

Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne : exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy (Bretagne centrale)

par SIMON HANMER * et JEAN-LOUIS VIGNERESSE **

Mots clés. — Microtectonique. Schistosité. Méthode gravimétrique. Granite (Leucogranite). Séquence métasédimentaire. Orogénie hercynienne. Syntectonique. Diapirisme. Morbihan. Finistère.

Résumé. — L'analyse simultanée des données microtectoniques et de terrain, des données gravimétriques et de la structure interne des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy permet de mieux comprendre le mécanisme de la mise en place de ces diapirs dans un segment de la chaîne hercynienne de Bretagne centrale. Le caractère syntectonique de la mise en place des granites par rapport à la déformation régionale de l'encaissant est mis en évidence par les données structurales permettant de tracer les trajectoires de schistosité dans l'encaissant. La disposition des isogrades et l'interprétation des données métamorphiques confirme cette mise en place contemporaine d'un même événement tectonique unique. La gravimétrie est facilement corrélable aux variations de faciès du granite. L'interprétation gravimétrique donne une image tridimensionnelle du massif en forme de goutte d'eau inversée; le maximum de profondeur (la queue de la bulle) coïncidant avec les zones de granite hétérogène par ailleurs plus denses que le reste du granite. Le schéma de mise en place proposé est celui d'une montée diapirique de matériel granitique différencié, synchrone à la déformation régionale. Le matériel leucogranitique homogène représente la partie supérieure du diapir, laquelle est ensuite intrudée par le dessous, par le matériel plus dense. Ce mode de mise en place fait partie d'un seul événement tectonique continu à l'Hercynien, englobant la déformation régionale de Bretagne centrale; il est suivi d'une chute de pression très rapide.

The emplacement of syn-tectonic diapirs in the hercynian chain : the Locronan and Pontivy leucogranite massifs (Central Brittany)

Combination of microtectonic field and gravimetric data with the internal structure of the Locronan and Pontivy leucogranite massifs clarifies the nature of the emplacement mechanism of these diapirs in a part of the hercynian chain of central Brittany. Cleavage trajectories, metamorphic isograd patterns and microtextures suggest that the granites were emplaced syntectonically with respect to hercynian regional deformation of the envelope rocks. Gravimetric anomalies correspond to variations of granite lithology and suggest that the massifs have a three-dimensional inverted-drop form. The deepest floor (the tail of the drop) coincides with zones of heterogeneous granite, denser than the leucogranite. The Locronan massif constitutes a syntectonic, gravitationally differentiated diapir. The upper parts of the diapir is composed of homogeneous leucogranite which was intruded from below by the more dense material of the tail. This emplacement of granite is integral to the unique on-going regional hercynian deformation event registered by the rock of central Brittany. It is followed by a rapid drop in pressure.

INTRODUCTION.

Les intrusions granitiques du Paléozoïque supérieur représentent une part importante en volume des manifestations de l'orogène hercynien dans l'Europe de l'Ouest. Les relations spatiales entre les puissants cisaillements et les leucogranites hercyniens ont été récemment réexaminées [Berthé *et al.*, 1979; Iglesias et Choukroune, en prép.]. Les influences mécaniques et thermiques de la mise en place des leucogranites sur la déformation régionale synchrone en dehors de ces zones de cisaillement ont été également signalées [Le Corre, 1977; Hanmer, 1978; Hanmer, Le Corre et Berthé, en prép.]. Cependant, le mécanisme de la mise en place de ces leucogranites et, par conséquent, son interférence mécanique sur la déformation de leur encaissant n'a pas, jusqu'à présent, été clairement définie.

Dans le Sud de la zone centre armoricaine, une ceinture d'orientation Est-Ouest à ESE regroupe la plupart des granites hercyniens. Ceux-ci en grande partie constitués par des leucogranites sont intrusifs dans des sédiments paléozoïques et des schistes briovériens. La ceinture est parallèle à la structure régionale de la Bretagne Sud [Cogné, 1957] (fig. 1). Le cisaillement sud-armoricain (CSA) [Cogné, 1957; Berthé *et al.*, 1979] situé dans cette ceinture grani-

* Lab. de géologie structurale et dynamique de la lithosphère, Centre armoricain d'étude structurale des socles, Univ. de Rennes-I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex.

** Lab. de géophysique interne et paléogéophysique, Centre armoricain d'étude structurale des socles, Univ. de Rennes-I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex.

Note déposée le 13 juillet 1979, présentée à la séance du 22 octobre 1979, manuscrit définitif reçu le 14 décembre 1979.

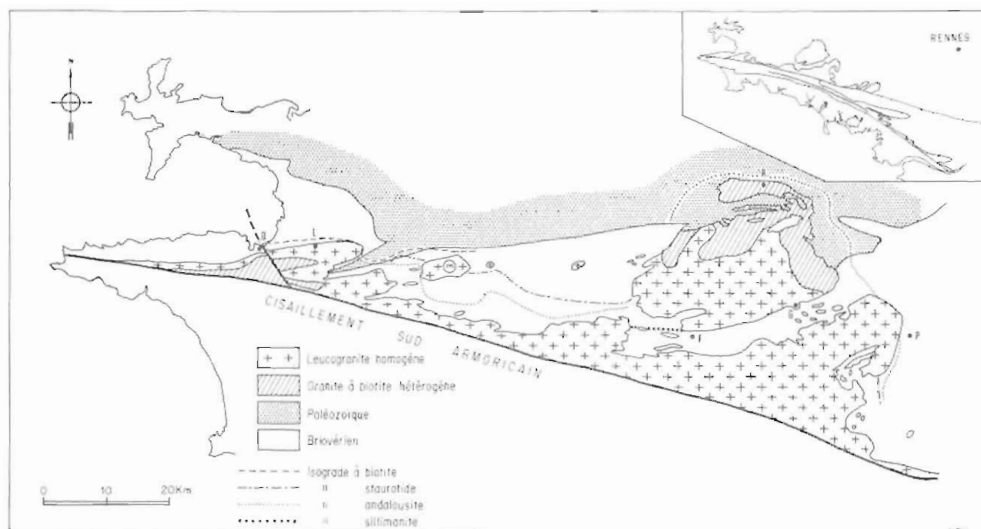


FIG. 1. — Répartition sur le terrain des faciès granitiques, des sédiments briovériens et paléozoïques et des isogrades métamorphiques connus au nord du cisaillement sud-armoricain entre Douarnenez et Pontivy.

