

Análisis estructural de un segmento de la Cadena Herciniana: el borde meridional del dominio Centro armoricano en la región de Châteaubriant (Francia)

por Miguel LÓPEZ MUÑOZ

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (C.N.R.S.), Université de Rennes, Institut de Géologie, 35042 RENNES Cedex, France.

RESUMEN

Gracias al empleo de diversos métodos que permiten un buen grado de finura se estudian los distintos acontecimientos estructurales que han afectado a un segmento de la Cadena hercínica. La comparación de los resultados que se obtienen con toda la información existente en las zonas vecinas permite integrar dicho segmento en el cuadro más vasto de la evolución geodinámica de la Bretaña Central durante los tiempos Proterozoico superior y Paleozoico.

RESUMÉ

Grâce à l'emploi de diverses méthodes qui permettent un bon degré de finesse, on étudie les différents événements structuraux qui ont affecté un segment de la Chaîne hercynienne. La comparaison de nos résultats avec toute l'information existante dans les zones voisines permet d'intégrer ce segment dans le cadre plus vaste de l'évolution géodynamique de la Bretagne Centrale pour les temps Protérozoïque supérieur et Paléozoïque.

A travers l'étude de la schistosité à différentes échelles, on montre l'existence d'une phase de déformation hercynienne qui provoque l'apparition d'une schistosité dans les terrains briovériens et paléozoïques.

Pendant cette phase apparaît un métamorphisme régional de basse pression. La déformation est faiblement rotationnelle et liée à une compression N-S.

INTRODUCCIÓN

Con el presente trabajo se pretende aportar una contribución al conocimiento de la Cadena hercínica a través de un estudio afinado de la deformación. Durante los últimos años diversos autores han centrado su atención en esa parte de la cadena que constituye el arco Ibero-armoricano, y han aportado diversas interpretaciones que ponen en juego el concepto de tectónica de placas a escala continental, Arthaud et Matte (1977); Cogne (1980 b); Bard et al. (1980); etc. Para llegar a tales interpretaciones ha sido preciso conocer las características y la orientación del elipsoide de deformación en diferentes localidades con el fin de integrarlas en un modelo global que pueda explicar el conjunto de observaciones.

En este estudio no pretendemos llegar a la deducción de un modelo general, sino a dilucidar los distintos parámetros que han intervenido en la deformación de un segmento, poco conocido, de la Cadena hercínica fig. 1.

Distintos estudios de gran importancia han sido realizados en zonas adyacentes: Le Corre (1978); Le Théoff (1977); Gapais (1979); Berthé et al. (1979); etc.

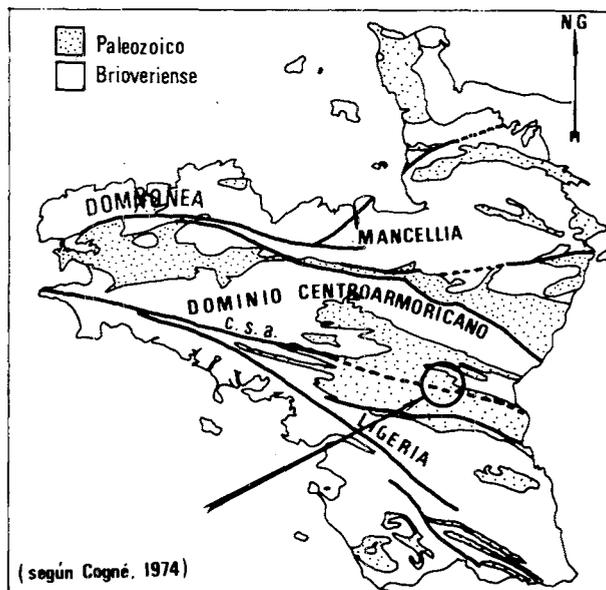


Fig. 1. Esquema de situación de la zona estudiada. c.s.a.: Rama Norte del cizallamiento sud-armoricano.

Nuestro objetivo va a centrarse pues, en determinar la continuidad o discontinuidad de nuestras observaciones con aquellas de las zonas vecinas, con el fin, de completar un mosaico que permita interpretaciones más amplias a la escala de la cadena.

TRABAJOS PRECEDENTES

Ya en 1895, M.L. Bureau y D.P. Oehlert hacen aparecer las líneas estratigráficas y estructurales generales de los sinclinales Centroarmoricanos.

Los primeros trabajos puramente tectónicos se deben a F. Kerforne (1919), quien interpretó los sinclinales del Sur de Rennes como un gran manto de corrimiento al que designó bajo el nombre de «Nappe de la Vilaine».

Entre los estudios más recientes cabe citar a P. Cavet y H. Lardeux (1957), y P. Cavet et al. (1965), que presentan

una síntesis estratigráfica de las formaciones paleozoicas de St-Julien-de-Vouvantes y de Redon-Ancenis.

En relación a los problemas ligados a la esquistogénesis el lector podrá dirigirse a la magnífica síntesis de Le Corre (1978), y para el estudio de marcadores elipsoidales en relación con el análisis de la deformación finita se puede consultar igualmente, B. Le Théoff (1977).

