



Evolution tectonique et metamorphique de la chaîne varisque en Bretagne méridionale

Claude Audren

► To cite this version:

Claude Audren. Evolution tectonique et metamorphique de la chaîne varisque en Bretagne méridionale . BULLETIN SUISSE DE MINERALOGIE ET PETROGRAPHIE, 1990, 70, pp.17-34. insu-01503735

HAL Id: insu-01503735

<https://insu.hal.science/insu-01503735>

Submitted on 7 Apr 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Evolution tectonique et métamorphique de la chaîne varisque en Bretagne méridionale

par Claude Audren¹

Abstract

On the basis of geometrical and structural analysis, associated with quantitative petrological analysis of metamorphic rocks from South Brittany, a tectono-metamorphic evolution is proposed for the western part of the European Variscan belt during Paleozoic times. A complex two-stages evolution has been identified. Devonian events (eo-Variscan) were attributed to tangential thrusting movements under different geometrical/kinematical and metamorphic conditions (HP-HT), associated to vertical movements (diapirism of anatectic granites) in HT areas. A continental collision process (nappes stacking) may be inferred from P–T–t–d paths calculations.

Following the opening of a pull-apart basin, Carboniferous events (Variscan) were directly related to dextral wrenching along the South-Armorican shear zone. The HP-HT metamorphic areas underwent the same Carboniferous tectonic history.

The complex tectono-metamorphic history of South Brittany cannot be easily integrated in models of the Variscan belt.

Keywords: Variscan belt, South Brittany, Paleozoic, deformations, HP/HT metamorphism, P–T–t–d paths, continental collision.

Résumé

L'analyse structurale géométrique et cinématique associée à l'analyse pétrologique quantitative des roches métamorphiques de Bretagne méridionale permettent de reconstituer l'évolution tectono-métamorphique du segment le plus occidental de la chaîne Varisque de l'Europe de l'Ouest au cours du Paléozoïque. On distingue:

- des événements d'âge dévonien (éo-varisques) essentiellement caractérisés par des mouvements tangentiels de direction et conditions métamorphiques différentes (HP et HT) localement associés à des mouvements verticaux mis en relation avec le diapirisme de granites d'anatexie. Le contexte géodynamique était celui d'une collision continentale produisant des empilements de nappes.

- succédant à l'ouverture d'un bassin de type «pull-apart» des événements d'âge carbonifère (varisque) ont été directement reliés au fonctionnement dextre du cisaillement Sud-armoricain. Ces événements ont affecté de manière identique les ensembles métamorphiques de HP et de HT d'âge dévonien.

La complexité de la Bretagne méridionale rend difficile son intégration dans les modèles actuels de la chaîne varisque.

Mots-clé: chaîne varisque, Massif Armoricain, Bretagne méridionale, déformations, chemins P–T–t–d, collision continentale.

1. Introduction

La chaîne varisque se compose de massifs anciens séparés les uns des autres par des bassins sédimentaires récents qui en masquent la continuité et rendent difficile la reconstitution de son histoire au cours du Paléozoïque. Chacun de ces massifs a conservé plus ou moins nettement la

mémoire des événements géologiques successifs et de l'organisation spatiale finale de la chaîne en zones subparallèles encore identifiables à l'échelle de l'Europe. La zone la plus interne, ou zone axiale, est constituée de terrains métamorphiques de haute température, à structure complexe, associés ou non à des granites dont les affleurements les plus occidentaux se trouvent en

¹ Centre Armoricaire d'étude structurale des socles. CNRS (UPR n° 4661), Institut de Géologie, Université de Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, Cédex, France.

(gneiss et migmatites de degré métamorphique élevé), le groupe de la Vilaine/le Pouldu (micaschistes de degré métamorphique moyen) et le groupe de Belle-Ile-en-Mer/Vendée maritime (séries volcano-sédimentaires de degré métamorphique faible).

2.1. LES STRUCTURES DIAPIRIQUES DANS LES GNEISS ET MIGMATITES

L'analyse géométrique des déformations (AUDREN et LE MÉTOUR, 1976, figure 4; AUDREN, 1987) montre que les structures verticales résultent de la superposition de trois phases: la première, D1, a produit le litage tectono-métamorphique initial qui a été verticalisé par la seconde phase D2, puis replissé par la troisième phase D3.

La phase D2 est une phase majeure qui a affecté l'ensemble des gneiss et migmatites et qui a produit des plis P2 à plans axiaux subverticaux et à axes subhorizontaux parallèles à une *linéation d'allongement L2 subhorizontale* et d'extension régionale.

Bien que très spectaculaires, les effets de la phase D3 qui a produit des mégastructures kilométriques à plans axiaux et axes subverticaux se limitent strictement au golfe du Morbihan (figure 2b).

L'anatexie a été active au cours des déformations D2 et D3 et a produit des mobilisats métatexiques dont le volume est considérable mais toujours localisé et sans gradient régional identifiable par rapport au granite d'anatexie d'Hennebont-Vannes (figure 3). Constituant un corps magmatique de 60 km de long sur 2 à 5 km de large, recoupé au Nord par le cisaillement Sud-armoricain, ce granite ne semble pas constituer le cœur d'une série d'enveloppes plus ou moins mobilisées faisant la transition avec le matériel gneissique originel.

La matière s'est déplacée verticalement (linéation de flux verticale) selon des plans verticaux parallèles aux limites cartographiques du granite (figure 2, a et b). Les structures planaires internes sont généralement parallèles aux structures planaires de l'encaissant, mais peuvent être sécantes, ce qui indique que le granite d'anatexie est plus ou moins déplacé par rapport à sa région source (granite parautochtone) (AUDREN, 1987, figure 6). Ce type de relations s'observe également autour du granite d'anatexie de Prinquiau (figure 2 et 5); la schistosité a tendance à épouser la forme du massif et à dessiner des courbes dont la concavité est orientée vers celui-ci. On en déduit que chaque trace concave d'échelle compa-

rable indiquera la présence probable d'un granite, même si celui-ci n'affleure pas.

En considérant la totalité des affleurements de gneiss et de migmatites, y compris le plateau continental (AUDREN et LEFORT, 1977), *on peut ainsi reconstituer une série de structures elliptiques fermées centrées sur des massifs de granite d'anatexie* qui affleurent, ou qui n'affleurent pas, mais qui sont supposés exister de par la configuration de la schistosité (figure 3). Les gneiss et migmatites sont donc caractérisés par une extension horizontale constante suivant des directions qui sont en rapport direct avec la position et la géométrie de massifs de granite d'anatexie à cinématique verticale. L'interprétation de structures elliptiques fermées, avec ou sans cœur granitique, fait intervenir des forces horizontales (raccourcissement) qui produisent des plis en une ou plusieurs phases interférant en *dômes et bassins*, soit des forces verticales (diapirisme) qui produisent des dômes de roches magmatiques et (ou) métamorphiques.

Parmi les arguments développés par ailleurs (AUDREN, 1987, p. 74-81), on retiendra que, dans le cas étudié, on n'observe jamais d'intersection de plans ou de linéations laissant supposer l'interférence de plis à échelle cartographique. Au contraire, la géométrie observée résulte de variations directionnelles progressives de la même schistosité et de la même linéation, qui ne se recoupent jamais, autour de corps magmatiques à mise en place verticale (BRUN, 1983).

Si l'interprétation du diapirisme des granites d'anatexie peut être retenue, la déformation de l'encaissant ne saurait leur être totalement attribuée par suite de l'existence d'une linéation d'allongement horizontale. Une linéation de ce type est généralement caractéristique des zones de cisaillement à déplacement horizontal dominant qui serait ici de sens senestre par rapport au cisaillement Sud-armoricain (figure 5).

2.2. LES STRUCTURES DIAPIRIQUES DANS LES MICASCHISTES

En faisant abstraction des déformations varisques tardives, les micaschistes de Rhuy-la-Vilaine se présentent comme une enclave de 1200 km², à schistosité subhorizontale (figure 2, a et b), isolée des gneiss et des migmatites par des contacts anormaux (failles et chevauchements). La schistosité régionale résulte de la superposition d'une première phase de déformation D1 résiduelle, localement identifiable (plis P1), et d'une seconde phase majeure D2 qui produit des plis P2 à tendance non cylindrique dont les axes