(m) : Le Merdy ; (D) : Douarnenez ; (F) : Le Faouët ; (G) : Guémené ; (L) : Locronan ; (P) : Pontivy ; (R) : Rostrenen. Le faciès granitique à biotite au Sud de Rostrenen est représenté par le Guengat.

tique (fig. 1) la sépare en une partie nord et une partie sud.

Dans la partie septentrionale (fig. 1), on distingue cartographiquement et gravimétriquement [Vignerresse et Lefort, 1976] trois massifs, régulièrement espacés le long du CSA. Ce sont les massifs de Locronan, Pontivy et Lizio, situés dans les métasédiments déformés de Bretagne centrale. Des études menées sur le terrain en ce qui concerne Locronan [Hanmer, 1977] et Pontivy [Barrois, 1884 ; Jérôme et Pruvost, 1955 ; Hameurt, 1961] ont signalé le caractère complexe de ces massifs. On peut y distinguer une partie « interne » de granite à biotite contournée d'une partie « externe » homogène, constituée de leucogranite sud-armoricain « typique ».

Dans ce qui suit, on présentera : a) les données microtectoniques et de terrain acquises récemment tant pour les granites que pour leur encaissant métasédimentaire montrant le caractère syntectonique de la mise en place des granites par rapport à la déformation régionale de l'encaissant ; b) les données gravimétriques dont l'interprétation montre la forme en goutte d'eau inversée des massifs granitiques et c) la structure interne des massifs granitiques qui, liée aux données gravimétriques, montrent que la zonation interne des massifs est liée à leur géométrie. Ensuite, un essai de synthèse des relations entre mise en place diapirique des granites et métamorphisme et déformation de l'encaissant sera présenté et discuté.

Bull. Soc. géol. Fr., 1980, n° 2

1. — RAPPEL HISTORIQUE.

Barrois [1885, 1891, 1930, 1934] qui fut parmi les premiers à étudier les leucogranites du point de vue de leur orientation les considérait comme mis en place au sein d'un antiforme pendant le plissement hercynien majeur. Selon Barrois [1934], les massifs de Locronan et de Pontivy ont envahi un encaissant préalablement schistosé pendant l'orogénèse cadomienne. Le métamorphisme, dont l'intensité croît dans l'encaissant au fur et à mesure qu'on s'approche de la ceinture granitique, a été interprété comme la superposition d'événements thermiques d'âge cadomien et hercynien, n'ayant pas obligatoirement un rapport direct avec la présence des granites [Barrois, 1934 ; Cogné, 1957 ; Hameurt, 1961]. Selon ces auteurs, on peut retenir l'esquisse suivante de la structure interne des massifs de Locronan et de Pontivy : ce sont des apophyses de granite à gros grain et isotrope qui, vers leur limite méridionale, passent plus ou moins progressivement à un faciès à grain moyen ou fin montrant une fabrique plano-linéaire. Celle-ci se caractérise par une orientation préférentielle de biotite et de mica blanc. A mesure qu'on s'approche du CSA, la texture devient hautement cataclastique ; cette évolution aboutit aux roches mylonitiques au sein du CSA [Cogné, 1957 ; Berthé *et al.*, 1979].

Quant aux rapports granite-encaissant, la partie nord du massif de Pontivy (granite de Rostrenen,

fig. 1) a été considérée comme post tectonique par rapport au plissement de son encaissant paléozoïque [Barrois, 1884; Jérémie et Pruvost, 1955; Giret, 1975] et les leucogranites comme syntectoniques par rapport aux mouvements le long du CSA [Cogné, 1957] ainsi que par rapport au plissement de l'encaissant briovérien [Hanmer, 1978]. D'ailleurs, Hanmer, Le Corre et Berthé (en préparation), montrent que l'emplacement des leucogranites, la déformation majeure synschisteuse dans l'encaissant briovérien et paléozoïque et le métamorphisme en Bretagne centrale sont attribuables à un seul événement orogénique d'âge hercynien. La variation de composition de ces granites [Jérémie et Pruvost, 1955; Hameurt, 1961; Hanmer, 1977] laisse de plus supposer une histoire complexe de genèse et de mise en place de ces granites.

II. — DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME DANS L'ENCAISSANT.

A) *La déformation.* La déformation dans l'encaissant briovérien et paléozoïque est constituée par des plis droits d'axe horizontal (ENE à Est-Ouest) qui admettent une schistosité verticale bien développée dans leurs plans axiaux [Hanmer, Le Corre et Berthé, en prép.]. Cette schistosité est reprise par une crénulation coaxiale aux axes des plis [Hanmer, 1979]. Les trajectoires de schistosité ont été construites à partir des mesures réalisées dans l'encaissant et des traces des plans axiaux des plis

(fig. 2). Elles représentent approximativement la trace cartographique du plan principal d'aplatissement (XY) de l'ellipsoïde de déformation finie. La disposition des trajectoires autour du « stock » granitique du Merdy et la partie sud du massif de Pontivy montre les caractères suivants : a) dans le voisinage immédiat du granite, elles se disposent d'une façon parfaitement concordante aux limites des intrusions ; b) au-delà d'une certaine distance de la bordure du granite, elles se disposent selon la direction régionale de la schistosité (ENE à Est-Ouest). Dans le cas du « stock » du Merdy, à chaque extrémité de ce « stock » elliptique, les trajectoires ont une configuration triangulaire. Dans le massif de Pontivy, une telle configuration est présente uniquement du côté est du massif. Ceci est peut-être dû à la forme dissymétrique de l'intrusion et au parallélisme entre le bord ouest et la direction régionale de la schistosité. Décrit par ailleurs pour le granite de Flamanville [Ledru et Brun, 1977] et les granitoïdes de la Sierra Morena [Brun et Pons, 1979], ce type de disposition de la schistosité en « point-triple » (P.T.S.) traduit un effet d'interférence entre un champ régional de raccourcissement et le champ local lié au gonflement du diapir granitique [Brun, travaux en cours].