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El macizo Armoricano ha sido dividido en diferentes dominios que han seguido una evolución paleogeográfica y estructural esencialmente diferente unos de otros. Este hecho ha llevado a J. Cogné (1980 a), a distinguir del Sur hacia el Norte:

- Una zona «ligéromoldanubienne» que coincide con el eje moldanubiense del orógeno variscico.
- Una zona «armorico-thuringienne» que forma parte de la franja saxoturingiense del mismo orogeno.
- Una zona «adomnonéo-mancellienne» al Norte del Macizo Armoricano.

Situándonos más precisamente en la zona «armorico-thuringienne» y siguiendo a Cogné (1980 a) «esta franja presenta un Proterozoico terminal caracterizado por una

sedimentación grauwáquica inmadura, de tendencia molásica y sometida moderadamente a los últimos acontecimientos estructurales cadomienses.

Esta zona está recubierta transgresivamente por un Paleozoico de carácter esencialmente nerítico.

Los estudios realizados durante los últimos años en este dominio muestran la existencia de dos fases de deformación antehercinianas, Darboux et al. (1975) y Le Corre (1978) seguidas por la fase herciniana que indujo la aparición de una esquistosidad subvertical, que es plano axial de pliegues de ejes cercanos de la horizontal y orientados N 100-12° E. En la parte más meridional estos pliegues se tumban hacia el Norte. En la parte Sur, la aparición generalizada de una crenulación de la esquistosidad I indica una fase tardía de compresión. Por último cabe señalar el desarrollo de cabalgamientos locales del Sur hacia el Norte, Claffic'h M., (1976).

En relación con los cizallamientos que afectan a la zona considerada, la información existente es bastante precisa: Las ramas Norte y Sur del Cizallamiento Sudarmoricano han funcionado dextralmente, por lo menos en su última etapa y su movimiento parece posterior a los cabalgamientos antes citados, Jegouzo (1976).

A partir de esquistos cristalinos y de granitos de dos micas, estos últimos datados de 320 ± 9 MA (Vidal, 1973),

