

La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques*

Jean-Louis VIGNERESSE (1)

Mots clés : Fracturation, Permien, Secondaire, Tertiaire (Faille), Faille décrochement, Bassin sédimentaire, Anomalie gravimétrique, Massif armoricain, Manche Mer, Atlantique Nord Est.

Résumé

Le Massif armoricain a subi depuis la fin de l'Hercynien un régime de déformation lié aux contraintes dues à l'ouverture de l'Atlantique et aux orogènes alpins ou pyrénéens. Il en résulte une fracturation d'orientation N130-150 qui décale des marqueurs hercyniens. Cette direction a été ensuite réutilisée, provoquant l'individualisation de petits bassins d'âge Éocène - Oligocène ou plus récents. Le décrochement des structures hercyniennes et le remplissage de bassins par des sédiments légers se marquent très bien en gravimétrie. L'interprétation des données gravimétriques sur le Massif armoricain, en Manche et en Irlande permet de tracer une carte de la fracturation post-hercynienne. Celle-ci est orientée N130 dans le sud du Massif armoricain et N150 dans sa partie centrale. Sur la marge continentale, ce changement d'orientation se retrouve, passant de N130 à l'ouest de la Bretagne à N150 au large de l'Irlande. L'amplitude du cisaillement dextre ($\gamma = 0.11$) peut être estimée à partir du jeu des marqueurs. L'âge de la tectonique est borné par le décalage des structures hercyniennes. La continuité de ces fractures et le contrôle qu'elles exercent sur les failles transformantes du domaine océanique de la Baie de Porcupine implique une borne au début du Crétacé. L'individualisation des bassins tertiaires en Bretagne est postérieure au jeu décrochant principal dextre. L'asymétrie des bassins et des critères mécaniques suggèrent que les bassins tertiaires sont associés à une tectonique en touches de piano plutôt qu'à un mécanisme de type pull apart.

Abstract

After the end of the Hercynian orogeny, the Armorican Massif suffered the effects of the Atlantic Ocean opening and the after effects of the Pyrenean and Alpine orogenies. A N130-150 oriented fracturation crosscuts the Hercynian structures and intrusives. Latter small basins developed along this trend and enfilled with light sedimentary deposits during Tertiary. The displacement of the Hercynian structures and the low density enfiling is clearly displayed by gravity data. The interpretation of the gravity maps of the Armorican Massif and the continental shelf, up to Porcupine Bank allows the mapping of a fracturation trending N130-150. After the dextral offset of Hercynian, the strain value is estimated to be $\gamma = 0.11$. The age of the transcurrent tectonics may be estimated from the age of the displaced structures. It is post Carboniferous in age since it offsets granites and shear zones. The pre Cretaceous continental fractures which crosscut and control the oceanic fracture zones within Porcupine Seabight provide an upper boundary for the age of the wrenching. The formation of Tertiary basins postdates the main dextral wrenching. After the asymmetric character of the basins and mechanic considerations, a subsidence mechanism associated with vertical movements is favored against a pull apart origin.

I. Introduction

1. Géodynamique post hercynienne

Depuis la fin de l'orogène hercynien, le Massif armoricain n'a pas connu d'épisode tectonométamorphique important. Cette région porte pourtant trace sur sa bordure ouest de l'ouverture de l'Océan Atlantique et du golfe de Gascogne et, sur sa bordure sud, des cycles pyrénéens et alpins. Ces événements dépassent leur cadre local et les marqueurs hercyniens les ont enregistrés dans l'Europe entière. On se propose de se servir de la géophysique pour rechercher les traces de ces manifestations.

2. Signatures géophysiques

Deux types de marqueurs apparaissent en gravimétrie : les zones de fracture se marquent par des inflexions des isanomales alors que les corps intrusifs présentent des contours d'isanomales circonscrits. Tout jeu décrochant ultérieur provoque un décalage de ces structures et donc des isanomales. Les isanomales correspondant aux structures intrusives hercyniennes sont décalées latéralement de façon régulière. Les inflexions caractéristiques des zones de fracture se marquent par une irrégularité dans le contour mais ont un alignement significatif. La recherche de ces décalages et de leur alignement permet de tracer des zones de fracture. Par contre, l'existence d'une tectonique verticale est moins visible en gravimétrie, sauf si ce

(1) Laboratoire de Tectonophysique
Université de Nantes
44072 Nantes Cedex 03 - France.

* Manuscrit déposé le 10 décembre 1986, accepté le 16 mai 1988.

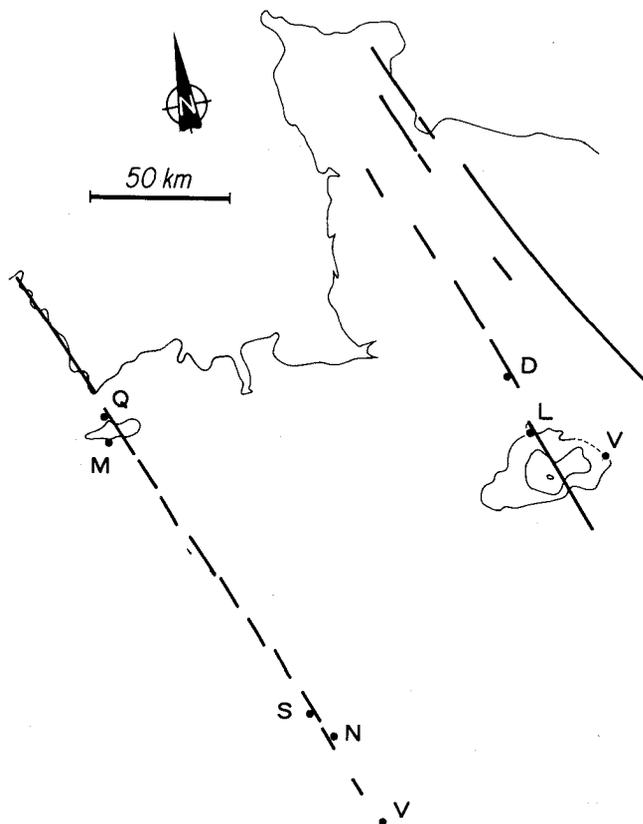


Fig. 1. - Extrait de la carte gravimétrique à 1/1 000 000.