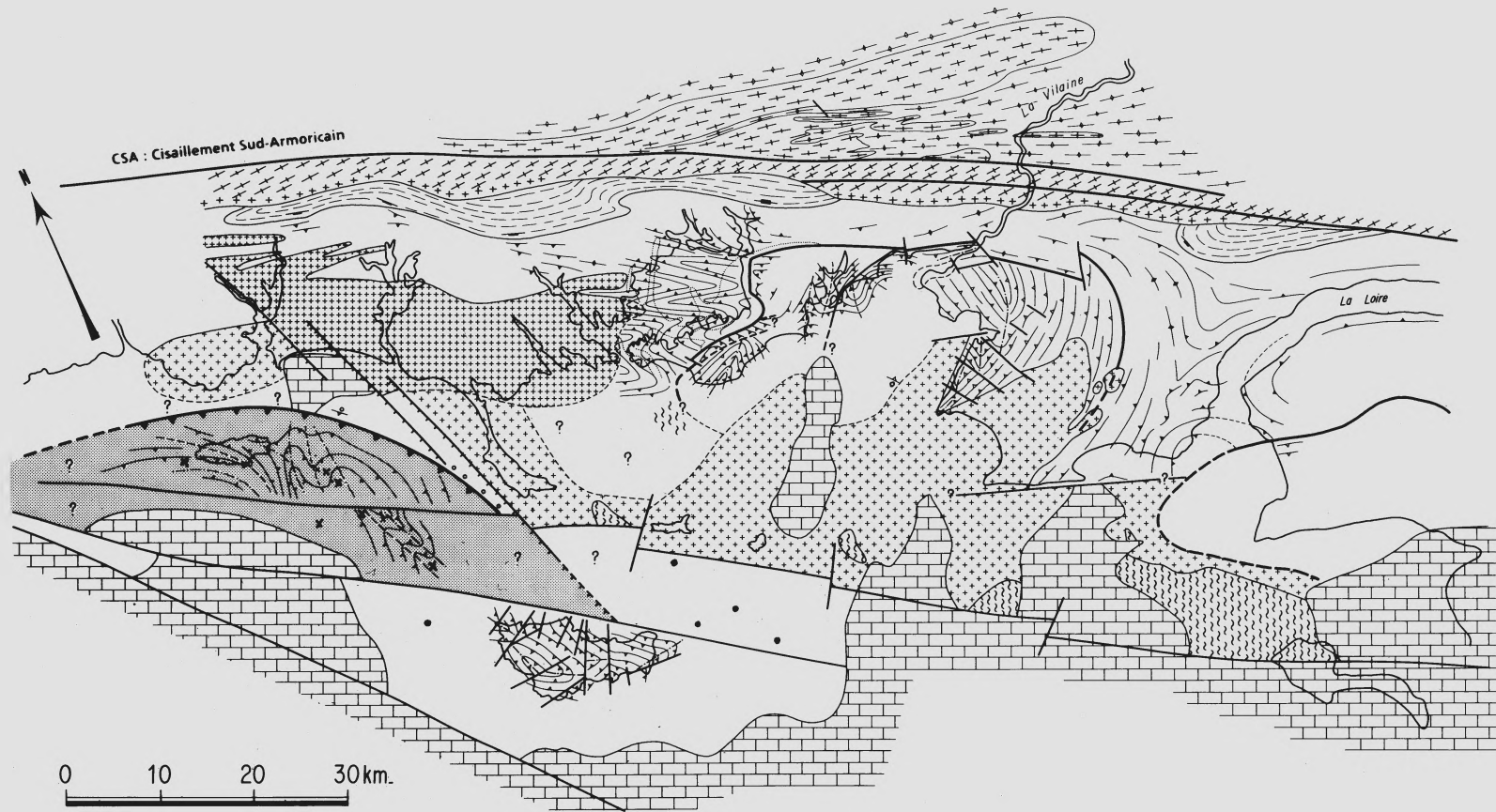


Fig. 2a Structure de la Bretagne méridionale incluant le plateau continental, d'après AUDREN (1987): carte structurale synthétique.

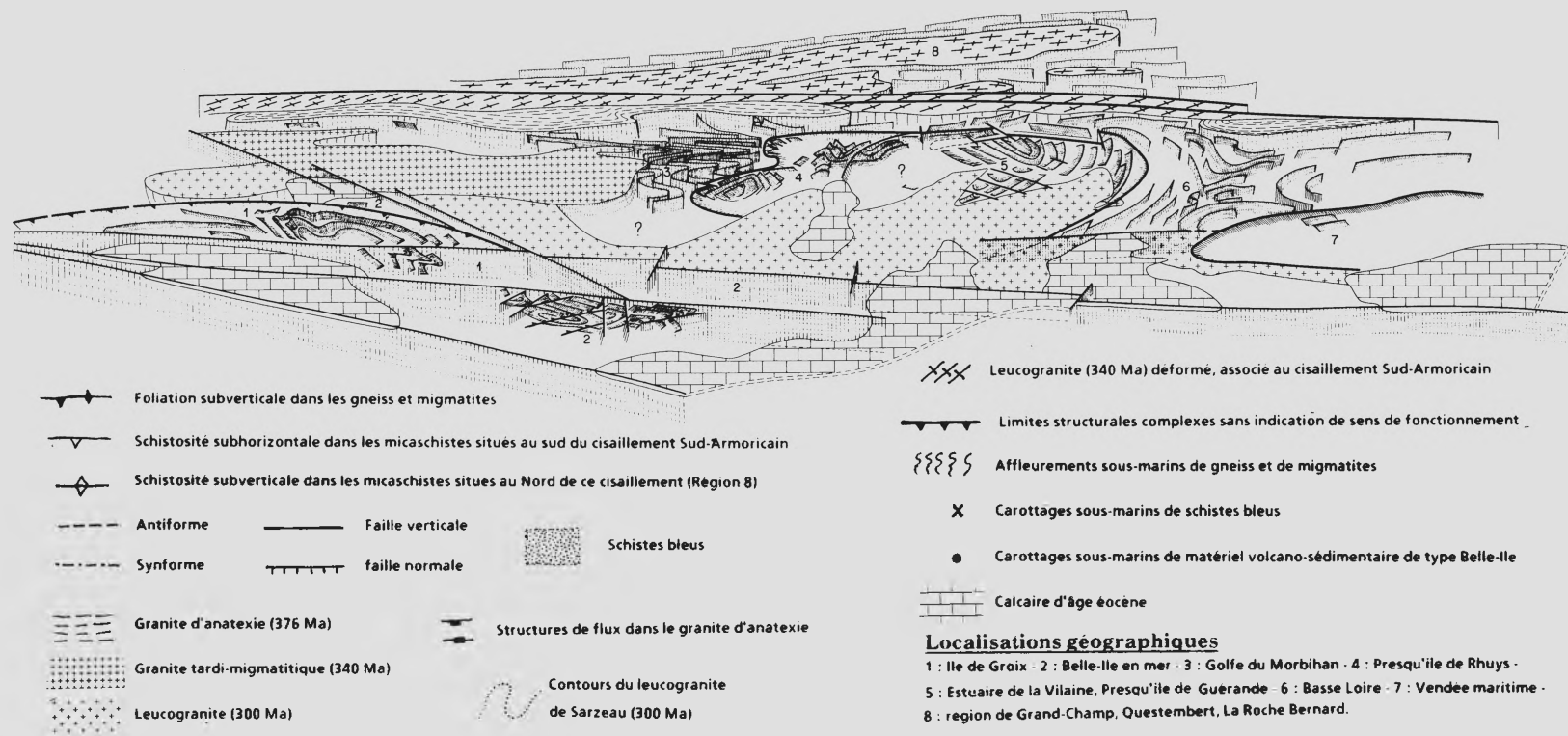
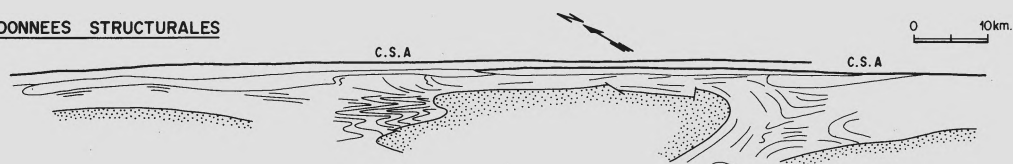


Fig. 2b Structure de la Bretagne méridionale incluant le plateau continental, d'après AUDREN (1987): bloc diagramme (projection oblique de 25°)

DONNEES STRUCTURALES



INTERPRETATION

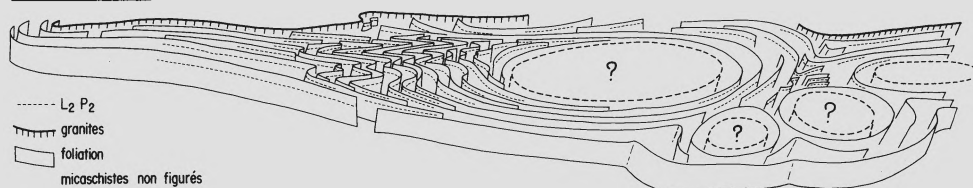


Fig. 3 Structure des gneiss et migmatites, d'après AUDREN (1987). C.S.A. = cisaillement Sud-armoricain.

horizontaux sont parallèles à une forte linéation d'allongement L2.

