

Un témoin exceptionnel de l'histoire géologique hercynienne de l'Europe

Claude Audren et Claude Triboulet

Un siècle de recherches

L'île de Groix est célèbre pour ses minéraux, et dès 1883, Charles Barrois (1) la comparait à un « véritable écrin » contenant des « gemmes » remarquables par leur variété, leur beauté et leur rareté. La minéralogie descriptive représentait à cette époque le premier stade des recherches sur les roches de l'île, et représente encore un de ses pôles dont l'intérêt est loin d'être épuisé, comme en témoigne la découverte récente de minéraux manganésifères.

Le second stade des recherches, dans les années 1950-1965, correspond à l'analyse

pétrographique des associations minérales corrélée à l'analyse géométrique des déformations successives, l'objectif essentiel étant le décryptage de l'histoire géologique de l'île dans le contexte du massif armoricain et de la chaîne hercynienne de l'Europe de l'ouest.

L'approfondissement de cet objectif correspond au troisième stade des recherches (années 1970-1980) du point de vue géodynamique (application de la tectonique des plaques aux chaînes de montagnes anciennes), du point de vue de l'étude physico-chimique du métamorphisme, du point de vue des relations métamorphisme/déformation, et de celui de la géochronologie (âge du métamorphisme donné par l'étude de certains isotopes).

L'état actuel des connaissances constitue le quatrième stade des recherches (années 1980-1985) qui correspond à l'application des théories modernes de la déformation aux roches de l'île, au calcul des conditions de pression et de température du métamorphisme, et à l'exploration structurale du plateau continental submergé en Bretagne méridionale.

Penn ar bed a publié en 1970 un volume spécial sur les « minéraux de Basse Bretagne » dans lequel F. Le Bail (2) décrivait en détail les minéraux de l'île de Groix, ainsi que leurs principaux gisements. Le lecteur est donc supposé s'être quelque peu familiarisé avec les espèces minérales représentées à Groix pour avancer dans la connaissance de l'histoire géologique de l'île.



(1) *Charles Barrois* (1851-1939). Professeur de géologie à l'université de Lille, il a levé la plus grande partie des cartes géologiques au 1/80.000 du massif armoricain et particulièrement de la Bretagne méridionale. Son œuvre demeure aujourd'hui la base de toute recherche cartographique en Bretagne.

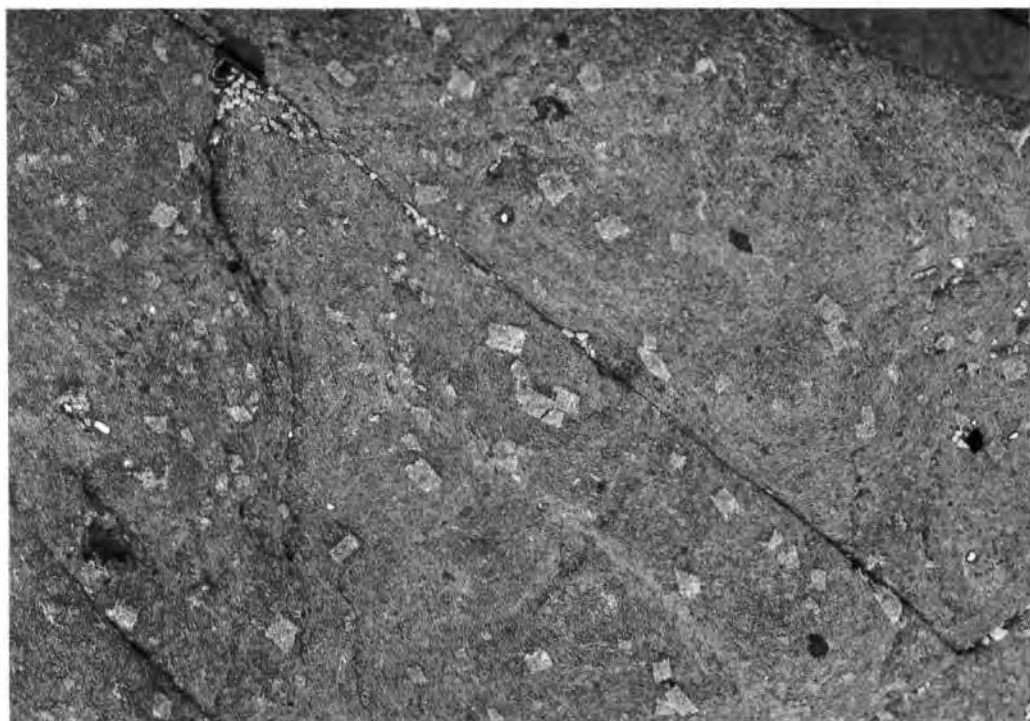
(2) *François Le Bail* (1903-1977). Professeur de sciences naturelles au Likès de Quimper, consacra sa vie à la minéralogie armoricaine et particulièrement à la minéralogie spécifique de l'île de Groix. La réserve naturelle porte son nom en hommage à sa mémoire.



Les micaschistes sont les roches les plus communes de l'île. Pointe des Chats.



Glaucophanite à grenat et épidote.



Max Jonin

Anciens cristaux de lawsonite remplacés par des micas.



Max Jonin

Corrosion littorale par les embruns et les vents dans les prasinites.