On reconnaît le Cotentin et l'alignement des petits bassins au long de la faille du Cotentin ainsi que le granite cadomien décroché au niveau de Vilaines-la-Juhel.

jeu est accompagné d'un remplissage sédimentaire provoquant des anomalies légères. L'individualisation de bassins provoque un alignement de structures légères marquées par des contours fermés d'is anomalies de faible amplitude. Leur alignement suggère l'existence d'une structure antérieure.

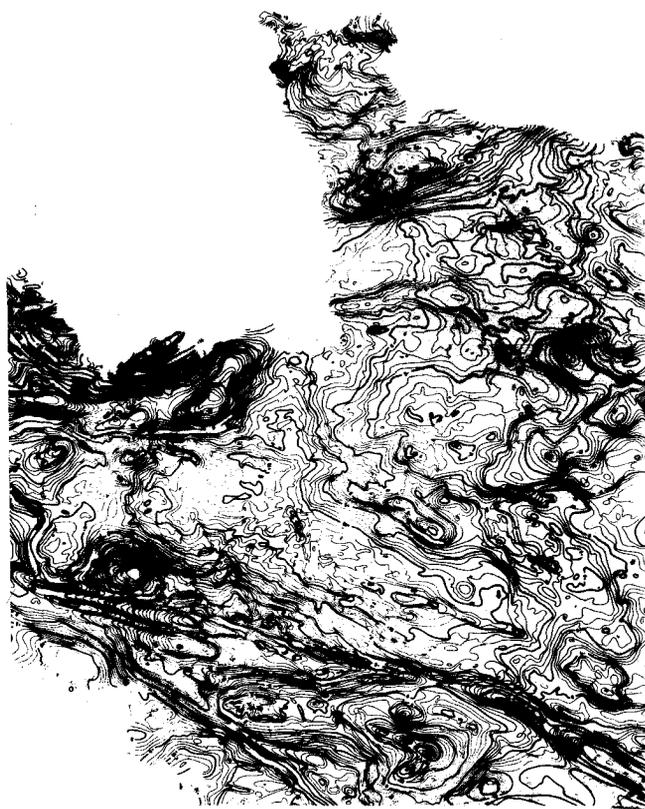
De tels exemples se rencontrent (fig. 1a) au niveau de la zone cisailée sud armoricaine qui a été décrochée (faille de Nort-sur-Erdre ou faille de Locronan). De même, certains massifs granitiques (massif de Moncontour) sont également décrochés. Un alignement de bassins est observé sur la faille de Quessoy-Vallet ou sur la faille du Cotentin.

II. Fracturation post hercynienne du Massif armoricain

Considérant que les structures majeures hercyniennes (zones de cisaillement, granites) sont affectées par des rejeux tardifs et que les bassins légers jalonnent ces accidents, il est possible d'utiliser les cartes gravimétriques existantes (carte BRGM à terre, carte gravimétrique du COB ou de l'HSD en mer, carte aéromagnétique en Irlande) pour localiser et interpréter les principaux accidents post hercyniens.

1. L'exemple de la faille du Cotentin

La faille du Cotentin qui traverse toute la péninsule est jalonnée par les petits bassins de Domfront, de Lassay, de Le Lude. Elle décale les anomalies gravimétriques correspondant au pluton de Vilaines-la-Juhel (fig. 1b).



a) Les bassins sédimentaires

Les petits bassins au remplissage sédimentaire récent et léger sont à l'origine d'une anomalie fermée de 2 ou 3 mgal d'amplitude alignée selon la tendance régionale de la fracturation. L'image gravimétrique de ces bassins n'est cependant pas toujours conforme à leur contour réel du fait de la maille de mesure (lever BRGM, 1967). Celle-ci consistant en un point de mesure tous les 500 m sur des profils espacés de 5 km environ, il se peut que des bassins de petite taille (5-15 km) soient mal contrôlés par les mesures et l'interpolation cartographique.

b) Les granites

Le granite cadomien situé à l'ouest de Vilaines-la-Juhel est décalé par la faille du Cotentin. Cela se traduit en gravimétrie par un déport des anomalies circonscrites au massif (is anomalies - 10 et - 15 mgal) (fig 1). A l'ouest, la largeur de l'anomalie est de 12 km environ alors qu'elle passe à 7 km du côté est de la faille. L'is anomaly - 10 mgal montre une faible variation en largeur (26 km à l'ouest et 25 km à l'est) mais est légèrement déportée de 2 km de façon dextre. Des profils perpendiculaires à la faille suggèrent l'interprétation suivante : le panneau oriental a subi un mouvement de jeu transcurent dextre d'environ 2 km. La différence de largeur de chaque côté de la fracture des deux is anomalies - 15 mgal reflète un approfondissement relatif des sources du côté oriental. L'interprétation géologique est celle de l'existence d'une faille décrochante dextre à composante verticale abaissant le panneau est. Le fait que les courbes d'is anomalies soient plus resserrées du côté est que du côté ouest de la faille implique un basculement du compartiment est, le pendage du compartiment est étant dirigé vers l'ouest. Il s'agirait alors d'un demi graben