La répartition cartographique des directions de L2 s'organise de façon quasi radiaire autour de deux points de divergence A1 et A2, distants de 18 km environ (figure 4a). De part et d'autre de la ligne A1-A2, la linéation présente une divergence transversale. Cette géométrie très particulière acquise au cours d'une seule phase de déformation correspond aux structures horizontales contenant des directions d'allongement non parallèles qui peuvent se former à l'apex d'un diapir et (ou) dans les métasédiments qui le coiffent (le toit). La conservation de la déformation totale de l'apex ou de son toit caractérise un stade relativement jeune ou immature du diapirisme progressif, précédant le stade de maturité en champignon dans les modèles théoriques (BERNER et al., 1972; DIXON, 1975; RAMBERG, 1981). Les

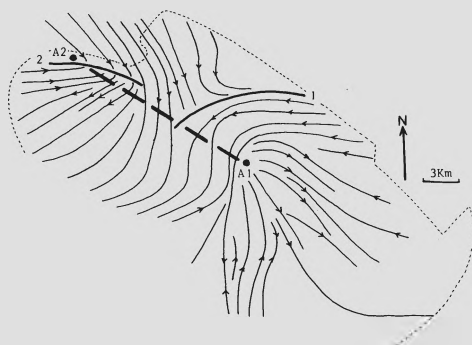


Fig. 4 Structure des micaschistes, d'après AUDREN (1987):

a: les micaschistes de Rhuys-la Vilaine
trait fléché: linéation d'allongement; 1 et 2: failles cisailantes tardives; tireté épais: ligne médiane séparant les points de divergence A1 et A2; tireté fin: limites des micaschistes;

modèles expérimentaux centrifugés montrent que le toit relativement plastique et homogène d'un diapir est affecté de plis radiaires divergents

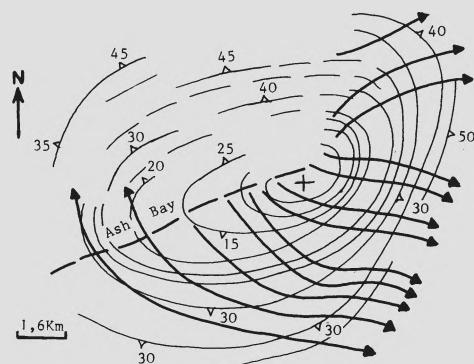


Fig. 4b le dôme d'Ash Bay
trait fin: direction et pendage de la schistosité; trait épais fléché: direction et pente de la linéation d'allongement; tireté: ligne médiane;

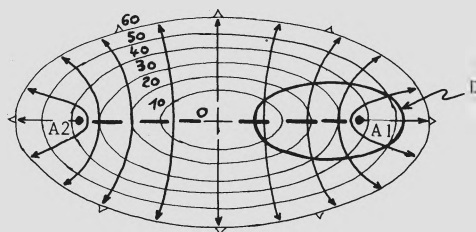


Fig. 4c modèle à double extension radiale
trait fin: trace elliptique de la schistosité avec valeur de pendage croissant du centre vers la périphérie; trait épais fléché: linéation d'allongement; tireté épais: ligne médiane A1-A2 d'inversion du sens de la pente de la linéation; D: ellipse centrée sur A1 et représentant le dôme d'Ash Bay à l'échelle du modèle.

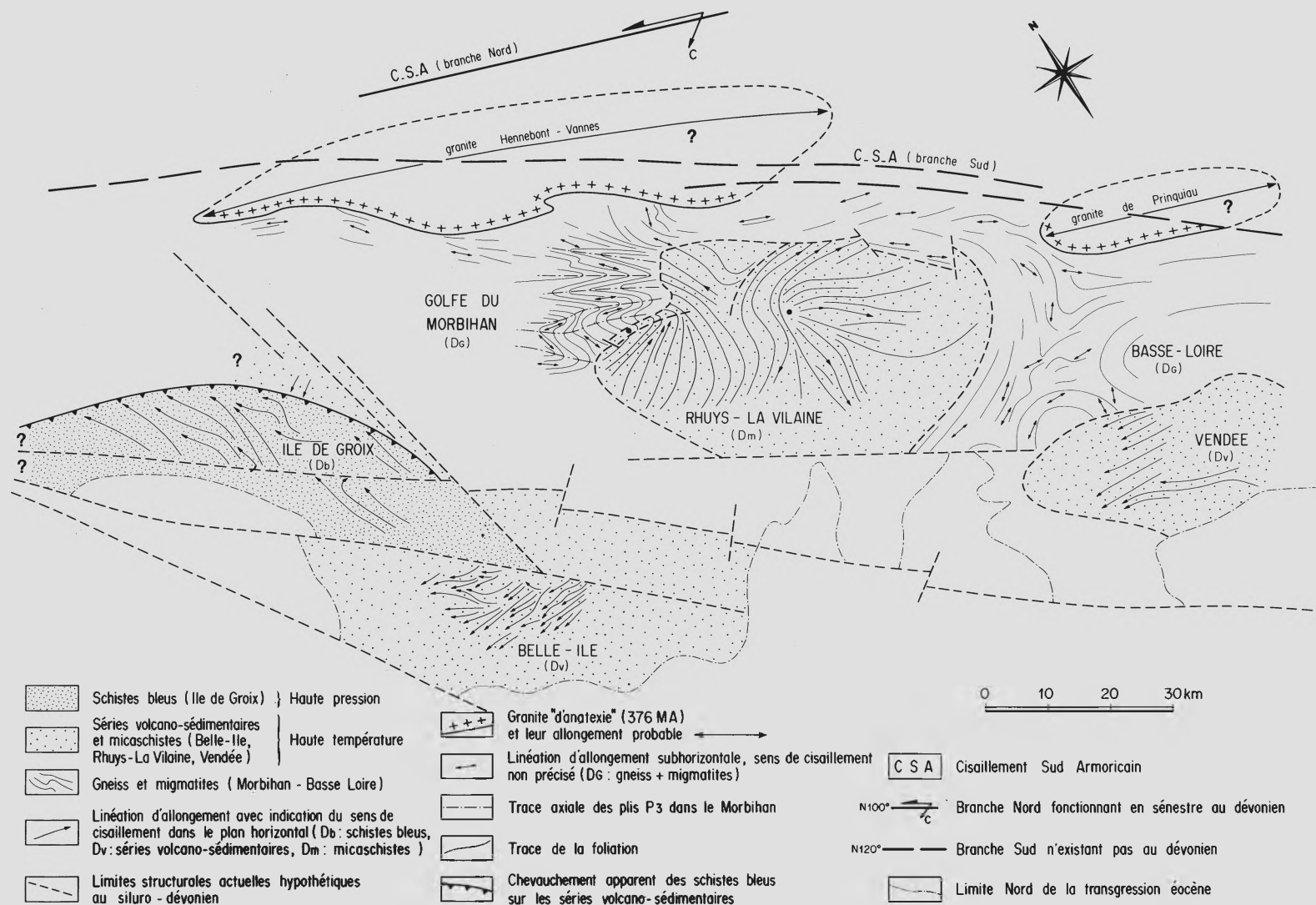


Fig. 5 Les déformations à l'éo-varisque, d'après AUDREN (1987).

à axes subhorizontaux parallèles à la direction d'allongement maximum (RAMBERG, 1981, figure 11-111; AUDREN, 1987, figure 60).

Les structures naturelles considérées comme des diapirs immatures sont extrêmement rares. Le seul exemple décrit est, à ma connaissance, le dôme d'Ash Bay au Canada (figure 4b), constitué de tonalites leucocrates recoupées par la surface topographique actuelle au niveau de son apex et mis en place dans un encaissant de gneiss et de migmatites (SCHWERTNER et al., 1978; SCHWERTNER, 1984). La structure plano-linéaire de cet apex a servi de référence pour proposer un modèle dans lequel l'allure de la linéation portée par un plan de schistosité unique au-dessus de l'apex d'un dôme elliptique vertical, se caractérise par deux points de divergence radiale A1 et A2 séparant une zone de divergence transversale suivant la ligne médiane A1-A2 (figure 4c).

Le modèle d'Ash Bay (figure 4c) et l'exemple des micaschistes de Rhuys-la Vilaine (figure 4a) sont très semblables du point de vue de la géométrie de la linéation autour de chacun des deux points de dispersion radiale, mais diffèrent l'un de l'autre par la géométrie de la linéation entre A1 et A2 (discussion détaillée in AUDREN, 1987, p. 137-141). L'allure sigmoïde des traces de la linéation montre que le mouvement diapirique vertical s'est accompagné de mouvements horizontaux d'abord senestres, puis dextres qui ont été analysés par simulation mathématique (AUDREN, 1987, figures 67, 68, 69).

2.3. L'IDENTIFICATION D'UN DIAPIR NON AFFLEURANT

La comparaison des structures plano-linéaires de l'ensemble de haute température avec les structures d'exemples naturels, théoriques et expérimentaux, permet d'établir des relations génétiques entre les zones à schistosité subhorizontale et les zones à schistosité verticale actuellement juxtaposées. La double extension radiale et horizontale enregistrée par les micaschistes de Rhuys-la Vilaine est caractéristique des déformations produites dans le toit d'un diapir. La structure elliptique fermée verticale dans les gneiss et migmatites, qui ceinture les micaschistes précédents, est caractéristique des déformations produites autour du corps (ou du pédoncule) d'un diapir.

En conséquence, on peut identifier au centre de l'ellipse et immédiatement sous les micaschistes un corps diapirique non affleurant qui est un massif de granite d'anatexie. *La présence de ce*

corps n'est donc décelable que par les effets qu'il a induits dans son encaissant lors de sa mise en place verticale.

Cette mise en place verticale est associée à un cisaillement décrochant régional fonctionnant de manière senestre puis dextre et responsable de l'extension horizontale observée dans les gneiss et migmatites, ainsi que de la perturbation de la double extension radiale dans les micaschistes (figure 5).

L'âge radiométrique des granites d'anatexie affleurants étant de 376 ± 19 Ma (VIDAL, 1980), l'âge de la déformation régionale majeure D2 dans l'ensemble de haute température est dévonien moyen.

La conservation du toit du diapir dans son propre encaissant est due au fonctionnement des déformations ultérieures.

