

Les grenats des éclogites du sud armorique

Lors de sa subduction sous la plaque armorique, à la fin du silurien (-420 Ma), la plaque océanique attenante à la plaque « ibérique » a formée des éclogites dans la partie sud de la plaque Armorique. Les plus connues sont celles de St Philbert de Granlieu (44) et de St Philbert de Bouaine (85).

1. ECLOGITES

1.1 Définitions

Le terme « *éclogite* » a été défini par l'abbé Haüy en 1822 à partir du mot grec *eklogê* = « sélection », à cause de la sélection des minéraux qui la constituent. Pour anecdote, sa stèle a été fabriquée en éclogite.

Aujourd'hui, la définition du terme éclogite selon le SCMR (Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR) branche de l' IUGS Commission on the Systematics in Petrology (CSP).) est la suivante :

Éclogite : roche métamorphique, exempte de plagioclase, composée d'au moins 75 % vol. d'omphacite et de grenats, tous deux faisant partie des constituants majoritaires (> 5% vol , mais aucun n'excédant 75% du volume.

Dans cette définition, l'omphacite est définie par le sous-commité IMA pour la nomenclature des pyroxènes (Morimoto et al. 1988, Fleischer & Mandarino, 1991, Carswell 1990). Elle est basée sur la composition , qui peut être plus ou moins identifiée sur site, par sa couleur.

NOTA

L'omphacite est un pyroxène de composition complexe, intermédiaire entre les deux pôles limites diopside et jadeite et l'augite :

- diopside : clinopyroxène calcomagnésien $\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$
- jadeite : orthopyroxène sodique : $\text{Na Al Si}_2\text{O}_6$
- augite : $(\text{Ca, Na}) (\text{Fe, Al}) \text{Si}_2\text{O}_6$

Sa couleur varie du vert sombre au vert clair, voire au jaune.

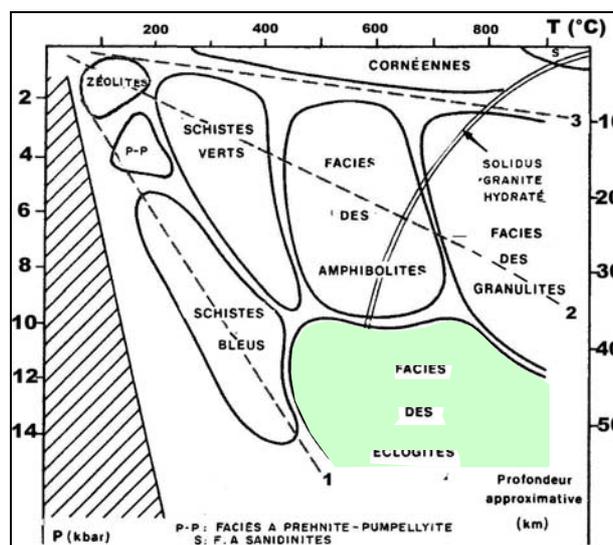


Table 1 : Faciès de pression-température des roches métamorphiques du faciès HT-HP des éclogites d'après [Eskola]

Toutefois, cette définition ne me convient pas car elle ne fait nullement référence aux conditions et au processus de formation des éclogites. Les éclogites sont des roches de type HP-HT, anhydres, qui se sont formées dans la couche inférieure de la croûte terrestre. Lors de la subduction, les roches basaltiques des croûtes océaniques se transforment en amphibolite qui, après enfouissement plus profond et élimination de l'eau avec fusion partielle donnent à leur tour des éclogites.

En outre, Eskola lorsqu'il a défini les faciès de conditions de métamorphisme, il a retenu un faciès spécifique des éclogites correspondant aux conditions de formation et de stabilité de ces éclogites : HP-HT.

D'ailleurs, par extension linguistique, on assimile souvent le terme d'« éclogite » non plus seulement aux roches basiques définies précédemment, mais aussi pour des roches formées sous les conditions physiques du faciès des éclogites, notamment des roches acides constituées de grenat + phengite + talc.

1.2 Nature

Voici les 4 variétés d'éclogites définies par Godard (1988) dont la thèse est la référence en matière d'éclogite de la région sud armorique avec les travaux de Michel Ballèvre.

- **Eclogite A à disthène, riche en magnésium et sans quartz :**

La matrice de clinopyroxène (Cpx) vert-clair de cette variété est ponctuée de cristaux de grenat rose dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres.

Le disthène, la zoïsite et l'amphibole syn-éclogite faiblement colorée sont aussi abondants. Les deux gisements principaux de cette belle roche sont La Compointrie, découvert par Baret en 1900 et Saint-Denis-la-Chevasse en carrière abandonnée. Des blocs erratiques sont aussi connus dans d'autres petits gisements.

- **Eclogite B à disthène, pauvre en quartz :**

Elle apparaît associée au faciès précédent.

Elle était abondante dans l'ancienne carrière de Pied-Pain (sud-ouest de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu) et des niveaux métriques existent dans la carrière de la Gerbaudière.

Ses caractéristiques pétrologiques sont intermédiaires entre l'éclogite A et l'éclogite C.

- **Eclogite C à quartz :**

C'est la variété la plus abondante constituant 95% du volume total des éclogites.

Les meilleurs gisements en sont les deux carrières de la Gerbaudière à Saint-Philbert-de-Bouaine. La roche renferme des cristaux de grenat, généralement subautomorphes dont la taille moyenne est de l'ordre de 4 à 5 millimètres, inclus dans une matrice foliée consistant en quartz et en omphacite. Des faciès sombres à amphiboles syn-éclogites dessinent un litage parallèle à la foliation syn-éclogite. Zoïsite, clinozoïsite, rutile, ilménite, sulfures et calcite sont les minéraux accessoires.

- **Eclogite D ferro-titanées à quartz**

L'omphacite y est inhabituellement d'un vert sombre et le grenat est rouge brillant. Ces teintes sont dues à une haute teneur en fer. De plus, la teneur en rutile atteint facilement 4% du volume de la roche. Ce faciès occupe 2 à 3% des éclogites de Vendée. Les affleurements principaux se trouvent près de Rocheservière et de Boulogne.

2. LA SUBDUCTION

L'une des phases critiques du cycle de Wilson, qui schématise le processus de divergence océanique est la subduction.

Suite à l'expansion océanique, la plaque océanique a tendance à se refroidir et à se densifier lors des phases de serpentinisation.

2.1 Les zones de subduction en France

Les zones de subduction affleurante en France sont principalement au nombre de 6 :

- Ile de Groix (56) avec une subduction dans les conditions PT des schistes bleus
- le complexe de Champtoceaux (44) au nord est de Nantes, qui est une subduction de plaque continentale avec formation d'éclogites à petits grenats
- Le complexe des Essarts (44 et 85) au sud de Nantes avec formation des éclogites renommées des deux St Philbert, de Grand Lieu et de Bouaine
- Enclaves du Limousin
- Lézérou, Rouergue
- Mont Viso dans le massif du Queyras avec formation d'éclogites

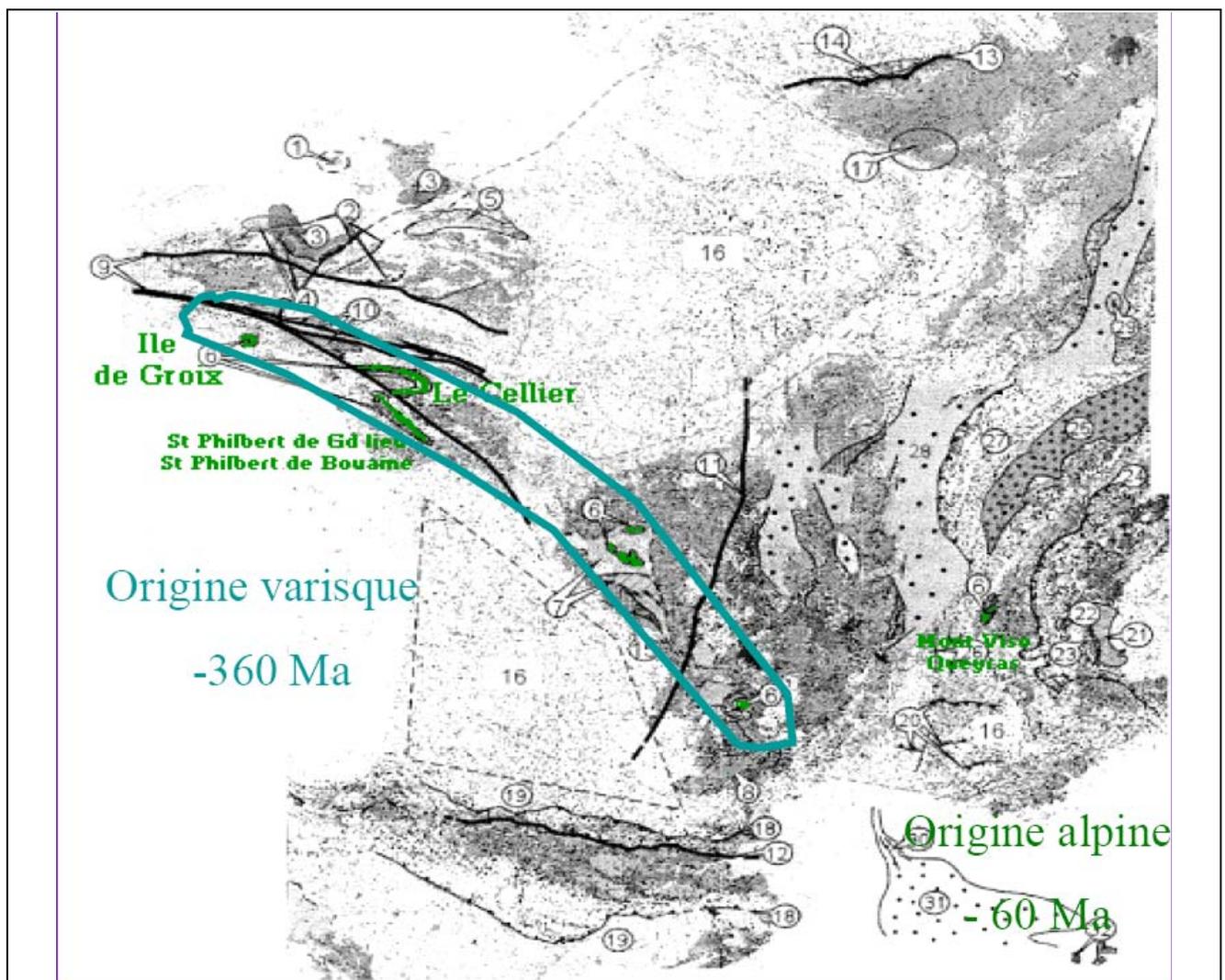


Figure 1 : marquage 6 : Zones de subduction en France

2.2 La croûte terrestre

La croûte terrestre est constituée de deux composants la croûte terrestre et la croûte océanique.

	Croûte terrestre	Croûte océanique
Représentation	Continents et leurs plateaux continentaux	Fonds des océans
Epaisseur	30 km en moyenne Mais avec de fortes disparités de 15 à 80 km (en fonction du relief et selon le modèle d'Airy)	5 à 7 km en moyenne
Composition	Roches granitiques à dioritiques – roches métamorphiques (gneiss) Placage de gabbro au contact du Moho	Basaltes pauvres en silice gabbros
Densité	2,7 à 2,8	3 à 3,3
Age	Jusqu'à 3,8 Ga	Jusqu'à 220 Ma

Table 2 : Comparatif des propriétés entre les croûtes terrestres et océaniques

2.3 Mécanisme de subduction

2.3.1 Déclenchement

La croûte océanique se forme le long des dorsales médio-océaniques sous la forme d'ophiolites, principalement constituées de basaltes et de gabbros après cristallisation des minéraux les composant, plagioclase, pyroxène, olivine et biotite principalement.