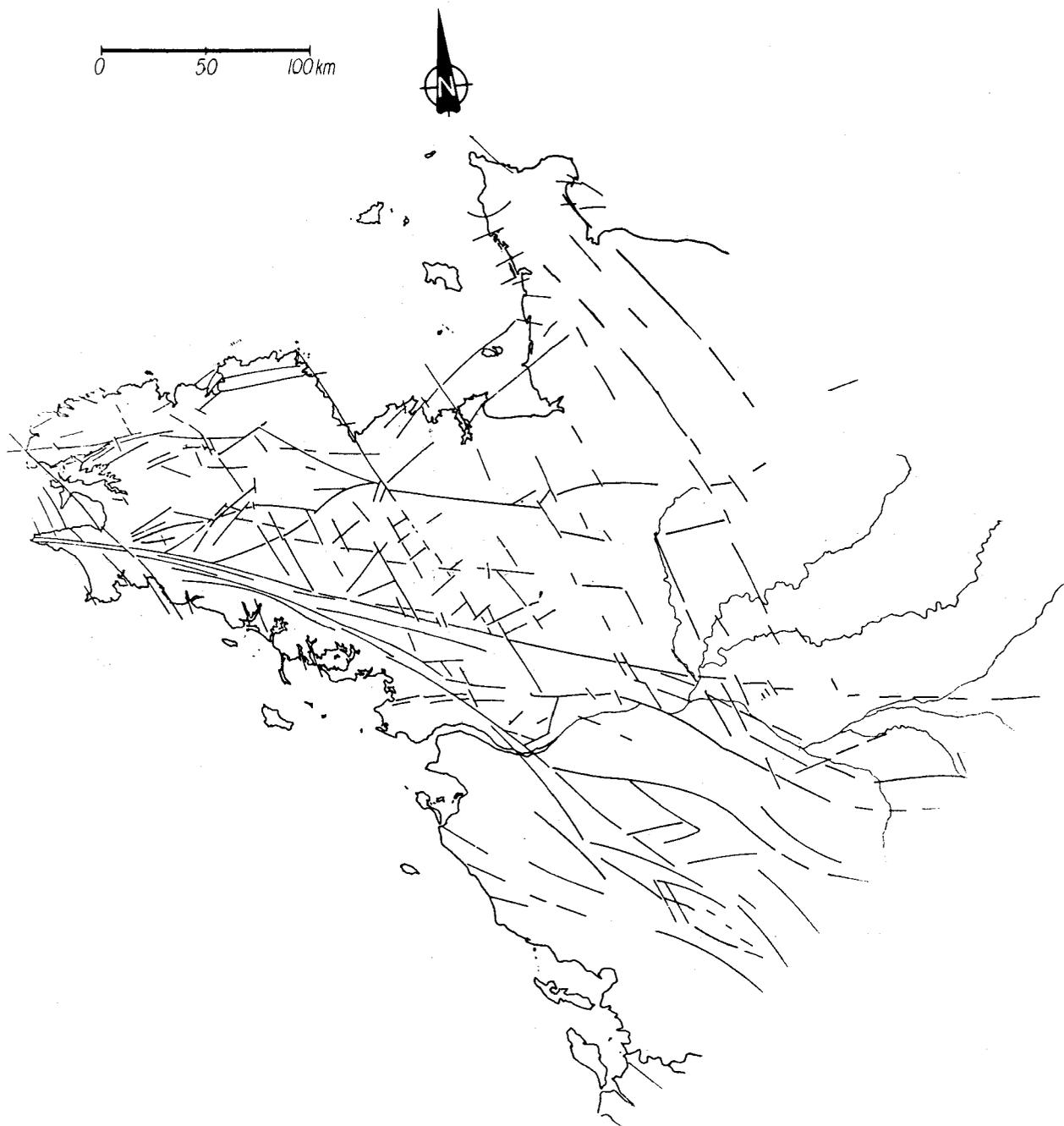


Fig. 2. - Fracturation du Massif armoricain d'après les données géophysiques.

avec un léger coulisage dextre. On retrouve d'ailleurs à cet endroit des dépôts tertiaires décrits sous le nom de formations de la Vallée de la Mayenne.

2. Recherche des linéaments géophysiques de même orientation

Il est possible de rechercher systématiquement les fractures de cette nature en utilisant la carte gravimétrique à 1/1 000 000 sans fond topographique (lever BRGM, 1967). En mer, on peut prolonger les plus importantes de ces fractures par la gravimétrie (Lefort, 1975 ; Lalaut *et al.*, 1981) et par les données aéromagnétiques volées à plus faible altitude (Lefort *et al.*, 1984). Les levés magnétiques à 3 000 m sont moins sensibles à ces accidents.

La carte de la fracturation du Massif armoricain établie à partir de cette démarche (fig. 2) peut être comparée aux interprétations effectuées d'après les photos satellites

(Scanvic, 1975 ; Garreau, 1979). La densité de fracture est sensiblement identique, de même que leur orientation qui dépend du niveau de résolution des données. On retrouve la fracturation majeure hercynienne, bien connue à terre d'orientation essentiellement N90-N110 et qui tourne vers l'est et le sud-est à N130. D'autres accidents apparaissent dont l'orientation générale est de N130 dans le sud du Massif armoricain puis passe à N150 dans sa partie centrale, cette famille est orientée N130 sur le plateau continental et en Angleterre, puis à nouveau à N150 au large de l'Irlande. Le changement d'orientation observé pourrait correspondre à des variations du champ de contraintes locales (Marge Atlantique) ou à la présence et à la réutilisation d'un réseau primaire hercynien N130 (sud-est du Massif armoricain).

3. Extension de ce réseau de failles

Le réseau de fracturation N150 ne se limite pas seulement au Massif armoricain et ses abords. On le retrouve