2.4. LES STRUCTURES TANGENTIELLES HORS DES ZONES DIAPIRIQUES

Les zones à schistosité subhorizontale situées en dehors de l'influence des diapirs présentent des structures infiniment moins complexes. A Belle-Ile-en-Mer (AUDREN, 1987) et en Vendée maritime (BURG, 1981), la succession des déformations est la même: une phase majeure D2 produit la schistosité régionale S2 portant une forte linéation d'allongement L2, se superposant à une phase D1 résiduelle et quelque peu énigmatique. Remarquablement enregistrée par les clastes (feldspaths potassiques) d'un niveau lithologique volcano-sédimentaire particulier (porphyroïdes) et affleurant largement, la linéation L2 résulte du fonctionnement d'un cisaillement tangentiel de l'Est vers l'Ouest. Associée à des plis P2 fortement non cylindriques, la linéation L2 possède une orientation cartographique assez constante de N90° à N100°, sauf dans la région centrale de Belle-Ile-en-Mer où elle prend une allure sigmoïde voisine de NW-SE (figure 5).

Cette perturbation est due à l'action d'un cisaillement décrochant senestre de l'Est vers l'Ouest qui s'est effectué dans un plan vertical perpendiculaire au plan de schistosité régionale (AUDREN, 1987, figures 118 et 119).

2.5. L'ÉVOLUTION THERMO-STRUCTURALE

La majeure partie des affleurements de roches métamorphiques de l'ensemble de haute température constitue des séries monotones de composition minéralogique banale (COGNÉ, 1965;

COGNÉ et WRIGHT, 1980). Ces séries contiennent des niveaux particuliers (épaisseur de l'ordre du mètre), essentiellement aluminieux pour les roches acides et calco-magnésiens pour les roches basiques, qui ont conservé la mémoire de l'intégralité de leur histoire thermo-structurale. Ce sont les micaschistes et amphibolites du Guernehué dans l'estuaire de la Vilaine et certains niveaux de gneiss kinzigitiques dans le golfe du Morbihan (en cours d'étude).

Les micaschistes contiennent les paragenèses suivantes (+ quartz + mica blanc): biotite, grenat, disthène, sillimanite, plagioclase, feldspath potassique, ou staurotite, biotite, grenat, sillimanite/andalousite. Une amphibolite étudiée en détail est un métacumulat magnésien (TRIBOULET et AUDREN, 1985b) contenant les paragenèses suivantes: actinote verte (cœur) – hornblende actinolitique – magnésiohornblende verte (périphérie) – magnésiohornblende bleu-vert – hornblende actinolitique verte – actinote (+ plagioclase, épidote, sphène/ilménite/rutile).

Les chemins pression-température-temps-déformation obtenus (figure 6a) montrent que les micaschistes et les amphibolites ont enregistré la même évolution métamorphique polyphasée à partir d'un stade de haute pression/moyenne température (zone du disthène), puis de moyenne pression/haute température (zone de la sillimanite), jusqu'à un stade de basse pression/moyenne température (zone à andalousite).

Les chemins P-T-t-d respectifs traduisent une évolution en deux épisodes successifs: le premier M1 est prograde et le second M2 est rétrograde, avec des segments de courbes concordants ou discordants (discussion in TRIBOULET et AUDREN, 1988, p. 130).

Les variations de P et T se font dans le même sens horaire, le maximum de température atteint (pic du métamorphisme) est le même ($T \approx 650^\circ\text{C}$), la pression ($P \approx 4,5$ kbar) et la température ($T \approx 550^\circ\text{C}$) de rééquilibration finale sont les mêmes et la succession des déformations (D1 → D2) est également la même.

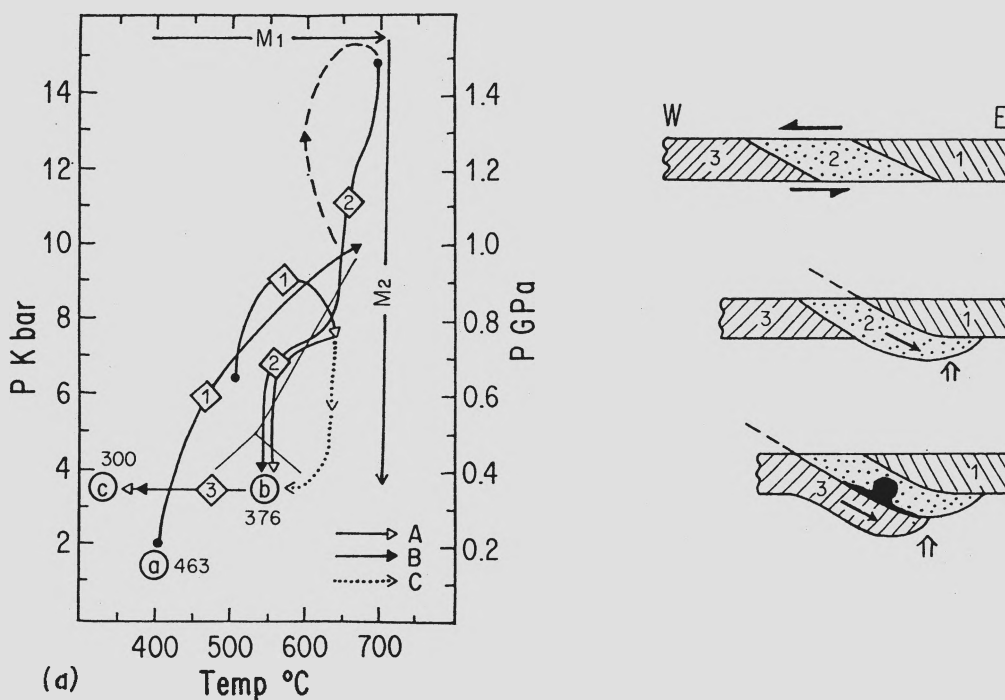


Fig. 6 Les chemins P-T-t-d dans l'ensemble de haute température, d'après AUDREN et TRIBOULET (1989);

a: chemins P-T-t-d dans les micaschistes et amphibolites de de la Vilaine,

b: modèle d'évolution par empilement successif de trois nappes au cours d'un cisaillement E → W parallèle à la linéation régionale.

Déformations: 1: D1 précoce; 2: D2 majeure et régionale; 3: D3 tardive. Ages radiométriques: a: 463 Ma, orthogneiss pré-orogéniques; b: 376 Ma, granites d'anatexis synorogéniques; c: 300 Ma, leucogranites tardi-orogéniques. Chemins P-T: A: micaschistes; B: amphibolites; C: chemin correspondant à l'érosion seule. M1: chemin prograde; M2: chemin rétrograde.

Ces chemins signifient qu'à partir d'une position initiale dans la croûte continentale ($P \approx 2$ kbar et $T \approx 400$ °C), les roches de la Vilaine ont été enfouies après 463 Ma (orthogneiss pré-orogéniques) puis remontées vers 376 Ma (granites d'anatexie syn-orogéniques) et définitivement rééquilibrées vers 300 Ma (leucogranites tardi-orogéniques). Ils correspondent à un enregistrement des variations P-T sur une période de moins de 100 Ma et sont comparables aux courbes obtenues lors d'une collision continentale dans laquelle l'épaississement crustal est réalisé par la superposition de deux unités rigides (THOMPSON et ENGLAND, 1984).

Sachant que, dans la réalité, les chaînes de montagne sont constituées de l'empilement de nombreuses nappes, DAVY et GILLET (1986) ont montré que la forme des chemins rétrogrades (remontée par dénudation) dépendait du temps séparant chaque événement chevauchant. Un tel événement est marqué par une déflexion thermique négative brusque sur la partie rétrograde d'un chemin P-T, ce qui est le cas pour les chemins des micaschistes et amphibolites de la Vilaine (figure 6a).

On peut alors proposer l'évolution thermos structurale suivante pour cette partie de la chaîne varisque de Bretagne méridionale (figure 6b).

Une unité crustale (2) composée de sédiments océaniques et continentaux est charriée sous une autre unité crustale (1) au cours de l'histoire éovarisque de Bretagne méridionale. L'unité 2 est soumise à une intense déformation cisaillante tangentielle (D1) pendant que les sédiments en s'enfouissant subissent un accroissement de P et de T (premier épisode de métamorphisme prograde M1). Pendant que l'unité 1 est progressivement érodée, l'unité 2 remonte et le chemin P-T-t-d montre d'abord une décompression, puis une forte décroissance de P et T induite par le charriage d'une troisième unité (3) (second épisode de métamorphisme rétrograde M2). Au cours du chemin rétrograde, les roches métamorphiques de l'unité 2 subissent une histoire structurale complexe (D2) associant diapirisme (extension radiale), cisaillement tangentiel (extension Est-Ouest) et cisaillement décrochant senestre.

La déformation régionale D2 apparaît ainsi comme un événement tardif qui se manifeste vers la fin du chemin rétrograde, c'est-à-dire à la fin de l'orogénèse. L'essentiel de la collision correspondant au chemin prograde échappe presque complètement à l'analyse. Tout au plus peut-on conclure sur la base des variations P-T enregistrées par les amphiboles que l'extension a toujours eu lieu dans la même direction et que l'em-

pilement des nappes s'est toujours effectué selon le même mécanisme au cours du cycle complet qui a ramené les roches de la Vilaine à leur position de départ.

3. L'évolution tectono-métamorphique éovarisque dans l'ensemble de haute pression

Située à une dizaine de kilomètres au large des côtes lorientaises, l'île de Groix représente la partie émergée de l'ensemble de haute pression dont l'extension réelle a été reconnue par carottages et plongées sous-marines (AUDREN et LEFORT, 1977; LEFORT et al., 1982).