Puis, la croûte se déplace, repoussant les continents : c'est le processus **d'expansion océanique**. Au cours de cette expansion, l'épaisseur de la lithosphère océanique, constituée de cette croûte et de la partie du manteau qui lui est subordonnée, évolue au cours du temps. En s'éloignant du point chaud sous-jacent à la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit, et son épaisseur augmente selon une cinétique proportionnelle à la racine carré du temps.

La vitesse de variation de l'épaisseur de cette lithosphère, en fonction de l'âge de cette croûte peut être exprimée par la loi empirique :

$$\Delta E_{l_0} = 9-9,5 (Age_{l_0})^{0,5}$$

Où l_0 : lithosphère océanique
 E_{l_0} : Epaisseur de la lithosphère océanique en km
 Age_{l_0} : Age de la lithosphère océanique en Ma

Considérons que la formation de la croûte océanique est instantanée et que son épaisseur est constante, ce qui est parfaitement valable à l'échelle géologique.

soient

E_{co} : Epaisseur de la croûte océanique = 6 km
 d_{co} : densité de la croûte océanique = 2,85
 d_{Mi} : densité du manteau = 3,3

Pour un coefficient moyen de vitesse d'épaississement de 9,2 :

$$E_{lo} = E_{co} + E_{Mi} = 6 + 9,2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5}$$

la densité de la lithosphère océanique vaut alors :

$$d_{lo} = \frac{E_{co} \times d_{co} + E_{Mi} \times d_{Mi}}{E_{co} + E_{Mi}}$$

$$d_{lo} = \frac{6 \times 2,85 + 9,2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5} \times 3,3}{6 + 9,2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5}} \quad (1)$$

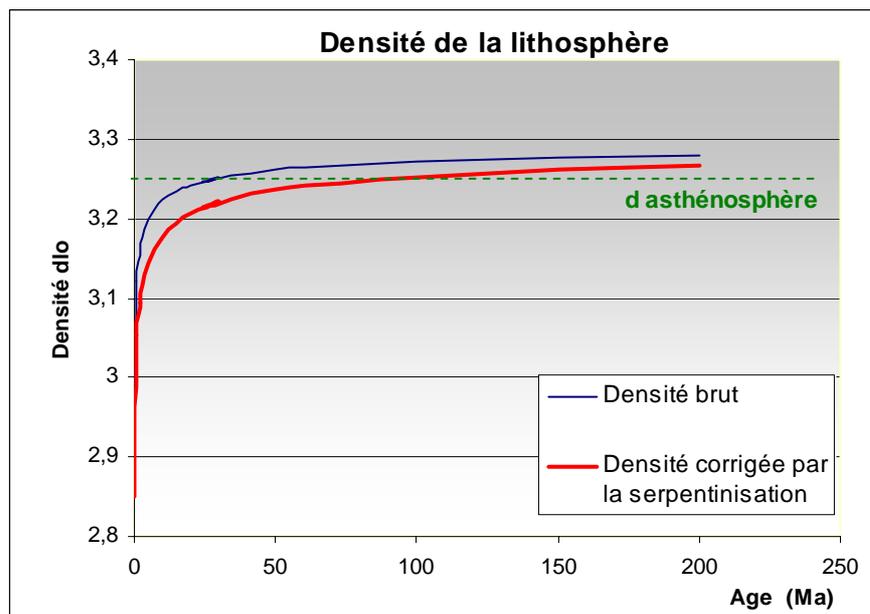


Figure 2 : Evolution de la densité de la lithosphère océanique en fonction de son âge
La densité brut correspond à l'équation (1)

la densité corrigée tient compte de la serpentinisation de la croûte et de sa diminution de densité.

L'observation de la courbe précédente montre que la densité de la lithosphère atteint puis dépasse la valeur de la densité de l'asthénosphère vers un âge de 30 Ma environ. A cette date, [la lithosphère peut commencer à s'enfoncer dans l'asthénosphère, sous l'effet de son propre poids.](#)

Toutefois, les observations indiquent plutôt des débuts de subduction aux alentours de 50-70 Ma. Certains géologues avancent comme explication à ce retard, les liens de cohésion qu'il y a entre la lithosphère océanique et la marge continentale adjacente.

Pour ma part, le retard au déclenchement de la subduction d'une plaque océanique sous une autre plaque océanique serait plutôt dû à la serpentinisation de la croûte océanique.

En effet, cette serpentinisation consiste en une hydratation qui augmente jusqu'à 40% le volume de la roche, le densité de la croûte passant de 2,85 à 2,5. Si la totalité de la croûte venait à se serpentiniser, la courbe de la densité de la lithosphère océanique en fonction du temps passerait de la courbe bleue à la courbe rouge ci-dessus, et la densité de la lithosphère n'atteint plus celle de l'asthénosphère qu'après 90 Ma environ. On constate que la serpentinisation a donc bien un effet retardant sur le déclenchement du processus de subduction de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère.

2.4 Réactions minéralogiques au cours de la subduction

Comme toute bonne histoire commençons là parIl était une fois un magma si pétillant qu'il décidé de jaillir hors du manteau le long d'une dorsale médio-océanique. Dès lors son histoire se compliqua bien vite tout en devenant plus passionnante.

La grande majorité des présentations de la subduction consiste à faire s'écouler une lithosphère sous une plaque océanique ou continentale, indiquer la présence de séismes le long du [plan de Wadati-Benioff](#), et la formation d'un arc volcanique sur [la plaque chevauchante](#) après fusion de l'asthénosphère sous-jacente due à la libération d'eau de la lithosphère [de la plaque plongeante \(appelée slab\)](#).

Mais ceci peut rapidement devenir très compliqué dès que l'on s'intéresse aux réactions minéralogiques qui interviennent tout le long du processus de formation et disparition d'une lithosphère et plus particulièrement à la formation des grenats dans les écoligites.

Reprenons donc notre histoire, mais cette fois en décomposant (et en simplifiant encore !) la lithosphère en trois niveaux successifs :

- A) la partie supérieure de la croûte constituée de basaltes (pillows lavas + complexe filonien (cf composition des séquences ophiolitiques))
- B) la partie inférieure de la croûte constituée de gabbros, lités ou pas, de granulométrie microgrenue à grenue
- C) le manteau lithosphérique composée essentiellement d'harzburgite ou de lherzolite

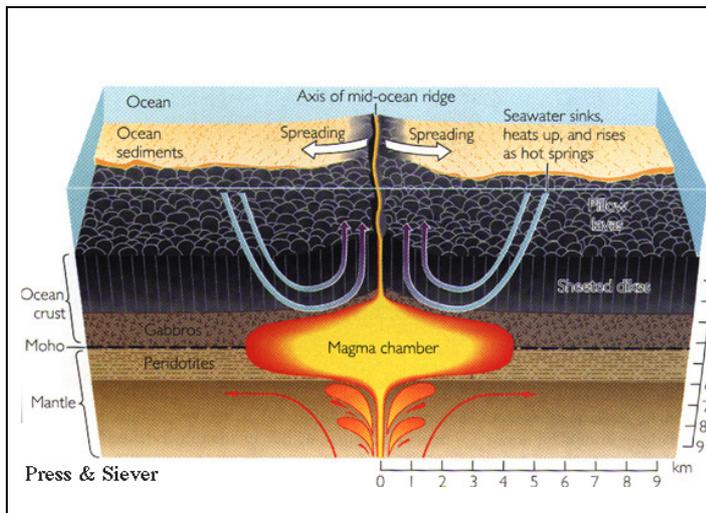
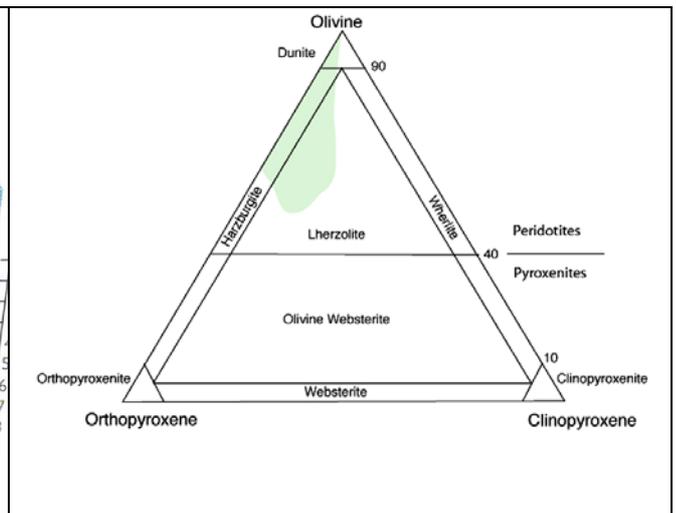


Figure 3 : Décomposition stratifiée de la lithosphère océanique composée de la croûte et du manteau lithosphérique.



**Figure 4: roches de la partie sous-jacente le MOHO des séquences ophiolitiques
En vert composition moyenne du magma sous les dorsales**

et suivons le trajet de la lithosphère océanique dans son périple de la dorsale médio-océanique au tréfonds de l'asthénosphère en fin de subduction.

2.4.1 Phase 1 (P1)

Les conditions de pression et de température permettent un début de fusion du manteau, dès 60 à 100 km de profondeur, selon les auteurs. Il y a alors remontée convective du manteau plastique (asthénosphère) jusqu'en surface, et ainsi formation d'une dorsale, ou ride médio-océanique.

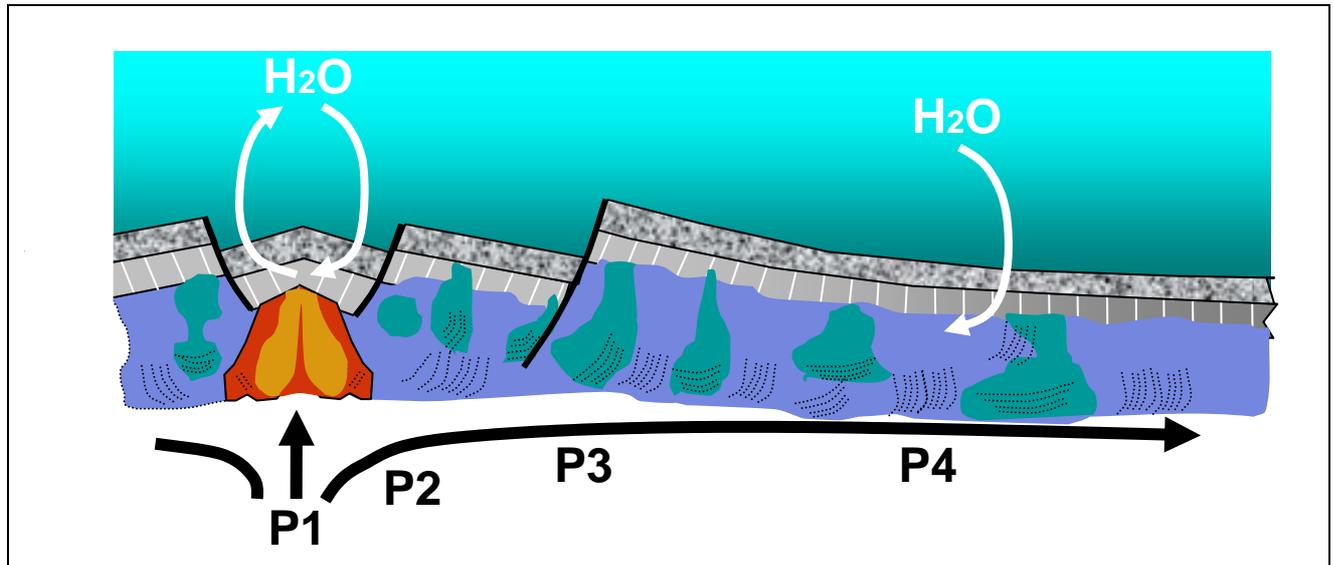


Figure 5 : Parcours de la lithosphère océanique : Phases de formation et d'expansion océanique
 Séquence ophiolitique composée de bas en haut gabbros lités, gabbros supérieurs, complexe filonien, et pillows lavas
 Au-dessous de cette séquence ophiolitique, le manteau lithosphérique est constitué de lherzolite ou harzburgite qui forment des dunites au cours du parcours.