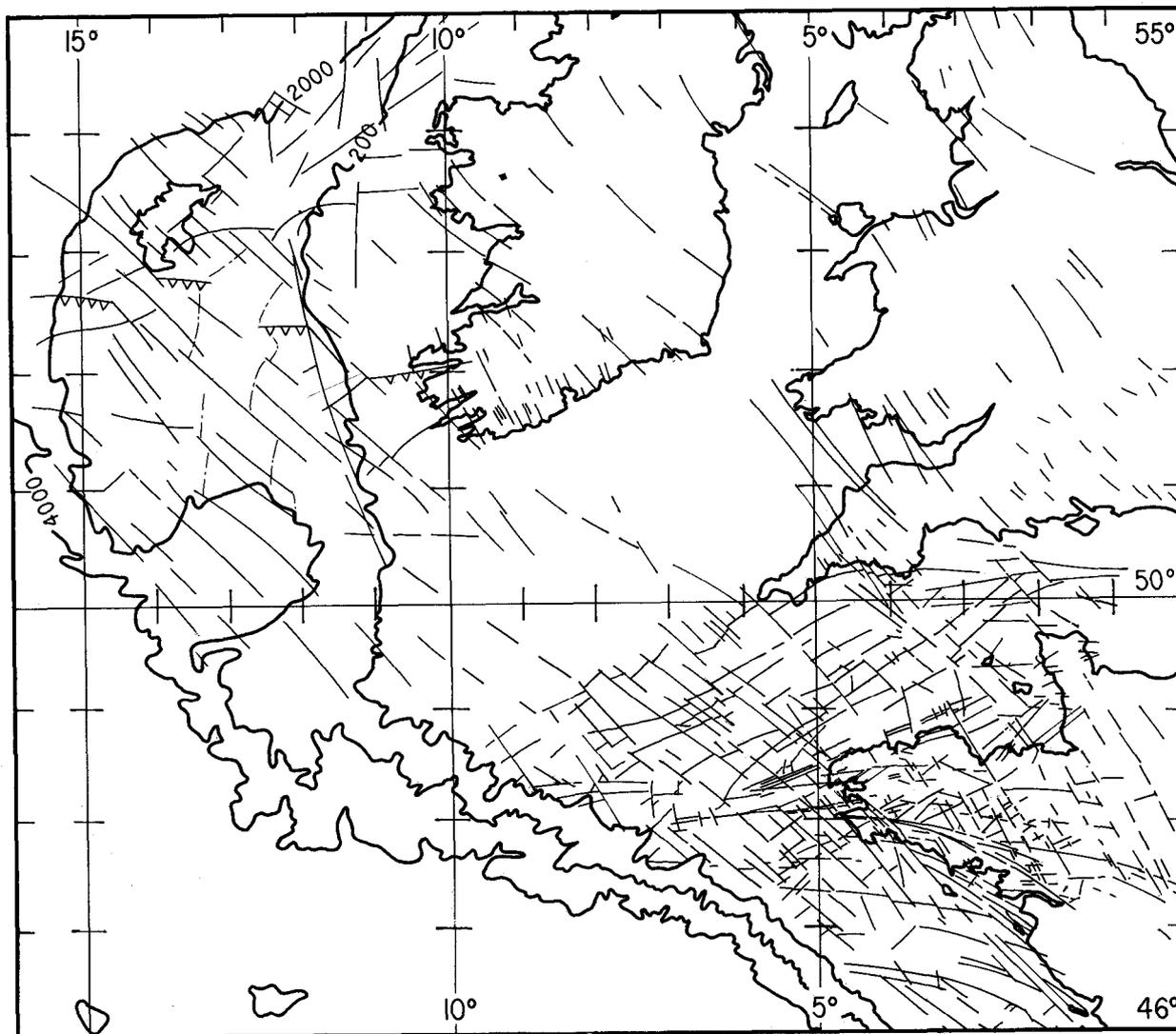


Fig. 3. - Fracturation de l'Ouest européen d'après les données géophysiques.

sur une largeur de 700 km depuis la marge armoricaine (Goban Spur), sur tout le plateau Atlantique jusqu'à la hauteur du Cotentin et à la limite du bassin de Paris où il disparaît sous la couverture (fig. 3).

A l'extrême Ouest, un découpage du socle a été mis en évidence par la sismique sur Goban Spur (Dingle *et al.*, 1977 ; Sibuet *et al.*, 1984). Au nord le plateau de Porcupine au large de l'Irlande est lui aussi profondément affecté par les jeux dextres N130-N150 (Lefort *et al.*, 1984). On observe que cette fracturation découpe le Front Varisque en plusieurs tronçons. On la retrouve en Irlande (Codling et Bray faults à l'est de Dublin) (Horne, 1976, Mohr, 1986), ainsi qu'en mer d'Irlande (Kish Bank (Dobson *et al.*, 1979). En Angleterre, ce réseau a été décrit en Cornouailles (Stickelpath - Lustleigh fault, Cawsand - Portwrinkle - Portnadler faults) (Dearman, 1963 ; Jenkyns *et al.*, 1977 ; Bevan *et al.*, 1986 ; Holloway *et al.*, 1986) et en mer où il contrôle certains bassins (Lloyd *et al.*, 1973 ; Stoneley, 1982). En France, cette fracturation a fait l'objet d'études sur la côte bretonne (Guilcher, 1948) et le plateau continental (Lefort, 1973) où elle est particulièrement développée (failles de la Petite et Grande Sole) (Lefort, 1975). L'utilisation des données géophysiques (Jeager, 1967 ; Lefort, 1973 ; Vignerresse, 1978, 1983) a permis son tracé à terre. On note un regain récent de l'étude de cette fracturation (Gros *et al.*, 1984) lié aux intérêts économiques associés aux bassins tertiaires tant pour l'extraction des sables que pour leur potentiel aquifère.

4. Mesure de la déformation

On constate que le jeu des fractures N130-150 est généralement dextre avec une composante verticale qu'il est cependant difficile d'apprécier d'après la seule étude de la carte des anomalies gravimétriques. Il est toutefois possible de quantifier la déformation par une méthode simple.

La déformation dextre fonctionne suivant un coulisage par panneaux de largeur variable, le décalage global d'un marqueur traversant des panneaux successifs permet d'estimer la déformation globale. On a reporté l'amplitude du déplacement des marqueurs de diverses orientations en fonction de la largeur de chaque panneau décroché (fig. 4). Le diagramme ainsi obtenu pour l'ensemble de l'ouest européen montre une organisation et permet le tracé d'une droite moyenne dont la pente indique la valeur du cisaillement. Celle-ci est faible ($\gamma = 0.11$) et est nettement inférieure à celle estimée en Cornouailles ($\gamma = 0.34$) (Dearman, 1963).

5. Age de cette déformation

Au premier abord, la méthode utilisée ne peut permettre un calage précis des mouvements car on observe les résultats d'une succession de mouvements. L'application de critères mécaniques et une étude bibliographique suggèrent cependant une certaine cohérence des mécanismes d'évolution de la déformation. Il semble qu'il faille distinguer au moins deux périodes impliquant les accidents N130-150. La première

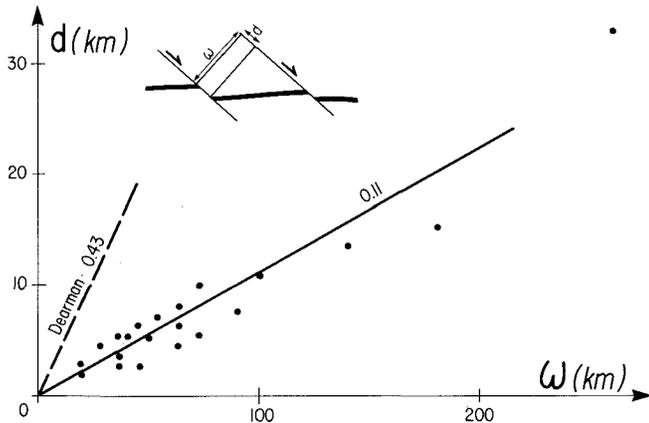


Fig. 4. - Estimation de la valeur (ω) du cisaillement dextre obtenu par décrochement (d) d'un marqueur (en noir) dans un panneau de largeur (w).