Outre les exemples du Merdy et de Pontivy, les trajectoires de schistosité peuvent être recoupées par les granites. Dans la partie nord du massif de Pontivy, on peut constater (fig. 3) que : a) les traces axiales des plis dans l'encaissant se poursuivent à l'intérieur du granite grâce aux nombreuses enclaves

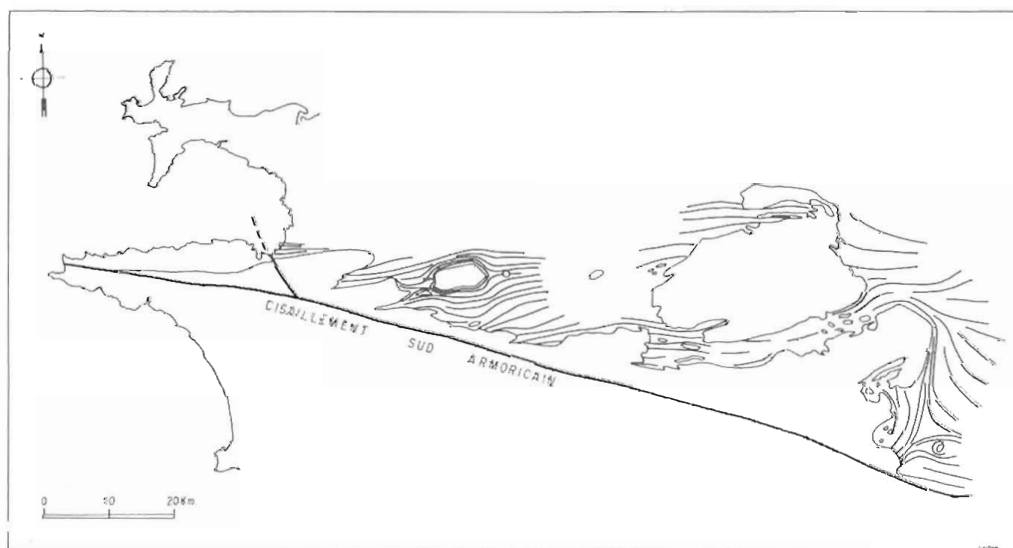


FIG. 2. — Carte des trajectoires (traces) de schistosité (courbes noires) dans l'encaissant métasédimentaire autour des granites hercyniens (non différenciés ici). La schistosité, commune aux formations briovériennes et paléozoïques, montre une nette tendance à se mouler sur les granites et se dispose en point triple de schistosité auprès des contacts granite/encaissant qui font un fort angle avec la direction régionale de la schistosité (explication dans le texte).

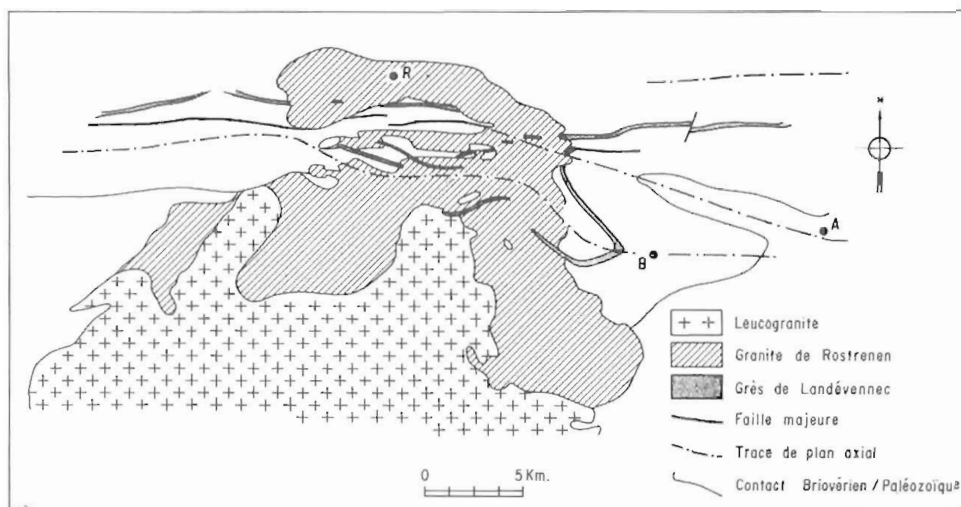


FIG. 3. — Détail schématisé de la carte géologique du granite de Rostrenen et son encaissant [d'après Jérémme et Pruvost, 1955]. Les sédiments paléozoïques se cantonnent au Nord du contact Paléozoïque/Briovérien. Ce contact et la trace cartographique du grès de Landevennec (Siegézien inférieur) ont été rapportés pour montrer la disposition des plis majeurs dans l'encaissant et afin de suivre leurs traces à l'intérieur du granite (explication dans le texte).

(R) : Rostrenen ; (A) : Saint-Aignan ; (B) : Saint-Brigitte.

de sédiments paléozoïques ; b) ces traces, orientées Est-Ouest à l'Ouest du massif, varient progressivement à une direction Sud-Est à l'intérieur du granite ; c) dans l'encaissant à l'Est du massif, les traces repassent progressivement à la direction régionale Est-Ouest de la schistosité ; d) ce changement de direction des plis s'atténue à mesure que l'on s'éloigne du granite. Au-delà d'une certaine distance, seule la direction régionale de la schistosité est observée. La configuration des trajectoires de schistosité et des traces axiales autour et dans ce granite « post-plissement » [Barrois, 1884 ; Jérémme et Pruvost, 1955 ; Giret, 1975] rappelle celle qui est réalisée autour des autres granites de la ceinture (fig. 2). On peut donc envisager la même relation entre mise en place et déformation que pour les granites de la ceinture principale. La poursuite de la mise en place vers la fin de la période de déformation pourrait cependant masquer en partie ce caractère. On peut donc conclure que la mise en place de la ceinture granitique est synchrone au plissement et à la schistogénèse régionale dans l'encaissant métasédimentaire.

