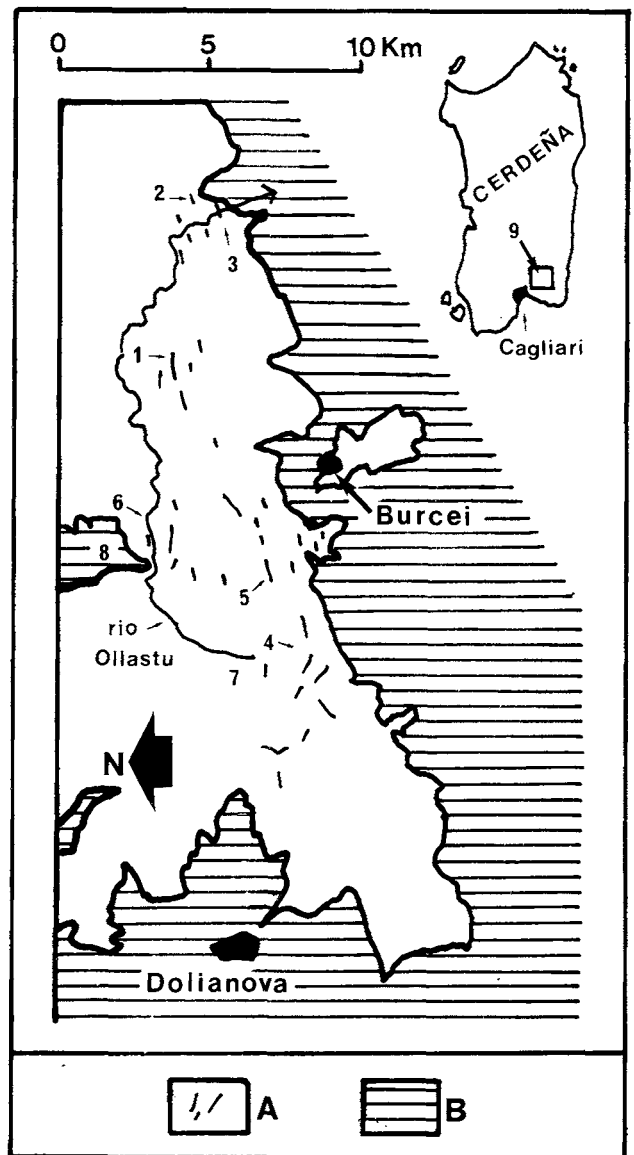


Figura 1.- Esquema geológico del sector estudiado. A: Principales afloramientos de liditas en el seno de los materiales paleozoicos. B: Granitoides tardihercínicos y materiales posthercínicos. Localidades: 1) Serra Is Carradis. 2) Minderra. 3) Río Ollastu-Minderra. 4) Arcu Simeoni. 5) Bruncu Murdegu. 6) Serra S'Ilixi. 7) Punta Serpeddi. 8) Monte Genis. 9) Sarrabus Occidental.

Figure 1.- Geological sketch of studied area. A: Main outcrops of lidites within palaeozoic materials. B: Late-hercynian granitoids and posthercynian materials. Localities: 1) Serra Is Carradis. 2) Minderra. 3) Río Ollastu-Minderra. 4) Arcu Simeoni. 5) Bruncu Murdegu. 6) Serra S'Ilixi. 7) Punta Serpeddi. 8) Monte Genis. 9) Western Sarrabus.

dad de los depósitos de estos materiales es variable. Su potencia oscila entre algunos decímetros y 2 o 3 decenas de metros, y su extensión lateral varía de algunas decenas

de metros a varios centenares, llegando en algunos raros casos a tener dimensiones del orden de un kilómetro. El estudio comparado de las diferentes sucesiones de materiales nos indica que las liditas ocupan diferentes niveles dentro de una misma sucesión (fig. 2), indicando que estas rocas se han generado en diferentes episodios a lo largo del Ordovícico, el Silúrico y el Devónico. El estudio cartográfico de detalle y el seguimiento lateral de diferentes niveles guía muestra que esta diacronía se manifiesta incluso dentro de las liditas generadas aproximadamente dentro del mismo lapso de tiempo, por lo que podemos concluir que la naturaleza de los cuerpos sedimentarios de liditas es discontinua, apareciendo de una manera recurrente vertical y lateralmente en las secuencias litoestratigráficas sin que por ello podamos establecer correlaciones laterales entre los diferentes cuerpos sedimentarios que afloran aisladamente entre sí encajados en los materiales siliciclásticos.

Una última característica general de las liditas estudiadas en el Sarrabus es que constituyen una litofacies típica de zonas proximales respecto a fracturas distensivas sinsedimentarias (Gimeno 1985), por lo que de hecho su cartografía (fig. 1) es de gran utilidad para la reconstrucción de los elementos estructurales principales (horsts y grabens) de la cuenca sedimentaria. En estas zonas proximales las liditas aparecen asociadas a otras litofacies características, como pizarras y/o filitas muy ricas en materia orgánica (incorrectamente llamadas en ocasiones «esquitos negros»), rocas volcánicas ácidas y/o básicas efusivas, areniscas negras, filones de pórfido riolítico, etc. y, dentro de las facies siliciclásticas, aquellas propias de sedimentación en taludes inestables (niveles con deslizamientos de sedimentos en masa, pliegues de tipo «slump»), etc.).