La valeur obtenue moyenne de ces données, en comparaison, la valeur obtenue d'après W.R. Dearman (1963).

déformation affecte les structures tardihercyniennes et les décale par un cisaillement dextre. Puis, ces accidents ont été réutilisés et ont provoqué l'individualisation des bassins à l'Éocène et à l'Oligocène, et quelquefois poursuite de la déformation jusqu'au Pliocène (Beurrier *et al.*, 1979 ; Gros *et al.*, 1984).

a) Cisaillements dextres permo-triasiques

L'âge du cisaillement dextre peut être encadré par l'âge des marqueurs hercyniens qu'il décale, tels la zone cisailée sud armoricaine (faille de Nord-Vallet), le granite de Moncontour et le Front Varisque sur le banc de Porcupine. En Angleterre, la faille de Stickelpath - Lustleigh décroche en dextre, outre le granite de Dartmoor, le petit bassin de Crediton Trough (Holloway *et al.*, 1986), rempli de sédiments attribués à la base du Permien et de laccolites (série d'Exeter) datés à 290 M.A. Un peu plus au nord-est, à Watton Cliff des sédiments d'âge Toarcien (190 M.A.) sont aussi affectés (Jenkins *et al.*, 1977) mais le mouvement a pu être ici vertical. On peut donc proposer un âge maximum pour la déformation.

Sur la base d'observations effectuées en Cornouailles, Dearman (1963) a attribué ces failles au Tertiaire. Lefort (1973) a ensuite proposé un âge Permo-Triasique pour ces décrochements qui seraient liés à une phase d'activité préliminaire de l'ouverture de l'Atlantique Nord. La direction de l'extension liée à l'ouverture océanique du golfe de Gascogne (Le Pichon et Barbier, 1987) n'est cependant pas compatible avec une direction de cisaillement dextre N130. Il faut donc supposer que les décrochements sont antérieurs à l'ouverture du golfe de Gascogne et correspondent plutôt à l'ouverture de l'Atlantique Nord dans sa partie centrale. D'ailleurs cette famille de fractures traverse la partie océanique de Porcupine Seabight et se prolonge sur le plateau de Porcupine. La relation entre cette fracturation et les failles transformantes qui décalent les anomalies magnétiques océaniques, sans perturber la symétrie de l'expansion met en évidence le contrôle continental de l'emplacement des failles transformantes océaniques (Lefort et Max, 1984). Comme l'âge de l'ouverture de Porcupine est daté par les anomalies 33 et 34, l'âge Aptien donne donc la borne supérieure du jeu dextre.

Le jeu principal décrochant dextre se place donc dans la fourchette d'âge Permien-Aptien.

L'origine du jeu transcurrent dextre est incertaine. La zone affectée est très large (700 km) et se caractérise par une

succession de failles de petite longueur (quelques dizaines de km) et de déplacement faible ($\gamma = 0.11$). Ces fractures sont en échelon senestre (left stepover) et non sous la forme de bandes de roches mylonitisées caractéristiques d'une forte déformation. Ces arguments laissent à penser que la déformation observée constitue la fracturation secondaire d'une fracturation sous-jacente, de même qu'une déformation importante est d'abord marquée par l'apparition de fractures en échelon (Tchalenko, 1970). Cette fracturation secondaire, ou conjuguée au sens de Riedel, serait la trace apparente d'une déformation dextre orientée N115-130. Une telle direction, qui recoupe la déformation tardihercynienne (dextre orientée N90-110) pourrait accompagner l'ouverture initiale de l'Atlantique Nord, avant l'ouverture du golfe de Gascogne (Le Pichon et Barbier, 1987).

b) Mouvements tertiaires

Le jeu tertiaire se marque en particulier par le remplissage sédimentaire parfois épais (200-400 m) des bassins. C'est à cette époque que se développent les bassins sur l'accident qui traverse la Bretagne, modelant le tracé de la côte de la baie de Saint-Brieuc et reprenant ensuite à terre la faille de Quessoy-Vallet. Toute cette zone est jalonnée de bassins souvent asymétriques à remplissage quelque fois important (Jaeger *et al.*, 1967).

III. Relation entre fracturation et localisation des bassins

La méthode utilisée pour caractériser la déformation d'orientation N130-150 ne permet pas d'être plus précis sur la datation de cet événement. L'âge des marqueurs déplacés contraint celui de la déformation mais n'explique pas la localisation des bassins tertiaires. Des études faites en Angleterre font intervenir une tectonique tertiaire soit dextre (Dearman, 1963), soit senestre (Holloway *et al.*, 1986). On essaiera, à l'aide des données existantes et de critères mécaniques, de poser le problème de la création de ces bassins tertiaires et quaternaires. Les nombreuses fractures ayant joué différemment suivant les conditions régionales et locales du champ de contraintes, le repérage et le moyennage de ces décrochements ne donne qu'une information moyenne et donc régionale. Cependant certaines études locales permettent, par un raisonnement théorique, de préciser les conditions de la déformation. On utilisera, à cet effet, les études détaillées effectuées sur les bassins de Rennes (Jaeger *et al.*, 1967) et de Nort-sur-Erdre et Saffré (Dubreuil, 1980).