B) *Le métamorphisme.* Les roches pelitiques de l'Ouest de la Bretagne centrale représentent une série constituée, du Nord vers le Sud, par des schistes ardoisiers et des schistes sériciteux [Barrois, 1885 ; Bradshaw *et al.*, 1967 ; Bishop *et al.*, 1969 ; Darboux *et al.*, 1975 ; Haumer, 1977]. Au voisinage des granites, on constate l'apparition de micaschistes due à une augmentation brusque de l'intensité du métamorphisme. L'étude du terrain et de la micro-

tectonique permet de mettre en évidence une zonation métamorphique syntectonique dans les schistes de toute la région (fig. 1) similaire de celle décrite par Hameurt [1961] pour le secteur de Pontivy. En allant vers le granite, on peut distinguer des zones caractérisées par les minéraux syncinématiques suivants qui sont contournés par la schistosité, aussi incluse à l'intérieur des porphyroïdes en tant qu'inclusions continues [voir Haumer, Le Corre et Berthé, en prép.] : muscovite-chlorite, chloritoïde, andalousite-chloritoïde, andalousite-biotite, andalousite-staurolite. Nous soulignons que les chistolites et andalousites dans l'encaissant au Sud et à l'Est de Rostrenen (fig. 1) sont également synschisteux [cf. Barrois, 1884]. Localement (fig. 1), la fibrolite remplace l'andalousite comme polymorphe de Al_2SiO_5 . La largeur à l'affleurement de cette zonation varie de 0,6 km à l'Est du massif de Pontivy à 10 km au centre de la région, puis s'annule pratiquement le long de la limite septentrionale du massif (fig. 1). D'après les données gravimétriques [Vigneressé, 1978], cette variation de largeur traduirait des variations locales de la pente du contact granite-encaissant. Les paragenèses rencontrées le long de la zonation dans les roches pelitiques sont reportées dans le diagramme AKF (fig. 4).

Premièrement, le *disthène* [Cogné, 1957 ; Barrière *et al.*, 1973], l'andalousite et la sillimanite, tous contournés par la schistosité, sont spatialement associés et sont tous syncinématiques. On a donc affaire à un métamorphisme aux pressions et températures caractéristiques du point triple des polymorphes de Al_2SiO_5 (fig. 5).

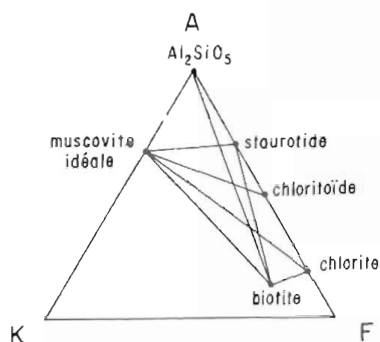


FIG. 4. — Phases métamorphiques principales rencontrées dans l'encaissant reportées sur un diagramme A K F. L'absence du grenat et de la cordiérite est à remarquer (explication dans le texte).

Deuxièmement, bien qu'il demeure une certaine incertitude en ce qui concerne les coordonnées exactes de ce point triple [par exemple, Richardson *et al.*, 1969; Holdaway, 1971; Anderson *et al.*, 1977; Holdaway, 1978], les réactions susceptibles de donner des paragenèses à staurotide (almandin absent) en présence de quartz-muscovite indiquent des températures minimum autour de 550° C à 5-6 PH_2O Kbar [par exemple, Winkler, 1976]. Ces valeurs paraissent également valables pour $\text{PH}_2\text{O}/\text{PTOT} < 1$ [Ghent, 1974; Holdaway, 1978]. Il semble donc qu'une estimation de 600° C à 6 PH_2O Kbar [Winkler, 1976] traduit mieux les conditions du métamorphisme dont il est question ici.

Troisièmement, on identifie, à partir des fabriques internes, la réaction post-écroulement staurotide + muscovite + quartz \rightarrow andalousite + biotite + H_2O dans l'encaissant métasédimentaire tout le

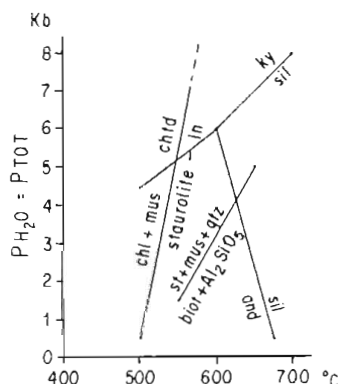


FIG. 5. — Les conditions de P.T. du métamorphisme syntectonique dans l'encaissant sont définies par le point triple des polymorphes de Al_2SiO_5 [Richardson *et al.*, 1969]. Le choix du point triple figuré est appuyé par la courbe staurotide-in [d'après Winkler, 1976]. La déstabilisation postécroulement de la staurotide en andalousite + biotite [d'après Winkler, 1976] implique une forte décompression isothermique post-tectonique.

long de la ceinture granitique. Cette réaction (fig. 5) [par exemple Winkler, 1976] implique des valeurs de PH_2O inférieures à 5 Kbar et se montre assez sensible aux variations de température. Ceci traduit donc une chute de pression tardive dans l'encaissant, accompagnée d'un faible changement de température (fig. 5).

On met donc en évidence que tous les granites du secteur Locronan-Pontivy sont syntectoniques, c'est-à-dire mis en place pendant l'évolution structurale de leur encaissant. Ils sont également synmétamorphes comme en témoignent la disposition des isogrades (fig. 1) et les rapports microtectoniques entre les minéraux métamorphiques et la schistosité. Le caractère de ce métamorphisme est celui du point triple des polymorphes de Al_2SiO_5 , soit environ 600° C à 6 Kbar (PH_2O). Ces conditions sont difficilement envisageables à la base d'une séquence sédimentaire paléozoïque dont l'épaisseur ne semble pas dépasser 6 000 m. On est amené à appuyer l'hypothèse de Fontilles [1965] qui propose, sur la base d'une pression comparable, une surcharge de l'ordre de 20 km d'épaisseur afin de générer une pression aussi élevée.

III. — STRUCTURE INTERNE DES MASSIFS GRANITIQUES.

Données du terrain. Au moins 30 % de la partie visible du massif de Locronan (fig. 1) est constitué par le granite de Guengat [Hanmer, 1977]. Ce faciès comporte essentiellement un granite à biotite-sillimanite à gros grain où la répartition de biotite est très inégale. Il se caractérise surtout par l'abondance d'enclaves de pélite, quartzite, amphibolite, gneiss à biotite-grenat et granitoïde orienté et micacé, qui mesurent entre quelques centimètres et plusieurs centaines de mètres. Les enclaves pélitiques sont riches en biotite-grenat-sillimanite qui soulignent une schistosité interne et sont criblées de ségrégations quartzo-feldspathiques et de phénoblastes de feldspath. Bien qu'une forte foliation cataclastique se développe dans la partie sud du granite en rapport direct avec le fonctionnement du C.S.A., le granite ne montre généralement qu'une faible fabrique planaire (est-ouest et verticale), plus ou moins développée et jalonnée par un alignement de « schlierens » abondants. La composante granitique elle-même est, par contre, le plus souvent isotrope à l'œil nu. Le reste du massif, y compris ses bordures, est essentiellement composé de leucogranite homogène à biotite-muscovite et plus ou moins dépourvu d'enclaves.