Les schistes bleus, gneiss et micaschistes qui la constituent sont en contact anormal avec les groupes lithologiques de l'ensemble de haute température du Pouldu (la Vilaine) au Nord, et de Belle-Ile-en-Mer vers l'Est. Ce contact est une discontinuité sismique à pendage apparent faible vers le Sud (DELANOË et al., 1969), qui juxtapose des groupes lithologiques à fort contraste de métamorphisme et de structure et qui est interprétée comme un chevauchement majeur (figure 2, a et b). L'ensemble de haute pression est allochtone sur l'ensemble de haute température et peut être considéré comme une klippe (LEFORT et SEGOUFIN, 1978).

3.1. LES STRUCTURES TANGENTIELLES

Les déformations et les relations entre le métamorphisme et les déformations ont été étudiées par JEANNETTE (1965), COGNÉ et al. (1966), BOUDIER et NICOLAS (1976), CARPENTER (1976), QUINQUIS (1980), QUINQUIS et CHOUKROUNE (1981).

Depuis la découverte de plis non cylindriques déformant les quartzites rubannés inclus dans les micaschistes du vallon de Kérigant (QUINQUIS et al., 1978) et la simulation de leur mécanisme de déformation, on distingue trois «phases» de déformation successives à Groix:

- la première phase D1 a produit une schistosité régionale S1 qui porte une forte linéation d'allongement L1 associée à des plis non cylindriques P1,
- la seconde phase D2 a déformé la schistosité S1 et a produit des plis P2 décimétriques associés à des mégastructures antiformes et synformes,
- la troisième phase D3 a produit des plis en chevrons P3 localisés en certains points de l'île.

La structure plano-linéaire S1-L1 est l'expression fondamentale de la déformation D1 dans

l'ensemble des micaschistes et roches basiques. La linéation est marquée par les zones abritées développées autour des grenats, par des cristaux d'amphiboles et par des axes de plis non cylindriques. Sur l'île elle-même, la linéation L1 a une orientation qui passe progressivement de la direction N160–N170° dans la moitié Est à la direction N120–N130° dans la moitié Ouest. A l'échelle de l'ensemble de haute pression (figure 5), la direction N120–N130° semble la plus commune et tend à se paralléliser aux limites structurales de celle-ci (chevauchement).

La géométrie des plis non cylindriques P1 ne donnant aucune indication sur le sens de fonctionnement du cisaillement tangentiel qui les a produits, c'est la géométrie des inclusions sigmoïdes contenues dans les grenats qui indique *un cisaillement agissant du SE/SSE vers le NW/NNW* (QUINQUIS, 1980; QUINQUIS et CHOUKROUNE, 1981).

3.2. L'ÉVOLUTION THERMO-STRUCTURALE

Les roches métamorphiques de l'île de Groix sont constituées à 80% de micaschistes et de gneiss albitiques quartzo-micacés de teinte claire contenant des niveaux plus ou moins continus d'amphibolites reconnaissables à leur teinte bleu sombre.

Les études minéralogiques et pétrologiques les plus récentes (TRIBOULET 1974, 1977; CARPENTER, 1976) ont montré qu'elles avaient subi deux épisodes de métamorphisme. Le premier épisode M1 présente une zonation dans l'espace, le second M2, rétro-morphique par rapport à M1, est uniforme dans l'espace.

Selon TRIBOULET (1974), la zonation établie dans les metabasites et corrélée aux micaschistes est la suivante (figure 7):

Zone I: faciès *éclogite à glaucophane* ($P = 8,5$ kbar, $T = 530$ °C).

Zone II: faciès *schistes à glaucophane-grenat* ($P = 8$ kbars, $T = 500$ °C).

Zone III: faciès *schistes verts* ($P = 7, 5$ kbars, $T = 470$ °C).

L'épisode M2 rétro-morphose partiellement les assemblages de M1 dans le faciès schistes verts à amphibole bleu-vert ($P = 7,5$ kbar, $T = 470$ °C).

Cette zonation est différente de celle de Carpenter, fondée sur la présence ou l'absence de grenat dans les roches basiques, caractère qui n'a pas de réalité cartographique (AUDREN et TRIBOULET, sous presse).

La synthèse des données sur les relations entre le métamorphisme et la déformation met en

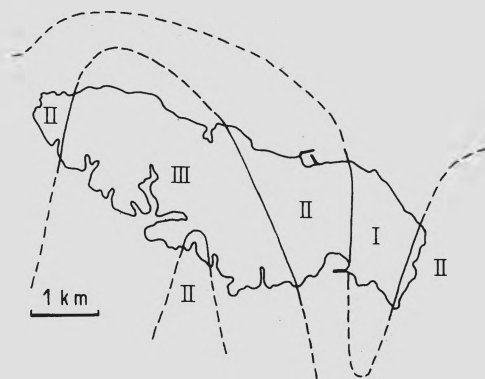


Fig. 7 Zonation du métamorphisme dans l'île de Groix.

évidence des différences d'interprétation qui sont dues principalement à la position, variable selon les auteurs, de la limite M1/M2 par rapport à la chronologie structurale D1, D2, D3.

L'étude structuro-minéralogique et géothermo-barométrique des micaschistes de l'île (DJRO et al., 1989) a permis de reconstituer en partie les stades successifs de l'évolution métamorphique et de tester la position de la limite M1/M2 par rapport à D1, D2, D3.

La méthodologie utilisée associe les variations de composition d'une seule espèce minérale, le mica phengitique, dont les générations successives cristallisent dans les différents sites microstructuraux (flancs, charnières, plans axiaux) des plis P1, P2 et P3.

On retiendra que chaque pli prélevé sur le terrain correspond à un point sur un diagramme P-T. Compte tenu des erreurs, l'ensemble des points constitue un chemin dont la géométrie est conservée (SPEAR et RUMBLE, 1986) et on peut reconstituer l'évolution D1 → D2 → D3 au cours du temps (figure 8). Cette évolution correspond globalement à une diminution de température ($T1 \rightarrow T2 \rightarrow T3$) de 650 à 300 °C. Chaque zone de métamorphisme montre une évolution P-T particulière (chemins décalés en température et pression) qui s'inscrit cependant dans l'évolution générale.

Les déformations mises en évidence par l'analyse structurale sont relativement tardives par rapport à l'histoire complète prograde puis rétrograde; ces déformations se sont effectuées dans le faciès amphibolite pendant D1, puis dans le faciès schistes verts pendant D2 et D3, c'est-à-dire *en dehors du faciès schistes bleus*. La foliation, ou le litage tectono-métamorphique F existant avant la déformation D1 représente alors vraisemblablement le chemin prograde, encore inconnu,

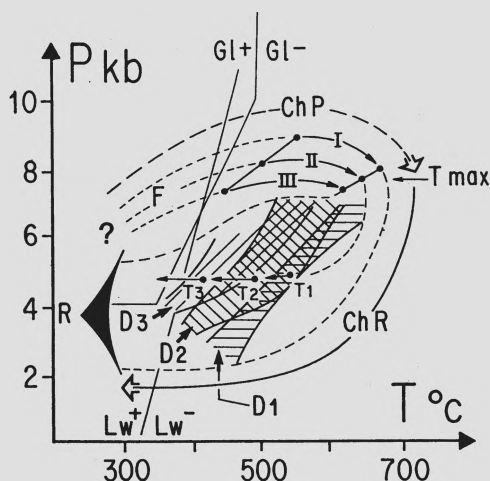


Fig. 8 Chemin P-T-t-d dans les micaschistes de l'ensemble de haute pression de l'île de Groix, d'après DJRO et al. (1989):

I, II, III: zonation spatiale; T max: température maximale atteinte lors du métamorphisme; R: rétromorphose; T1 → T2 → T3: températures moyennes atteintes au cours du chemin rétrograde et correspondant aux champs P-T de D1, D2, D3; ChP: chemin prograde correspondant à la foliation F; ChR: chemin rétrograde calculé, correspondant à l'évolution D1, D2, D3. En tireté fin: enveloppe du chemin prograde/rétrograde.

parcouru dans le faciès schistes bleus. Ces résultats rejoignent les idées de BOUDIER et NICOLAS (1976) sur l'importance de la foliation F lors de la formation des schistes bleus. Le cycle métamorphique continu et progressif: faciès schistes bleus (F) → faciès amphibolite et limites des faciès éclogite/granulite/amphibolite (D1) → faciès schistes verts (D2, D3) → rétromorphose R (figure 8) se traduit par un chemin P-T-t-d dont la géométrie et l'évolution permettent d'identifier un processus de collision (THOMPSON et ENGLAND, 1984). Cependant, la méconnaissance du chemin prograde limite l'exploitation de cette hypothèse.

3.3. L'ÂGE DES ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES

Les données géochronologiques disponibles couvrent un spectre d'âges continu entre 420 et 320 Ma (PEUCAT et COGNÉ, 1977; PEUCAT, 1983, 1986), soit: 420 Ma (Rb/Sr sur roche totale), 396 Ma à 340 Ma (Rb/Sr et K/Ar sur micas phengitiques) et 320 Ma (K/Ar sur glaucophane).

Ces données, obtenues sur roche totale ou sur des populations monominérales contenant l'ensemble des générations successives d'une espèce donnée, sont inutilisables pour étalonner dans le temps le chemin P-T précédent.