1. Asymétrie des bassins

Par son étude, le bassin de Rennes est certainement un exemple caractéristique. L'anomalie gravimétrique qu'il provoque est d'environ -7 mgal. L'interprétation de la prospection (Jaeger *et al.*, 1967) montre que les flancs de l'anomalie ne sont pas symétriques par rapport à l'axe du bassin : le flanc ouest présente un gradient plus accentué que le flanc est. On en déduit une structure asymétrique du bassin, à côté ouest redressé, impliquant une formation en demi graben. Il en est de même pour les bassins de Saffré et de Nort-sur-Erdre. L'asymétrie est dans ce cas fort nette sur les cartes du gradient vertical (Dubreuil, 1980). De plus, les bassins tertiaires et plioquaternaires ne sont pas emboîtés de façon coaxiales et montrent une

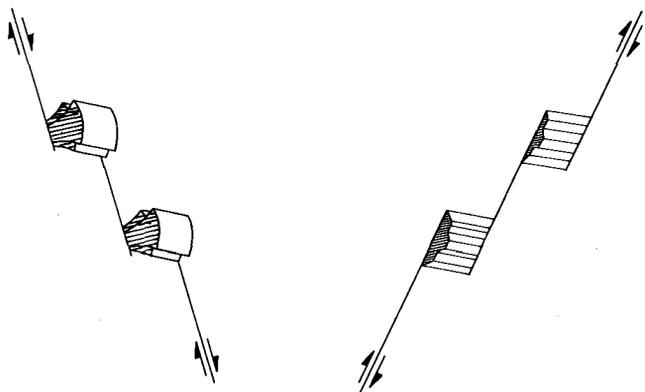


Fig. 5. - Schéma de fonctionnement d'un système de failles en recouvrement lors d'un cisaillement simple dans le cas de système en échelon à gauche (left stepover) avec compression, en échelon à droite (right stepover) avec distension.

asymétrie de remplissage des bassins tertiaires et plioquaternaires.

Ce caractère asymétrique se retrouve également au niveau des plutons granitiques (Vilaines-la-Juhel, Moncontour). Dans ces deux cas, la partie est du pluton est non seulement décalée de façon dextre, mais présente un rétrécissement du contour des isanomaes du côté est de la fracture et au voisinage de celle-ci (fig. 1). Ceci pourrait indiquer un basculement du panneau est avec une pente vers l'ouest.

Un basculement identique se note également dans le réseau hydrographique actuel et sur les interprétations de photos satellites (Garreau, 1979). Ceci est particulièrement net au niveau de la faille de Quessoy-Vallet et de celle de la rivière d'Auray.

2. Système de failles

Enfin, on remarque que l'alignement cartographique des failles ne se fait pas selon une fracture unique, mais est plutôt constitué par une succession de petites fractures en recouvrement et systématiquement décalées vers l'ouest. Compte tenu de l'orientation générale des accidents, il s'agit d'un décrochement systématique en échelon senestre (left stepover). De telles failles ont été modélisées et étudiées théoriquement (Rodgers, 1980 ; Hempton et al., 1986). Le fonctionnement de ce système provoque, (fig. 5) dans la partie en recouvrement de failles : de la compression (push up) en régime dextre ; et de la distension (pull apart) en régime senestre (Mann et al., 1983 ; Aydin et al., 1983, 1985). L'ellipse des contraintes associée à un cisaillement dextre est également facile à construire, indiquant les familles synthétiques et antithétiques conjuguées ainsi que les failles normales associées (fig. 6).

3. Formation des bassins éocènes

En conclusion, la formation des bassins tertiaires exclue un régime décrochant dextre pour la période subsidente (origine en pull apart). Les raisons de cette exclusion en sont les considérations mécaniques exposées plus haut liées à l'orientation nord-sud de la compression à cette époque (Bergerat, 1987) ainsi que le caractère asymétrique des bassins. Cette direction de compression est

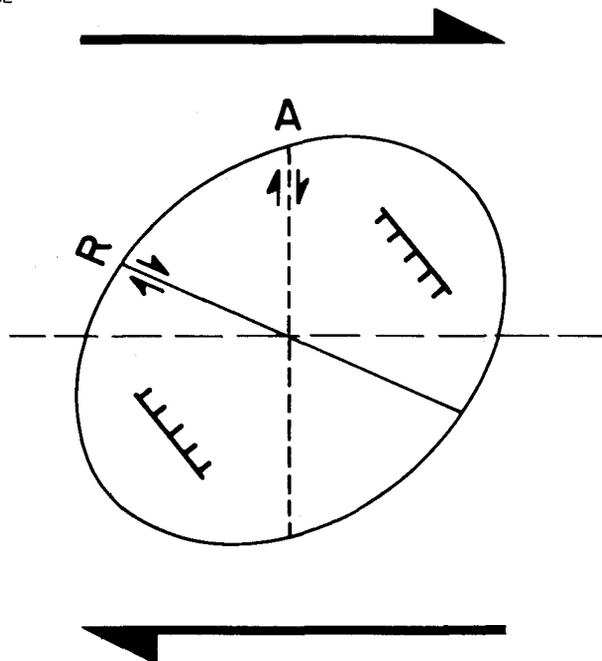


Fig. 6 - Ellipse des contraintes dans le cas d'un cisaillement simple dextre.

Les fractures synthétiques (trait plein) sont dextres et orientées N130, la famille antithétique senestre (en tireté) est également indiquée, ainsi que les failles normales associées.

confirmée par la sismique marine qui a clairement mis en évidence l'existence d'une déformation compressive fin Éocène avec plis d'axe est-ouest sur la marge armoricaine au niveau de Goban Spur et de l'escarpement de Trevelyan (Sibuet et al., 1984a, b) ainsi que de Porcupine (Masson et al., 1983). De plus, la formation de bassin en pull apart s'effectue avec une loi d'échelle reliant la longueur (l) du bassin à sa largeur (w) suivant la relation $l = 3.15 w$ (Aydin et al., 1983). Cette relation n'est vérifiée ni dans le bassin de Rennes ($l/w = 6.0/0.7 \text{ km} = 8.5$), ni de Saffré ($2.5/1.4 \text{ km} = 1.7$), ni de Nort-sur-Erdre ($5.0/1.0 \text{ km} = 5.0$) (Jaeger et al., 1967 ; Dubreuil, 1980). Cela pourrait correspondre à certains décalages senestres observés sur les marqueurs. Cette phase est effectivement postérieure à un jeu dextre d'après l'analyse des stries portées par les plans de faille (Beurrier et al., 1979). Elle n'est pas compatible avec le caractère asymétrique des bassins et paraît plutôt correspondre à la formation des bassins oligocènes. Il semble alors que l'hypothèse d'une formation des bassins tertiaires par basculement sur d'anciennes fractures soit plus vraisemblable.