Le cadre géologique

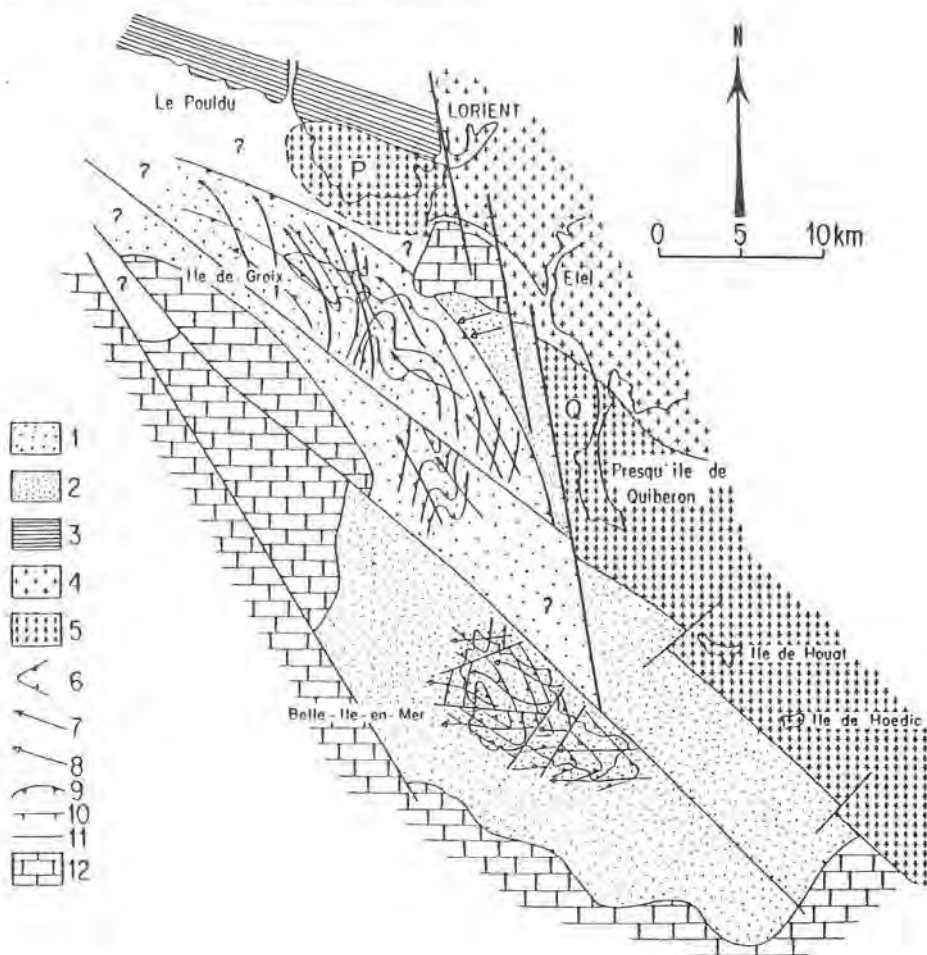
Située à une dizaine de kilomètres au large des côtes lorientaises, l'île de Groix représente la partie émergée d'un ensemble de roches métamorphiques particulières connues sous le nom de « schistes bleus ». Cet ensemble de 50 km de long sur 8 à

10 km de large affleure sous 5 à 40 m d'eau, entre les îles de Glénan au nord-ouest, la presqu'île de Quiberon au sud-est, et Belle-Ile au sud-sud-est (figure 1). Ses limites sont des discontinuités de socle détectées par des méthodes géophysiques (sismique, magnétisme, gravimétrie) et interprétées comme des failles sub-verticales en ce qui concerne les limites ouest et sud-ouest, et comme une faille chevauchante en ce qui concerne sa limite nord-est.

Figure 1. Environnement géologique de l'île de Groix.

1 : schistes bleus de l'île de Groix ; 2 : séries volcano-sédimentaires de Belle-Ile-en-Mer ; 3 : séries métamorphiques de haute température du Pouldu ; 4 : granite de Carnac (330 MA) ; 5 : granite de Plœmeur (P) (300 MA) et granite de Quiberon (Q) (âge supposé équivalent à 300 MA) ; 6 : trace de la schistosité régionale ; 7 : linéation d'allongement L1 dans les schistes bleus, la flèche indique le sens de cisaillement vers le Nord ; 8 : linéation d'allongement L2 dans les séries volcano-sédimentaires de Belle-Ile-en-Mer, la flèche indique le sens de cisaillement vers l'Ouest ; 9 : trace du contact chevauchant des schistes bleus sur les séries volcano-sédimentaires, le sens de fonctionnement n'est pas précisé ; 10 : failles normales ayant joué au Tertiaire ; 11 : discontinuités mises en évidence par la géophysique ; 12 : calcaires d'âge Eocène.

D'après Lefort, Audren et Max (1982) et Audren (1986).