Le massif de Pontivy est, lui, divisé en deux parties (fig. 1) : le granite de Pontivy-Langonnet recoupant le granite de Rostrenen [Barrois, 1884 ;

Jérémie et Pruvost, 1955]. C'est le granite de Rostrenen qui représente le faciès le moins leucocrate et le plus atypique dans toute la ceinture leucogranitique sud-armoricaine. Il s'agit essentiellement d'un granite porphyroïde à biotite. Cependant, il existe également des enclaves et corps intrusifs [Giret, 1975], allant jusqu'à l'échelle kilométrique, de gabbro, de granodiorite tonalitique à hornblende et augite et des diorites quartzitiques [Jérémie et Pruvost, 1955]. La partie sud-est du granite de Rostrenen comprend un faciès de granite porphyroïde à deux micas, où la muscovite est moins abondante que la biotite. Ceci présente un caractère intermédiaire entre granite porphyroïde à biotite et leucogranite. Les rapports entre ces lithologies diverses ne sont pas évidents sur le terrain. Le granite de Pontivy-Langonnet par contre est composé d'un leucogranite isotrope qui, lui, est homogène hormis des variations de taille de grain [Hameurt, 1961].

Données gravimétriques. Les données gravimétriques existant sur cette région permettent l'étude qualitative et quantitative des massifs granitiques tant pour Locronan que pour Pontivy. Ainsi, dans le massif de Locronan, après soustraction d'une

anomalie de grande longueur d'onde due à des effets régionaux [Vigneressse, 1978], on constate l'existence de plusieurs anomalies négatives liées aux différents types de granites. Deux fortes anomalies négatives sont corrélables aux zones de leucogranites (A et B, fig. 6). Entre eux, et non directement corrélable au remplissage dévonien du Bec de Brie, une zone apparemment plus lourde peut être rapportée à un faciès hétérogène plus dense. Enfin, dans la partie ouest du massif, une troisième anomalie négative, moins prononcée que les précédentes, est corrélable en partie au granite de Guengat. Il en est de même dans le massif de Pontivy (zone négative moins forte sur le massif de Rostrenen).

Différents procédés mis en œuvre fournissent des résultats convergents montrant que ces massifs sont peu enracinés et possèdent une forme tabulaire [Vigneressse, 1978]. Les valeurs des profondeurs maximales des planchers sont de $5,4 \pm 0,9$ km (Locronan) et $6,3 \pm 1,0$ km (Pontivy) (fig. 7). On peut remarquer que les contours les plus profonds du plancher coïncident plus ou moins avec le noyau hétérogène du massif de Locronan et avec le granite de Rostrenen. Ces profondeurs maximales sont celles obtenues compte tenu d'une densité homogène du

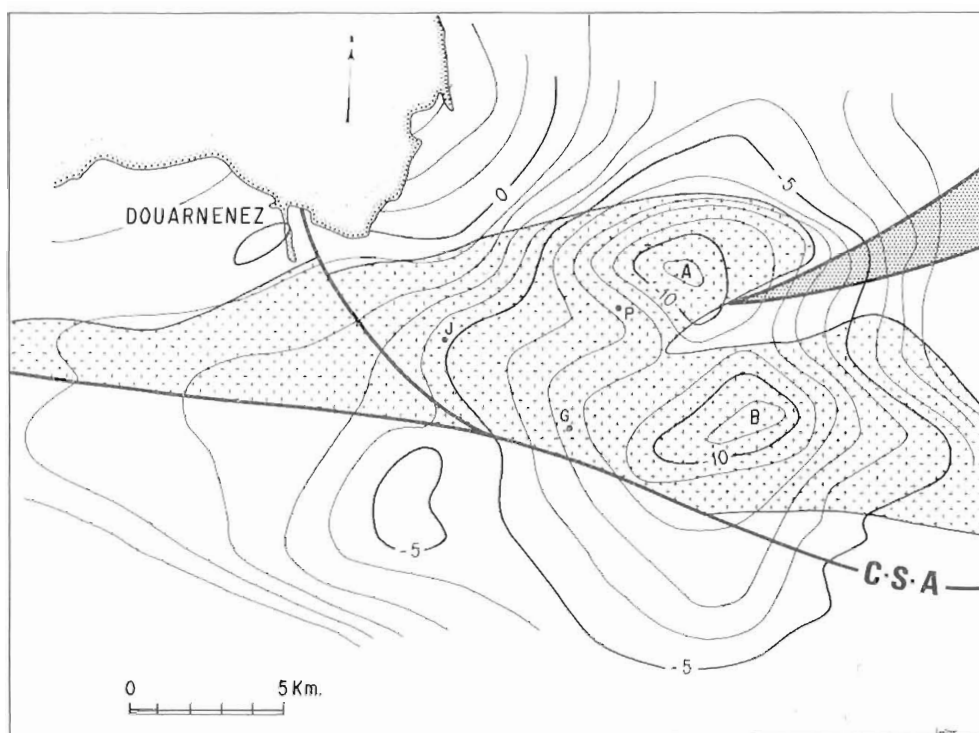


FIG. 6. — Détail de la carte gravimétrique du massif de Locronan après soustraction des effets régionaux [d'après Vigneressse, 1978]. Deux fortes anomalies négatives A et B correspondraient au leucogranite (ligne croisée). La zone « plus lourde » entre elles coïncide avec la position du granite de Guengat.

(G) : Guengat ; (J) : Le Juch ; (P) : Plogonnec ; C.S.A. : Cisaillement sud-armoricain.