4. Bassins Oligocènes

Ces bassins sont encore mal définis dans leur ensemble sur le Massif armoricain. Ils font actuellement l'objet d'études stratigraphiques détaillées pour des raisons économiques. Malheureusement, les conditions d'affleurements sont souvent assez mauvaises et ne permettent pas vraiment une analyse structurale détaillée. Les contraintes Oligocènes font apparaître une distension généralisée est-ouest en Europe, suivie d'une compression NE-SW au début du Miocène, compression dont la direction est ensuite directement reliée à l'arc alpin à la fin du Miocène et serait donc N110 en Bretagne (Bergerat, 1987). On retrouve les témoins de ces phases compressives dans la région étudiée. Dans le Bovey Basin en Cornouailles, les sédiments dévoniens chevauchent les séries tertiaires (Briston et al., 1971 ; Holloway et al., 1986) sur la limite

sud du bassin orientée est-ouest. La phase senestre observée d'après les stries sur des plans orientés N150 est donc postérieure à ce premier épisode compressif et pourrait correspondre au rejeu de la fin du Miocène, entraînant également la formation de bassins le long des accidents N130-150 avec une petite asymétrie par rapport à ceux formés précédemment. Cela expliquerait pourquoi il n'y a pas systématiquement d'emboîtement des bassins Éocène/Oligocène partout en Bretagne (Gros et al., 1984).

5. Bassins plioquaternels

Puis une nouvelle phase à jeu vertical (Beurrier et al., 1979) réutilise ces accidents et provoque la création de nouveaux bassins, emboîtés de façon excentrée dans les bassins éocènes, et asymétriques avec un pendage plus fort sur leur flanc ouest. Le caractère asymétrique est dû au changement de l'orientation des contraintes, l'axe compressif étant orienté N150 (Gros et al., 1984).

6. Séismicité actuelle

La séismicité actuelle de l'Ouest européen ainsi que quelques observations récentes confirment que cette direction est toujours active. Dans le Massif armoricain, ce n'est pas la seule direction, les structures hercyniennes étant elles-aussi actives (Veinante-Delhay, 1980 ; Godefroy, 1980 ; Gautier, 1980). Cependant on note (cf. la carte sismotectonique de la France) plusieurs alignements actifs suivant la faille de Quesoy-Vallet, sur l'axe Cha-teaubriant-Rennes-Saint-Malo et son prolongement en baie du Cotentin. Un des rares cas de mécanisme au foyer déterminé dans le Massif armoricain est justement celui d'un décrochement senestre au sud-ouest de Guer sur la faille de Quesoy-Vallet (Godefroy, 1980). En Angleterre, il existe des séismes localisés sur les failles de Stickelpath - Lustleigh (Dearman, 1963), de même en Irlande le séisme de Caernavon, situé sur un de ces accidents N130, constitue un bel exemple de séisme intraplaque (Mohr, 1986). La direction de contrainte actuelle a de nouveau varié et est compressive suivant N100-110 (Godefroy, 1980).

IV. Conclusions

En partant essentiellement de données géophysiques, on s'est efforcé d'adopter une démarche structurale pour résoudre le problème de la fracturation N130-150 qui recoupe l'Ouest européen. Cette fracturation a connu des jeux successifs conduisant à la formation et à l'individualisation de petits bassins sédimentaires tertiaires. Les différents épisodes de cette déformation peuvent être calés par les directions de contraintes mesurées dans les régions périalpines (Bergerat, 1987). La chronologie des mouvements selon cette direction est la suivante :

— Fracturation décrochante dextre présumée d'âge Permo-Triassique. Elle présente le maximum d'amplitude et présente une valeur du cisaillement dextre de $\gamma = 0.11$.

— Il est possible qu'au cours du Toarcien des jeux verticaux aient eu lieu selon cette direction.

— Au début du Tertiaire, une tectonique verticale par basculement de panneaux provoque la formation de petits bassins. La subsidence de ceux-ci est asymétrique et ne résulte ni d'un décrochement dextre, ni senestre.

— A la fin de l'Éocène, une phase de compression nord-sud provoque à la fois des plis (Sibuet et al., 1984) et en divers points très localisés des chevauchements. Un jeu dextre des fractures est alors possible.

— Cette direction joue encore en faille normale à l'Oligocène ainsi que le montrent les emboitements de bassins et les failles verticales qui les affectent.

— Par la suite, un cisaillement senestre a existé ainsi qu'en témoignent certains décrochements senestres et les stries (Beurrier et al., 1979), avec sans doute une variation de l'orientation des contraintes, renforçant encore l'asymétrie du remplissage.

— Actuellement, cette direction est toujours active. La rotation des contraintes peut expliquer la variation spatiale de répartition entre les bassins tertiaires et les bassins plioquaternels (Gros et al., 1984).

Remerciements

Ce travail montre l'interrelation entre les études du socle et la compréhension des structures de la couverture. Commencé à l'initiative de J.-P. Lefort, il y a quelques années, puis quelque peu délaissé, il a bénéficié des sollicitations et remarques constructives de B. Guineberteau et de M. Chevalier.