On ne peut donc que proposer ici le schéma évolutif suivant, à caractère provisoire (AUDREN et TRIBOULET, sous presse):

- F se serait produite par une déformation non identifiée, vers 420 Ma (Silurien inférieur à moyen) et correspondrait au chemin prograde dans le faciès schistes bleus (chemin inconnu),

- D1 aurait agi vers 396 Ma (fin du Silurien, début du Dévonien), âge radiométrique des premières phengites, et correspondrait au début du chemin rétrograde dans le faciès amphibolite (déformation tangentielle majeure décelable),

- D2 aurait agi vers 340 Ma (Carbonifère inférieur), âge radiométrique des dernières phengites, et correspondrait à la fin du chemin rétrograde dans le faciès schistes verts,

- D3 aurait agi vers 320 Ma (Carbonifère terminal), âge radiométrique des glaucophanes tardifs, et correspondrait à l'extrême fin du chemin rétrograde dans le faciès schistes verts.

On voit qu'il existe entre D1 et D2 + D3 une lacune d'information de 30 à 40 Ma que rien ne permet actuellement de combler. Cette période correspond cependant à des événements tectono-métamorphiques essentiels dans l'ensemble de haute température.

4. L'évolution varisque commune

Alors que la période éo-varisque correspond à des évolutions tectono-métamorphiques séparées et complexes dans les ensembles de haute température et de haute pression, la période varisque correspond à une évolution structurale commune et plus simple en relation directe avec le fonctionnement en dextre du cisaillement Sud-armoricain (figure 9).

Les structures produites au cours de ce fonctionnement sont caractéristiques des zones de cisaillement limitées par deux failles principales parallèles (WILCOX et al., 1973): plis en échelon (direction axiale parallèle à la direction d'extension), fentes de tension (longueur parallèle à la direction de compression), chevauchements (trace parallèle à la direction d'extension) et failles conjuguées (synthétiques et antithétiques).

Les étapes successives de ce fonctionnement sont associées à différentes générations de leucogranites (340 Ma, 320 Ma et 300 Ma, figure 9) dont la cinématique de mise en place a été analysée en détail (AUDREN, 1987).

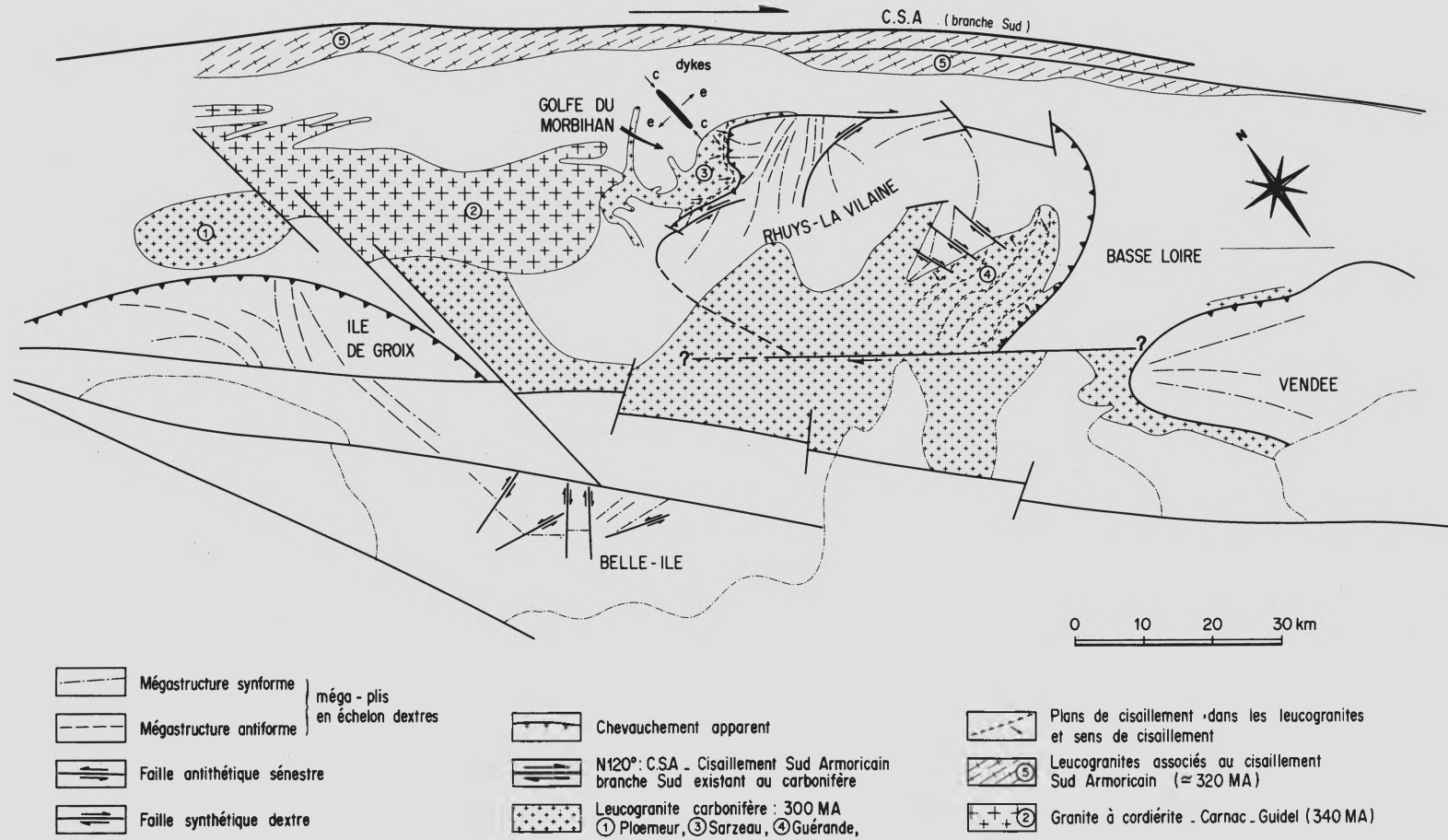


Fig. 9 Les déformations varisques, d'après AUDREN (1987).

4.1. LES STRUCTURES ASSOCIÉES AU CISAILLEMENT SUD-ARMORICAIN

Les zones à schistosité subhorizontales des deux ensembles sont déformées par des mégastructures synformes et antiformes, de 5 à 10 km de longueur d'onde, d'une amplitude de 1 km environ, dont les axes horizontaux sont continus sur 10 à 15 km et représentés par leurs traces axiales sur la figure 9.

Les zones diapiriques à schistosité subverticale sont affectées de fentes de tension contenant du granite (leucogranite de 300 Ma) et formant un essaim de dykes recoupant les mégastructures D3 dans les gneiss et migmatites.

Les directions de compression (N-S) et d'extension (N60°) déduites de l'orientation des plis en échelon dans les micaschistes de Rhuys-la Vilaine et des dykes dans les gneiss et migmatites du golfe du Morbihan sont compatibles avec le fonctionnement dextre de la branche Sud du cisaillement Sud-armoricain, orienté N120° (figure 9).

Des failles synthétiques dextres et antithétiques senestres recoupent les plis en échelon et en perturbent localement l'orientation (Rhuys-la Vilaine, Belle-Ile-en-Mer).

Des discontinuités à pente faible ayant joué en failles normales ou inverses avec le plus souvent une forte composante horizontale de déplacement sont identifiables à toutes les échelles et sont parallèles à la direction d'extension indiquée par les plis en échelon.

Les leucogranites (300 Ma) sont souvent associés à ces discontinuités, dont on peut ainsi déduire avec précision la cinématique (plans C/S, BERTHÉ et al., 1979; JÉGOUZO, 1980). Ils induisent parfois un métamorphisme de contact (M3) dans les micaschistes (granites de Sarzeau et de Guérande, figure 9).

L'ensemble des structures est donc en accord avec le fonctionnement dextre du cisaillement Sud-armoricain entre 320 et 300 Ma.

4.2. CORRÉLATION DES ÉVÉNEMENTS VARISQUES EN BRETAGNE MÉRIDIONALE

L'analyse de la répartition des plis en échelon à l'échelle de la Bretagne méridionale, y compris le plateau continental, met en évidence des variations de directions importantes, notamment dans le secteur de l'île de Groix et Belle-Ile-en-Mer (figure 9).

L'ensemble des traces axiales dessine une structure continue en forme de «Z» très ouvert qui coiffe l'angle NE d'un corps magnétique dé-

celé sur le plateau continental (LEFORT et al., 1982), constituant une irrégularité de 60×50 km à l'intérieur d'une bande continue qui longe la Bretagne méridionale du NW vers le SE (figure 10a). Cette irrégularité a dû fonctionner à la manière d'un poinçon (LEFORT et al., 1982, figure 7), perturbant la répartition des plis en échelons. Cette irrégularité induit ainsi ses propres plis dans le secteur de Groix/Belle-Ile-en-Mer. A Belle-Ile-en-Mer, la virgation des traces axiales de NS à EW fait la transition entre les directions associées au poinçon et des directions associées au cisaillement Sud-armoricain que l'on retrouve dans le secteur de Rhuys-la Vilaine. Ce type d'analyse a été étendu à l'ensemble des terrains métamorphiques de Bretagne centrale qui ont