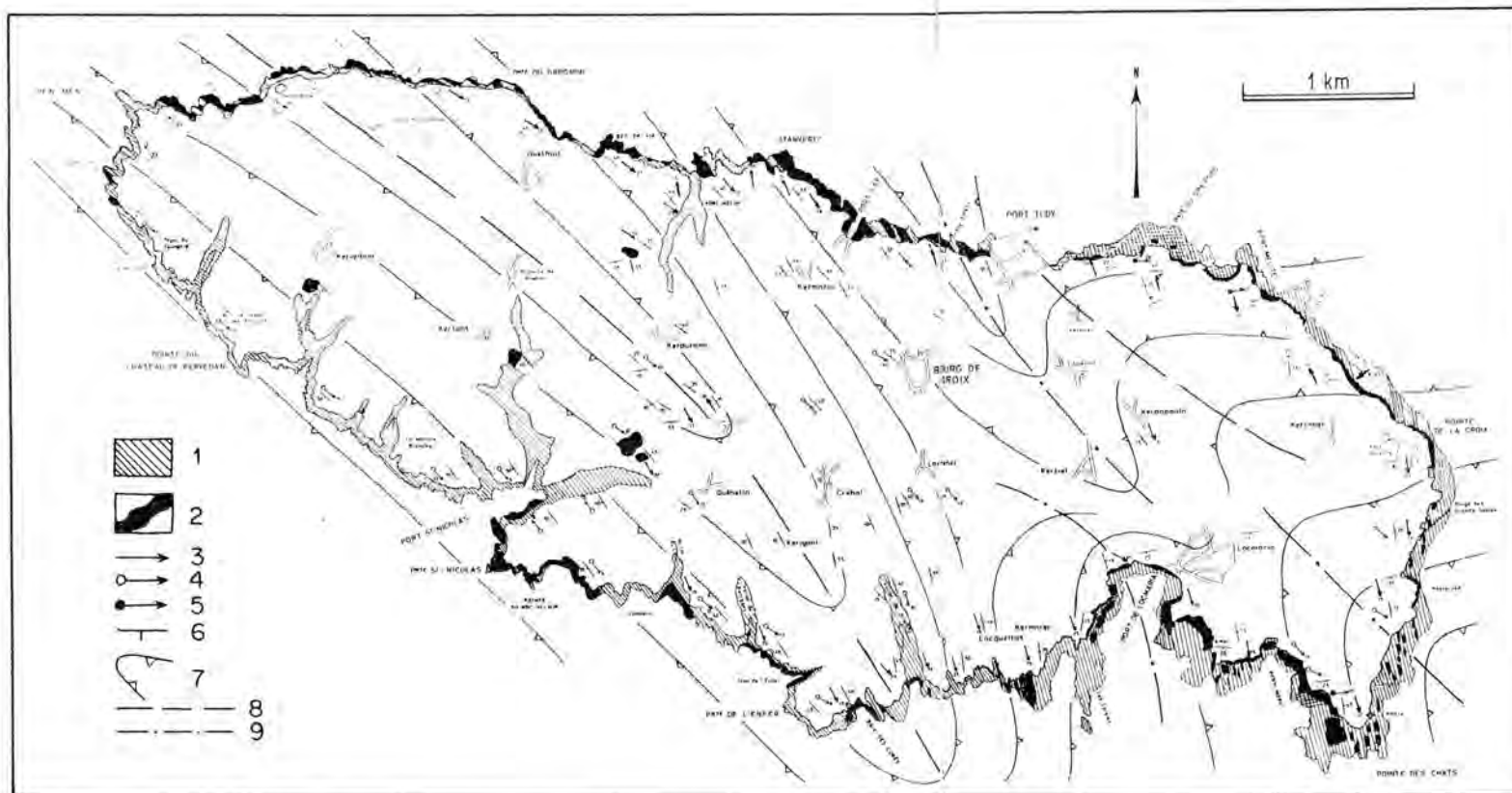


Figure 2.
Carte lithologique et structurale de l'île de Groix, simplifiée d'après Jeannette (1965) et modifiée d'après Quinquès (1980) et Djo (1983). 1: micaschistes; 2: roches basiques (glaucophanites, schistes verts et serpentines); 3: déformation D1, axe de plis P1 et linéation L1 associée; 4: déformation D2, axes de plis P2; 5: déformation D3, axes de plis en chevron P3; 6: schistosité régionale S1; 7: trace cartographique construite de la schistosité S1; 8: trace axiale d'une mégastructure antiforme; 9: trace axiale d'une mégastructure synforme.

L'étude du plateau continental par carottages et plongées sous-marines a permis de réaliser une carte structurale et métamorphique relativement précise autour de Groix. Cette carte montre que les « schistes bleus » sont en contact anormal, vers le nord-est, avec des matériaux de nature très différente, faiblement métamorphisés, qui sont identiques aux matériaux constituant les séries volcaniques et volcano-sédimentaires de Belle-Ile. Ce contact anormal est un plan de chevauchement faiblement incliné vers le sud-ouest, ce qui signifie que les « schistes bleus » sont allochtones sur les séries de Belle-Ile, et qu'ils ne se sont donc pas formés là où on les observe actuellement. Ils proviennent d'une région-source encore mal identifiée et ont été ensuite déplacés lors des déformations successives qui ont édifié la chaîne hercynienne (l'ampleur du déplacement est inconnue: plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres?). Les roches métamorphiques de l'île de Groix constituent, de ce fait, une relique précieuse ayant conservé la mémoire d'événements géologiques précoces qui se sont déroulés dans une partie inacces-

Les progrès récents de la géochimie isotopique, de la pétrologie du métamorphisme et de l'analyse des déformations permettent d'interroger de manière plus approfondie les composantes chimiques et structurales de cette mémoire ancienne. C'est ainsi que la mémoire chimique totale permet d'envisager l'origine des matériaux, que la mémoire chimique des minéraux et de leurs associations permet d'envisager les conditions physiques de leur formation ainsi que leur âge radiométrique; enfin, la mémoire structurale couplée à la mémoire chimique des minéraux permet d'envisager les processus de déformation.