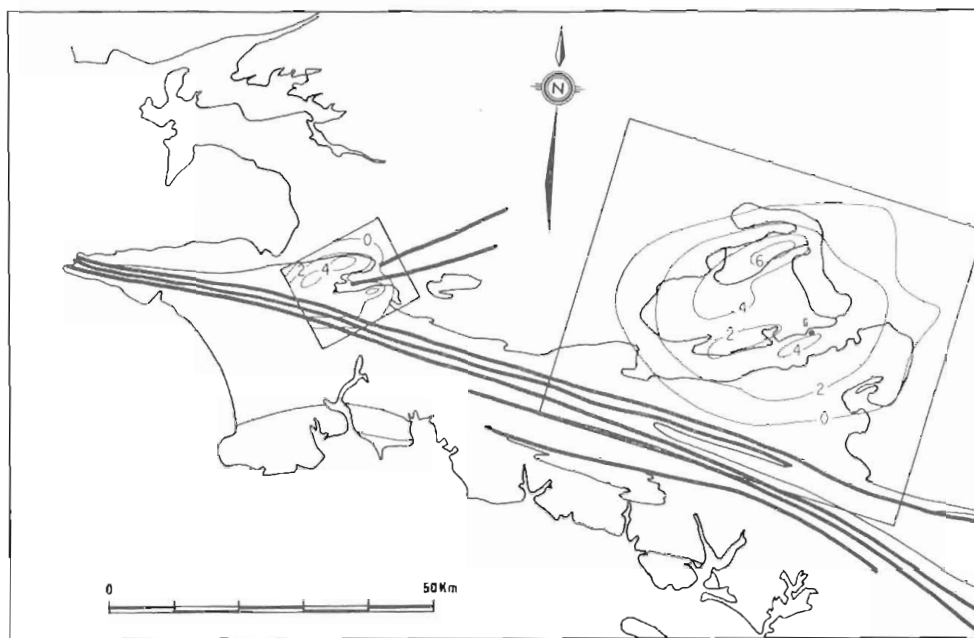


FIG. 7. — Contours de profondeur (en kilomètres) du plancher dans les massifs de Locronan et de Pontivy. Les contours les plus profonds (> 4 km) du massif de Locronan coïncident avec le granite de Guengal (surtout au sud-ouest du chiffre 4). Il en est de même, mais d'une manière plus frappante, pour le contour de 6 km du massif de Pontivy et le granite de Rostrenen, tandis que celui de 4 km dans la région de Guéméné (G) correspond à un leucogranite à l'affleurement.

massif, en l'occurrence celle moyenne des leucogranites soit $2,62 \text{ g/cm}^3$. Or, il apparaît que les zones de granite hétérogène, du fait de leur plus grande teneur en biotite et de leurs enclaves sédimentaires et basiques, possèdent une densité légèrement supérieure à cette valeur. Il en résulte une diminution du contraste de densité qui devrait entraîner une augmentation de la profondeur réelle du plancher si cette correction était prise en compte. Les zones de granite hétérogène coïncidant avec les profondeurs les plus fortes, celles-ci se creuseraient alors dans un rapport légèrement inférieur à celui de la variation du contraste de densité. La forme déjà marquée du granite en goutte d'eau inversée s'accroît, la queue de cette goutte coïncidant avec une zone de granite hétérogène, dans le cas du massif de Locronan.

IV. — DISCUSSION : UN MODÈLE DE MISE EN PLACE DES LEUCOGRANITES POINTE DU RAZ-MALESTROIT.

L'interprétation de la forme des massifs de Locronan et de Pontivy est possible et compatible avec les résultats des expériences physiques simulant la montée d'un diapir léger (granitique) à travers un encaissant plus dense [Ramberg, 1967; Grout, 1945, fig. 1; Berner *et al.*, 1972, fig. 11; Whitehead et Luther, 1975, fig. 9]. D'après ces expériences,

la montée de matériel léger dans un matériel de densité et de viscosité égales ou supérieures se caractérise par la formation d'une bulle dont le bas se termine en pointe (goutte d'eau inversée). Les matériaux granitiques sub-autochtones des terrains migmatitiques ont souvent un aspect très hétérogène, contenant des enclaves de paléosome et de mélanosome (métatexites) aux stades d'assimilation variables et des gros feldspaths (diatexite) [Menhert, 1969; Brown, 1973]. Au stade de la fusion partielle avant la montée du granite, ces matériaux lourds se concentrent par différenciation gravitaire au fond du volume granitique (fig. 8 b) comparable à la ségrégation des plagioclases par flottaison [Walker et Hays, 1977]. On peut supposer qu'au début de la remontée, quand le granite quitte la source migmatitique, il arrache des morceaux de celle-ci (fig. 8 c). De telles enclaves se retrouvent dans la bulle de granite plus ou moins homogène, sous forme d'une queue constituée d'un mélange hétérogène de granite et d'enclaves lourdes. La concentration des éléments hétérogènes, plus gros et plus denses, s'effectue au centre de la bulle par flux différentiel [Komar, 1972]. Du fait de son moindre contraste gravitaire, celle-ci monte moins vite que le reste du granite. Lorsque le diapir, ralenti par diminution des contrastes de densité et de viscosité due au refroidissement, cesse de monter et s'aplatit dans le plan horizontal [Vigneresse, 1978], la queue

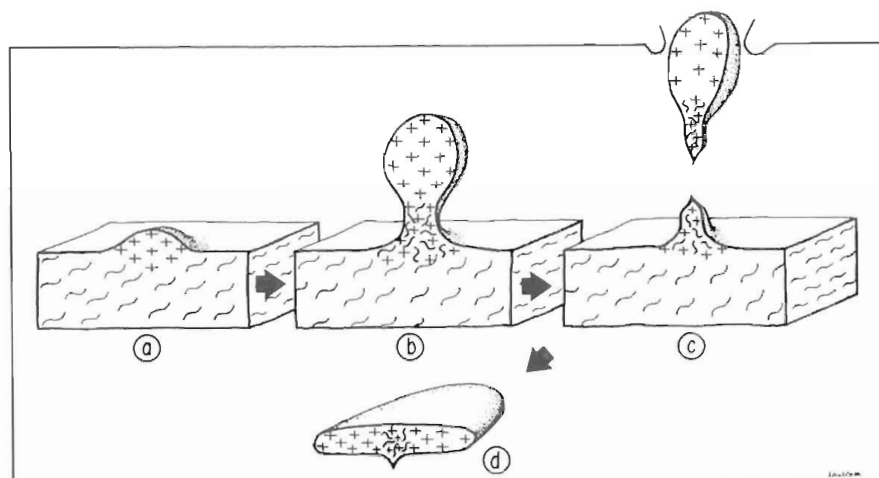


FIG. 8. — Représentation schématique de la remontée et mise en place des diapirs à queue hétérogène.