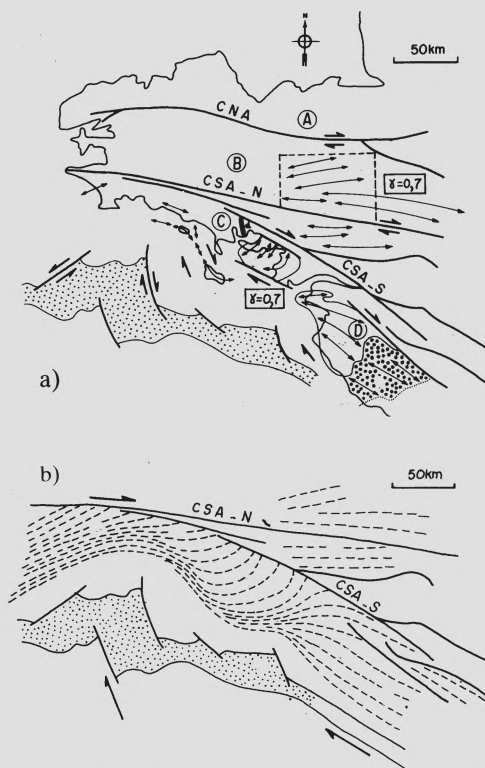


Fig. 10 Corrélation des événements varisques en Bretagne méridionale et centrale, d'après AUDREN (1987): a: données structurales et b: interprétation; A: zone nord-armoricaine; B: Bretagne centrale; C: Bretagne méridionale; D: Vendée; CNA: cisaillement nord-armoricain; CSA: cisaillement sud-armoricain; pointillé fin: anomalie magnétique du plateau continental; pointillé grossier: terrains sédimentaires faiblement métamorphiques; D: dykes leucogranitiques d'âge carbonifère; trait fléché: trace axiale des plis en échelon; en tiretés: corrélation des traces axiales à l'échelle du massif; $\gamma = 0,7$: intensité du cisaillement dextre calculé en Bretagne méridionale et centrale.

enregistré des déformations de même âge (GAPAIS et LE CORRE, 1980) produites par les mêmes causes.

Il y a concordance dans la géométrie des structures et dans la valeur du taux de cisaillement calculé pour la Bretagne centrale ($\gamma = 0.7$, PERCEVAULT et COBBOLD, 1982) et pour la Bretagne méridionale ($0.7 \leq \gamma \leq 1$, AUDREN, 1987).

La figure 10b montre ainsi qu'à l'Hercynien le massif armoricain est découpé en bandes de déformation parallèles ayant enregistré une histoire commune, au même niveau d'érosion.

4.3. L'INTERSTADE ÉO-VARISQUE-VARISQUE

Entre la fin de l'évolution éo-varisque (376 Ma) et le début de l'évolution varisque (340–320 Ma) se situe un intervalle de temps d'environ 40 Ma au cours duquel des événements structuraux très particuliers ont eu pour résultat de placer au même niveau topographique les ensembles géologiques initialement superposés. On a vu précédemment que les déformations tangentielles accompagnant l'empilement différentiel des unités crustales de l'Est vers l'Ouest étaient contemporaines d'un cisaillement décrochant senestre de même direction, et que le cisaillement Sud-armoricain avait fonctionné d'abord de manière senestre, puis dextre. C'est en fonction du déplacement des failles satellites du cisaillement Sud-armoricain, créées lors du fonctionnement senestre, que l'on peut expliquer la conservation des micaschistes de Rhuy-la Vilaine et des schistes bleus de l'île de Groix.

Les micaschistes de Rhuy-la Vilaine sont limités au NE et au SW par des failles verticales cisailantes parallèles, et au NW et SE par des failles plates normales ou inverses (figure 9). On peut montrer (AUDREN, 1987, figure 99) que les deux failles verticales parallèles ont fonctionné comme des failles en échelon senestres et ont produit une dépression limitée par des failles plates normales, perpendiculaires aux précédentes, selon un mécanisme de «pull-apart» (BURCHFIELD et STEWART, 1966). Les micaschistes constituent le substratum effondré d'un bassin «pull-apart»: le toit du diapir de granite d'anatexie peut ainsi être conservé à la verticale de son apex, au même niveau que l'encaissant gneissique et migmatitique de son pédoncule.

Les schistes bleus de l'île de Groix affleurent actuellement dans un graben limité par des failles N–S réactivées au Tertiaire (LEFORT et al., 1982, figure 5). À l'intérieur de ce graben, les schistes bleus sont limités vers le Nord par une discontinuité plate à valeur de chevauchement et vers le

Sud par des failles cisailantes parallèles (figure 9).

Le fonctionnement d'un bassin de type «pull-apart» centré sur la limite Ouest du «poinçon magnétique» (figure 10 a et b) pourrait expliquer la mise au même niveau topographique des schistes bleus et des séries de Belle-Ile-en-Mer. Ce mécanisme a dû agir après le chevauchement de l'ensemble de haute pression sur l'ensemble de haute température qui reste donc quelque peu énigmatique. Ce chevauchement doit être cependant postérieur à l'empilement différentiel de nappes qui a produit l'essentiel de l'histoire thermo-structurale, car il n'est pas associé à la fin du chemin rétrograde (figure 8).

5. Conclusion

5.1. COMPARAISON DES ÉVOLUTIONS THERMO-STRUCTURALES ÉO-VARISQUES

La coexistence des roches métamorphiques de haute pression de l'île de Groix et des roches métamorphiques de haute température du continent a toujours soulevé et soulève encore des problèmes multiples dont les solutions proposées ont suscité et suscitent de vigoureux débats.

Cette coexistence a été interprétée selon le schéma d'une «double ceinture métamorphique» au sens de MIYASHIRO (1972), sur la base de données géochronologiques établissant un certain synchronisme des événements tectono-métamorphiques à Groix et dans le golfe du Morbihan (COGNÉ, 1977; PEUCAT et al., 1978). La chronologie établie provisoirement montre que l'âge du métamorphisme schistes bleus serait voisin de 420 Ma et correspondrait, en fait, à un événement tectono-métamorphique complètement inconnu, puisque l'on ne connaît ni le chemin prograde ni la déformation associée à F (figure 8). L'âge de 396 Ma correspondrait au début du métamorphisme de faciès amphibolite qui caractérise la déformation majeure D1 au début du chemin rétrograde. Si l'on admet que D2 a pu agir vers 340 Ma, on voit qu'une lacune d'information de 30 à 40 Ma subsiste entre D1 et D2. Cette lacune correspond aux événements tectono-métamorphiques principaux de l'ensemble de haute température. On constate alors qu'il n'y a pas d'incompatibilité thermique entre les déformations régionales des deux ensembles car elles se sont produites dans les mêmes conditions P–T du faciès amphibolite au cours du chemin rétrograde (comparer les figures 6 et 8). La notion de «double ceinture», si tant est qu'elle ait pu exister, n'a donc pas de réalité régionale.

Il y a par contre une apparente incompatibilité entre les directions d'allongement, car les linéations sont orthogonales (figure 5) et l'on conçoit difficilement des empilements synchrones de nappes dans une telle situation.

La connaissance des événements tectono-métamorphiques progrades dans les schistes bleus permettra peut-être de lever ces contradictions.

5.2. LE CONTRÔLE P-T DES STRUCTURES DANS LA ZONE AXIALE DE LA CHAÎNE VARISQUE EN FRANCE

La méthodologie utilisée pour déterminer les chemins P-T-t-d enregistrés par les roches métamorphiques de Bretagne méridionale a été appliquée aux micaschistes carottés dans la région d'Echassières (Nord du Massif central, programme «Géologie profonde de la France», thème 8).

Les résultats obtenus (AUDREN et al., 1987) montrent une évolution P-T très semblable et mettent en évidence l'empilement différentiel de nappes de l'Est vers l'Ouest. En deux points de la zone axiale de la chaîne varisque, séparés de 500 km environ, les chemins P-T-t-d permettent de contrôler l'acquisition des structures planolinéaires des roches métamorphiques de haute température au cours d'une déformation tangentielle continuellement orientée EW à NW-SE (figure 11). En particulier, l'acquisition de la linéation d'allongement se fait au cours d'un cycle

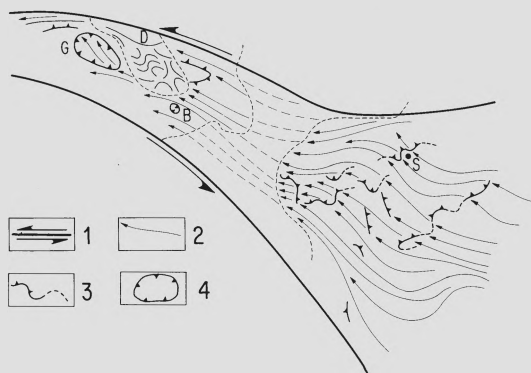


Fig. 11 Place de la Bretagne méridionale dans la chaîne varisque en France:

1: cisaillements principaux limitant la zone axiale et fonctionnant de manière senestre à l'éo-varisque; 2: linéation d'allongement régionale avec flèche indiquant le sens de cisaillement; 3: chevauchements dans leur cartographie actuelle et leur prolongement, d'après BRUN et BURG (1982); 4: klippes de schistes bleus de l'île de Groix et de bois de Cené (G et B); D: zone diapirique complexe de Bretagne méridionale; S: sondage d'Echassières (massif central).

P-T complet. Dans la mesure où une linéation peut être assimilée à une direction de transport, la chaîne varisque s'est formée par des empilements successifs qui ont raccourci la chaîne de l'Est vers l'Ouest. Cette conclusion ne s'accorde pas avec la conception qui veut que la chaîne varisque résulte d'un empilement de nappes du Nord vers le Sud (Matte, 1986, figure 5), ou de l'interaction d'un empilement N-S et d'une composante décrochante E-W (Brun et Burg, 1982). Ces modèles purement structuraux doivent être contrôlés par l'analyse des chemins P-T-t-d de manière à obtenir une image plus réaliste de l'histoire de la chaîne varisque.