Références bibliographiques

- AYDIN A., NUR A. (1983). - Evolution of pull apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, pp. 11-21.
- AYDIN A., NUR A. (1985). - The types and role of stepovers in strike slip tectonics. in *Strike slip deformation, basin formation and sedimentation* ed. by K.T. Biddle and N. Christie-Blick. Soc. Econ. Pal. Min. Sp. Pub., 37, pp. 35-44.
- BERGERAT F. (1987). - Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, pp. 99-132.
- BEURRIER M., BLES J.-L., GROS Y., LOZES J., MAROT A. (1979). - Étude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin : Pétrographie, géochimie, fracturation. *Bull BRGM*, série I, 4, pp. 317-336.
- BEVAN T.G., HANCOCK P.L. (1986). - A late cenozoic regional mesofracture system in Southern England and Northern France. *J. Geol. Soc. London*, 143, pp. 355-362.
- BRISTOW C.M., HUGHES D.E. (1971). - A tertiary thrust fault on the southern margin of the Bovey Basin. *Geol. Mag.*, 108, pp. 61-69.
- DEARMAN W.R. (1963). - Wrench faulting in Cornwall and South Devon. *Proc. Geol. Soc. Assoc.*, 74, pp. 265-287.
- DINGLE R.V., SCRUTTON R.A. (1977). - Sedimentary succession and tectonics history of a marginal plateau (Goban Spur, Southwest of Ireland). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33, pp. 45-69.
- DOBSON M.R., WRITTINGTON R.J. (1979). - The geology of the Kish Bank Basin. *J. Geol. Soc. London*, 136, pp. 243-249.
- DUBREUIL G. (1980). - Étude géophysique par méthode gravimétrique en appui avec la carte géologique. *Bull. BRGM, Fr.*, II, 4, pp. 257-276.
- GARREAU J. (1979). - Fracturation et structure de la péninsule Bretonne. *Norois*, 101, pp. 67-73.
- GAUTIER M. (1980). - Néotectonique et sismicité dans le Sud-Est du Massif armoricain et ses marges orientales. *Norois*, 107, pp. 405-415.
- GODEFROY P. (1980). - Apports des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique de la France. *Bull BRGM Fr.*, (IV), 2, pp. 119-128.

- GROS Y., LIMASSET O. (1984). - Déformations récentes dans les socles cristallins. Exemple du Massif armoricain. in Journée sur le granite. *Documents BRGM.*, 84, pp. 51-68.
- GUILCHER A. (1948). - Le relief de la Bretagne méridionale de la Baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse, H. Potier. La Roche-sur-Yon. 682 p.
- HEMPTON M.R., NEHER K. (1986). - Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an échelon strike-slip faults : implications for the structural evolution of pull apart basins. *J. Struct. Geol.*, 8, pp. 597-605.
- HOLLOWAY S., CHADWICK R.A. (1986) - The Stickelpath - Lustleigh fault zone : Tertiary sinistral reactivation of a Variscan dextral strike slip fault. *J. Geol. Soc. London*, 143, pp. 447-452.
- HORNE R.R. (1976) - Transverse fault zones in the Irish Caledonides and other fold belts. 2nd Int. Cong. on Basement tectonics. Podwysocki M., Earle J. ed., pp. 199-210.
- JAEGER J.L. (1967). - Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne. *Mém. BRGM Fr.*, 52, pp. 91-102.
- JAEGER J.L., CORBEL J. (1967). - Étude de l'anomalie gravimétrique légère en relation avec le bassin tertiaire de Rennes. *Mém. BRGM*, 52, pp. 103-129.
- JENKYN H.C., SENIOR J.R. (1977). - A liassic paleofault from Dorset. *Geol. Mag.*, 144, pp. 47-52.
- LALAUT P., SIBUET J.C., WILLIAMS C. (1981). - Présentation d'une carte gravimétrique de l'Atlantique Nord-Est. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 292, pp. 597-599.
- LEFORT J.P. (1973). - La zone Biscaye-Labrador : mise en évidence de cisaillements dextres antérieurs à l'ouverture de l'Atlantique Nord. *Marine Geol.*, 14, pp. 33-38.
- LEFORT J.P. (1975). - Le socle Périarmoricain : Étude géologique, géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. *Thèse Univ. Rennes*, 250 p.
- LEFORT J.P., MAX M.D. (1984). - Development of the Porcupine Seabight : Use of magnetic data to show the direct relation between early oceanic and continental structures. *J. Geol. Soc. London*, 141, pp. 663-674.
- LE PICHON X., BARBIER F. (1987). - Passive margin formation by low angle faulting within the upper crust : the Northern Bay of Biscay margin. *Tectonics*, 6, pp. 133-150.
- LLYOD A.J., SAVAGE R.J.G., STRIDE A.H., DONOVAN D.T. (1973). - The geology of the British Channel floor. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 274, pp. 595-626.
- MANN P., HEMPTON M.R. BRADLEY D.C., BURKE K. (1983). - Development of pull apart basins. *J. Geol.*, 91, pp. 529-554.
- MASSON D.G., PARSON L.M. (1983). - Eocene deformation of the continental margin Southwest of the British Isles. *J. Geol. Soc. London*, 140, pp. 913-920.
- MOHR R. (1986). - Possible late Pleistocene Faulting in Iar (West) Connacht, Ireland. *Geol. Mag.*, 123, pp. 545-552.
- RODGERS D.A. (1980). - Analysis of pull apart basin development produced by an échelon strike slip faults. in Sedimentation in oblique slip mobile zones. Balance P.F., Reading H.G. ed., Int. Ass. Sedimentology. Sp. Pub. 4, pp. 27-41.
- SCANVIC Y. (1975). - Apport de l'imagerie spatiale multispectrale à la compréhension tectonique du Massif central Français et de son environnement sédimentaire. *Bull. BRGM*, section II, 4, pp. 313-319.
- SIBUET J.C., MATHIS B., HUNTER P. (1984). - La ride Pastouret (Plaine abyssale de Porcupine) : une structure Eocène. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 299, pp. 1391-1396.
- SIBUET J.C., MATHIS B., PASTOURET L., AUZENDE J.M., FOUCHER J.P., HUNTER P., GUENOC P., GRACIANSKY P.C. de, MONTADERT L., MASSON D.G. (1984). - Morphology and basement structures of the Goban Spur continental margin (Northeast Atlantic) and the role of the pyrenean orogeny. Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, Graciansky P.C. de, Poag, C.W. ed., 80, pp. 1153-1165.
- STONELEY R. (1982). - The structural evolution of the Wessex Basin. *J. Geol. Soc. London*, 139, pp. 543-554.
- TCHALENKO J.S. (1970) - Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, pp. 1625-1640.
- VEINANTE-DELHAYE A., SANTOIRE J.P. (1980). - Séismicité récente de l'Arc Sud Armoricaïn et du Nord du Massif central. Mécanismes au foyer et tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 22, pp. 93-102.
- VIGNERESSE J.L. (1978). - Gravimétrie et granites armoricains. Thèse, Rennes, 98 p.
- VIGNERESSE J.L. (1983). - Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 22, pp. 1-15.