(a) : accumulation du liquide granitique dans une couche-source migmatitique ; (b) : début de la remontée d'un diapir, à tête de granite homogène, qui est encore attaché à la couche migmatitique par une queue hétérogène constituée de liquide granitique et d'enclaves de restite, etc. ; (c) : le diapir se détache de la couche migmatitique, arrachant ainsi une partie de la queue hétérogène avec lui ; (d) : au niveau de la mise en place terminale où le diapir s'aplatit dans le plan horizontal, la queue hétérogène l'intrude par le dessous.

hétérogène encore chaude l'intrude alors par le dessous (fig. 8 d). Il s'ensuit que, lorsque la queue n'est pas entièrement rentrée dans la bulle, la localisation du plancher le plus profond correspondra à celle d'un matériel granitique hétérogène plus lourd traduit par une anomalie gravimétrique positive.

Ceci est bien le cas pour le massif de Locronan où la « queue intrusive » est représentée par le granite

de Guengat et la tête de la bulle diapirique par le leucogranite qui le contourne. Dans le massif de Pontivy, le leucogranite de Langonnet-Pontivy représenterait la tête d'une bulle qui aurait recoupé le granite de Rostrenen, celui-ci étant monté à un niveau supérieur (fig. 9) ; les hautes pressions observées permettent la mise en place d'une telle bulle à ce niveau. L'existence d'une queue dans le granite de Langonnet-Pontivy est plus difficile à

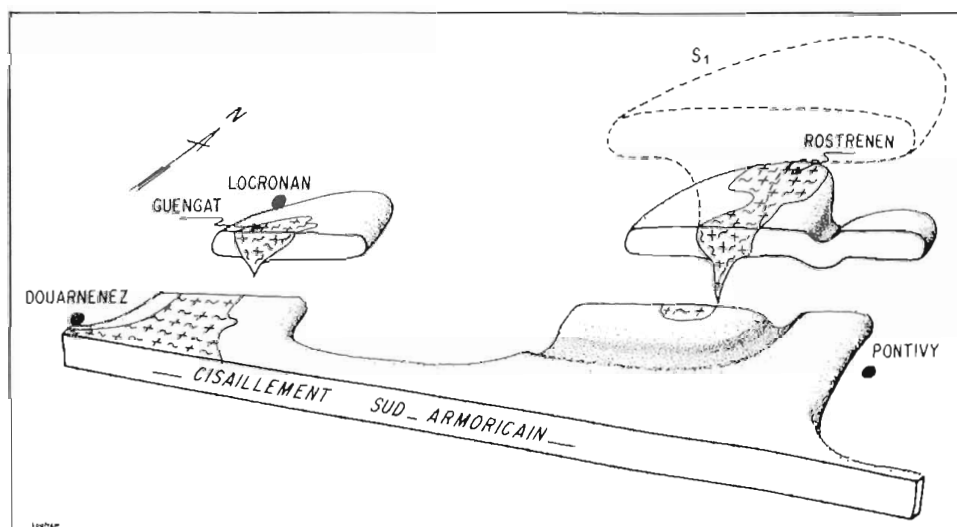


FIG. 9. — Représentation schématique en trois dimensions (sans échelle) des faciès granitiques hercyniens entre Douarnenez et Pontivy au nord du cisaillement sud-armoricain. Le granite hétérogène de Guengat (en figuré) forme la queue du diapir de leucogranite homogène qui est le massif de Locronan. Est-ce par analogie structurale avec Guengat et la présence de faciès d'aspect intermédiaire entre granite porphyroïde à biotite et leucogranite, qu'on peut voir dans le granite de Rostrenen la queue d'une bulle leucogranitique (en pointillé) [actuellement effacée par l'érosion ?]

mettre en évidence. Elle pourrait correspondre au maximum de profondeur du plancher granitique dans la région de Guéméné (fig. 7). A titre d'hypothèse, ce modèle rend compte, d'une manière simple, de l'anomalie de composition représentée par le granite de Guengat au sein d'une bande de leucogranites d'étendue relativement limitée où la mise en place de tous les granites est contemporaine d'un même événement tectonique unique. Le granite de Rostrenen est également syntectonique par rapport à la déformation de l'encaissant. Bien que du point de vue pétrologique, on ne puisse pas comparer les granites de Rostrenen et de Guengat, est-ce que, par analogie et à cause de l'existence de faciès intermédiaires dans le premier, on ne pourrait pas voir l'analogie mécanique du granite de Guengat dans le granite de Rostrenen ? (fig. 9).

L'événement tectonique unique est essentiellement représenté par un plissement et une schistogénèse dans les sédiments briovériens et paléozoïques. Le changement de forme des diapirs avec perte de vitesse verticale doit être lié au gonflement syntectonique des plutons indiqué par les points triples de schistosité produits dans l'encaissant adjacent. Il y a donc une forte compatibilité entre le modèle de mise en place diapirique des granites syntectoniques et la déformation de cette région. Dans le cadre de la Bretagne centrale, ce modèle de mise

en place et déformation dans la partie occidentale correspond étroitement à la notion que l'Hercynien dans cette région représente un seul événement continu déjà proposé pour la partie est [Le Corre, 1978].

La mise en évidence d'une chute de pression rapide, presque isothermale, post-mise en place et post-tectonique, implique une forte décompression pendant le refroidissement des granites. Ce phénomène peut s'expliquer soit par décapage par érosion rapide, soit par déplacement tectonique [Albarède, 1976], soit par remontée rapide due à une influence thermique [Vigneresse, 1978]. Quelle que soit l'explication dans le cas des granites hercyniens sud-armoricains, cette décompression post-tectonique (qui pourrait être de l'ordre de 3 à 4 Kb, soit de 10 km) doit avoir des implications pour l'histoire épi-orogénique de la Bretagne méridionale.

Remerciements. Ce travail a été facilité par l'attribution, à l'un des auteurs (S. H.) d'une bourse de recherche dans le cadre du « *European Scientific Program Exchange* » par le C.N.R.S. et *The Royal Society of London*, ainsi que d'une allocation de recherche du C.N.R.S. (J.L.V.).