Remerciements

L'auteur remercie chaleureusement J. Von Raumer (Fribourg) pour avoir suscité cette synthèse qui constitue l'essentiel d'une Conférence donnée à Fribourg le 6 mars 1990 dans le cadre du Troisième Cycle des Universités de Suisse romande. Il remercie également C. Triboulet (Paris VI) qui a lu et critiqué ce manuscrit, et qui a montré une aptitude certaine à manipuler une machine à traitement de texte.

La version définitive doit beaucoup à J. Desmons (Nancy) dont les critiques constructives ont contribué à la concision du texte.

Références

- AUDREN, Cl. (1987): Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, n° 31, 365 p.
- AUDREN, Cl., FEYBESSE, J.L., TEGYEV, M. et TRIBOULET, Cl. (1987): Relations entre déformations et cristallisations et chemins P-T-t-d des micaschistes polyphasés d'Echassières. Modèle d'évolution géodynamique. Géologie de la France, 2-3, Ed. BRGM, 43-45.
- AUDREN, Cl. et LEFORT, J.P. (1977): Géologie du plateau continental Sud-armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. Bull. Soc. Géol. France, 7, XIX, 395-404.
- AUDREN, Cl. et LE METOUR, J. (1976): Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple: les migmatites du Golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). Bull. Soc. Géol. France, 7, XVIII, 4, 1041-1049.
- AUDREN, Cl. et TRIBOULET, Cl. (1989): Pressure-temperature-time-deformation paths in metamorphic rocks and tectonic processes, as exemplified by the Variscan orogeny in South Brittany, France. "Evolution of metamorphic belts", J.S. DALY, R.A. CLIFF and B.W.D. YARDLEY, Ed. Geol. Soc. Special Publication n° 43, 441-446.
- AUDREN, Cl. et TRIBOULET, Cl. (sous presse): Carte géologique de l'île de Groix à 1/25 000° avec notice explicative. BRGM.
- AUTRAN, A. et COGNE, J. (1980): La zone interne de l'orogène Varisque dans l'Ouest de la France et sa

- place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26^e Congr. Géol. Intern. (Paris), colloque C6, 90-111.
- BERNER, H., RAMBERG, H. et STEPHANSON, O. (1972): Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics*, 15, 197-218.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. et JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- BOUDIER, F. et NICOLAS, A. (1976): Interprétation nouvelle des relations entre tectonique et métamorphisme dans l'île de Groix (Bretagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XVIII, 135-144.
- BRUN, J.P. (1983): L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXV, 2, 219-228.
- BRUN, J.P. et BURG, J.P. (1982): Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 319-332.
- BURCHFIELD, B.C. et STEWART, J.H. (1966): "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, 439-442.
- BURG, J.P. (1981): Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale: signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 293, II, 849-854.
- CARPENTER, M.S.N. (1976): Petrogenetic study of the glaucophane schists and associated rocks from the île de Groix, Brittany, France. Ph. D. Thesis (Oxford), 271 p. (non publié).
- COGNE, J. (1965): Carte géologique à 1/80000^e de Quiberon-Belle-île. 2^e édition (BRGM), n° 103, avec notice, 16 p.
- COGNE, J. (1977): La chaîne hercynienne Ouest-Européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. «*Ecologie et géologie de l'Himalaya*». Colloque Int. CNRS, n° 268 (Paris), 111-129.
- COGNE, J. (1988): Precambrian in the Variscides of western France: Armorican Massif and western parts of the Central Massif. In Zoubek Ed. «*Precambrian in younger fold belts*», European Variscides, the Carpathians and Balkans. Wiley and Sons, 409-552.
- COGNE, J., JEANNETTE, D. et RUHLAND, M. (1966): L'île de Groix. Etude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 19, 41-95.
- COGNE, J. et LEFORT, J.P. (1985): The Ligerian orogeny: a proto-Variscan event related to the Siluro-Devonian evolution of the Tethys I ocean. D.G. GEE and B.A. STURT Ed. "The caledonide orogen. Scandinavia and related areas". Wiley and Sons, 1185-1193.
- COGNE, J. et WRIGHT, A.E. (1980): L'orogène Cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques finiprecambriens d'Europe moyenne et occidentale et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. 26^e Congrès Géol. Intern. (Paris), Colloque C6, 29-55.
- DAVY, Ph. et GILLET, Ph. (1986): The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 5, 913-929.
- DELANOE, Y., GRASSY, R. et GROVEL, A. (1969): Application des sondages sismiques continus par petits fonds à l'étude du littoral Lorientais (Morbihan). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 268, 1255-1258.
- DIXON, J.M. (1975): Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28, 89-124.
- DIRO, Ch.S., TRIBOULET, Cl. et AUDREN, Cl. (1989): Les chemins pression-température-temps-déformation-espace (P-T-t-d-e) dans les micaschistes associés aux schistes bleus de l'île de Groix, Bretagne méridionale, France. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 69, 73-90.
- GAPAIS, D. et LE CORRE, Cl. (1980): Is the hercynian belt of Brittany a major shear-zone? *Nature*, 288, 5791, 574-576.
- JEANNETTE, D. (1965): Etude tectonique de l'île de Groix. Thèse de troisième cycle (Strasbourg), 104 p. (non publié).
- JEGOUZO, P. (1980): The South Armorican shear-zone. *J. Struct. Geol.*, 2, 1-2, 39-47.
- LEFORT, J.P., AUDREN, Cl. et MAX, M.D. (1982): The southern part of the Armorican orogeny: a result of crustal shortening related to reactivation of a prehercynian mafic belt during Carboniferous time. *Tectonophysics*, 89, 359-377.
- LEFORT, J.P. et SEGOUFIN, J. (1978): Etude géologique de quelques structures magnétiques reconnues dans le socle péri-armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XX, 2, 185-192.
- MATTE, Ph. (1986): Tectonic and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- MIYASHIRO, A. (1972): Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Am. J. Sci.*, 272, 629-656.
- PERCEVAULT, M.N. et COBBOLD, P.R. (1982): Mathematical removal of regional ductile strains in central Brittany: evidence for wrench tectonics. *Tectonophysics*, 82, 317-328.
- PEUCAT, J.J. (1983): Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, n° 28.
- PEUCAT, J.J. (1986): Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the île de Groix. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 164, 229-238.
- PEUCAT, J.J. et COGNE, J. (1977): Geochronology of some blueschists from île de Groix, France. *Nature*, 268, 131-132.
- PEUCAT, J.J., LE METOUR, J. et AUDREN, Cl. (1978): Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XX, 2, 163-167.
- QUINQUIS, H. (1980): Schistes bleus et déformation progressive. L'exemple de l'île de Groix (Massif Armoricain). Thèse de troisième cycle (Rennes), 145 p. (non publié).
- QUINQUIS, H., AUDREN, Cl., BRUN, J.P. et COBOLD, P.R. (1978): Intense progressive shear in île de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273, 5657, 43-45.
- QUINQUIS, H. et CHOUKROUNE, P. (1981): Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne: implications cinématiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXIII, 4, 409-418.
- RAMBERG, H. (1981): Gravity, deformation and the earth's crust, in theory, experiments and geological application. Academic Press, 452 p.
- SCHWERDTNER, W.M. (1984): Archean gneiss domes on the Wabigoon subprovince of the Canadian shield, Northwestern Ontario. In A. Kröner and R. Greiling Ed. "Precambrian tectonics illustrated" Schweizerb. Verlag, Stuttgart, 129-134.

- SCHWERDTNER, W.M., SUTCLIFFE, R.H. et TROENG, B. (1978): Patterns of total strain in the crustal region of immature diapirs. *Canad. J. Earth Sci.*, 15, 9, 1437-1447.
- SPEAR, F.S. et RUMBLE, D. (1986): III. Pressure, temperature and structural evolution of the Oxfordville Belt, West-central New-Hampshire. *J. Petr.*, 27, 1071-1093.
- THOMPSON, A.B. et ENGLAND, P.C. (1984): Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II: their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petr.*, 25, 929-955.
- TRIBOULET, Cl. (1974): Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (France): étude minéralogique et pétrogénétique. *Contr. Min. Petr.*, 45, 65-90.
- TRIBOULET, Cl. (1977): Stabilité et relations de phases dans le système expérimental $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Applications à la pétrologie des glaucophanites et des roches qui leur sont associées. Thèse de Doctorat d'Etat (Paris VI), 3 volumes (non publié).
- TRIBOULET, Cl. et AUDREN, Cl. (1985a): Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite/sillimanite/andalusite and P-T-time-deformation paths in micaschists from the estuary of the river Vilaine, South Brittany, France. *J. Metam. Geol.*, 3, 91-105.
- TRIBOULET, Cl. et AUDREN, Cl. (1985b): Evolution des amphiboles et de leurs associations au cours d'un métamorphisme progressif polyphasé; exemple d'une metabasite de la Vilaine. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 65, 279-298.
- TRIBOULET, Cl. et AUDREN, Cl. (1988): Controls on pressure-temperature-time-deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the river Vilaine, South Brittany, France). *J. Met. Geol.*, 6, 117-133.
- VIDAL, Ph. (1980): L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, n° 21.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P. et SEELY, D.R. (1973): Basic wrench tectonics. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 57, 1, 74-96.
- Manuscrit reçu le 21 décembre 1989, manuscrit révisé accepté le 9 février 1990.