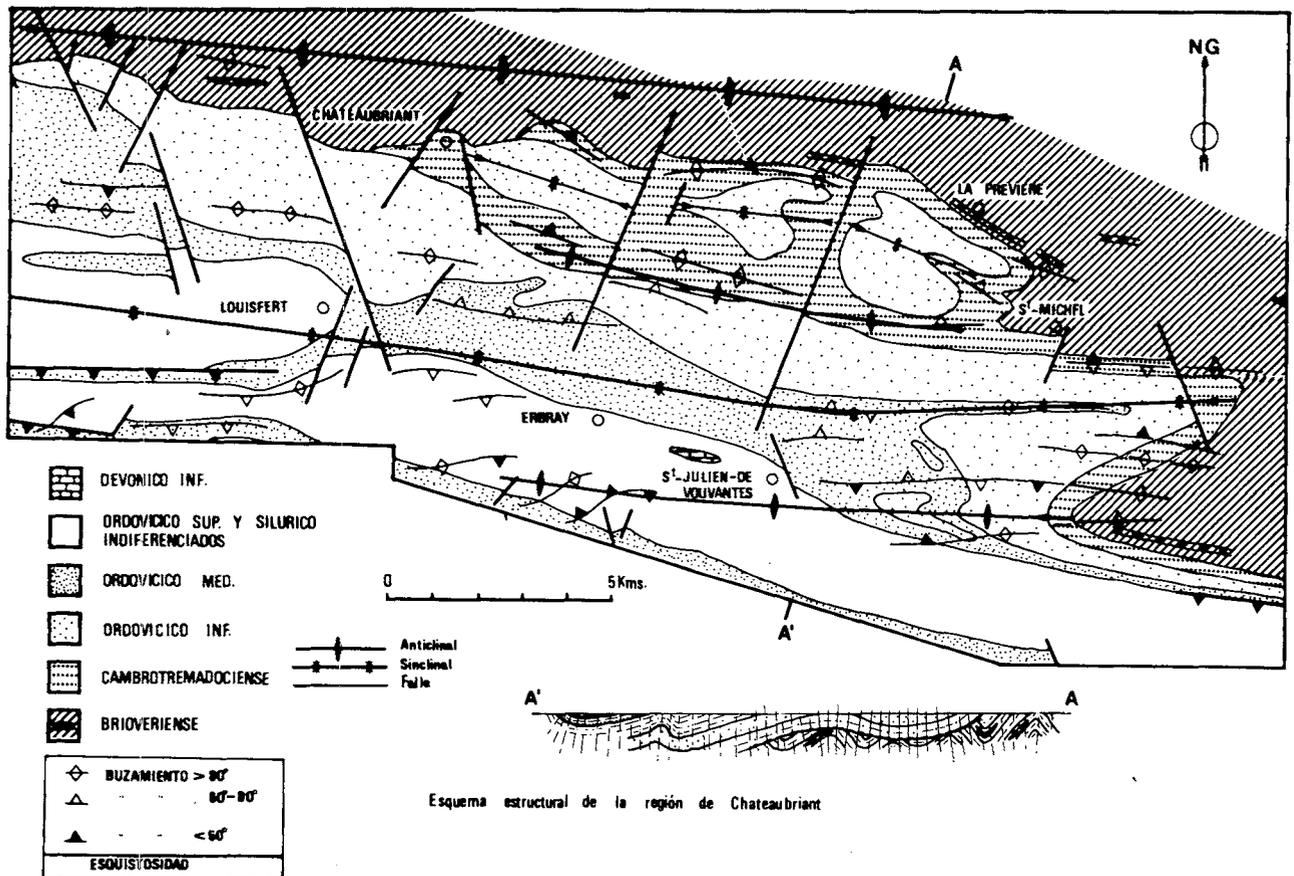


Fig. 2. Esquema estructural de la región de Châteaubriant.

los cabalgamientos conducen a la formación de un complejo ultramilonítico. Los granitos de dos micas son anteriores a los procesos de cizallamiento y por otro lado posteriores a la fase II que ha conducido a la elaboración de granitos de anatexia (Audren et Jegouzo, 1974), y que están datados de 369 ± 15 MA (Vidal, 1973).

DATOS ESTRUCTURALES DE TERRENO

El anticlinorio de Châteaubriant está formado por pliegues de gran longitud de onda, muy abiertos, que afectan tanto a los materiales brioverienses como a los paleozoicos.

La dirección de la estratificación es de $N 100^\circ E$ en líneas generales y los buzamientos son generalmente débiles y cercanos de la horizontal.

La esquistosidad regional S1 tiene una orientación para-

lela a las estructuras y con buzamiento subvertical en término medio. Por el contrario se hace más variable al Sur de la cuenca de Erbray y con buzamientos débiles hacia el Sur, fig. 3.

La lineación de estiramiento observable gracias al alargamiento de los cantos en las pudingas deformadas, así como por la observación de los esquistos en lámina delgada, aparece subhorizontal y paralela a los ejes de las grandes estructuras regionales.

La dirección de fracturación principal para toda la zona corresponde a una orientación submeridiana. Por otro lado se distingue una dirección secundaria Este-Oeste.

Los kink-bands, con una dirección notablemente Norte-Sur y cuyo plano de kink es subvertical muestran una rotación sinistral.

La deformación discontinua en esta zona parece ser posterior a la deformación regional sinesquistosa.

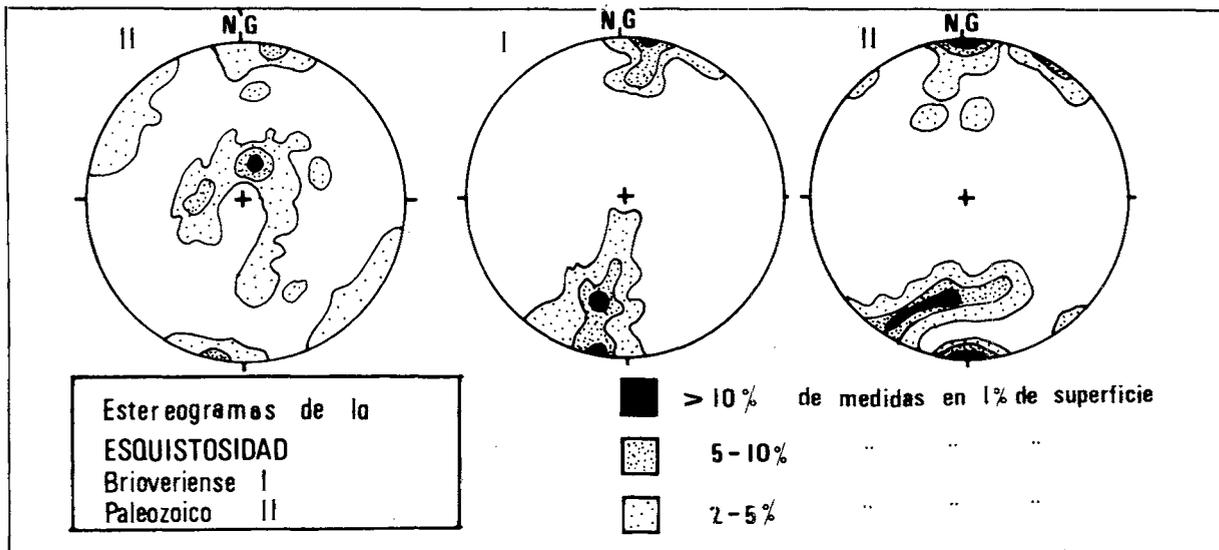


Fig. 3. Estereogramas de la esquistosidad: (I) y (IIb) similitud de la esquistosidad del Brioveriense y del Paleozoico. (IIa) esquistosidad en la cuenca de Erbray.

ANÁLISIS DE LA ESQUISTOSIDAD REGIONAL

I - A la escala del afloramiento:

A partir del estudio de terreno aparece claro que existe una sola esquistosidad S1 para todo el conjunto de la zona estudiada. Se trata de una esquistosidad de plano axial paralela a los ejes de los pliegues. Las variaciones que a veces se observan corresponden a la refracción de la misma en la cercanía de las capas más competentes.