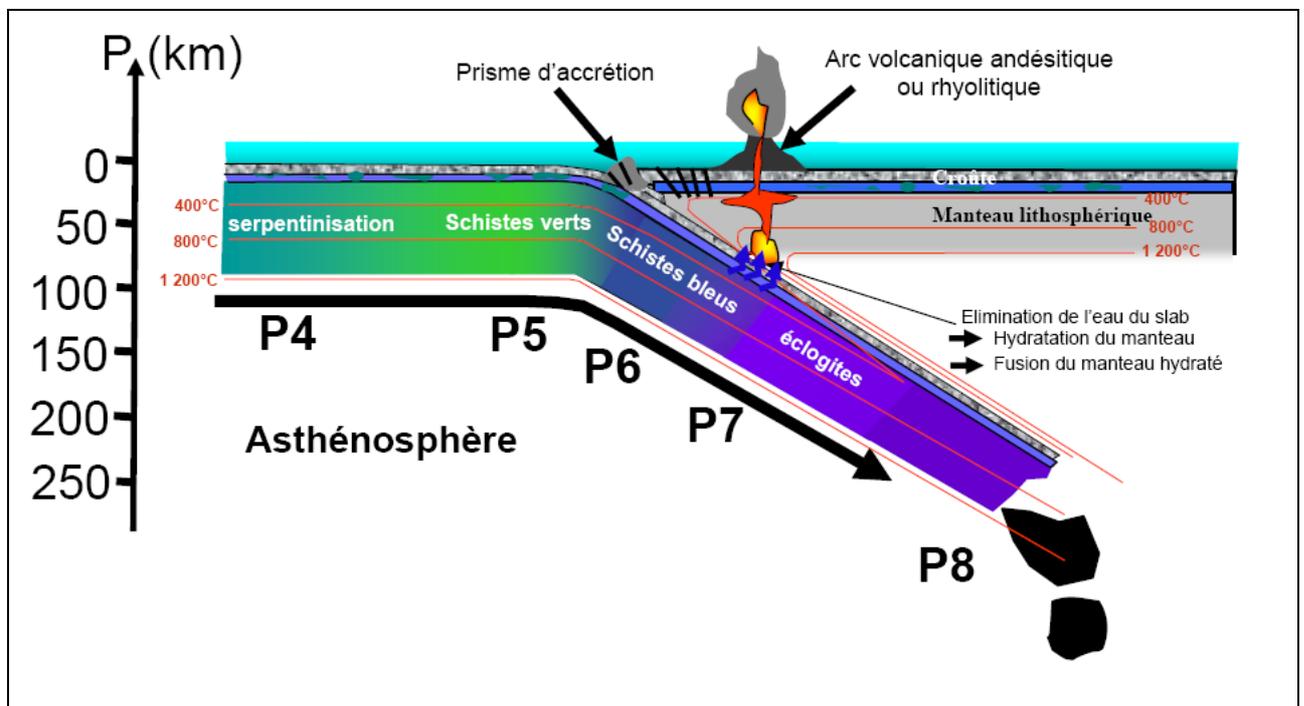


Figure 6 : Parcours de la lithosphère océanique : Phases de subduction
 Indication des différents faciès de conditions métamorphiques subies par les roches
 Remarque : Dans cette représentation, il a été choisi de représenter une plaque chevauchante océanique mais cela n'a aucune incidence sur le texte de l'exposé. Seule l'inclinaison du plan de Wadati-Benioff s'en trouve affectée (la pente étant moins forte dans le cas de deux plaques océaniques)

2.4.2 Phase 2 : Formation d'une croûte océanique

Le magma est refroidi au contact de l'eau de mer et forme une nouvelle croûte océanique sous la forme d'une séquence ophiolitique, constituée de basalte et de gabbros en poche ou lités. Cette croûte récente est repoussée de la dorsale vers l'extérieur par le magma émergeant.

Les péridotites du manteau supérieur, appelées lherzolites, sont constituées d'olivine + (orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclases), vont alors produire du basalte par fusion partielle, pour un taux pouvant atteindre 10 à 20 %. Elles forment le manteau dit "fertile".

Au-dessus se forment des harzburgites (olivine + orthopyroxène + spinelle), résidus des lherzolites après extraction du liquide basaltique, puis des dunites (roches encore plus réfractaires constituées presque exclusivement d'olivine). Ces deux dernières espèces de péridotites constituent le manteau dit "appauvri".

2.4.3 Phase 3 : Migration de la lithosphère océanique – Hydratation des roches de la lithosphère océanique

A mesure que la lithosphère s'éloigne de la ride médio-océanique, celle-ci se refroidit, s'épaissit et s'hydrate au contact de l'eau de mer réchauffée. Il se produit donc un métamorphisme hydrothermal. Et comme les roches ne sont soumises qu'aux seules pressions lithostatiques normales de faible intensité compte tenu de l'épaisseur restreinte de la lithosphère ; il s'agit donc d'un métamorphisme MT/BP.

- B) Métamorphisme MT/BP des gabbros de la croûte océanique (17)

Lorsque la température atteint celle du solidus, les gabbros cristallisent en association pyroxène + plagioclases.

Puis, d'une manière simplifiée, au fur et à mesure de leur éloignement de la dorsale et de leur refroidissement au contact de l'eau de mer, les gabbros voient les éléments chimiques des minéraux qui les composent se recombinaient avec H₂O par métamorphisme hydrothermal (Humphrys et al 1978), pour former tout d'abord de l'amphibole (hornblende) en périphérie des grains de pyroxènes, puis de l'actinote et jusqu'à de la chlorite [17].

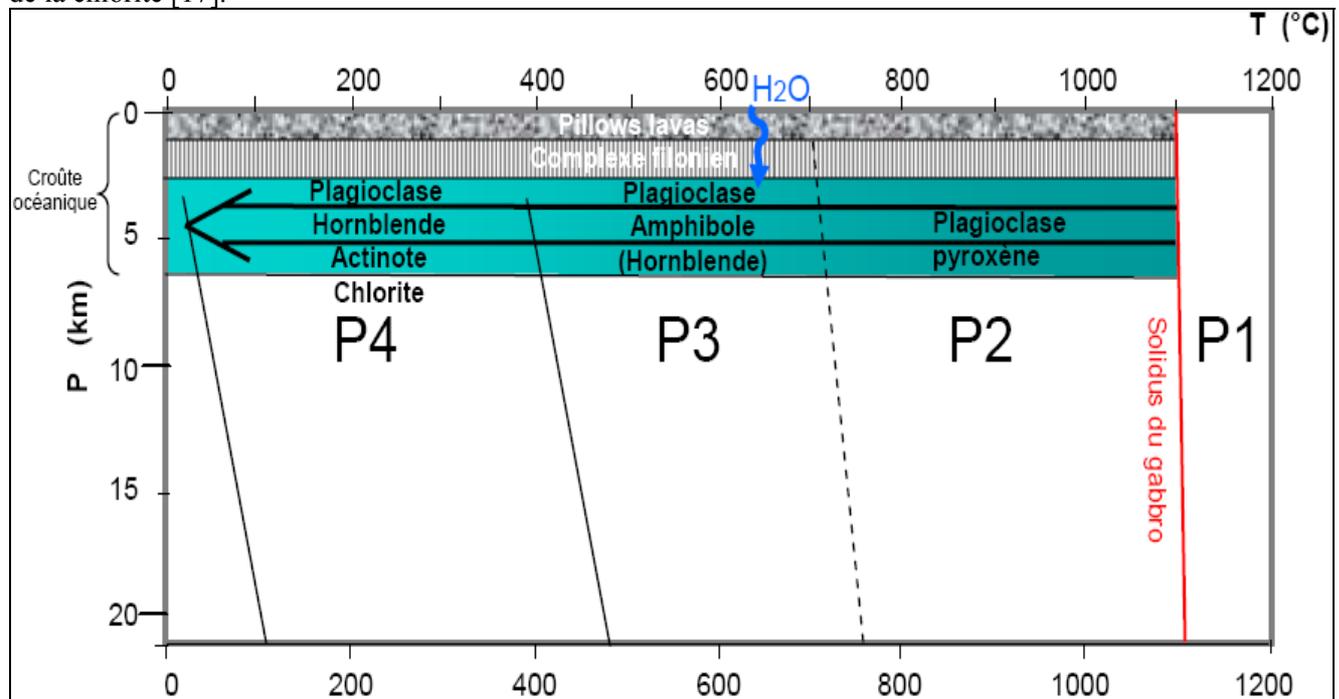


Figure 7 : Evolution minéralogique des gabbros de P1 à P4 au cours du trajet d'expansion océanique (d'après C. NICOLLET [17])

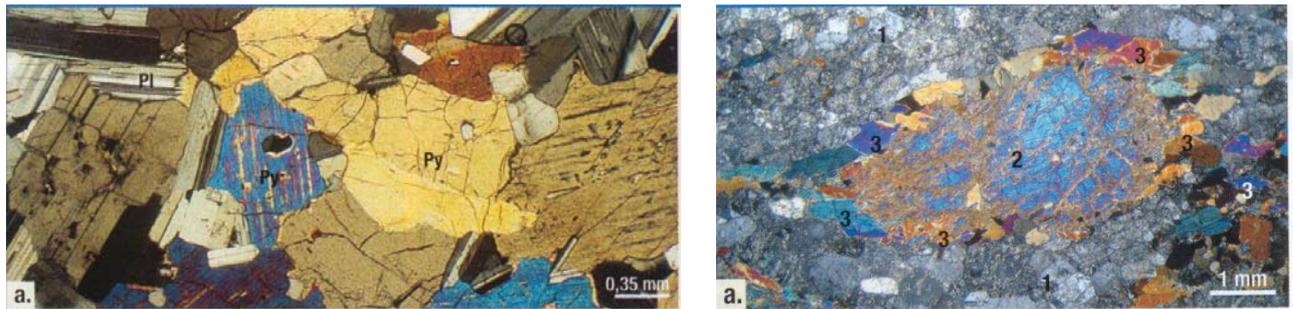


Figure 8 : Lames minces de gabbros en phase P2 et P3 (d'après C. NICOLLET [17])

- A) Gabbro cristallisé constitué de plagioclases reconnaissables à leurs macles multiples et de pyroxènes (jaune et bleu en lumière polarisée)
- B) Apparition d'une couronne d'amphibole (hornblende 3) autour du cristal de pyroxène originel 2