LAS LIDITAS DEL SECTOR DE SERRA IS CARRADORIS (SARRABUS CENTROOCCIDENTAL): UN EJEMPLO DE GENERACIÓN DE PLIEGUES SINSEDIMENTARIOS

Después de la descripción general, nos vamos a concentrar en la descripción de los niveles de liditas aflorantes en el sector de Serra Is Carradoris, comprendido entre la antigua mina de plata de Serra S'Ilixi y Rocca Arricelli (fig. 3). La elección de este sector concreto obedece a que en él existen ejemplos excepcionalmente claros de liditas en sucesiones tranquilas, no deformadas, y liditas con pliegues sinsedimentarios correspondientes a zonas de raíz (entendiendo por tal a antiguas zonas de efluencia hidrotermal en el fondo marino, Gimeno 1986 b) de los cuerpos de liditas; en conclusión, se puede establecer una tipología de litofacies de liditas aplicable a buena parte del resto de los cuerpos sedimentarios estudiados (fig. 1).

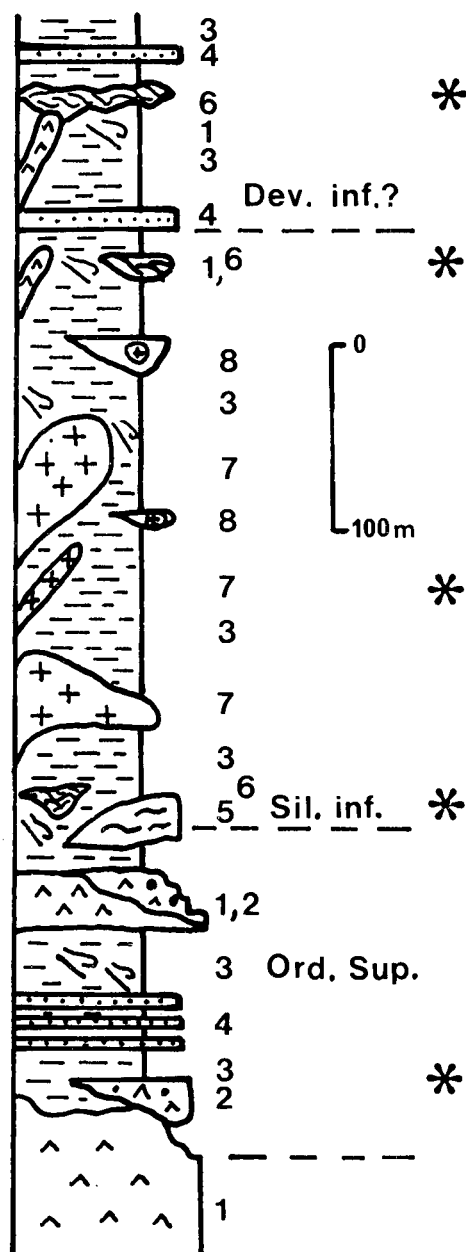


Figura 2.- Columna litoestratigráfica sintética del sector Bruncu Cuccheddu- Serra Is Carradoris (Sarrabus central). 1) Rocas volcánicas ácidas. 2) Rocas epiclásticas ácidas. 3) Materiales siliciclásticos con abundantes deslizamientos rotacionales sinsedimentarios. 4) Areniscas, principalmente en facies turbidíticas. 5) Coladas piroclásticas. 6) Liditas. 7) Rocas volcánicas básicas. 8) Rocas epiclásticas básicas. Los asteriscos indican la existencia de localidades fosilíferas.

Figure 2.- Lithostratigraphical log (synthesis) in Bruncu Cuccheddu-Serra Is Carradoris sector (Central Sarrabus). 1) Acid volcanic rocks. 2) Epiclastic (acid) rocks. 3) Siliciclastic materials, with frequent slides and slumps. 4) Sandstones, mainly in turbiditic facies. 5) Pyroclastic flows. 6) Lidites. 7) Basic Volcanic rocks. 8) Epiclastic (basic) rocks. Asterisks mark fossiliferous localities.