Des micaschistes, principalement

L'île de Groix est principalement constituée de micaschistes hétérogènes quartzo-micacés, de teinte claire, contenant des niveaux continus ou discontinus d'amphibolites reconnaissables à leur

chistes représentent plus de 80 % des affleurements dans les falaises. Leur composition minéralogique détermine un certain nombre de variétés caractéristiques: micaschistes à grenat, à chloritoïde, à chlorite et muscovite, à albite, etc... Des niveaux centimétriques de quartzites rubanés, de quartzites graphitiques et de quartzites à grenats s'y intercalent très irrégulièrement.

Les amphibolites ne représentent qu'une partie réduite des affleurements et apparaissent actuellement interstratifiées dans les micaschistes. Les niveaux continus les plus importants dépassent rarement 50 mètres d'épaisseur (moitié ouest de l'île) et les niveaux de taille moindre sont en général disloqués et isolés par la déformation (moitié est de l'île). Les amphibolites sont également caractérisées par leur composition minéralogique: amphibolites à glaucophane, à épidote, à grenat, à pyroxène, etc... Elles sont généralement litées et montrent des alternances millimétriques à décimétriques de niveaux minéralogiques purs. Il existe de

tinisées dans l'anse de Tréhor, représentant un fragment très profond de la croûte terrestre.

L'alternance à toutes les échelles de micaschistes et de niveaux amphiboliques correspond soit à des superpositions sédimentaires originelles, soit à des répétitions d'origine tectonique, soit, très vraisemblablement, à une combinaison des deux phénomènes. Si l'on ne peut espérer remonter totalement à l'histoire sédimentaire initiale, il est toutefois possible de déterminer l'origine de certains niveaux volcaniques ou magmatiques, inclus dans les sédiments, en considérant leur composition chimique et isotopique.

Le concept de tectonique des plaques implique, en effet, qu'une chaîne de montagnes se produise par collision de deux masses continentales (croûte continentale) initialement séparées par une aire océanique reposant sur un plancher (croûte océanique). Le déplacement relatif de ces plaques entraîne la fermeture de l'océan par subduction de la croûte océa-

(figure 8). La subduction peut être considérée comme un stade précoce de l'édification d'une chaîne de montagnes. A ce stade on sait que la composition chimique des roches volcaniques et magmatiques est fonction de leur position par rapport à la zone de subduction. Il est donc possible de retrouver, pour une roche ancienne, la place qu'elle devait occuper avant la formation de la chaîne de montagnes dans laquelle elle a été incorporée. Appliquée aux roches métamorphiques de l'île de Groix, cette démarche a montré que les amphibolites s'étaient formées à partir de basaltes océaniques et que les micaschistes s'étaient formés à partir de matériaux variés de nature continentale. On doit alors admettre que la série sédimentaire initiale s'est construite par le mélange de matériaux d'origine océanique et continentale. Cette série comprenait des sédiments pélitiques ou grauwaqueux (micaschistes), contenant des niveaux riches en alumine (micaschistes à chloritoïde et grenat), en carbone (quartzites graphitiques) interstratifiés avec des sédiments résultant de la désagrégation de roches basiques et ultra-basiques, telles que basaltes et tufs basiques. Le matériel basique correspondait, selon toute vraisemblance, à un ancien fragment de croûte océanique, démantelé, puis sédimenté en alternance avec des apports continentaux.

Le métamorphisme

La série sédimentaire et volcano-sédimentaire originelle est transformée en roches métamorphiques exceptionnelles dans le massif armoricain et dans la chaîne hercynienne de l'Europe de l'ouest. L'étude du métamorphisme peut

schématiquement se ramener à la détermination de la température (T) et de la pression (P) qui conditionnent l'existence des espèces et des associations d'espèces minérales. La détermination de P et de T a pour base la connaissance de la composition chimique des minéraux; deux démarches complémentaires sont suivies :

— à partir d'une composition donnée, on essaye de reconstituer expérimentalement un minéral ou un assemblage de minéraux pour définir des champs de stabilité;

— à partir de la composition mesurée de minéraux ou d'assemblages de minéraux d'une roche métamorphique, on étudie les variations de la teneur de certains éléments chimiques. Ces variations sont sensibles soit à la température (géothermomètres), soit à la pression (géobaromètres). On peut ainsi calculer les valeurs de P et de T selon les lois de la thermodynamique, pour un échantillon de roche donné. Selon ces valeurs on peut enfin estimer la profondeur à laquelle s'est formé cet échantillon de roche à l'intérieur de la croûte terrestre.

Une mémoire fidèle du métamorphisme

Comme la plupart des phénomènes géologiques, le métamorphisme varie en intensité dans l'espace et dans le temps. La succession des minéraux ou des assemblages de minéraux dans l'espace définit une zonation spatiale (isogrades = courbes d'iso-intensité du métamorphisme) (figure 3). La succession des

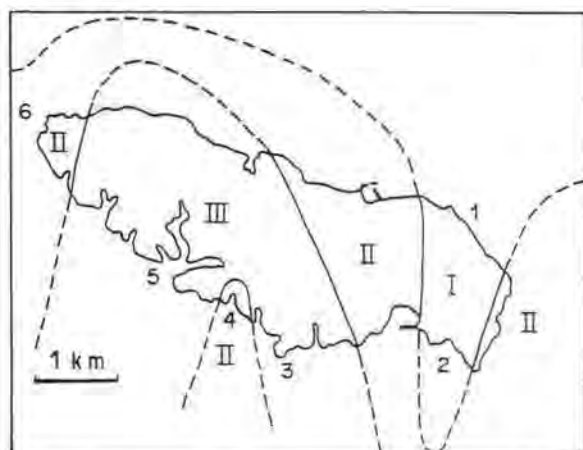


Figure 3. Zonation spatiale du métamorphisme.