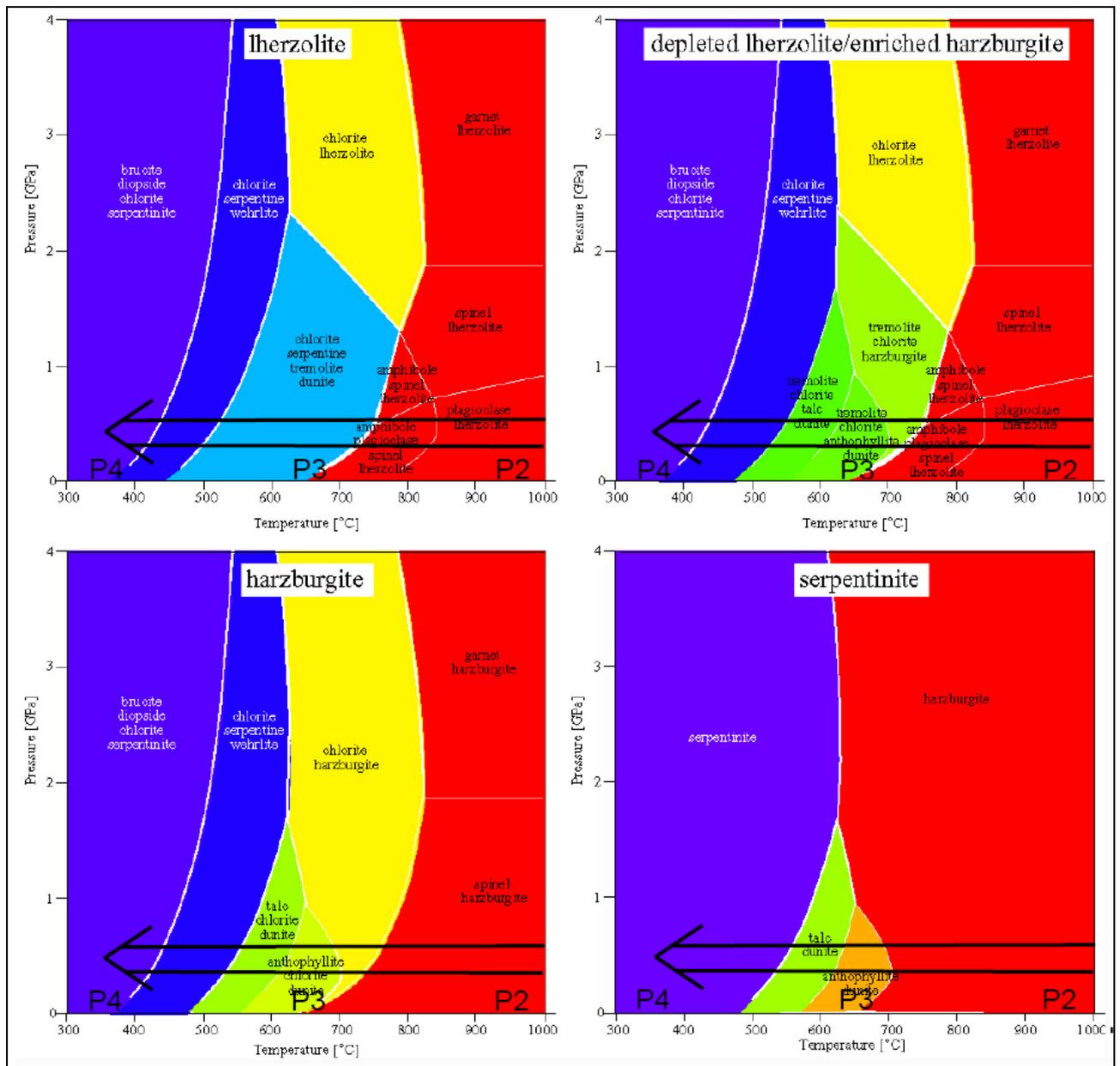


Figure 9 : Diagramme de phases des principaux constituants du manteau - Evolution de la nature minéralogique de la lithosphère lors de son refroidissement en fonction de sa composition initiale
 Métamorphisme de BP avec diminution de la température et augmentation de la teneur en eau

Plus précisément, Hacker[21], a développé les mécanismes d'altération des croûtes océaniques. L'altération de la croûte océanique se produit sous l'effet de circulations hydrothermales, elle est par conséquent très inhomogène en fonction de la porosité et notamment des fissures ou des fractures dues à l'expansion océanique. Ainsi, certaines roches parviennent à échapper totalement à cette altération, alors que d'autres sont complètement recristallisés en nouveaux minéraux.

Les laves sont généralement diversement métamorphosées sous les conditions PT du faciès des « sous schistes verts », et les gabbros recristallisent très partiellement sous les conditions des faciès à amphibole.

Les pressions sous lesquelles ces séquences ophiolitiques se sont formées sont relativement basses (≤ 300 MPa), dues seulement à la profondeur de l'océan sus-jacent et à l'épaisseur de la croûte océanique, et leur température de formation étaient de l'ordre de 650°C .

Nos meilleures informations sur l'altération des laves océaniques et des dykes proviennent des études DSDP du forage 504 B (Alt et al 1986,1989, voir texte asbestos/ophiolite). Elles indiquent que les laves contiennent 10 % d'auréoles d'altération autour des vaines et des fissures, conduisant à une teneur moyenne de 12% H_2O pour l'ensemble des laves.

Les veines et vaines contenant hydroxydes ferreux, argile, celadonite, smectite, zéolites et carbonates, sont altérés en hydroxydes ferreux et argiles, le plagioclase est partiellement altéré en smectite ; l'olivine est partiellement à totalement remplacée par de l'argile ; les pyroxènes quant à eux ne sont pas altérés.

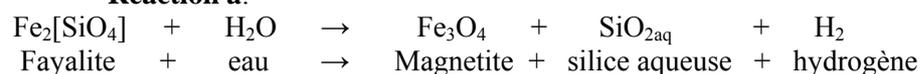
L'altération dans les dykes peut atteindre 50%vol. L'olivine est remplacée par de la chlorite, de l'argile et du talc ; le plagioclase est partiellement à totalement remplacé par l'association albite + zéolites, chlorite, ou argile ; et l'augite reste inaltérée dans les couches supérieures et auréolée d'actinolite dans les couches plus profondes. La teneur moyenne de H_2O dans les dykes est de 2% (alt et al 1986,89).

Ces informations concernant l'altération des roches plutoniques (dont les gabbros) proviennent des études des ophiolites de Samail et du forage ODP. L'altération des roches plutoniques stratifiées (ou litées) de Samail est limitée à quelques rares emplacements où les clinopyroxènes sont remplacés par de l'actinolite (Lippard et al, 1986). Et l'altération des roches plutoniques isotropes est plus prononcée, mais limitée à 10 % avec formation d'actinolite et d'oxydes de FeTi, les cavités étant elles partiellement comblées par des associations épidote + sphène + prehnite + quartz (Ernewein et al 1998). En comparaison, les roches gabbroïques carottées par ODP au forage 735B dans l'océan indien présentent une altération dans le faciès à amphibolite, en croix de 0 à 100%, avec un taux moyen de 20-30 % (Dick et al 1991). L'olivine et le pyroxènes sont remplacés par du hornblende (amphibole) , il y a altération partielle à totale de l'olivine en amphibole incolore et en talc, et 2,4 % vol de la roche est constituée de veines hydrothermales puis magmatiques composées d'hornblende ou oligoclase + diopside + épidote. La teneur en H_2O des carottes des gabbros du forage 735B est compris entre 0,5 et 1,5 %pds (Robinson et al, 1991).

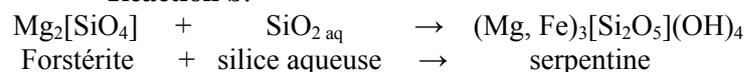
- C) Serpentinisation des péridotites (cf paragraphe relative aux ophiolites d'Asbestos, Québec, Canada)

Les réactions principales sont :

Réaction a:



Réaction b:



La serpentinisation s'accompagne d'un accroissement de volume jusqu'à 40% et la concentration massique en H_2O des minéraux dépassent des taux de 15%. Il s'agit là, d'une transformation importante trop souvent négligée.

2.4.4 Phase 5 (P5) : Début de subduction : faciès des schistes verts

La lithosphère océanique de la plaque plongeante se rapproche de la plaque chevauchante. La température n'évolue guère mais la pression commence à augmenter. Les conditions PT sont celles du faciès de schistes verts BP/BT.

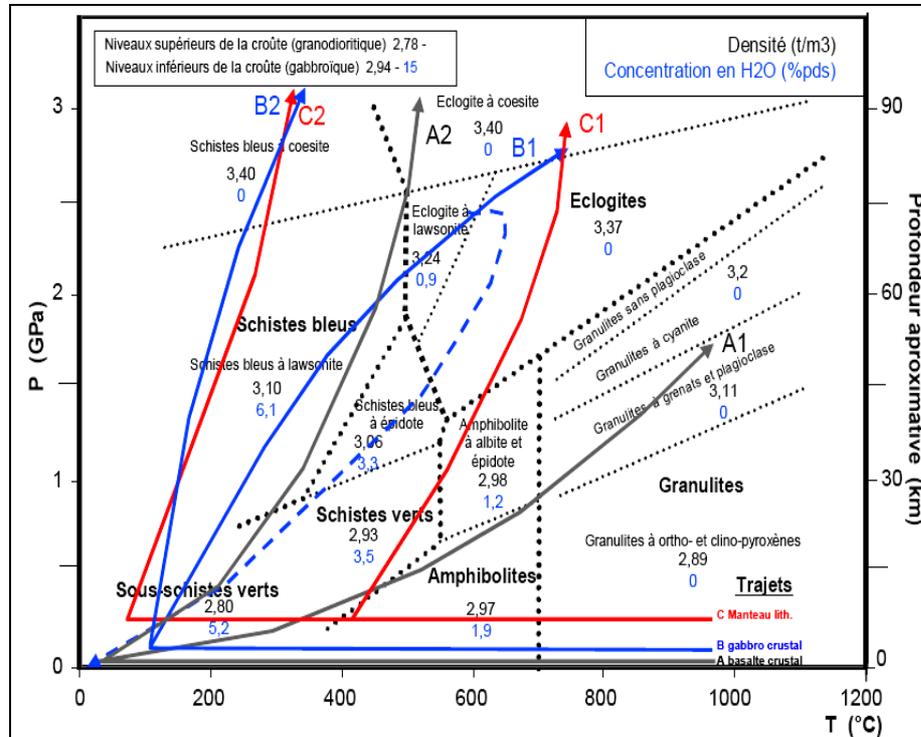


Figure 10 : Faciès métamorphiques avec densité et teneur en eau des roches appartenant à ces faciès (en particulier au cours d'une subduction) d'après [Bousquet et al., 1997]

Trajets des Différentes couches de la lithosphère :

A) partie supérieure de la croûte (d'après Hacker pour la subduction d'une croûte de 7 km à la vitesse d'enfouissement de 50 mm/a sous une pression de cisaillement de 100 MPa (courbe A1) et 33 MPa (courbe A2) environ [Peacock et Hacker 21]

B) partie inférieure de la croûte d'après Hacker pour la subduction d'une croûte de 7 km à la vitesse d'enfouissement de 50 mm/a sous une pression de cisaillement de 100 MPa (courbe B1) et 33 MPa (courbe B2) environ [Peacock et Hacker 21]

C) manteau lithosphérique [1,16]

C1 : cas d'une subduction « chaude » ou jeune type Nankai (sud du Japon) ou Cascadia (Ouest canadien)

C2 : cas d'une subduction « froide » ou ancienne type Tohoku (nord-ouest du Japon)

En trait continu : la subduction se poursuit jusqu'à fusion et disparition du manteau lithosphérique plongeant

En trait pointillé : Arrêt de la subduction et remontée des roches

2.4.5 Phase 6 et 7 (P6 et P7) : Faciès des schistes bleus et faciès des éclogites

Les études des phénomènes de subduction montrent qu'il y a deux grands types de subduction aux comportements très différents :

- Subduction « chaude » ou lente

exemple : Cascadia (ouest canadien) ou Nankai (sud du Japon)

On parle aussi de subduction jeune car même les subductions rapides se rapprochent de ce type de subduction dans leur premier temps

Les isothermes ne pénètrent pas profondément, il y a donc un fort gradient de température au sein du manteau lithosphérique. Les roches en subduction traversent donc ces isothermes, ce qui indique qu'il y a une forte augmentation de la température lors de la subduction : d'où la référence à « [subduction chaude](#) ». L'inclinaison du slab est faible : la pression évolue peu car l'enfouissement est relativement peu prononcé. L'évolution des conditions PT est relativement simple et les réactions minéralogiques sont par conséquent limitées.

- **Subduction « froide » ou rapide**

exemple : Tohoku : nord ouest du Japon

On parle aussi de subduction ancienne car au cours de l'éclogitisation, la lithosphère plongeante voit sa densité fortement augmenter. Elle a donc tendance à vouloir s'enfoncer plus vite dans l'asthénosphère, entraînant dans son enfouissement le reste de la lithosphère et accélérant le processus de subduction.