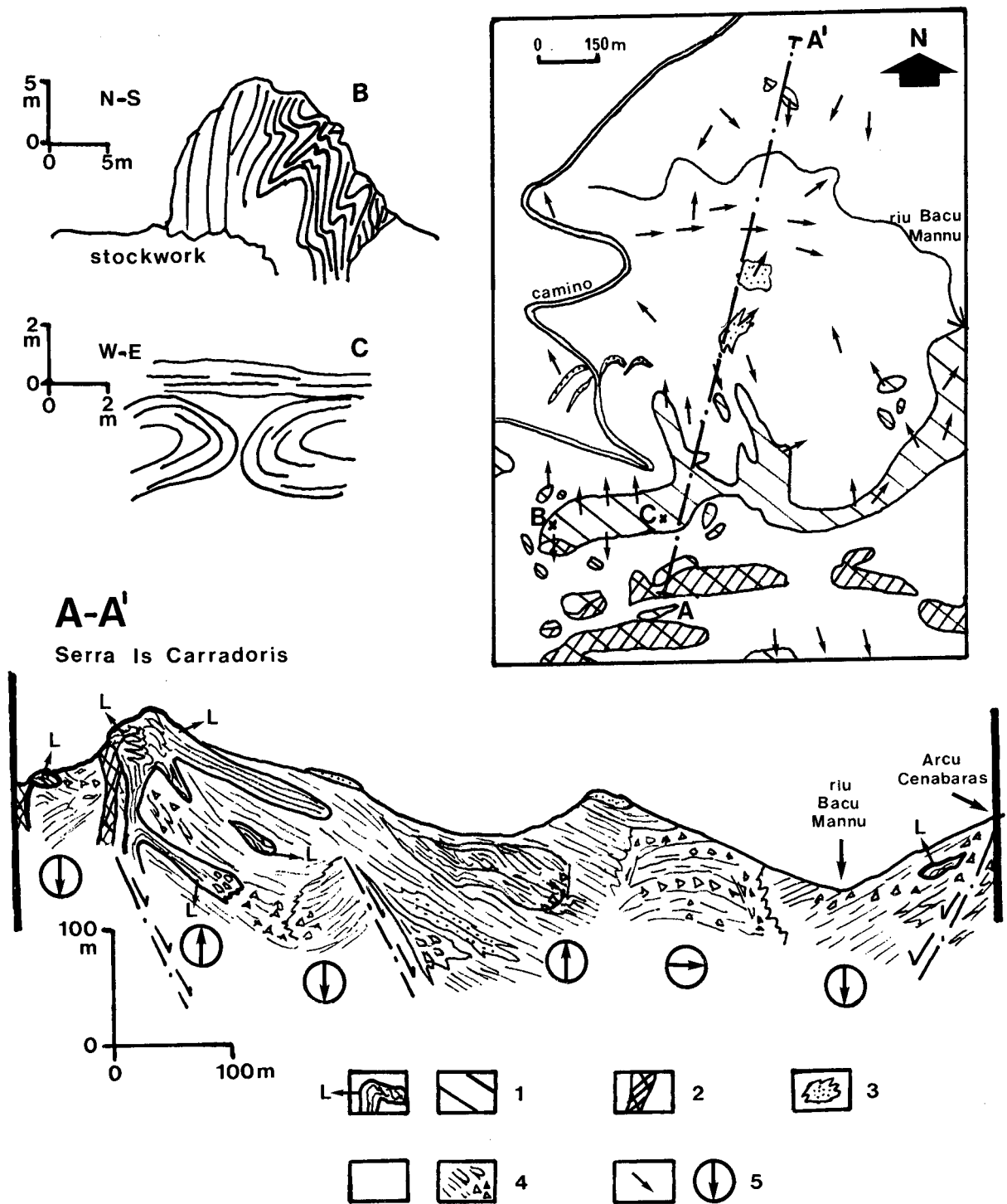


Figura 3.- Esquema geológico del sector de Serra Is Carradoris. 1) Liditas. 2) Pórfidos leucocráticos. 3) Areniscas, principalmente en facies turbidíticas. 4) Materiales siliciclásticos, incluyendo brechas de intraclastos y deslizamientos sinsedimentarios. 5) Sentido de aporte de los materiales. B y C: detalles de la disposición de los pliegues sinsedimentarios en las liditas de la zona de raíz (para explicación véase el texto).

Figure 3.- Geological sketch of Serra Is Carradoris area. 1) Liditas. 2) Leucocratic porphyries. 3) Sandstones, mainly in turbiditic facies. 4) Siliciclastic materials, including intraclastic (shale) breccia, slides and slumps. 5) Provenance of sediments. B and C: morphology of sinsedimentary folds in lidite (zone of root, for explanation see text).

El estudio realizado en el Sarrabus muestra que las sucesiones de liditas no plegadas aparecen normalmente en dos posiciones paleogeográficas bastante bien definidas:

—o bien a techo de pequeños horsts (de segundo o tercer orden, respecto a las megaestructuras de la cuenca) de algunos km de longitud y uno o varios centenares de metros de anchura; el ejemplo de Serra Is Carradoris corresponde a esta disposición paleogeográfica (fig. 3).

—o bien en la zona de relleno de pequeños grabens, asociados a los anteriores horsts, en las proximidades de fracturas activas durante la sedimentación. (Ej.: el gran afloramiento de liditas en el cauce del río Ollastu en la confluencia con el río Mínderri, Sarrabus Central (fig. 4).