En trait continu : limites des zones I, II et III à terre; en tireté : prolongement des limites de zones sur le plateau continental; 1: plage du Trec'h; 2: Porh Morvil; 3: pointe de l'Enfer; 4: vallons de Quéhello et de Gadoé-ric; 5: Port Saint-Nicolas; 6: pointe de Pen-Men. Les paragenèses des zones I, II et III sont explicitées dans le texte.

minéraux ou des assemblages de minéraux dans le temps constitue un enregistrement plus ou moins complet et continu de l'évolution métamorphique depuis le stade initial jusqu'au stade final actuel (zonation temporelle) (figure 4). Les roches métamorphiques de l'île de Groix ont remarquablement conservé la mémoire de cette double histoire spatiale et temporelle, au cours des deux épisodes successifs d'un métamorphisme polyphasé.

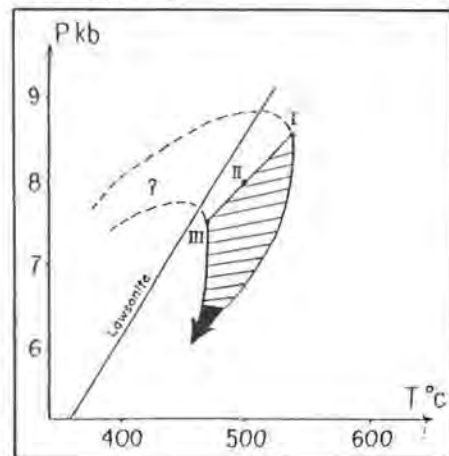
Un premier épisode d'âge paléozoïque moyen (420-400 millions d'années) de haute pression et basse à moyenne température a transformé les laves et tufs basiques en amphibolites à glaucophane (amphibole sodique bleue) et en schistes verts, les péridotites en serpentinites et les sédiments acides en gneiss et micaschistes « à minéraux » (grenat, biotite, chloritoïde).

Un deuxième épisode d'âge paléozoïque supérieur (320-300 millions d'années) a déstabilisé partiellement les minéraux formés au cours de l'épisode précédent, au profit de minéraux stables à plus basses pression et température : amphiboles bleu-vert et vertes, chlorite, épidote.

Trois zones pétrographiques

Le premier épisode de métamorphisme se caractérise par des assemblages minéralogiques qui définissent trois types principaux de faciès pétrographiques que l'on peut observer directement sur le terrain (zonation spatiale I, II et III de la figure 3).

Figure 4. Evolution dans le temps des variables pression (P) et température (T) du métamorphisme.



— Zone I : faciès écolite à glaucophane pour lequel l'assemblage caractéristique est : glaucophane + grenat + épidote + omphacite (pyroxène sodi-calcique). Dans les micaschistes l'assemblage équivalent est à grenat + chloritoïde + biotite. $P = 8,5 \text{ Kbar}$ et $T = 530^\circ\text{C}$.

— Zone II : faciès schistes à glaucophane + grenat pour lequel trois types d'assemblages existent à Groix : amphibole bleu-vert + glaucophane + grenat, amphibole bleu-vert + amphibole verte + chlorite + grenat + épidote, amphibole bleu-vert + paragonite + glaucophane + épidote. Dans les micaschistes l'assemblage équivalent est à grenat + chlorite. $P = 8 \text{ Kbar}$ et $T = 500^\circ\text{C}$.

— Zone III : faciès schistes verts à glaucophane + épidote + chlorite + amphibole bleu-vert. Dans les micaschistes l'assemblage équivalent est à chloritoïde + chlorite. $P = 7,5 \text{ Kbar}$ et $T = 470^\circ\text{C}$.

Ces trois zones se répartissent d'ouest en est suivant la disposition II/III/II/I/II (figure 3), avec une récurrence de la zone II au niveau de Quêhella-Gadoëric.

Le second épisode de métamorphisme est uniforme et ne produit pas de zonation à l'échelle de l'île. Il donne un faciès schistes verts comparable au faciès schistes verts de la zone III du premier épisode avec $P = 6,5 \text{ Kbar}$ et $T = 470^\circ\text{C}$.

On notera, dans ce qui précède, que l'association de certaines espèces minérales suffit à déterminer un faciès pétrographique ; les autres espèces, très nombreuses, décrites par F. Le Bail, peuvent coexister

François Le Bail dans les falaises de Groix (15 juin 1979).



Louis Chauris

dans les trois zones sans modifications notables, ou se retrouver dans des fissures tardives.

Malgré les progrès des connaissances et des techniques d'analyse, il semble bien que l'on ne soit parvenu qu'à identifier la fin de l'histoire métamorphique des roches de l'île de Groix (figure 4). Le cadre théorique permettant de reconstituer le début de cette histoire a été récemment proposé, mais on ne dispose pas encore des moyens d'investigation nécessaires à sa mise en évidence.

Métamorphisme et déformations

Les roches se déforment en produisant des structures caractéristiques qui constituent une réponse aux contraintes auxquelles elles ont été soumises lors de la formation d'une chaîne de montagnes. Lorsque ces déformations se produisent dans des conditions de pression et de température suffisantes pour créer de nouveaux assemblages de minéraux, ces roches sont qualifiées de métamorphiques. On conçoit que ces minéraux puissent cristalliser en s'adaptant aux structures, c'est-à-dire qu'ils puissent acquérir une (ou des) orientation(s) particulière(s).