A partir del estudio de los diagramas de Schmidt de la esquistosidad, fig. 3 se constata la similitud existente entre el Brioveriense y el Paleozoico. Este hecho muestra que la esquistosidad observada es de edad herciniana. El brioveriense subyacente al Paleozoico y separado de éste por una discordancia, fue afectado por la orogénesis Cadomiense

dando pliegues sin esquistosidad. Posteriormente todo el conjunto Brioveriense y Paleozoico fue plegado y dotado de una esquistosidad que es plano axial de los pliegues que afectan a los terrenos paleozoicos (cf. Le Corre, 1978, y Corte geológico de la fig. 2).

Con el fin de profundizar en el conocimiento de la esquistosidad ha parecido oportuno de realizar un mapa de trayectorias de esquistosidad regional. El interés de dicho mapa consiste en que permite de visualizar las variaciones de orientación y de buzamiento del plano de esquistosidad.

En la figura 2 se puede apreciar la existencia de trayectorias continuas en dirección y paralelas en los sectores Norte y Centro. En cuanto a los buzamientos, se observan algunos verticales dentro de las formaciones esquistosas pero al aproximarse a las formaciones competentes se hacen

cada vez más débiles.

Hacia el Sur las trayectorias siguen una dirección oblicua a las estructuras y con un ligero buzamiento hacia el Sur.

El mapa permite igualmente de formular la hipótesis del congenetismo de la esquistosidad en el Brioveriense y en el Paleozoico. En efecto, las trayectorias pasan del uno al otro sin una variación sensible de dirección o de buzamiento.

II - A la escala de la lámina delgada:

Con el fin de poder determinar las variaciones de intensidad crecientes de la esquistosidad y de esta manera discernir sobre las posibles variaciones en la intensidad de la deformación se ha realizado un estudio tipológico de la esquistosidad. Para abordar dicho estudio se ha elegido la clasificación de Le Corre (1978), porque permite de determinar, para una misma facie petrológica inicial; las variaciones en la intensidad de la esquistosidad.

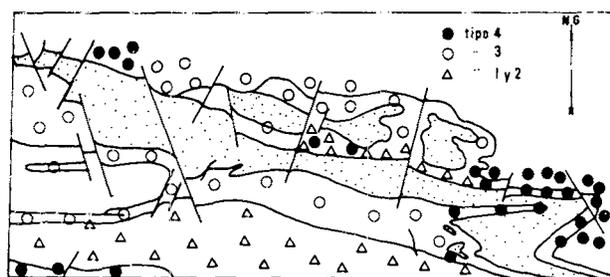


Fig. 4. Repartición de los distintos tipos de esquistosidad.

Los resultados se presentan en un mapa que muestra los valores más elevados, de tipo 4, en el Brioveriense y en las facies más esquistosas del Cambrotremadociense, fig. 4. En el centro de la zona, el Ordovícico Medio presenta en general valores de tipo 3, mientras que en el Sur son de tipo 4. Se constata igualmente que en el entorno de la terminación perisinclinal de St-Michel-et-Chanveaux, al Este de la zona, aparece una esquistosidad muy evolucionada que corresponde, como veremos más adelante, a una zona metamórfica de cloritoide.

Los valores observados están estrechamente ligados, por un lado, a la litología del material sobre el que se instala la esquistosidad y por otro lado al nivel estratigráfico que ocupan dentro de la columna.

El primer factor determina el hecho de que en los esquistos se encuentre de preferencia valores de tipo 4 mientras que en las cuarcitas es generalmente de tipo 1 a 2.

En segundo lugar, el peso de la columna va a aportar una presión confinada que aumenta con la profundidad, de manera que los niveles más superficiales presentaran una esquistosidad menos evolucionada que los niveles profundos.

Como fenómeno secundario debe considerarse el caso de los granitos que pueden favorecer la evolución de la esquistosidad hacia el tipo 4 en las capas adyacentes.

Teniendo en cuenta estos factores puede afirmarse que la zona estudiada presenta una esquistosidad de grado medio que se enmarca bien en el esquema general propuesto por Le Corre (1978), para la Bretaña Central, en el cual aparece una esquistosidad que aumenta en intensidad del Norte hacia el Sur y que, por consiguiente testimonia de la existencia de un gradiente Norte-Sur de deformación.

III - Escala de la estructura cristalina

LA FÁBRICA DE LAS ILITAS EN LOS ESQUISTOS

El análisis de la fábrica de las ilitas, gracias al método de goniometría de textura y de fábrica permite precisar la zonoografía de la esquistosidad. Para ello se estudian los planos basales de las ilitas por difracción de rayos X. A partir de las intensidades difractadas por estos planos se pueden construir unas figuras de polos que representan la abundancia relativa de planos reticulares de ilitas según las diferentes posiciones de la muestra en el espacio.

