

LAS ESTRUCTURAS DE LA PRIMERA FASE HERCINIANA DE DEFORMACION EN LA RAMA N DE LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA (NW DE ESPAÑA).

Por Fernando Bastida (*).

RESUMEN

La Zona Asturoccidental-leonesa es una de las tres grandes zonas en que se ha dividido clásicamente el Macizo Herciniano Ibérico en el NW de la Península. Desde el punto de vista estratigráfico se caracteriza por el gran espesor que alcanzan en ella los materiales, esencialmente detríticos, del Paleozoico inferior. Estos materiales han sufrido, durante la Orogénesis Herciniana, un metamorfismo regional que aumenta hacia el W, donde se alcanza la facies de las anfibolitas. En lo que se refiere a la Geología Estructural, en esta zona se han distinguido en los últimos años diversas fases hercinianas de deformación definidas de acuerdo con los principios geométricos de la superposición de estructuras, de forma que a cada fase se le ha hecho corresponder un conjunto de estructuras que presentan una entidad propia a cualquier escala que se considere. Cada uno de estos conjuntos responde en cada punto a unas determinadas condiciones físicas de la deformación que caracterizan, en consecuencia, a cada una de estas fases desde un punto de vista dinámico. De acuerdo con estos principios, se han considerado originadas durante la primera fase de la deformación (F_1) todas las estructuras que sólo deforman a una fábrica sedimentaria y que corresponden a un proceso de plegamiento generalizado en el que se producen, además de los pliegues, una serie de estructuras asociadas, tales como esquistosidad, «boudins», fallas, etc. Hay que destacar que, mientras en las zonas metamórficas de la facies de los esquistos verdes, la culminación del metamorfismo es sintectónica respecto a la F_1 , en las zonas de metamorfismo más elevado, dicha culminación es posterior a ella, alcanzándose a lo sumo durante dicha fase las condiciones físicas correspondientes a la zona del granate.

El fin de este trabajo ha consistido en analizar las estructuras de la primera fase de la deformación en la rama N de la Zona Asturoccidental-leonesa, para contribuir a llenar la laguna existente en lo que se refiere al estudio geométrico de las estructuras en esta zona y para iniciar el análisis mecánico de dichas estructuras. Para cubrir estos objetivos, se han realizado observaciones detalladas en el corte de la costa cantábrica comprendido entre la Ría del Nalón (Asturias) y Burela (Lugo), así como en algunas localidades situadas tierra adentro.

En líneas generales, los pliegues F_1 llevan siempre asociada una esquistosidad; sus ejes son subhorizontales y con direcciones coincidentes con el trazado cartográfico de las estructuras; presentan una fuerte ver-

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

gencia hacia las zonas externas de la cordillera, situadas al E de la presente zona, si bien la posición original de estos pliegues ha sido fuertemente modificada por las fases posteriores de deformación, principalmente por la tercera (F_3).

Los pliegues F_1 presentan diversos órdenes de dimensiones. Los de mayor tamaño son asimétricos y tienen características variables a lo largo de la zona estudiada. Así, el ángulo entre flancos y la asimetría de los pliegues aumentan su valor hacia el E. Las longitudes de los flancos aumentan hacia el W alcanzando en la unidad más occidental (manto de Mondoñedo) valores comprendidos entre 10 y 20 km. La posición original de estos pliegues ha podido ser determinada mediante el análisis de las figuras de interferencia F_1 y F_3 y de las características de los pliegues F_3 que se superponen, habiéndose encontrado que esta posición varía, de forma que sus superficies axiales fueron desde subhorizontales al W hasta presentar inclinaciones medias más al E (entre 25 y 50° hacia el W).

De los restantes órdenes de tamaño de los pliegues, los más adecuados para la realización de un análisis geométrico son las de tercer orden, por sus posibilidades de observación directa a la escala mesoscópica. El estudio de la variación de la geometría de las capas y de las superficies plegadas permite deducir la existencia de un grado de evolución creciente de los pliegues hacia el W. Este análisis ha permitido además distinguir tres tipos fundamentales de pliegues: concéntricos, subsimilares y chevron. Los primeros aumentan su proporción hacia el E, al contrario de lo que sucede con los segundos, estando repartidos los pliegues chevron a lo largo de toda la zona. Estos tipos representan formas evolutivas entre las que existen todas las transiciones posibles, pudiendo coexistir, no sólo en un determinado sector de la zona, sino también a lo largo de una misma traza axial.

El análisis geométrico realizado, junto con otras características de los pliegues, ha permitido reconstruir la historia evolutiva del plegamiento. En este sentido, puede afirmarse que los pliegues se han originado mediante un proceso de «buckling» al que se ha superpuesto, simultáneamente y/o con posterioridad, un aplastamiento. Las evidencias de «buckling» son de diversa índole: existencia de una periodicidad con una longitud de onda controlada por las características litológicas del «multilayer», distribución de la deformación dentro de las estructuras, etc. Igualmente, las pruebas del proceso de aplastamiento son abundantes y vienen dadas por la geometría de las superficies y capas plegadas, por el análisis de estratificaciones cruzadas plegadas, por la disposición de la esquistosidad en algunos pliegues, etc. La variación de este aplastamiento no es fácil de sintetizar en una ley sencilla, pero puede decirse que en la unidad occidental (manto de Mondoñedo), alcanza valores mayores que en el resto de la zona.