Les structures les plus constantes sont la foliation, ou débit de la roche en plans parallèles matérialisant un aplatissement, et la linéation ou orientation linéaire des minéraux matérialisant un allongement préférentiel. La foliation et la linéation peuvent être associées à des plis à toutes les échelles. L'intérêt actuel de la géologie structurale se porte sur les linéations qui traduisent la direction (géométrie) et le sens de déplacement (cinématique) de la matière pendant les déformations.

À l'île de Groix, le métamorphisme de la série sédimentaire originelle s'accompagne d'une déformation intense qui s'est manifestée en « phases » successives possédant chacune leur caractère géométrique et cinématique propre. Les relations entre ces « phases » de déformation et les deux épisodes de métamorphisme définis précédemment sont délicates à établir, et ce sujet de travail est actuellement en pleine évolution. On peut reconnaître à Groix trois « phases » de déformation successives :

— une première phase, la plus importante, qui donne la foliation et la linéation orientée nord-sud à nord-ouest - sud-est

(figure 5) et qui a produit un type de plissement très particulier.

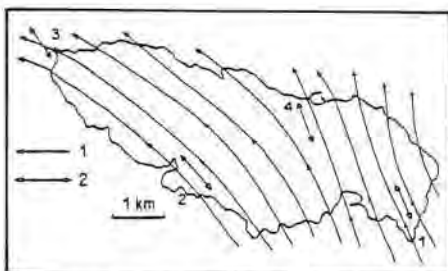


Figure 5. Carte structurale des déformations de la première et de la seconde phase. 1 : trace de la linéation d'allongement L1, la flèche indique le sens de cisaillement présumé; 2 : directions axiales des plis P2 (mésostructures), homoaxiales de L1 dans les secteurs 1 (pointe des Chats), 2 (Port Saint-Nicolas) et 4 (Côte de Port Tudy), et sécantes sur L1 dans le secteur 3 (pointe de Pen-Men).

— une seconde phase qui se superpose à la première et qui produit des plis de taille moyenne (figure 5) et des grands plis, antiformes et synformes, donnant à l'île sa physionomie actuelle (figure 6).

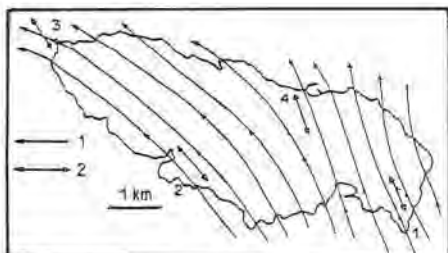


Figure 6. Carte structurale de la schistosité régionale.

1 : trace cartographique de la schistosité S1; 2 : trace axiale d'une mégastructure antiforme; 3 : trace axiale d'une mégastructure synforme.

— une troisième phase mineure donne de petits plis de direction est-ouest.

Les deux premières phases de déformation sont associées au premier épisode de métamorphisme, alors que la troisième phase est associée au second épisode. Sans entrer dans le détail de ces phénomènes géologiques compliqués, il convient cependant d'insister sur le caractère remarquable des plis produits au cours de la première phase de déformation (figure 7). Ces plis, découverts pour la première fois en 1975, déforment des niveaux de quartzites rubanés (pointe

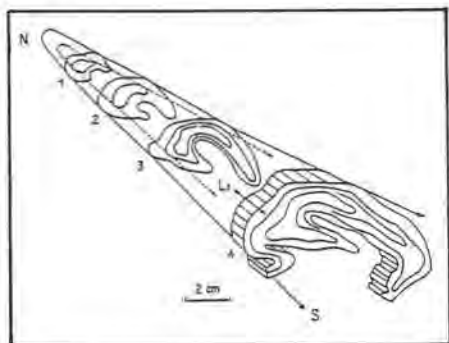


Figure 7. Coupes sériees dans un pli en fourreau (Kérigant).

des Chats, vallon de Kérigant) et ont l'apparence de cylindres très allongés, fermés à une extrémité. Des coupes sériees effectuées dans de tels cylindres montrent des structures elliptiques fermées caractéristiques de « plis en fourreaux ». On peut démontrer que de tels plis ne peuvent se former que pendant une déformation progressive cisailante tangentielle (nappes de charriage) qui a agi du sud vers le nord à l'île de Groix.

Un scénario plausible

Les données apportées par la cartographie, l'étude de la nature des roches, le métamorphisme et la déformation permettent de proposer une histoire géologique possible de l'île de Groix dans le cadre du concept de la tectonique des plaques. La cartographie a mis en évidence l'allochtonie des schistes bleus sur leur substratum peu métamorphique. L'étude de la nature des roches tend à montrer que la série sédimentaire originelle était constituée d'un mélange de matériaux basiques océaniques et de matériaux acides continentaux. Le métamorphisme a la particularité d'avoir enregistré les variations de pression et de température dans l'espace et dans le temps. Les variations dans le temps sont caractéristiques d'un processus géodynamique de collision, épaississant la croûte continentale pour donner une chaîne de montagnes. La déformation polyphasée accompagne toujours le métamorphisme. La collision se traduit par l'empilement des nappes de charriage (cisaillement tangentiel du sud vers le nord) entraînant les variations de pression et de température.