Los parámetros utilizados para describir el elipsoide de tipo triaxial obtenido son:

$$\text{Un parámetro de forma } Kf = \frac{x/y-1}{y/z-1}$$

y un parámetro de intensidad $Rf = x/y + y/z - 1$

El elipsoide así definido sólo corresponde de manera exacta al elipsoide de deformación en el caso de que el mecanismo de reorientación de las ilitas en el plano de esquistosidad haya sido una rotación pasiva.

El estudio del mapa de repartición de los parámetros de fábrica, fig. 5, revela unos resultados concordantes con

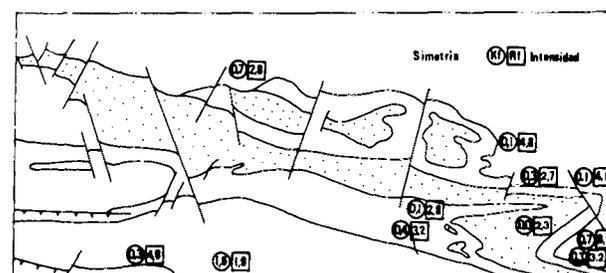


Fig. 5. Fábrica de ilitas.

aquellos obtenidos por el estudio tipológico de la esquistosidad. Los mayores valores de esquistosidad se encuentran allí donde la intensidad de fábrica presenta su forma más evolucionada.

En cuanto al parámetro Kf, simetría de la fábrica, se observan fábricas planares $Kf \ll 1$, donde existe una esquistosidad de flujo penetrativa. Se puede constatar, sin embargo, la presencia de fábricas planares $Kf < 1$ en todo el territorio estudiado, de lo cual se deduce un régimen de deformación dentro del campo del aplanamiento, hecho que concuerda bien con las observaciones microtectónicas. En todo caso, es conveniente remarcar que la fábrica de las ilitas exagera el carácter planar de la deformación (fig. 6).

EL METAMORFISMO

Las condiciones de metamorfismo de los esquistos en la Bretaña Central han sido estudiadas por Le Corre (1978). Este autor muestra que la paragénesis «cuarzo + chlorita + chloritoide + pengita» es la que se observa con más frecuencia. La temperatura no parece inferior a 200 °C y se trata de un dominio de metamorfismo de «grado débil» a «grado muy débil» según la terminología de Winkler (1974).

Dentro de la región estudiada en el presente trabajo, se

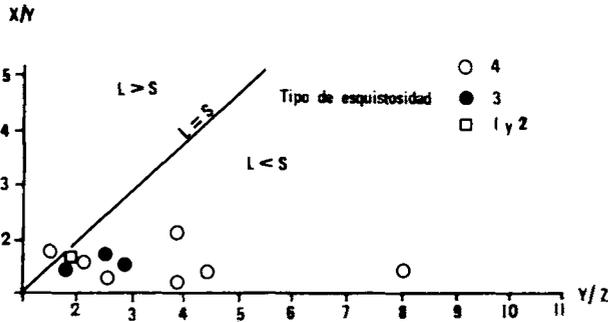


Fig. 6. Representación en un diagrama de FLINN de la fábrica de ilitas en función del tipo de esquistosidad.

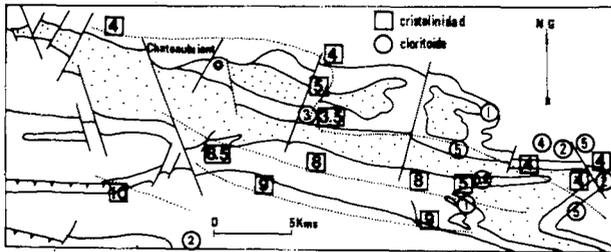


Fig. 7. Mapa de índices de cristalinidad de ilitas y de porcentajes de Cloritoide.

cumplen estas mismas condiciones, pero, con el fin de delimitar mejor la zoneografía de la intensidad al metamorfismo se ha realizado un análisis de la cristalinidad de las ilitas de neoformación. Dicho análisis se basa en la difracción de los rayos X por los planos basales de las ilitas para un ángulo de incidencia variable. La intensidad difractada se recoge sobre un registro a partir del cual se obtiene el índice de cristalinidad midiendo el ancho del pico a 10Å a la mitad de su altura.

Este método permite de establecer una correlación entre la cristalinidad y la intensidad del metamorfismo.

Los resultados se han sintetizado en un mapa de repartición de índices de cristalinidad (fig. 7), y en un diagrama de tipo Esquevin (1969), (fig. 8).

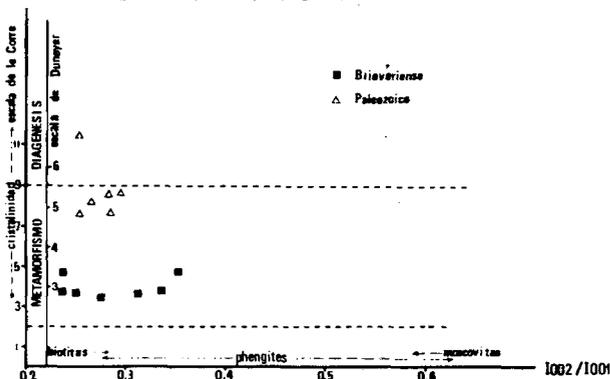


Fig. 8. Cristalinidad de ilitas (diagrama de Esquevin).