La cartografía detallada de las liditas y las rocas siliciclásticas encajantes nos indica que en todo el Sarrabus se observa como norma general que los cuerpos de liditas de mayores dimensiones corresponden a estas posiciones paleogeográficas, mientras que por el contrario las masas de liditas aflorantes en las zonas de talud de los citados horsts tienen en general una morfología lingüidae y no suelen superar unas dimensiones del orden de unas pocas decenas de metros (fig. 4).

DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

El estudio detallado de los afloramientos de liditas de la vertiente norte de Serra Is Carradoris (fig. 3) nos permite resumir las principales características sedimentológicas en las sucesiones tranquilas, sin pliegues. La más evidente es la ritmicidad, con ciclos que pueden presentar tanto carácter «thickening upwards» como, más raramente, «thinning upwards». Los ciclos simples suelen presentar potencias del orden de varias decenas de cm, mientras que en otros cuerpos sedimentarios (por ej., el ya citado del río Ollastu) se pueden reconocer megaciclos del orden de varios metros o incluso decenas de metros.

Por lo que se refiere a cada uno de los niveles individuales de lidita que constituyen los citados ciclos, presentan potencias que oscilan entre unos mm y un máximo de unos 40 cm. La roca es una lidita típica, constituida fundamentalmente por cuarzo micro y criptocristalino, con cantidades variables de filosilicatos (principalmente sericita y clorita), materia carbonácea negra, apatito y, en menores cantidades, óxidos y sulfuros. La lidita presenta una fina laminación interna, observable a simple vista, que se manifiesta petrográficamente con la disposición preferencial de los filosilicatos y la materia carbonácea en algunos niveles, así como por ligeras diferencias en la granulometría del cuarzo. En el seno de la roca se pueden reconocer diferentes restos orgánicos, tanto de morfología esférica como irregular u ornamentada (atribuidos a radiolarios) por lo que se refiere a microorganismos, y más raramente restos de macrofauna (fragmentos de graptolites, fragmoconos de orthoceras, etc.). Estos constituyentes de la lidita son más abundantes en los niveles más carbonáceos, pero en ningún caso son un elemento fundamental de la roca. Las estructuras esféricas no presentan evidencias de deformación.

La lidita presenta juntas de estratificación netas entre niveles, pero localmente puede advertirse la presencia de fusión lateral de niveles (por desaparición lateral de la junta de estratificación o sutura que

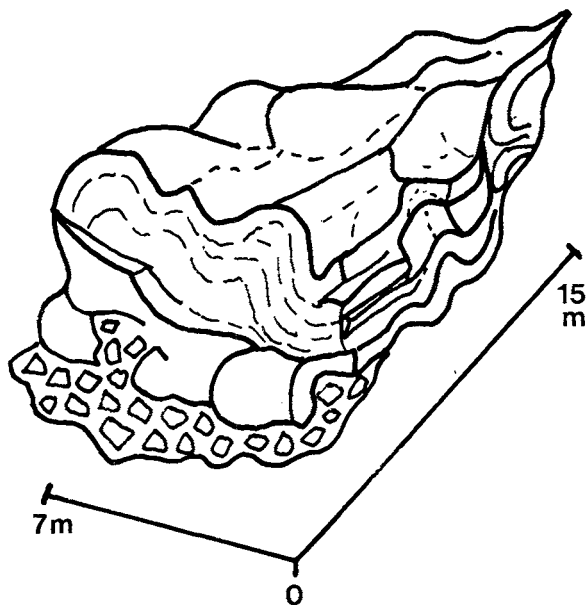
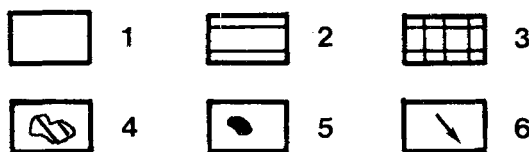
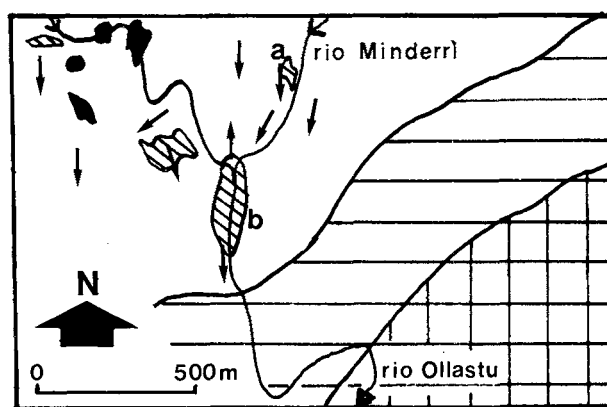


Figura 4.- Esquema geológico del sector de Minderrí, Sarrabu Central. 1) Materiales siliciclásticos. 2) Materiales siliciclásticos en la aureola de metamorfismo de contacto. 3) Granitoide tardihercínico. 4) Liditas. 5) Rocas volcánicas ácidas. 6) Sentido de aporte de los materiales. Abajo: esquema de los pliegues sinsedimentarios en un lóbulo de lidita correspondiente al sector de río Minderrí (a). b: afloramiento de liditas de la confluencia de los ríos Ollastu y Minderrí, citado en el texto.