A partir del modelo evolutivo de «buckling» más aplastamiento, se ha obtenido un modelo cuantitativo que muestra la variación de la deformación a lo largo del corte de la costa analizado. Este modelo permite constatar como el acortamiento varía desde un 39 % en el extremo oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa (inmediaciones de la Ría del Nalón) hasta un 65 % en el extremo occidental (sector de Burela).

Las evidencias de los mecanismos de plegamiento durante el «buckling» presentan un carácter esporádico. No obstante, ha podido constarse que la deformación longitudinal tangencial y el «flexural-slip» han tendido a predominar hacia el E de la zona, mientras que el «flexural-flow» ha aumentado su importancia hacia el W.

En los lugares donde aparecen efectos no lineales importantes en el comportamiento de los materiales del «multilayer» durante el «bukling» se originan pliegues de tipo chevron. En este proceso pueden influir: la existencia de una ley constitutiva de flujo de los materiales marcadamente no lineal, la interacción entre las capas que se pliegan y/o el efecto no lineal de origen geométrico ligado a la amplificación del plegamiento. En relación con estos factores, los núcleos de los pliegues concéntricos han sido lugares particularmente favorables para el desarrollo de pliegues chevron. De la misma forma, este tipo de estructuras se han originado preferentemente en «multilayers» regularmente estratificados, con materiales predominantemente competentes y dispuestos en capas relativamente delgadas. Cuando estos efectos no lineales no se producen, los pliegues de perfil redondeado originados por «buckling» prosiguen su evolución mediante un aplastamiento, originándose así pliegues de clase 1 C o subsimilares. Los pliegues chevron también sufrieron un proceso de aplastamiento con posterioridad a su formación, si bien su forma continuó siendo angulosa. Finalmente, después de un grado mayor o menor de aplastamiento que depende de la naturaleza del material y de las condiciones físicas de la deformación, ésta se hace heterogénea y se producen estructuras tales como «boudins», «kink-bands» normales, fallas inversas, etcétera, las cuales revelan los últimos procesos del plegamiento.

La estructura que se asocia al plegamiento de forma más generalizada es la esquistosidad, cuyo tipo oscila entre tres términos extremos: esquistosidad grosera, «slaty cleavage» y «schistosity»; la presencia de una u otra depende de la litología y del grado de metamorfismo. Así, el «slaty cleavage» se origina en las pizarras, la esquistosidad grosera es característica de las metapsammitas o de las zonas con metamorfismo muy bajo y la «schistosity» aparece bien desarrollada en las metapelitas con mayor grado de metamorfismo. Los mecanismos que originan estas estructuras también varían a lo largo de la zona. En el caso del «slaty cleavage», la disolución por presión aparece como mecanismo dominante en la parte oriental, donde esta estructura presenta un carácter incipiente; hacia el W aumenta progresivamente la cristalización y recristalización de filosilicatos orientados hasta convertirse en el mecanismo más evidente; la rotación mecánica de minerales presenta sin embargo un carácter subordinado en la formación del «slaty cleavage».

El análisis microscópico de las rocas cuarcíticas revela la existencia de varios tipos microestructurales a lo largo del corte de la costa, los cuales evidencian un aumento de la restauración (recovery) dinámica primero y de la recristalización dinámica después, hacia el W. Este hecho implica un aumento de la importancia del mecanismo de deformación por dislocaciones hacia dicho punto.

En definitiva, se observa que las estructuras de la primera fase de la deformación herciniana presentan unas características variables a lo largo

del área estudiada. Esta variabilidad responde a la existencia de unas condiciones físicas de la deformación también variables. En este sentido, el hecho de que el grado de metamorfismo aumente hacia el W implica la existencia de campos de presión de confinamiento y de temperatura crecientes hacia dicho punto. De acuerdo con los estudios experimentales de Mecánica de Rocas, este aumento de P_{conf} y T deben de llevar consigo un aumento de la ductilidad y una disminución del papel de la anisotropía de la roca. Existen otros factores muy importantes que son difíciles de evaluar, como, por ejemplo, la intensidad y duración de los esfuerzos causantes de la deformación, que es muy probable que hayan aumentado también hacia el W. La influencia de estos factores sobre las características de la deformación se manifiesta a todas las escalas:

- A escala macroscópica se manifiesta por un aumento de la simetría, del ángulo entre flancos y de la inclinación de los pliegues mayores hacia el E y por un aumento de las longitudes de los flancos hacia el W.
- A escala mesoscópica, por un aumento del grado de evolución de los pliegues menores y del acortamiento hacia el W y por una variación de su morfología y mecanismos de deformación.
- A escala microscópica, por una variación en la morfología de la esquistosidad y en sus mecanismos de formación, así como por una variación en las demás microestructuras de las rocas y en los mecanismos de deformación.

La litología es otro de los principales factores del proceso de deformación. Este factor es responsable de algunas anomalías importantes en las leyes de variación descritas y permite explicar muchas características de las estructuras F_1 .