El mapa muestra un gradiente del Sur hacia el Norte. Los esquistos brioverienses alcanzan el valor 4 de manera general. Los terrenos cambrotremadocienses dan índices entre 4 y 5 y las formaciones del Ordovícico medio muestran una gran diversidad, aunque con cristalinidades más pobres hacia el Sur, valor 10, próximo de la cristalinidad de una ilita sedimentaria.

La diferencia entre los valores del Brioveriense y del Paleozoico podría ser una prueba de la discordancia de metamorfismo (1) entre estos dos sistemas (Le Corre, 1978).

Los mejores valores se encuentran sin duda agrupados alrededor de la terminación perisinclinal de St-Michel-et-Chanveaux y apoyan la idea de la existencia probable en profundidad de leucogranitos hercinianos que provocaron un calentamiento anormal de los esquistos en esta zona. En el mapa de la figura 7 se ha representado igualmente la repartición espacial del porcentaje de cloritoide de las distintas muestras y en él se observa por un lado, una estrecha relación entre los porcentajes elevados de dicho mineral y los índices de cristalinidad más altos. Por otro lado, la concentración de los mayores valores de cloritoide en torno a la terminación perisinclinal de St-Michel-et-Chanveaux, confirma la hipótesis de la existencia de una anomalía térmica en dicha terminación, asociada a la presencia a poca profundidad de leucogranitos hercinianos.

El diagrama de Esquevin, fig. 8, muestra dos nubes bien diferenciadas de puntos que corresponden al Brioveriense y al Paleozoico, situándose entre los valores 3 y 7 de la escala de (Dunoyer, 1969), que indican un metamorfismo de «grado débil» a «grado muy débil». Este resultado refuerza la hipótesis de la existencia de una «discordancia de metamorfismo» entre los dos sistemas.

ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN FINITA:

Con el objeto de determinar la forma y la intensidad del elipsoide de deformación finita así como sus posibles variaciones en el espacio, se han analizado 8 muestras de pudingas con cantos deformados.

Para realizar este estudio se han utilizado los métodos de Dunnet (1969), y de Dunnet y Siddans (1971). Los datos obtenidos por la medida de las razones axiales en los planos principales de deformación y de los ángulos de Φ del eje mayor de las elipses con relación a una horizontal de referencia, han sido tratados por una unidad de cálculo automático. Los resultados se expresan sobre un mapa que corresponde al índice de forma K y al parámetro de intensidad de la deformación r. El estudio se completa con la representación del conjunto de datos sobre un diagrama de Flinn (figs. 9 y 10).

(1) En realidad no existe una discordancia de «grado metamórfico», porque ambos sistemas se sitúan dentro del mismo «grado metamórfico».

La cristalinidad de las ilitas ha permitido encontrar una ligera diferencia dentro de los límites de «grado débil» a «grado muy débil» entre el Brioveriense y el Paleozoico.

De hecho, no había existido un metamorfismo no esquistoso en el Brioveriense. El ciclo cadomiense afectó al Brioveriense dando pliegues sin esquistosidad y los materiales de este sistema no sufrieron metamorfismo. Sin embargo, estos materiales estaban ya más endurecidos que los paleozoicos en el ciclo herciniano. Además en esta época soportaban todo el peso de la columna paleozoica y se encontraban a mayor profundidad que los materiales paleozoicos.

No se trata pues de una discordancia en sentido estratigráfico, sino de una diferencia en la intensidad del metamorfismo sufrido por estos dos sistemas durante un mismo ciclo orogénico.

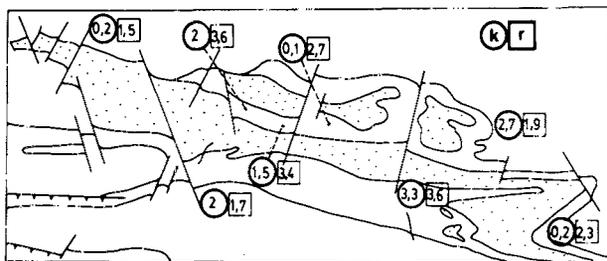


Fig. 9. Mapa de repartición del índice de forma (k) del elipsoide de deformación y del parámetro de intensidad de la deformación (r).

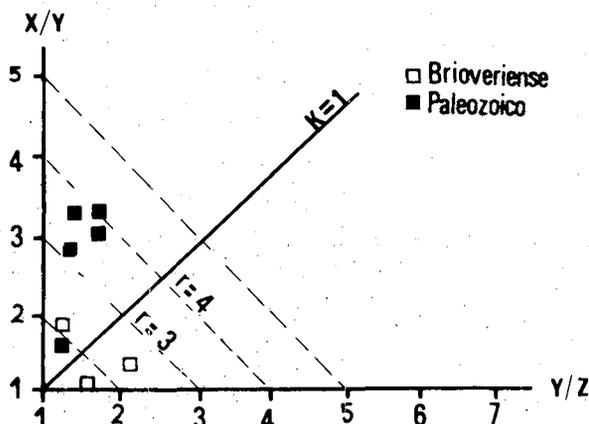


Fig. 10. Diagrama de FLINN de la deformación finita.