Figure 4.- Geological sketch of Minderrí are (Central Sarrabus) 1) Siliciclastic materials. 2) Zone of contact metamorphism within siliciclastic materials. 3) Late-hercynian granitoid. 4) Lidites. 5) Acid volcanic rocks. 6) Provenance of sediments. Lower sketch: morphology of sinsedimentary folds within a lobulate body of lidites, Minderrí river sector (a). b: Ollastu river-Minderrí river outcrop of lidites (see text).

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 de tipo estilolítico. Existen además grietas de retracción en la superficie de algunos niveles, parcial o totalmente rellenas por el material procedente 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). Existen además niveles con canales erosivos (de alta razón: extensión/profundidad) de escala decimétrica-métrica en el seno de la lidita y otras evidencias de litificación precoz de ésta, como brechas monogénicas de liditas interestratificadas, la inexistencia de intercalaciones siliciclásticas asociadas a los canales erosivos antes citados y la presencia de clastos angulosos de liditas en la zona de contacto con las brechas de intraclastos de material siliciclástico procedentes del norte (fig. 3, A-A').

Otro elemento característico de estas liditas es la presencia de nódulos de fosfato. Estos nódulos están constituidos por cristales autigénicos de cuarzo y apatito, aparecen restringidos a un nivel individual de lidita y muestran diferentes grados de deformación (llegando a «boudinage» o laminación total), mientras que la lidita que los contiene no siempre ha sufrido la citada deformación. La litificación de los nódulos se produjo muy precozmente, ya que los clastos angulosos de lidita pueden contener fragmentos de nódulo de fosfato. Estas características de las liditas de Serra Is Carradoris se hallan representadas, en mayor o menor medida, en todas las liditas del Sarrabus (fig. 1).

Sin embargo, en el sur del afloramiento de Serra Is Carradoris las liditas muestran otras características dignas de mención. En primer lugar, las liditas están asociadas a una zona de alteración hidrotermal restringida a los niveles inferiores (desarrollo de stockwork silíceo) dentro del cuerpo de liditas y a los materiales siliciclásticos infrayacentes (desarrollo de procesos de silicificación, sericitización, fosfatización, etc.). Esta zona de alteración hidrotermal tiene un desarrollo longitudinal en dirección este-oeste, siguiendo la cresta de Serra Is Carradoris; es decir, afecta únicamente a la lidita en ese sector y no en toda su extensión. Por otra parte se observa que esa zona de cresta se caracteriza por la casi inexistencia de intercalaciones siliciclásticas entre las liditas, y por constituir la zona de límite entre las liditas que presentan vergencia norte y las de vergencia sur. Este es el criterio definitivo que nos ha permitido (Fig. 3) reconocer la existencia de un paleohorst. Finalmente, y siempre en una macroescala, se observa en ese sector la coincidencia espacial entre las liditas y pórfidos ácidos, muy alterados hidrotermalmente. La naturaleza del contacto pórfido-lidita es variada: claramente secante, gradual con recristalización parcial de la lidita, y gradual con estructuras laminares decimétricas entrecruzadas en el pórfido.

Ya en una mesoescala, la característica más llamativa de las liditas en este sector consiste en la existencia de gran cantidad de pliegues. Estos pliegues aparecen asociados en ocasiones a niveles de lidita verticalizada de dimensiones métricas (en los niveles más inferiores del paquete de liditas) y se caracterizan por un gran aplastamiento de los niveles de liditas en las zona de flanco y engrosamiento en las zonas de charnela, por su disposición caótica y contrapuesta por lo que a vergencias se refiere y por la ausencia de estructuras menores (esquistosidad, estilolitos, fracturas, etc.) asociadas (Fig. 3 B). Sin embargo, podemos observar que los nódulos de fosfato cuando aparecen implicados en los pliegues han sufrido una gran deformación hasta su total laminación (Fig. 3 C), mientras que en los niveles contiguos no afectados por los pliegues conservan perfectamente su morfología discoidal. El tránsito entre la zona de pliegues y la zona tranquila es relativamente abrupto, pudiendo reconocerse intercala-

ciones entre una y la otra; en todo caso, podemos señalar como característica general que la zona de tránsito se caracteriza por la existencia de un entrelazamiento de niveles de lidita poco deformados que asemeja a una estratificación cruzada de tipo curvo.

Para concluir, podemos señalar que en la lidita plegada de la zona de raíz de Serra Is Carradoris no se puede distinguir la existencia de fracturas sinsedimentarias afectando a un nivel individual de lidita, ni grietas de retracción rellenas de cuarzo. Sí existen, por el contrario, fracturas de dimensiones métricas que afectan a las zonas plegadas. Estas fracturas presentan una disposición de tipo stockwork longitudinal y están tapizadas y/o rellenas por precipitados de origen hidrotermal (cuarzo macrocristalino, variscista, etc.) (Gimeno, 1986 b).