Les isothermes s'enfoncent profondément au niveau du slab, de manière quasi parallèle au plan de Wadati-Benioff. Les conditions PT des roches suivent donc une courbe isotherme : il n'y a pas de forte évolution de la température au cours de la subduction, d'où la référence à « [subduction froide](#) ».

L'inclinaison du slab est importante, il y a donc un accroissement important de la pression au cours de la subduction

2.4.5.1 Cinétique réactionnelle

Il est très inhabituel de parler de cinétique avant d'aborder la thermodynamique. En effet, il est peu concevable que d'abord des vitesses de réaction avant d'étudier et de développer les réactions pour voir lesquelles sont possibles, thermodynamiquement. Toutefois, je me permets de déroger à la règle car compte tenu que les temps se chiffrent en millions d'années et que les échantillons ne peuvent être récoltés qu'après une remontée et une exhumation des roches. La cinétique n'a que peu d'effet sur les pauvres minéralogistes que nous sommes, et je ne rentrerai donc pas dans les détails des cinétiques.

Plusieurs paramètres régissent la cinétique des réactions minéralogiques au cours de la subduction. Parmi ceux-ci la composition du manteau émergeant, le degré de serpentinitisation de ses péridotites. La taille des grains des gabbros.

Nous verrons par la suite combien l'eau a une incidence sur l'éclogitisation qui justement se caractérise par l'élimination de l'eau des minéraux, ainsi le degré de serpentinitisation aura une forte influence sur la nature et la composition des roches de la lithosphère plongeante et par conséquent sur la cinétique des réactions minéralogiques.

De part le caractère réfractaire accru des minéraux des pôles magnésiens par rapport à celui des pôles ferreux, si les minéraux originaux sont plus riches en magnésium, ils réagiront à plus haute température que les minéraux équivalents avec des teneurs en fer supérieures. Comme la température est liée au degré d'enfouissement et de là au temps, plus le ratio Mg^{2+}/Fe^{2+} est élevé, plus les réactions minéralogiques interviendront à plus haute température et par conséquent plus tard dans le temps.

La taille des grains des gabbros ont également une incidence notable, sur la cinétique. Plus les grains sont gros, plus la cinétique est ralentie. Ainsi les éclogites se forment plus rapidement si les grains initiaux des gabbros sont fins. Ainsi les basaltes vont atteindre l'éclogitisation totale bien avant les gabbros.

2.4.5.2 Réactions minéralogiques

- A) Eclogitisation de la croûte océanique

Les études de Peacock et Hacker [21] ont montré que les trajets PTt de la croûte océanique au cours de la subduction pouvaient être sensiblement différents. Ainsi, Peacock a établi ces trajets pour deux pressions de cisaillement distinctes de 33 et 100 MPa. On peut voir sur les trajets obtenus que si la pression est faible le trajet PTt de la croûte océanique au cours de la subduction suit une pente faible (courbe A1 pour une

pression de cisaillement de 33 MPa), représentatif d'une forte montée en température et d'une faible augmentation de pression, correspondant à une subduction chaude exagérée, et que si la pression est élevée (courbe A2, obtenue pour une pression de cisaillement de 100 MPa), la pente est forte, l'augmentation de pression est rapide alors que la température évolue peu.

Ce second cas est plus proche de la réalité. En effet, dans la zone de subduction, les isothermes ont tendance à s'orienter parallèlement au plan de Wadati Bléniouff. Le gradient de température traversée par les roches au cours de la subduction est donc très faible. La température varie en $\ln t$ (t en Ma) avec comme asymptote des pentes de l'ordre de $0.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ dans le cas d'une subduction froide et de $4.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ dans le cas d'une subduction chaude, pour une vitesse de subduction de $5 \text{ cm}/\text{an}$). Par conséquent, les roches ne s'échauffent que lentement.

Alors que leur pression augmente constamment, d'une manière quasi linéaire au cours du temps. En considérant que la pression induite par le contact entre les roches est négligeable, la seule pression subie par les roches de la lithosphère plongeante est la pression isostatique due à la lithosphère chevauchante (et éventuellement l'asthénosphère chevauchante) au-dessus d'elle. Cette pression est proportionnelle à l'épaisseur de roches sus-jacentes la lithosphère plongeante.

Ainsi, on obtient des courbes $P=f(T)$ pour les trajets PTt avec $T = T_0 e^{P/P_0}$.

Dans le cas d'une subduction froide, la croûte océanique passe successivement par les conditions des faciès à sous-schistes verts (faciès des zéolites), des schistes bleus à lawsonite, éclogites à lawsonite, éclogite à coésite, jusqu'à éclogite à diamants.

Dans le cas d'une subduction chaude, le trajet PTt précédent est décalé vers les températures plus chaudes et les trajets PTt sont quasi-linéaires. Les conditions PT passent successivement par les faciès des zéolites, des schistes verts, des schistes bleus à épidote, puis des éclogites, éclogites à coésite et éclogite à diamants.

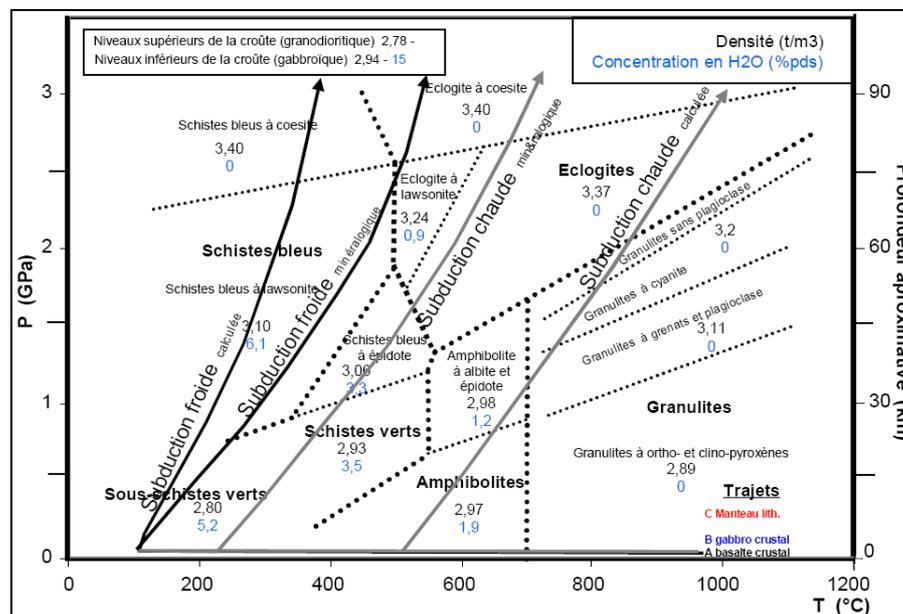


Figure 11 : Trajets PTt de la croûte océanique lors de la subduction

Distinction entre le cas d'une subduction chaude (Nankai) et d'une subduction froide (Tohoku)

Les courbes minéralogiques ont été définies à partir des faciès et minéraux précisés sur les schémas des subduction relatives au cas de Nankai et Tohoku.

Les courbes calculées ont été définies à partir de la figure présentant les courbes isothermes dans les cas de Nankai et Tohoku.

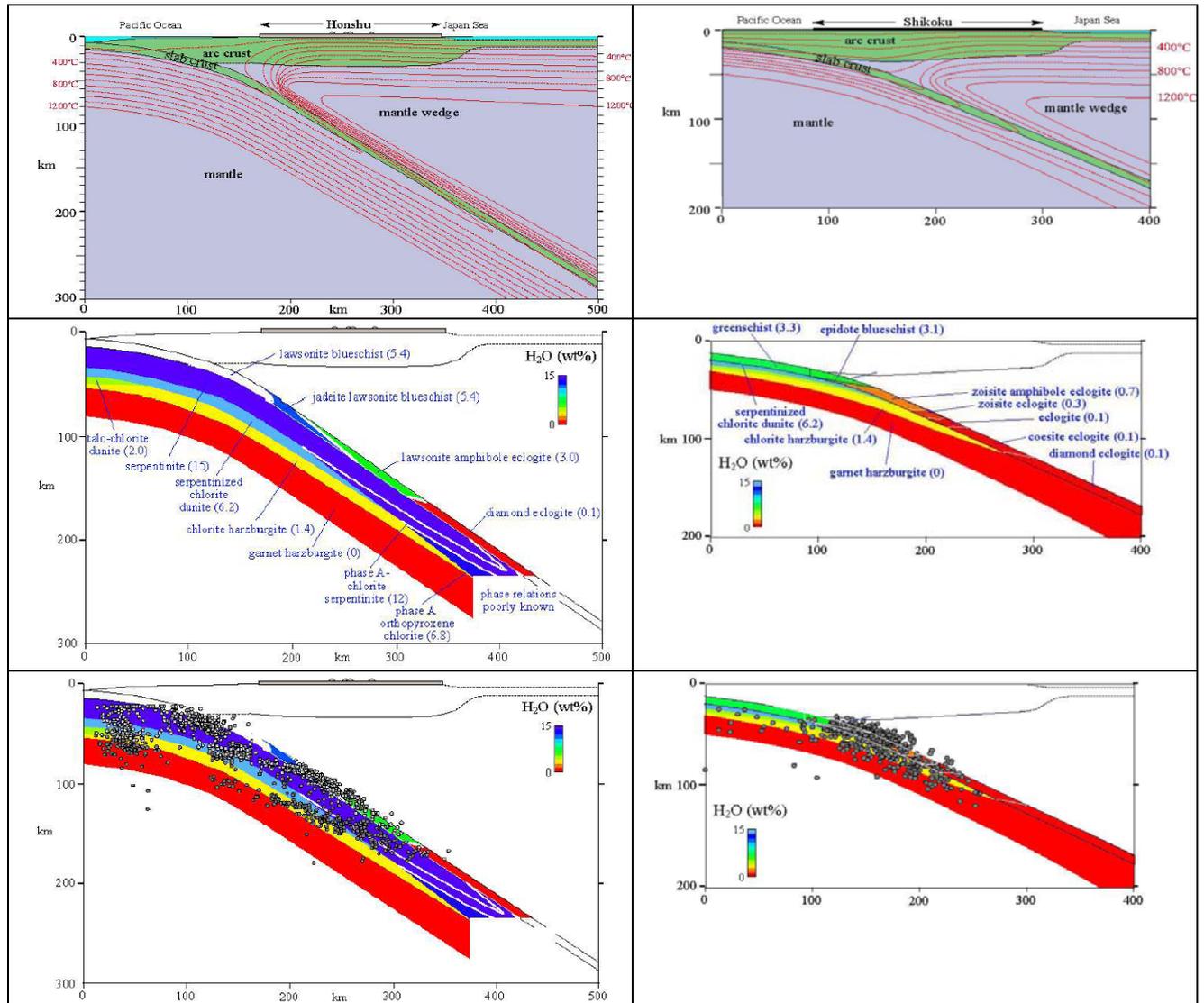


Figure 12 : Comparatif entre deux types de subduction « froide », rapide ou ancienne à gauche, « chaude », lente ou jeune à droite (Nankai)

- a) inclinaison du slab et courbes isothermes
- b) Minéraux et roches avec leur teneur en H₂O exprimée en échelle de couleur
- c) Idem b) avec les hypocentres sismiques

- C) Eclogitisation de la partie supérieure du manteau lithosphérique

- Cas 1 : subduction chaude

La serpentine à chlorite et dunite initiale donne successivement de l'harzburgite à chlorite puis de l'harzburgite à grenat.

Les réactions de métamorphisme interviennent dans des domaines de température élevée par élimination d'eau.

Le manteau est toujours à une température supérieure à 400-500°C.

Lorsque la pression commence à augmenter, la serpentine à chlorite et dunite dont la teneur en eau est supérieure à 6% commence à perdre cette eau pour former jusqu'à 600°C environ, de l'harzburgite à chlorite, dont la teneur en eau n'est plus que de 1 à 2 %.