Nous remercions également les laboratoires d'accueil ainsi que MM. P. Choukroune, J. P. Brun, et Cl. Le Corre pour les critiques du manuscrit.

Références

- ALBARÈDE F. (1976). — Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (1), XVIII, p. 1023-1032.
- ANDERSON P. A. M., NEWTON R. C. et KLEPPA O. J. (1977). — The enthalpy change of the andalusite-sillimanite reaction and the Al_2SiO_5 diagram. *Am. J. Sci.*, 277, p. 585-593.
- BARBIÈRE M., CHAURIS L. et LE BAIL F. (1973). — Nodules de silicates d'alumine autour des granites en Bretagne occidentale. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 96, p. 150-154.
- BARROIS C. (1884). — Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XII, p. 1-119.
- BARROIS C. (1885). — Légende de la feuille de Châteaulin. *Ann. Soc. géol. Nord*, XIII, p. 49-71.
- BARROIS C. (1885). — Légende de la feuille de Ponsivy. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XVII, p. 90-103.
- BARROIS C. (1891). — Légende de la feuille de Quimper. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XVIII, p. 187-200.
- BARROIS C. (1930). — Les grandes lignes de la Bretagne. *Livre jubilaire Soc. géol. France*, 1, p. 83-100.
- BARROIS C. (1934). — Note sur les gisements de staurolite de Bretagne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LIX, p. 29-65.
- BERNER H., RAMBERG H. et STEPHANSSON O. (1972). — Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics*, 15, p. 197-218.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P. (1979 a). — Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South-Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- BISHOP A. C., BRADSHAW J. D., RENOUF J. T. et TAYLOR R. T. (1969). — The stratigraphy and structure of part of West Finistère, France. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 124, p. 309-348.
- BRADSHAW J. D., RENOUF J. T. et TAYLOR R. T. (1967). — The development of Briovarian structures and Briovarian/Palaeozoic relationships in West Finistère, France. *Geol. Rundsch.*, 56, p. 567-596.
- BROWN M. (1973). — The definition of metalexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Assoc.*, 84, p. 371-382.
- BRUN J. P. et PONS J. (1979). — Existe-t-il des granites post-tectoniques dans la chaîne hercynienne ? VII^e Réunion. *Ann. Sc. Terre (Lyon)*, p. 85.
- COGNÉ J. (1957). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. Thèse publiée in : *Mém. Serv. Carte géol. France*, 382 p. (1960).
- DARBoux J. R., LE CORRE Cl. et COGNÉ J. (1975). — Tectoniques superposées cadomiennes et hercyniennes dans le Briovérien du Nord de la Baie de Douarnenez (Finistère). *Bull. Soc. géol. France*, (1), XVII, p. 689-685.

- FONTEILLES M. (1965). — Sur la profondeur de formation des veines à disthène géodique de la région de Baud (Morbihan) et sur la signification des veines à disthène en général. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, LXXXVIII, p. 281-289.
- GHEAT E. D. (1974). — Phase equilibria in the staurolite-kyanite zone, Esplanade Range, British Columbia. *Trans. Amer. Geoph. Union.*, 49, p. 1199.
- GIRET A. (1975). — Les formations métamorphiques de la partie orientale du massif de Rostrenen (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVII, p. 562-569.
- GROUT F. F. (1945). — Scale models of structures related to batholiths. *Amer. J. Sc.*, 243 A, p. 260-284.
- HAMEURT J. M. (1961). — Étude géologique et pétrographique du massif de Pontivy. Thèse 3^e cycle (Nancy), 108 p.
- HANMER S. (1977). — Precambrian basement in the Variscan orogen of South-West Finistère, France. Thèse (inédit.) (Londres), 180 p.
- HANMER S. (1978). — Mise en place des leucogranites carbonifères en Bretagne méridionale. VI^e Réunion. Ann. Sc. Terre (Paris), p. 202.
- HANMER S. (1979). — The role of discrete heterogeneities and linear fabrics in the formation of crenulations. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 81-91.
- HANMER S., LE CORRE Cl. et BERTHÉ D. — The role of hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and palaeozoic rocks of central Brittany. Soumis au *J. Geol. Soc. Lond.*
- HOLDAWAY M. J. (1971). — Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sc.*, 271, p. 91-131.
- HOLDAWAY M. J. (1978). — Significance of chloritoid bearing and staurolite-bearing rocks in the Pisums Range, New Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 1404-1414.
- JÉRÉMINÉ E. et PRUVOST P. (1955). — Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen. *Bull. Serv. Carte géol. France*, LIII, n° 243, p. 1-34.
- KOMAR P. D. (1972). — Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dikes and sills. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 973-988.
- LE CORRE Cl. (1977). — Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, Sect. I, p. 219-253.
- LE CORRE Cl. (1978). — Approche quantitative des processus synschisteux : l'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse (Rennes), 381 p.
- LEDRU P. et BRUN J. P. (1977). — Utilisation des fronts et des trajectoires de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusion granitique : Exemple du granite de Flamanville (Manche). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, Sér. D, t. 285, p. 1199-1202.
- MEHNERT K. R. (1968). — Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, Elsevier, 405 p.
- RAMBERG H. (1967). — Gravity, deformation and the earth's crust as studied by centrifuged models. Academic Press, 214 p.
- RICHARDSON S. W., GILBERT M. C. et BELL P. M. (1969). — Experimental determination of Kyanite-andalusite-sillimanite equilibria. The aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sc.*, 267, p. 259-272.
- VIGNERESSE J. L. (1978). — Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse Doct. Ing. (Rennes), 98 p.
- VIGNERESSE J. L. et LEFORT J. P. (1976). — Les mouvements tardi-hercyniens au niveau de la zone broyée sud-armoricaine : apport des données géophysiques. 4^e Réunion. Sc. Terre (Paris), p. 392.
- WALKER D. et HAYS J. F. (1977). — Plagioclase flotation and lunar crust formation. *Geology*, 5, p. 425-428.
- WHITEHEAD J. A. et LUTHER D. S. (1975). — Dynamics of laboratory diapir and plume models. *J. Geoph. Res.*, 80, p. 705-717.
- WINKLER H. G. F. (1976). — Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th edition, Springer-Verlag, 334 p.