PLIEGUES SINSEDIMENTARIOS EN LAS ZONAS DE TALUD; EL EJEMPLO DEL AFLORAMIENTO DE RÍO MINDERRI (SARRABUS CENTROORIENTAL).

La variedad de pliegues existentes en las liditas del Sarrabus no queda totalmente representada con la descripción realizada hasta este punto. Los pliegues del sector de Serra Is Carradoris son representativos de los pliegues de zonas de raíz, en el caso de afloramientos extensos de lidita. Sin embargo, ya hemos indicado que existe otro tipo de depósitos de lidita, correspondientes a zonas de talud. Este tipo de depósito tiene en general dimensiones más reducidas, morfología lingüidal, y se halla emplazado entre materiales siliciclásticos propios de sedimentación en pendientes inestables (depósitos de debris-flow laminares y canalizados, brechas sinsedimentarias constituidas por intraclastos de lidita, acumulaciones de «slumps», etc.). Los niveles de lidita implicados en estos pliegues son similares a los anteriormente descritos en el caso de los depósitos de lidita no plegados de la vertiente norte de Serra Is Carradoris. Para ilustrarlos hemos escogido el ejemplo del afloramiento existente en río Minderi, muy claro y bien comunicado (Fig. 4).

DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS.

En este caso hallamos pliegues de tipo concéntrico, de amplio radio, y altamente disarmónicos entre sí; no encontramos en este caso deformación plástica de flancos y charnelas, y el frente y la base del lóbulo de liditas se caracterizan por la existencia de tránsito de pliegues concéntricos de dimensiones métricas a facies de brechas de lidita, parcialmente mezcladas con los materiales siliciclásticos del material infrayacente (fig. 4). Las grietas de retracción rellenas de cuarzo, y las fracturas sinsedimentarias con igual relleno son muy frecuentes, en especial en las zonas de extradós de las charnelas de los pliegues, a diferencia de lo visto en el caso de los pliegues en las liditas de Serra Is Carradoris, donde las fracturas son claramente posteriores al desarrollo de los pliegues. Por otra parte, la base del lóbulo de liditas es claramente erosiva. Todas estas características son comunmente interpretadas como producto de deslizamientos rota-

cionales («slumps») a lo largo de taludes inestables, durante los procesos de sedimentación (Cook y Mullins 1983) y en este sentido los pliegues del afloramiento de Minderrí no son diferentes de otros muchos casos bien descritos en la bibliografía.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los pliegues descritos corresponden a dos ambientes paleogeográficos contiguos (horst y talud asociado) relacionados con la existencia de una tectónica distensiva sinsedimentaria, bien documentada en el Sarrabus por otra parte por el estudio de las rocas siliciclásticas asociadas. De hecho, existen tránsitos entre una y otra litofacies de liditas y ejemplos de desgajamiento de lóbulos de lidita a partir de zonas de horst (por ej., Brunco Murdegu, Sarrabus centrooccidental, fig. 1).

Las características de las liditas estudiadas permiten excluir bastantes procesos genéticos para estas rocas. En primer lugar, parece bastante claro que la existencia de liditas en la cuenca sedimentaria está relacionada con aportes extraordinarios de sílice, ya que no existe ninguna evidencia a favor de los otros dos procesos genéticos posibles (véase más arriba) y sí muchos en contra. Entre estos últimos podemos citar como más concluyentes el carácter relativamente somero de toda la secuencia siliciclástica y de los productos piroclásticos intercalados (que no han sido tratados en detalle en este trabajo), la situación preferente de las liditas en los altos estructurales (zonas de horst y taludes asociados), el carácter discontinuo pero recurrente de las liditas a lo largo de la secuencia estratigráfica (Ordovícico, Silúrico y Devónico), la presencia continuada de aportes siliciclásticos y epiclásticos (sin episodios de ralentización de la sedimentación), y la rápida litificación de las liditas, que excluye importantes reconcentraciones de sílice durante el desarrollo de los procesos diagenéticos.

Por lo que se refiere a los procesos de aporte extraordinario de sílice, es obvio que podemos excluir la precipitación evaporítica en cuencas someras, entre otros motivos porque los depósitos formados en tales cuencas tienen un carácter muy continuo (véase por ej. Eugster, 1969) y porque los estudios realizados demuestran que en la cuenca sedimentaria estudiada en el Sarrabus no existió en ningún momento un ambiente confinado capaz de originar un depósito similar. Hemos de excluir igualmente un origen a partir de turbiditas de radiolarios similar al descrito por Nisbet y Price (1974), tanto por la discontinuidad y ubicación estructural de los depósitos de liditas como por la relativa pobreza de las liditas estudiadas en bioclastos y el en general buen estado de preservación en los existentes, que excluye la

existencia de modificaciones texturales de importancia (es decir, disolución de los bioclastos) en el sedimento.