Les conditions PT continuant à augmenter, l'harzburgite à chlorite perd elle aussi son eau de constitution, de sorte qu'au-delà de 800°C, il n'y ait plus que de l'harzburgite à grenat.

Ce métamorphisme s'accompagne, du fait de l'élimination de l'eau, d'un accroissement de densité de 2.8 à 3.4.

Le manteau devient alors plus dense que l'asthénosphère et précipite alors le mécanisme de subduction en tirant la lithosphère en arrière de subduction dans sa plongée dans l'asthénosphère.

- Cas 2 : subduction froide

Dans le cas d'une subduction froide, la partie supérieure du manteau a une évolution notablement différente du reste de la lithosphère.

L'analyse du diagramme de phase des roches harzburgitiques montrent une discordance au niveau des serpentines à chlorite α et diopside. La pression, lorsqu'elle augmente, à température constante, provoque une recombinaison des éléments chimiques par métamorphisme avec formation de nouveaux minéraux plus denses, typiquement la chlorite donne du grenat.

Mais au niveau de cette discordance, la werhlite à serpentine et chlorite peut former cette serpentine à chlorite et diopside phase A dont la densité est inférieure, à cause d'une teneur en eau supérieure.

Le schéma des phases minéralogiques dans le cas de la subduction froide de Tohoku montre que la zone médiane du manteau lithosphérique constituée initialement de dunité à chlorite et serpentine donne au cours du métamorphisme de subduction d'une part de l'harzburgite à chlorite par élimination d'eau et densification, mais également de la serpentinite à chlorite α , par apport d'eau.

Cette spécificité de formation de serpentine à chlorite α , pourrait s'avérer anodine puisque sans conséquence pour la formation des grenats, si seulement elle n'était pas la conséquence d'augmentation de contraintes importantes au sein de la lithosphère, et probablement la cause de séismes. La figure des hypocentres des séismes dans le cas d'une subduction froide, montre clairement la présence d'un nombre important de séismes dans la zone de formation de ces serpentinites à chlorite α .

Les couches plus profondes du manteau sont à des températures suffisamment élevées pour que le trajet PTt ne croisent pas le domaine de stabilité de la serpentinite à chlorite α . Il y a alors naturellement élimination d'eau, densification et formation d'harzburgites à chlorite puis harzburgite à grenats..

2.4.5.3 Exemples de réactions minéralogiques

Voici un exemple de séquence de métamorphisme présenté par Christian Nicollet.

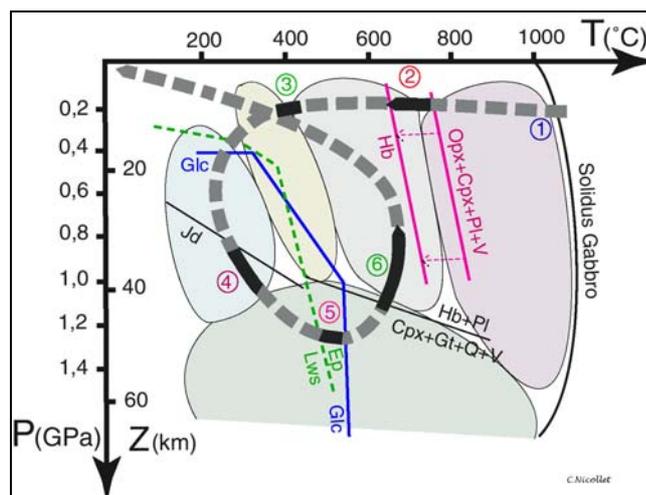
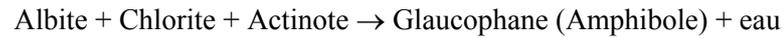


Figure 13 : Trajet PTt d'après C. NICOLLET pour la lithosphère de sa formation au niveau de la dorsale médio-océanique,

- (1) de sa cristallisation
- (2) métamorphisme isobare faible pression : expansion océanique et hydratation
- (3) Passage dans le domaine PT des schistes verts : début de subduction
- (4) Eclogitisation lors du passage des conditions PT du faciès de schistes bleux à celles des éclogites
- (5) Paroxysme de la subduction
- (6) Métamorphisme rétrograde avec diminution des contraintes de pression

Réaction du passage des conditions du faciès schistes verts au faciès schistes bleus



Réaction du passage des conditions du faciès schistes bleus au faciès éclogites

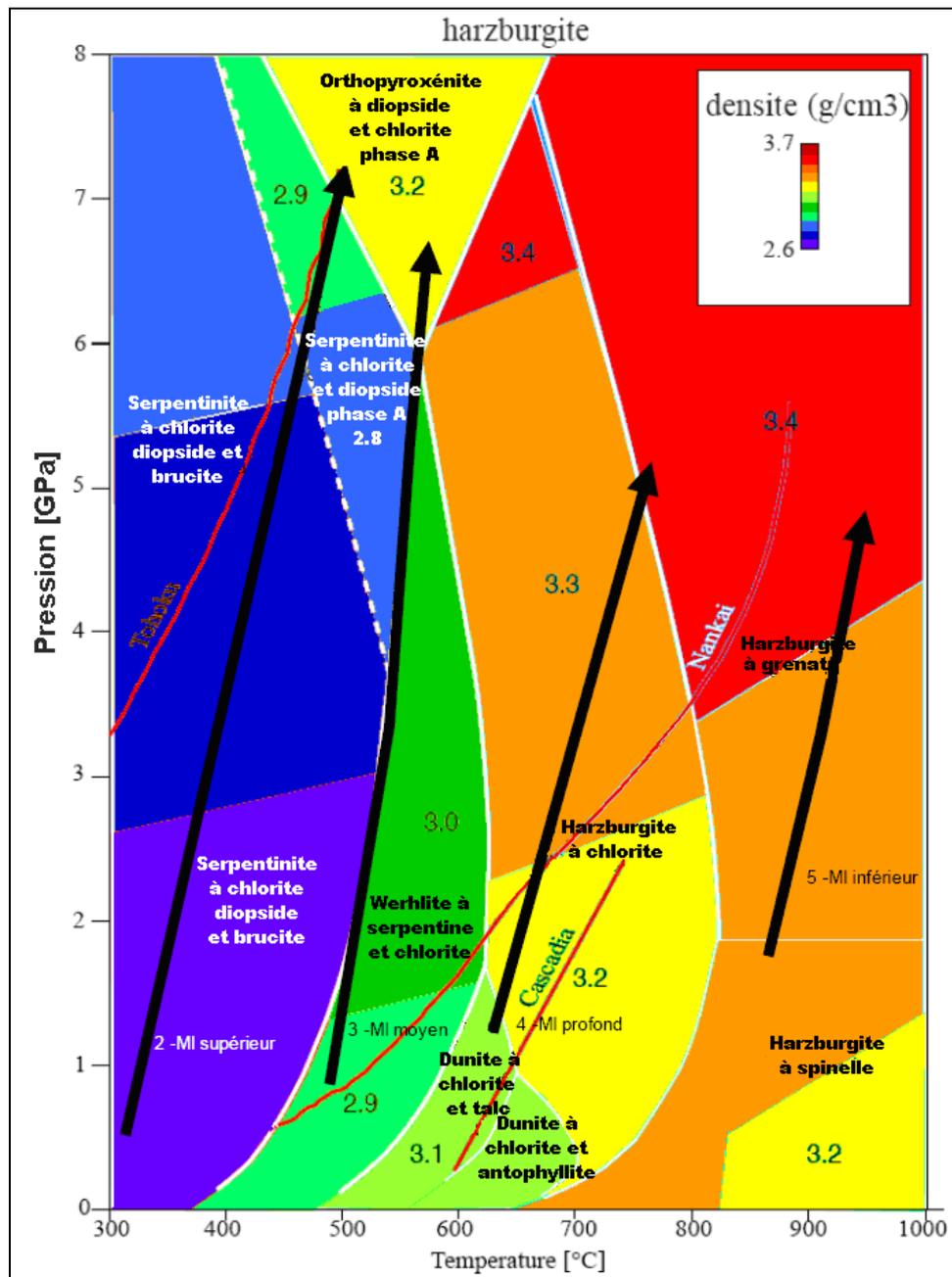
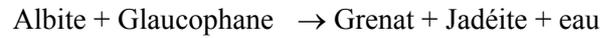


Figure 14 : Domaine de stabilité des roches harzburgitiques - Trajets PTt du manteau lithosphérique au cours d'une subduction froide (de type Tohoku)

pour respectivement

- la couche supérieure du manteau lithosphérique, frontière avec la croûte
- la couche médiane supérieure du manteau lithosphérique
- la couche médiane inférieure du manteau lithosphérique
- la couche frontière du manteau lithosphérique avec l'asthénosphère

3. GEOBAROMETRIE DANS LE FACIES DES ECLOGITES

3.1 Géobaromètre

Un géobaromètre est un équilibre minéral qui permet de définir sous quelle pression une roche s'est formée. Les meilleurs représentants sont des réactions entre minéraux qui s'accompagnent d'une importante variation de volume ou qui ont une pente douce (dP/dT) dans le diagramme P-T.

Mais surtout, un géobaromètre est spécifique à un domaine de pression donné. Le géobaromètre GASP, communément utilisé dans les années 90 n'est valable que pour les faciès à amphibolite et à granulites, et ne permet pas de définir des pressions au-delà de ces domaines jusqu'à 2 GPa environ).

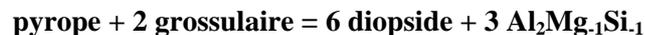
Pour les domaines de pression du faciès à éclogite, sont présents des minéraux autres que les sempiternels grenat et clinopyroxène omphacitique. Ainsi, les micas blancs (paragonite, muscovite phengitique) présente un grand intérêt : la potentialité des associations à base de paragonite en tant que géobaromètre a été explorée par Koons (1986). Parmi celles-ci, les équilibres faisant intervenir la phengite, dont la composition varie en fonction de la pression, substitution de Tschermak (cf Géothermobarométrie) entre la muscovite et la céladonite (Massone et Schreyer (1989) est particulièrement intéressante.

Un autre souci majeur pour les roches métamorphiques réside dans le fait de clairement identifier un équilibre chimique entre minéraux à cause de la zonation potentielle de ces minéraux, ou bien encore à cause de la recombinaison des minéraux lors de la phase rétrograde du métamorphisme. Dans de tels cas, il convient d'exploiter un équilibre minéral à faible nombre de phases, qui a une bonne probabilité d'être clairement identifié.

Considérant toutes ces contraintes et toutes celle énoncées dans le chapitre relatif aux géothermobaromètres, un bon candidat en tant que géobaromètre dans le domaine des éclogites est l'équilibre minéral :



qui peut également être écrit :



Ce géobaromètre présente comme avantage de ne présenter que trois phases, grenat, clinopyroxène et phengite ; il est indépendant de l'activité de l'eau (non présente dans les éclogites), et de la saturation en silice. De plus, il ne fait intervenir aucun pôle minéral contenant du fer, ce qui réduit d'autant l'incertitude et la nécessité de correction des formules en faisant intervenir Fe^{iii} pour les clinopyroxènes et les phengites.