La interpretación debe llevarse a cabo sin soslayar ciertos problemas como son la naturaleza del material empleado y su situación dentro de las estructuras regionales. En este trabajo, las pudingas estudiadas presentan clastos de naturaleza diversa según las diferentes muestras. Así pues, el mecanismo de deformación de un canto de cuarzo no va a ser el mismo que el de uno de naturaleza arcillosa y de manera similar, la intensidad de la deformación será diferente si la matriz que engloba los cantos es de composición diferente. Por consiguiente, y teniendo en cuenta estos factores, se puede afirmar que la deformación ha sido poco intensa y con valores comprendidos entre $r = 1.5$ y $r = 3.6$. Estos resultados son concordantes y completan hacia el Este los obtenidos por Le Théoff (1977). En efecto, este autor constata, a partir de un análisis similar al desarrollado aquí, que en Bretaña Central la intensidad de la deformación es en general débil, aún cuando se observa un gradiente que aumenta del NW hacia el SE. Los valores que se han obtenido se integran perfectamente en un tal gradiente.

Por lo que concierne al índice de forma K del elipsoide de deformación hay que resaltar, primeramente, que este índice oscila entre valores algo heterogéneos, $K = 0.1$ a $K = 3.3$, lo cual implica, por un lado, una dispersión ligeramente alrededor de $K = 1$. En segundo lugar, que, como lo indica Le Théoff (1977), la variación de K es función de la estructura observada, es decir, los flancos muestran sobre todo aplanamiento y las charnelas la constricción.

De todo lo anterior se deduce que la deformación es ligeramente rotacional, debido a la existencia de un gradiente de deformación. Por otro lado, la representación de los

distintos valores obtenidos en un diagrama de Flinn muestra una ligera tendencia a la constricción. Este hecho se integra bien en el marco de la Bretaña Central, donde Le Corre (1978), encuentra una deformación de tipo aplanamiento en la parte septentrional, que evoluciona hacia la constricción en la zona meridional.

En relación a la rama Norte del cizallamiento Sudarmórico, en la zona estudiada, no aparecen criterios microscópicos que puedan indicar la existencia de una componente de cizalla durante la deformación sinesquistosa, a la excepción del carácter ligeramente rotacional de la misma.

Este hecho, general a la Bretaña Central, ha inducido a Le Corre, (1978), y a Le Théoff (1977), a pensar que el acortamiento existente en esta región es debido fundamentalmente a una compresión Norte-Sur. Los resultados obtenidos en el presente estudio están de acuerdo con tal interpretación, que puede extenderse a esta zona de la Bretaña Central.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La evolución estructural de la zona estudiada puede resumirse en las siguientes etapas:

Sobre unos terrenos del Proterozoico superior, Brioveriense, poco deformados y no afectados de esquistosidad, se depositó en discordancia durante el Paleozoico una serie de tipo epicontinental. Posteriormente todo el conjunto sufrió los efectos de la orogénesis Hercínica, formándose pliegues de gran longitud de onda, localmente encofrados, mientras que los pliegues ya existentes en las capas brioverienses se apretaron aún más.

Durante esta etapa se desarrolló una esquistosidad que es de plano axial para los pliegues paleozoicos en vías de formación.

Paralelamente aparece un metamorfismo regional de tipo baja presión-baja temperatura y un metamorfismo de contacto ligado a la intrusión de leucogranitos. Este último provocó la aparición localizada de cloritoide.

Durante esta fase, el Brioveriense endurecido y-a por la deformación antehercínica, reaccionará mejor que el Paleozoico a las nuevas condiciones de presión y de temperatura, desarrollando una mejor cristalinidad de ilitas.

Al final de la evolución va a actuar tardíamente una zona de cizallamiento que provoca la gneissificación de los leucogranitos (Berthé et al. 1979).

La deformación de la fase mayor hercínica es pues, como se ha visto, ligeramente rotacional y ligada a una compresión Norte-Sur. En las últimas fases de apretamiento aparecerán los cizallamiento que afectan a la zona.

La tendencia generalizada en Bretaña Central a la constricción en su parte más meridional está ligada a un acortamiento según el eje «y» del elipsoide de deformación.

Este hecho puede explicarse doblemente, por el efecto de pantalla del ortogneis de Lanvaux durante la fase mayor Hercínica y por el empuje subvertical asociado a la intrusión diápirica de los leucogranitos.

Tanto unos como otros se sitúan en la parte más meridional de la zona, jalonando la rama Norte del cizallamiento Sudarmórico.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo concuerdan, en general, bien con aquellos obtenidos en zonas adyacentes. Cabe resaltar, en particular, la continuidad entre los valores de cristalinidad de ilitas obtenidos por Le Corre (1978) y los que se obtienen en la región de Châteaubriant.