Le scénario géologique suivant peut être alors envisagé (figure 8) :

Stade 1 : Le plancher d'un océan situé entre deux plaques continentales A et B disparaît par subduction sous le continent B (CS = croûte océanique subductée). En avant du continent B, des sédiments d'origine continentale s'accumulent (e = érosion) pour former un « prisme d'accrétion » (PA).

Stade 2 : Un fragment du plancher océanique est charrié sur le prisme d'accrétion continental selon un processus d'obduction (CO = croûte océanique obductée). Le fragment océanique est immédiatement soumis à l'érosion.

Stade 3 : La sédimentation continentale se poursuit en avant du continent B et incorpore des fragments démantelés du plancher océanique obducté précédemment. On obtient ainsi un mélange de matériaux océaniques et continentaux (M).

Stade 4 : Les deux continents A et B entrent en collision après disparition totale du plancher océanique par subduction. Cette collision produit des chevauchements qui épaississent la croûte continentale et qui se traduisent par un empilement de nappes constituant la chaîne de montagnes. Les chevauchements se font dans le même sens que la subduction. Les matériaux du prisme d'accrétion sont enfouis tectoniquement, ce qui provoque une augmentation de la pression et de la température.

Stade 5 : La chaîne de montagnes ainsi créée est immédiatement soumise à l'érosion, ce qui entraîne une diminution permanente de sa masse et sa remontée verticale (R) par compensation isostatique. Au cours de cette remontée, la collision se poursuit par un rétrocharriage du sud vers le nord, en sens inverse de la subduction. Les matériaux du prisme d'accrétion se rapprochent alors de la surface, jusqu'au niveau d'érosion actuel, ce qui entraîne une diminution progressive de la pression et de la température.

Les stades 4 et 5 se sont réalisés entre 420 et 400 MA ; les stades antérieurs ne sont pas géochronologiquement datés. Le métamorphisme (premier épisode) et la déformation (première phase) se rapportent essentiellement au stade 5, c'est-à-dire à la fin de la collision. Ce métamorphisme de type « haute pression » caractérise la nappe de l'île de Groix qui affleure actuellement par le double effet du rétrocharriage et de la remontée. Le continent A représente une partie de l'Espagne anté-hercynienne, et le continent B le nord du massif armoricain ou

continent Cadomien. Le déplacement relatif se fait de A vers B, avec une subduction vers le nord.

On peut considérer que l'essentiel de l'histoire géologique de l'île de Groix s'arrête au stade 5, et constitue un stade relativement précoce dans l'édification de la chaîne hercynienne en Europe. On sait en effet que cette chaîne ancienne d'âge primaire est essentiellement constituée de roches métamorphiques de haute température (gneiss, migmatites, granites d'anatexie) qui se sont formées vers 380 millions d'années. La collision à l'origine de cette chaîne a donc débuté vers 420-400 M.A. (haute pression), s'est poursuivie jusqu'à vers 380 M.A. (haute température) pour s'achever vers 300 M.A. (époque de mise en place de granites tardifs).

L'épisode de haute pression a donc été presque totalement préservé des modifications métamorphiques et structurales ultérieures. On ne comprend pas encore très bien comment des schistes bleus vieux de 400 M.A. ont pu être conservés sans altération. Dans le monde, les schistes bleus sont essentiellement

observés dans les chaînes de montagnes plus récentes d'âge mésozoïque, et les modèles théoriques d'évolution s'y rapportent exclusivement. Les roches métamorphiques de l'île de Groix restent encore une énigme passionnante, même si l'on commence à mieux comprendre leur histoire géologique.

Nota : cet article est une version simplifiée de l'article « *Métamorphisme et déformation dans la ceinture de haute pression de l'île de Groix* », Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 1984, (C), 16, 1 : 61-70 (juin 1986). Il s'agit du compte rendu d'une excursion effectuée les 19 et 20 octobre 1985 par la Société géologique et minéralogique de Bretagne sous la direction des auteurs. Les figures 1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7 sont extraites de cet article ; la figure 8 est originale et inédite.

On trouvera les définitions complètes des termes utilisés dans le « *Dictionnaire de Géologie* » de A. Foucault et J.-F. Raoult, 2^{ème} édition, 1984, 347 pages ; Masson éditeur, collection des Guides géologiques régionaux.