3.2 Calibration

Une première calibration a été définie par Waters et Martin (1993). En considérant davantage les incertitudes et les modèles d'activités, une autre calibration a été définie :

Cette calibration est basée sur la base de données thermodynamiques de Holland et Powell (1990, *J Metamorphic Geol.* 8, 89-124). L'expression linéaire des isoplèthes de $\ln K$ a été adaptée de sorte que les isoplèthes linéarisées dévient de moins de 100 bars (0.01 GPa) des valeurs calculées dans le domaine (P ; T) ; (0,6-4 GPa ; 400-900°C) qui nous intéresse pour les éclogites.

$$P \text{ (GPa)} = 2,805 + 0,002044 T - 0,0002995 T \ln K$$

Où T : la température est exprimée en Kelvin

Et $\ln K$ est calculée à partir de la relation :

$$\ln K = 6 \ln a_{di} - \ln a_{prp} - 2 \ln a_{grs} + 3 \ln \left(\frac{X_{Al,M1} \cdot (4 - Si)}{X_{Mg,M1} \cdot (Si - 2)} \right)$$

Dans le terme phengite (membre de droite), les cations Si sont liés par molécule à 12 (O, OH), et sont disposés dans les sites cationiques di-octaèdres M1. L'hypothèse du mélange idéal sur les sites, a été choisie et exploitée comme par Holland et Powell (1990) pour l'obtention des données sur les pôles des micas.

L'élimination des termes des sites en commun entre les pôles muscovite et céladonite conduit à l'expression ci-dessus.

Les modèles d'activité pour les grenats et le clinopyroxène sont les principales sources d'erreurs.

Un test d'exactitude a été pratiqué par Schmidt MW (1993, Am. J. Sci. 293, 1011-1060). La calibration indiquée ici, montrait une surestimation des pressions expérimentales de l'ordre de 0.3 GPa, lorsque les modèles d'activités ci-après étaient utilisés.

Toutefois, en l'absence de meilleures caractérisations des relations a-X pour les trois phases, de données thermochimiques plus fiables sur les échanges de Tschermak dans les phengites, ce sont les outils les plus justes à notre disposition, mais nous pouvons néanmoins les corriger par :

- correction empirique de -0.0000543 au coefficient du terme T $\ln K$ (basé sur les résultats expérimentaux de Schmidt, et sur d'autres données réelles. Ainsi,

$$P(\text{GPa}) = 2,805 + 0,002044 T - 0,0003539 T \cdot \ln K$$

- utiliser un mélange simple Mg-Ca dans les grenats
Normaliser l'analyse à 12 oxygènes pour 8 cations

$$\text{Alors,} \quad X_{Mg} = Mg/3, X_{Ca} = Ca/3, X_{Al} = Al/2,$$

où Mg, Ca, et Al représentent le nombre de cations de Mg, Ca et Al, par unité de formule.

$$\ln a(\text{prp}) = 3 \ln(X_{Mg}) + 3 \ln(y_{Mg}) + 2 \ln(X_{Al})$$

$$\ln a(\text{grs}) = 3 \ln(X_{Ca}) + 3 \ln(y_{Ca}) + 2 \ln(X_{Al})$$

D'après Newton and Haselton (1981), en convertissant les unités en J/mol:

$$\ln(y_{Mg}) = [(13807 - 6.276T) \cdot X_{Ca} \cdot (1 - X_{Mg})] / RT$$

$$\ln(y_{Ca}) = [(13807 - 6.276T) \cdot X_{Mg} \cdot (1 - X_{Ca})] / RT$$

- utiliser le modèle de solution saline réciproque de Holland (1990) pour les clinopyroxènes
Normaliser l'analyse à 6 oxygènes pour 4 cations

$$\text{Alors,} \quad X_{Ca,M2} = \text{Ca cations}, X_{Mg,M1} = \text{Mg cations}.$$

Pour un désordre à grande distance ou pour les pyroxènes contenant Fe^{3+} :

$$\ln a(\text{di}) = \ln(X_{Ca,M2} \cdot X_{Mg,M1}) + \ln y_{CaMg}$$

Alors, d'après Holland (1990),

$$\ln(y_{CaMg}) = \{X_{Na,M2} [W_A(X_{Al,M1} + X_{Fe^{3+},M1}) + (W_A - W_B)X_{Fe^{2+},M1}]\} / RT$$

où $W_A = 26000 \text{ J}$, $W_B = 25000 \text{ J}$.

Pour une omphacite ordonnée, près des joints diopside-jadéite, un coefficient d'activité additionnel $\gamma_{\text{ord,di}}$ apparaît, résultant du modèle d'organisation ou d'ordre de Landau. Sa valeur peut être calculée à partir de l'équation 12b de Holland.

- utiliser le modèle mélange idéal pour les sites de la phengite
Alors

$$a(\text{Al}_2\text{Mg}_{-1}\text{Si}_1) = X_{\text{Al}_1\text{M}_2} \cdot X_{\text{Al}_1\text{T}_2} / (X_{\text{Mg}_1\text{M}_2} \cdot X_{\text{Si}_1\text{T}_2})$$

qui peut être exprimée en terme de cations, pour une analyse normalisée à 11 oxygène (sans H₂O) à la microsonde ionique :

4. LES ECLOGITES DU SUD ARMORIQUE

4.1 Brève extrait de la géologie de l'Armorique – Orogenèse hercynienne

Les éclogites du sud armorique trouvent leur origine avec l'orogénèse hercynienne. Mais remontons quelques 400 Ma en arrière : un petit pas pour la géologie, un bond de géant pour l'homme.

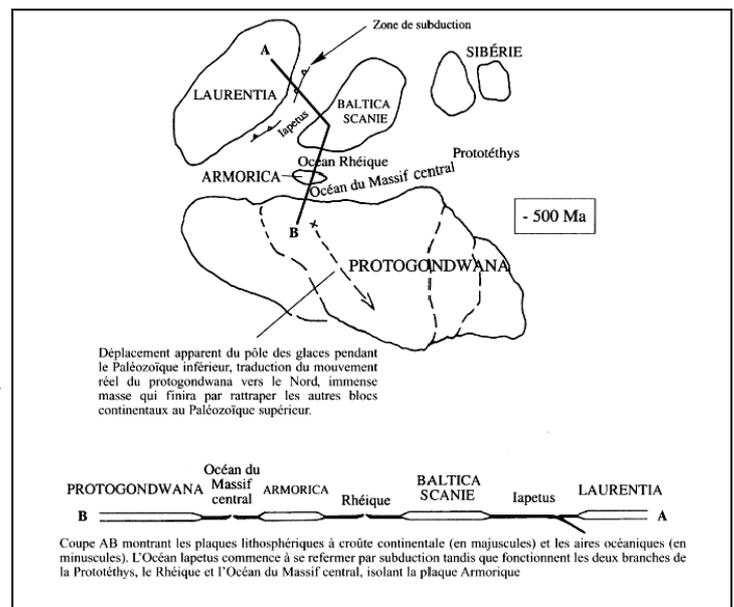


Figure 15 : Rappel des époques géologiques concernées par les mécanismes de subduction-collision responsable de l'orogénèse hercynienne

Pendant l'Ordovicien, la plaque armorique est constituée des reliquats érodés des chaînes icardiennes (-2 300 Ma) puis cadomienne (de Caen) (- 650 à -570 Ma).

Le démantèlement du continent Protogondwana se produit par formation de rifts continentaux successifs qui vont donner les océans rhéique et du massif central. Les plaques dérivent en direction du nord-nord ouest sous l'effet de la subduction au large du continent Laurentia dans l'océan iapetus.

Les reliques de ces océans rhéique et du massif central sont représentées par les sutures ophiolitiques que l'on rencontre de part et d'autre de la plaque armorique : celles du Cap Lizard (Grande-Bretagne) et celles de la Zone ligérienne (Groix, Vendée et Anjou méridional)



Pendant les 100 Ma qui suivirent, Baltica et Laurentia rentrèrent en collision, mais surtout une zone de subduction se forma dans l'océan du Massif central, en direction de la plaque armoricaine.

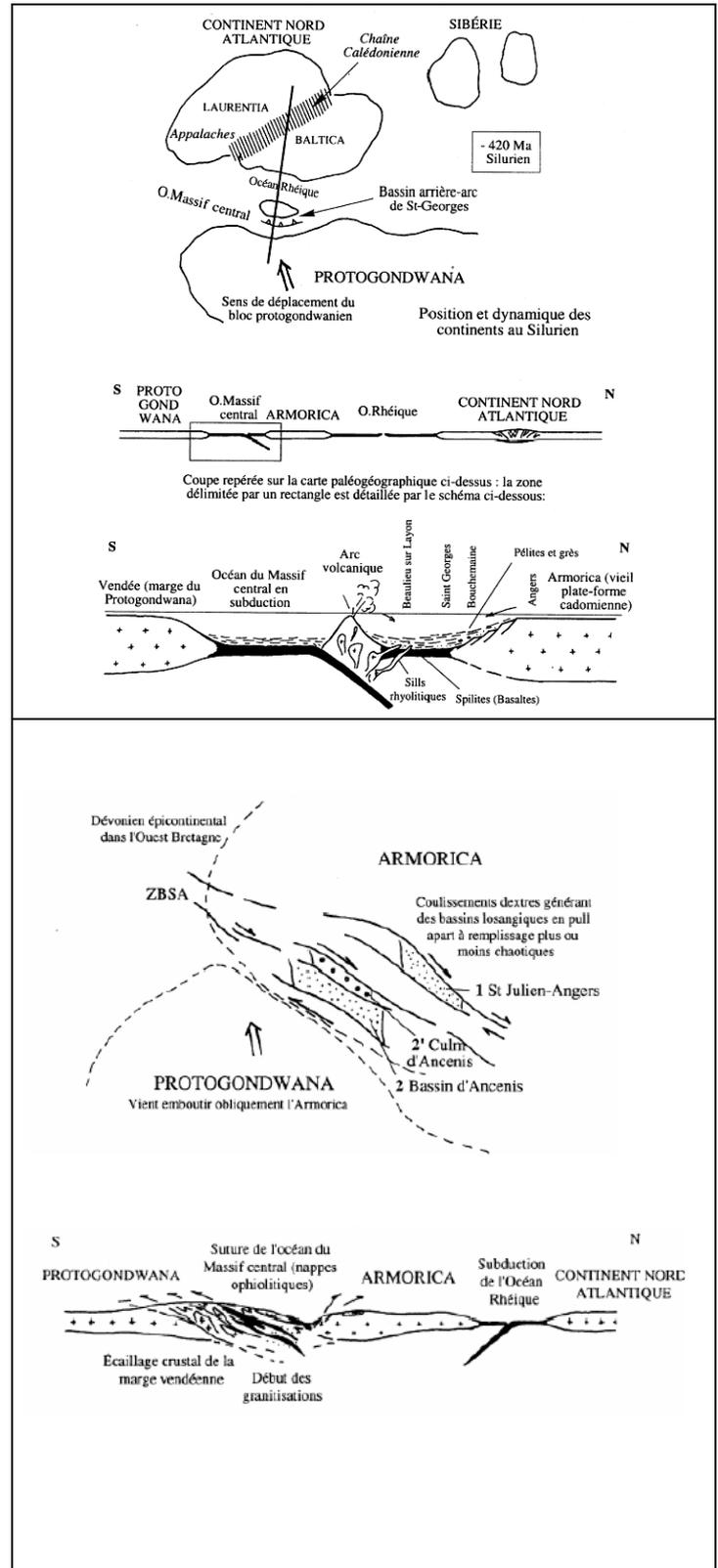
Cette subduction est à l'origine de la formation du bassin arrière-arc de Saint Georges sur Loire, dont les nombreux schistes comprennent de nombreux fragments volcaniques. Les témoins de ce bassin arrière-arc peuvent être suivis jusqu'à la localité de Chalonnes, et au-delà, tout ces ensembles sont écrasés (Zone Broyée Sud-Armoricaine).

Cette subduction de l'océan de Massif central se termina avec obduction de l'arc volcanique et le métamorphisme de haute pression dans la croûte océanique et les sédiments volcano-détritiques subductés.