La abundancia de intercalaciones volcánicas y epiclásticas en la cuenca sugiere que el origen de las liditas pudiera tener alguna relación con ellas. Sin embargo, los diferentes materiales estudiados (lavas, coladas piroclásticas, niveles de cineritas, etc.) muestran una buena preservación textural y paragénesis minerales bastante acordes con su presumible quimismo original. Además, un origen de las liditas estrictamente asociado a desvitrificación y/o fenómenos autohidrotermales en los materiales volcánicos no explica su estricta disposición paleogeográfica. Hay que señalar en este sentido que las litofacies más favorables a priori para haber suministrado sílice, las coladas andesíticas espilitizadas, no aparecen nunca asociadas directamente a las liditas.

Como ya adelantamos, hechas todas estas consideraciones las liditas han sido interpretadas como un precipitado químico producido por salmueras procedentes de afluentes hidrotermales submarinos. Si consideramos la cuenca sedimentaria globalmente, esta interpretación explica la asociación sistemática de las liditas a las fracturas sinsedimentarias (vías de drenaje natural de los fluidos hidrotermales) que han condicionado la existencia de una estructura en horsts y grabens, el carácter de guía para la prospección de depósitos de sulfuros masivos polimetálicos, baritina, fluorita, fosfatos, etc. de estas liditas (Gimeno, 1985) y la aparición recurrente de niveles de lidita a lo largo de la secuencia li-toestratigráfica.

Si consideramos el problema a la escala del depósito individual, por ej., en Serra Is Carradoris, esta interpretación explica la estrecha asociación zona de raíz de las liditas-alteración hidrotermal del substrato (localmente, zonas de stockwork silíceo en la base del depósito de liditas), la existencia de varios niveles de lidita de varios metros de potencia convergentes hacia la zona de raíz (Fig. 3), y la existencia de diferentes vergencias. Igualmente explica el carácter extremadamente puntual del aporte (-s) de sílice y el carácter discontinuo de cada depósito individual de lidita, estrictamente relacionados con la zona de efluencia individual, e incluso algunas características sedimentológicas del depósito.

En efecto, por lo que se refiere a este último aspecto, el carácter de precipitado químico de la lidita permite comprender la existencia de expansiones laterales de lidita a partir de la zona de raíz (siempre que la tasa de efluencia fuera alta) con estructuras bandeadas tranquilas, y la existencia de procesos de litificación precoz (clastos angulosos de lidita, niveles erosivos intercala-

dos en el depósito, etc.) en condiciones subacuáticas o con un enterramiento extremadamente somero; estas características sedimentológicas y de desarrollo de diagénesis precoz son muy bien conocidas, por ej., en el caso de depósitos de sulfuros masivos polimetálicos de tipo sedex.

En este contexto, podemos distinguir dos tipos de pliegues en las liditas:

— por una parte, tenemos los pliegues del tipo descrito en el ejemplo del Minderrri, correspondientes a una zona de talud, y que no son más que fragmentos de lidita de litofacies bandeada tranquila desgajados en un proceso de litificación incipiente o intermedio de la zona de horst por diferentes procesos (actividad sísmica relacionada con la actividad tectónica y volcánica; desbordamiento de una zona de horst, etc.). Este tipo de litofacies se desliza pendiente abajo, sufriendo deformación interna mediante el desarrollo de pliegues de tipo concéntrico, altamente disarmónicos entre sí y brechificaciones, tanto mayores cuanto más litificado esté el sedimento silíceo original y mayor sea el desplazamiento. Se trata pues de un caso típico de génesis de pliegues por deslizamientos sinsedimentarios («slumps»).

— por otra parte, tenemos los pliegues del tipo descrito en la zona de raíz de Serra Is Carradoris. En ellos la característica más singular es el comportamiento extraordinariamente dúctil de la lidita, y su ubicación restringida a la zona en la que por multitud de otros criterios ha sido identificado en antiguo efluente hidrotermal. Dado que por una parte tenemos muchas evidencias de la litificación precoz de la lidita, y que por otra todos los materiales presentes en las inmediaciones (incluyendo las litofacies bandeadas tranquilas en la misma lidita) no presentan ninguna evidencia de tectonización, hemos de concluir que los pliegues de la zona de raíz del afloramiento de Serra Is Carradoris son igualmente sinsedimentarios, y consecuentemente se han producido con anterioridad a la litificación del sedimento, a partir de geles y en relación con las zonas de máxima efluencia hidrotermal; la composición del gel original (silíceo y silicatado de otro tipo, Eugster, 1969) y el contenido en metales depende aquí exclusivamente de las características de las salmueras generadas por el efluente hidrotermal.

Es obvio que este tipo de litofacies plegadas pueden resultar engañosas en casos menos claros que los aquí expuestos (por ej., en zonas tectonizadas), especialmente si no se realiza un estudio sedimentológico detallado de las liditas. Sin embargo, es igualmente cierto que litofacies plegadas como las descritas son muy características y en el caso de las de Serra Is Carradoris, totalmente

incompatibles con ausencia de tectonización en los materiales siliciclásticos del contexto geológico inmediato. Esto, unido a su precisa disposición paleogeográfica, hace que el estudio de los pliegues sinsedimentarios durante la cartografía sistemática de estas liditas sea de gran utilidad en la reconstrucción paleogeográfica y en la prospección minera, ya que en este último caso indican proximidad a antiguos efluentes hidrotermales, es decir, posibles vías de aportes metálicos a la cuenca. Los trabajos realizados en este sentido hasta el momento en los Catalánides confirman plenamente el modelo establecido en Cerdeña.