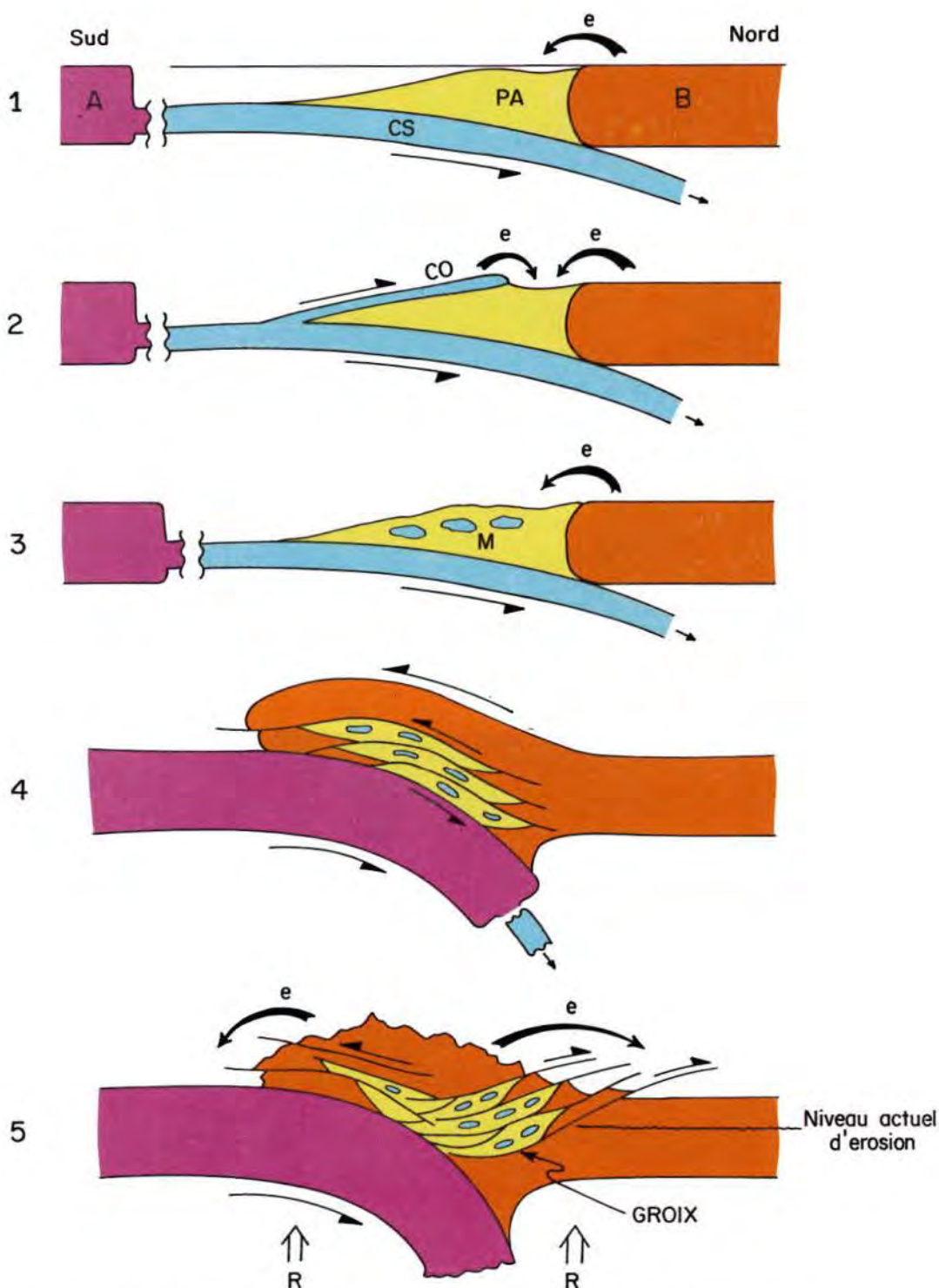
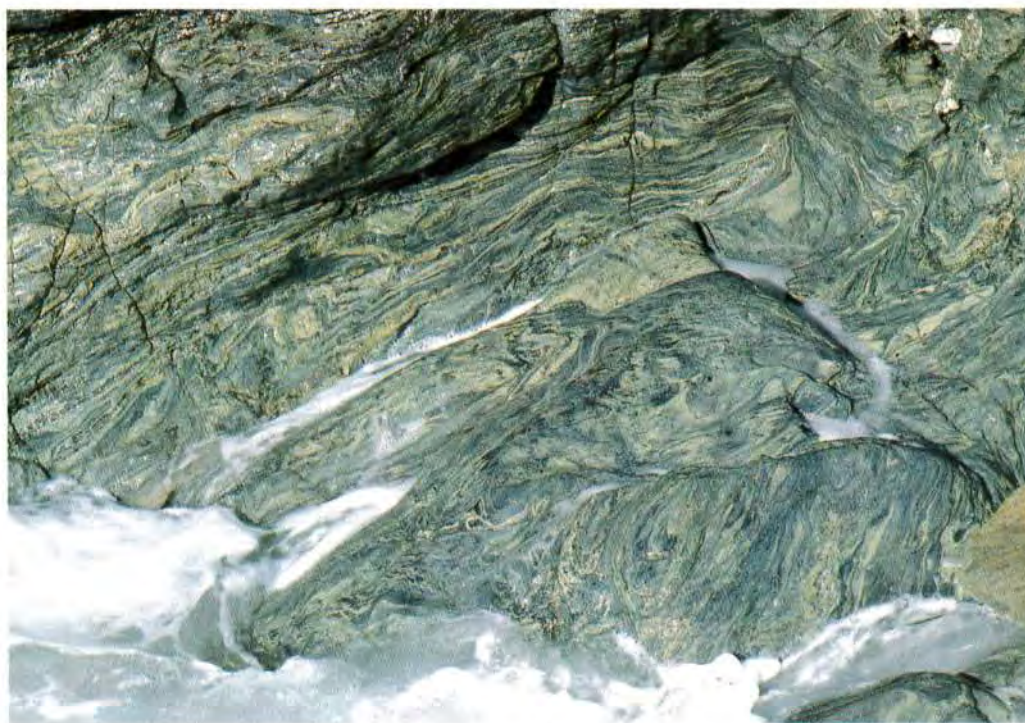


Figure 8. Evolution géologique schématisée possible de l'île de Groix dans le concept de tectonique des plaques; violet-rouge: croûte continentale; bleu: croûte océanique; jaune: sédiments d'origine continentale. Les flèches indiquent les déplacements. A: continent ibérique. B: continent nord-armoricain.



Max Jonin.

Plage de sable à grenat (Les Sables Rouges).



Jean-Pierre Ferrand

Plissements dans les glaucophanites à épidote (Storang).