De manera similar, los índices de forma «k» del elipsoide de deformación y los parámetros de intensidad de la deformación obtenidos en este estudio completan hacia el Sur aquellos obtenidos por Le Théoff (1977) y se integran en el gradiente N-S de deformación mostrado por este autor.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la ayuda inestimable de los Profesores Cl. Le Corre; J. J. Chauvel y de M. Robardet, investigador del C.N.R.S. También agradezco al Profesor P. Choukroune por su colaboración en la corrección del manuscrito, y a todos los miembros del C.A.E.S.S.

Finalmente, quiero agradecer al Dr. A. Eraso por haberme iniciado en la Geología de campo.

BIBLIOGRAFÍA

- ARTHAUD, F. y MATTE Ph. 1977: «Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals». *Geol. Soc. Am. Bull.* 88: 1305-1320.
- AUTRAN, A. y COGNÉ, J. 1980 a: «La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne». 26ème. Congr. Géol. Inst. Paris, Colloque "Géologie de l'Europe": 90-111.
- BARD, J. P., BURG, J. P., MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. 1980: «La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques». 26ème. Congr. Géol. Int. Paris, Colloque "Géologie de l'Europe": 233-246.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. y JEGOUZO P. 1979: «Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the exemple of the South Armoricain shear zone». *J. Struct. Geol.* 1, 31-42.
- BOUCHEZ, J. L. y BLAISE, J., 1976: «Une structure hercynienne liée à un accident ductile: L'anticlinal de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé, aux environs d'Angers (Massif Armoricain)». *Bull. Soc. Géol. France* (7) 17: 145-157.
- BUREAU, M. L. et OEHLERT, D. P., 1895: «Carte géologique détaillée de la France au 80 000è. Feuille de Château-Gontier, 1ère. éd.»
- CAVET, P. y LARDEAUX, H., 1957: «Le Dévonien Supérieur dans le S.E. du Massif Armoricain». *International Symposium on the Devonian System*, Calgary, 1957, 1: 143-148.
- CAVET, P., LARDEUX, H. Y PILLET, J., 1965: «Notice stratigraphique sur les formations paléozoïques des synclinoria de Saint-Julien-de-Vouvantes et de Redon-Ancenis (S.E. du Massif Armoricain) à l'Est du méridien de Châteaubriant». *Bull. Soc. Et. sci. Anjou*, (NS), 5: 23-44, 2 pl.
- CLAFFIC'H, M. J., 1976: «Données complémentaires sur la géométrie du plissement et sur les variations de forme et d'orientation de l'ellipsoïde de déformation dans l'arc hercynien ibéro-armoricain». *Bull. Soc. Géol. France* (7) 18 n.º 3: 757-762.
- COGNÉ, J., 1957: «Schistes cristallins et granites en Bretagne Méridionale: Le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille (Thèse Strasbourg)». *Mém. Serv. Carte géol. Fr.* 1960, 382 pp.
- COGNÉ, J. y WRIGHT, A. E., 1980 b: «L'orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin». 26ème. Congr. Géol. Int. Paris, Colloque "Géologie de l'Europe": 29-55.
- DARBOUX, J. R., LE CORRE, Cl. y COGNÉ, J., 1975: «Tectoniques superposées cadomiennes et hercyniennes dans le Briovérien du Nord de la Baie de Douarnenez (Finistère)». *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) 17.5: 680-685.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., 1969: «Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme». *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.* 29, 320 pp.
- ESQUEVIN, J., 1969: «Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité». *Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A.* 3, 147-154.
- GAPAIS, D., 1979: *Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Application aux quartzites (Segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio-Finlande)*. Thèse 3e Cycle, Rennes, ronéo, 215 pp.
- JEGOUZO, P., 1980: «The South Armoricain shear zone. In «shear zones in rocks», in Carreras, J. ed.; *J. Struct. Geol.* 2.
- KERFORNE, F., 1919: «Etude tectonique de la région silurienne du Sud de Rennes (Nappe de la Vilaine)». *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* 23 n.º 139.
- LARDEUX, H., CHAUVEL, J. J., HENRY, J. L., MORZADEC, P., PARIS, R., RACHEBOEUF, P. y ROBARDET, M., 1977: «Evolution géologique du Massif Armoricain au cours des temps ordoviciens, siluriens et dévoniens». *Coll. Int. C.N.R.S.* n.º 243. *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*, Rennes, septembre 1974, pp. 181-192, C.N.R.S. édit. Paris.
- LE CORRE, Cl., 1978: *Approche quantitative des processus synschisteux: L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale*. Thèse Rennes ronéo, 381 pp.
- LE THÉOFF, B., 1977: *Marqueurs ellipsoïdaux et déformation finie. Application aux synclinaux de Bretagne Centrale et aux "mantled gneiss domes" de Kuopio-Finlande*. Thèse 3e Cycle Rennes, ronéo, 96 pp.
- WINKLER, H. G. F., 1974: *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 3e ed. Springer-Verlag (Berlin) 320 pp.

Recibido, 20 de enero de 1981.