AGRADECIMIENTOS

Durante la realización de este trabajo en Cerdeña su autor disfrutó de becas de la CIRIT de la Generalitat de Catalunya. Muchas gracias igualmente a todos los que nos ayudaron de una u otra manera durante la realización del trabajo, y muy en concreto al Dr. G. Sistu y a los Profs. C. Marini, G. Paladino, S. Pretti, I. Uras y M. Violo (Istituto di Giacimenti Minerari, Cagliari). Quiero agradecer muy especialmente a Giovanni y Carlo, con quienes compartimos buena parte del trabajo de campo, toda la ayuda y sugerencias recibidas, que han contribuido notablemente a enriquecer el contenido de este artículo.

BIBLIOGRAFÍA

- BARCA, S., DEL RIO, M. y PITTAU DEMELIA, P., 1981: Acri-tarchs in the "Arenarie di San Vito" of south-east Sardinia: stratigraphical and geologic implications. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100: 369-375.
- BARCA, S., GNOLI, M., OLIVERI, R. y SERPAGLI, E., 1986: New stratigraphic data and evidence of lower and upper Devonian based on conodont in Sarrabus area (Southeastern Sardinia). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 92 (3): 229-320.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. y MURRAY, R., 1972: *Origin of sedimentary rocks*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall Inc., 634 p.
- CALVINO, F., 1956: Porfidi grigi del Sarrabus. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 78 (1-2): 265-275.
- CALVINO, F., 1961: Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna Sud-orientale). *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 81: 489-556.
- CARMIGNANI, L., COCOZZA, T., GHEZZO, C., PERTUSATI, P.C. y RICCI, C.A., 1982: Lineamenti del basamento Sardo. In L. Carmignani et al. eds. *Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*, pp. 11-23, Pisa, Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It.
- CAROZZI, A., 1953: *Petrographie des roches sédimentaires*. Neuchâtel, Ed. du Griffon, 250 p.
- COOK, H.E. y MULLINS, H.T., 1983: Basin margin environment. In P.A. Scholle et al. eds. *Carbonate Depositional Environments, AAPG Memoir 33*, pp. 540-617, Tulsa.
- DEGENS, E.T. y KULBICKI, G., 1973: Hydrothermal origin of metals in some East African Rift lakes. *Mineral. Deposita*, 8: 388-404.
- EUGSTER, H.P., 1967: Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya: precursors of bedded chert. *Science*, 137 (3793): 1177-1180.

- EUGSTER, H.P., 1969: Inorganic bedded cherts from the Magadi Area, Kenya *Contr. Mineral. and Petrol.*, 22: 1-31.
- GARRISON, R.E. y FISCHER, A.G., 1969: Deep water limestone and radiolarites of the alpine Jurassic in G.M. Friedman ed. *Spec. Publs. Soc. econ. Paleont. Miner. Tulsa*, 14, pp. 20-56, Tulsa.
- GIMENO, D., 1985: Un modelo en el Paleozoico Sardo y su aplicación a la investigación geológica y minera en Cataluña, *Rev. Inv. Geol.*, 41: 5-15.
- GIMENO, D., 1986 a: Evolution of a siliciclastic basin during late ordovician-silurian times: 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. 96, Oviedo.
- GIMENO, D., 1986 b: 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.
- LA MARMORA, A., 1857: *Voyage en Sardaigne. Troisième partie: description géologique et paléontologique*, Paris, Ed. Bertrand, 650 p.
- Mc. BRIDE, E.F. y FOLK, R.L., 1979: Features and origin of Italian jurassic radiolarites deposited on continental crust. *Jour. Sed. Petrology*, 49 (3): 837-868.
- NISBET, E.G. y PRICE, I., 1974: Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited, ocean ridge derived sediments. In K.J. Hsü y H.C. Jenkyns eds., *Spec. Publs. int. Ass. Sediment. 1.*, pp. 351-366, London, Blackwell Sci. Publ.
- SISTU, G., 1985: *Geologia e mineralizzazioni del settore Serra S'Illixi-Rocca Arricelli (Sarrabus Occidentale)*, Univ. Cagliari, Tesi di Laurea inéd., 124 p.
- TEICHMULLER, R., 1931: Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes im südlichen Sardinien. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl.* 3 (5): 1-94.
- TRAVERSO, S., 1890: *Note sulla geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabus (Sardegna)*. Torino, Francesco Casanova Ed. 76 p.
- TUCKER, M.E., 1974: Sedimentology of Paleozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalophodekalk (Germany). In K.J. Hsü y H.C. Jenkyns eds., *Spec. Publs. int. Ass. Sediment. 1.*, pp. 71-92, London, Blackwell Sci. Publ.