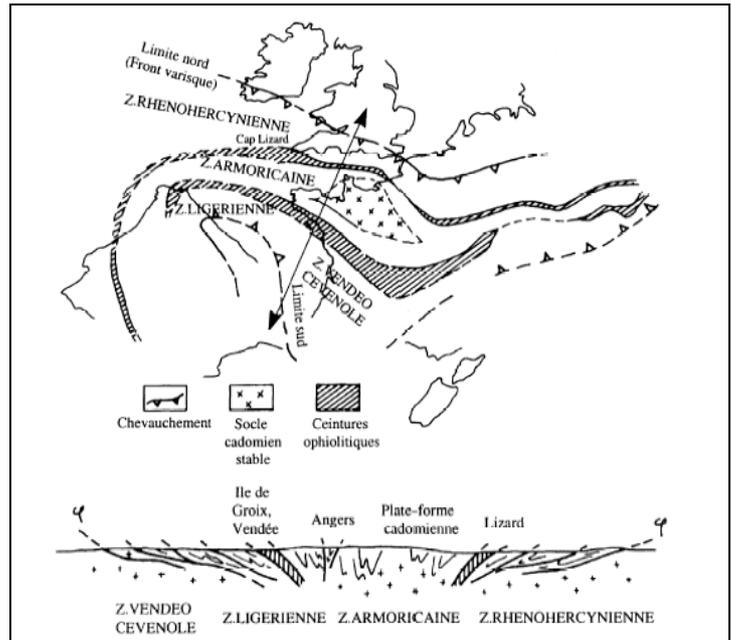
La collision du Dévonien est consécutive à la fermeture de l'océans du massif central et de l'océan rhéique (debelmas et Mascle (1991)). La subduction de l'océan du Massif central se finit avec l'obduction de l'arc volcanique et du métamorphisme de haute pression dan la croûte océanique et les sédiments volcano-détritiques subductés.

Le Protogondwana entre en collision avec le domaine médio-Armoricain. La subduction a alors créer cette faille, lieu d'un glissement de la plaque médio-Armoricaine sous la plaque Aquitaine. La phase hercynienne (-300 à -280 millions d'années) est à l'origine de la formation du massif Armoricain et à celle de l'anticlinal sud-Armoricain.

obliquement, ce qui va commander un schéma en coulissements dextres générant des couloirs en effondrement, des bassins en pull apart à remplissage chaotique, recueillant les fragments de ses bordures abruptes.



Après l'empilement des nappes, c'est l'époque de l'épaississement de la croûte continentale et de sa granitisation. Enfin, les processus de l'isostasie vont faire remonter l'ensemble et créer les premiers reliefs de la chaîne hercynienne. Cette remontée est irrégulière et va générer des bassins allongés intra-montagneux très actifs et recevant les produits de l'érosion des reliefs alentour.



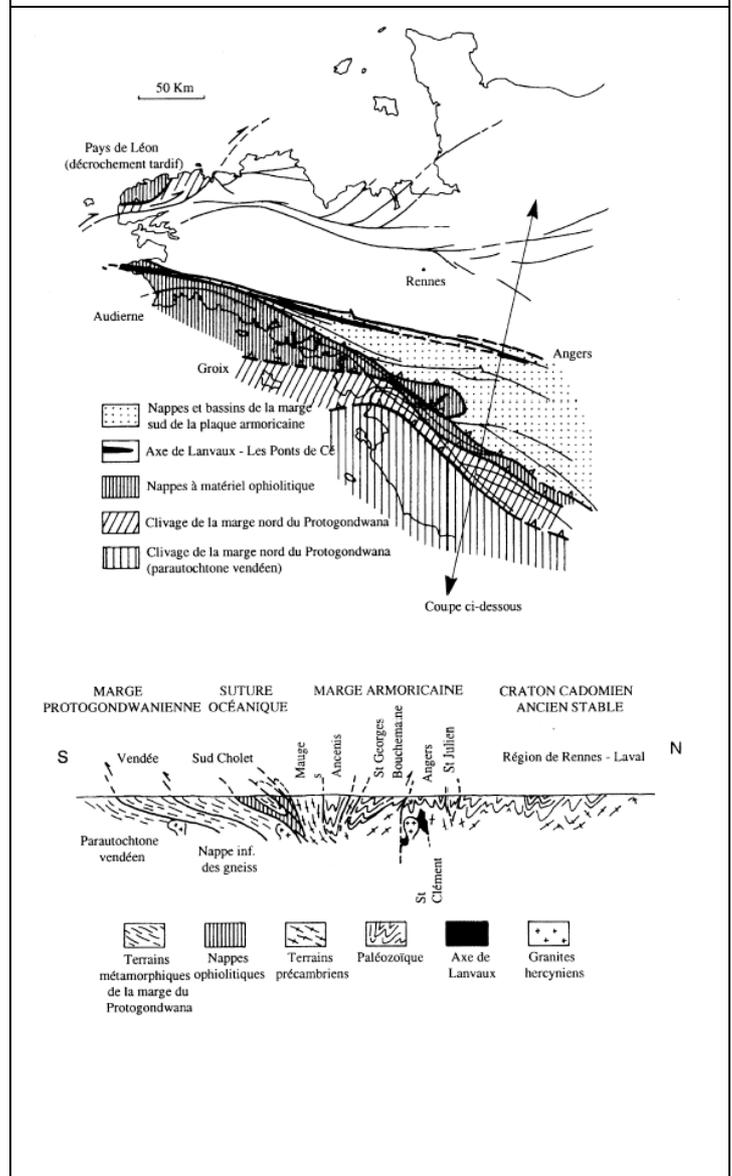
A l'échelle de la France et du Massif armoricain lui-même, nous nous trouvons sur la branche sud de l'édifice, marqué par (fig.6):

- une ceinture ophiolitique métamorphisée en nappes dilacérées : Audierne, Groix, Choletais (gabbros lités de la carrière des Quatre Étalous),
- un complexe de nappes dont les sens de chevauchement sud sont parfois oblitérés par des coulissements dextres et une intense granitisation.

Cette organisation est représentée en coupe par Le Corre & al. (1991), qui dessinent un bloc cadomien et un édifice de nappes à vergence sud. Les ophiolites sont des reliques de croûte océanique (plancher basaltique formant le fond des océans) d'âge Ordovicien, actuellement sous faciès d'éclogites et de métagabbros *s.l.* : Audierne, Vendée, schistes à glaucophane ("schistes bleus") de l'île de Groix.

La coupe présentée fig.6 montre cette structuration au niveau de l'Anjou et de la Vendée : de part et d'autre de la suture océanique se différencie un domaine stable (région de Rennes) passant vers le Sud à une marge profondément déformée, et un domaine métamorphique (Vendée), témoin du clivage d'une paléomarge d'un ancien continent.

La région angevine représente donc la limite entre deux masses continentales anciennes, un craton ancien (l'Armorica) au nord, le Protogondwana au Sud.



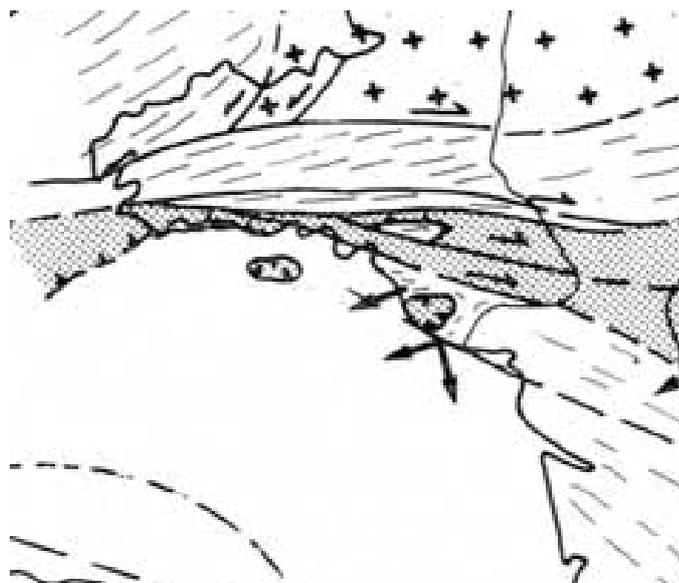
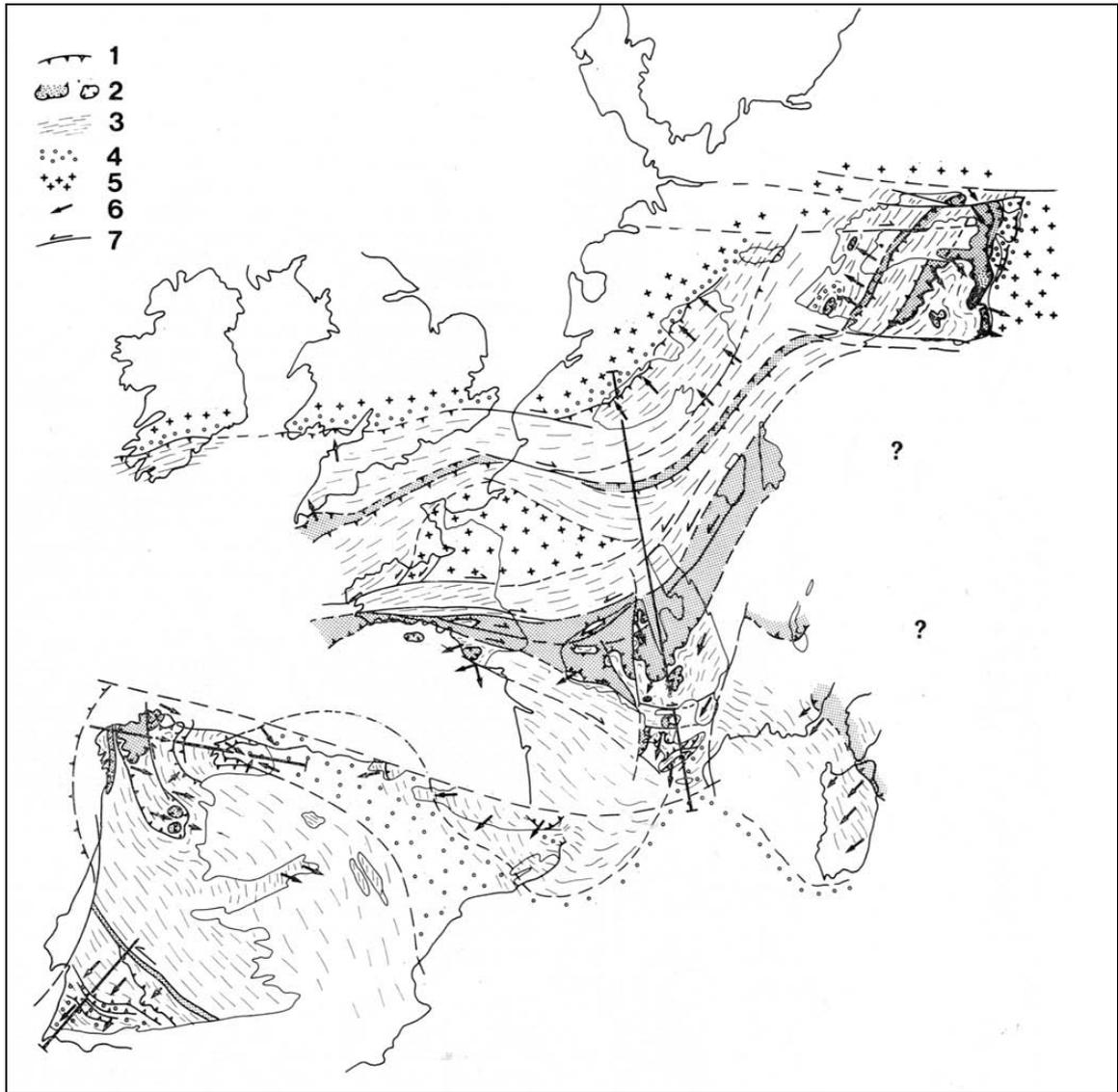


Figure 16 : Sud armorique : Structure , faille et chevauchement du sud armorique

4.2 Ile de Groix

L'histoire de l'île de Groix, ce « petit caillou » de 5 km sur 3, au large du Morbihan, est si compliquée mais aussi si intéressante qu'un certain nombre de recherches, souvent contradictoires, ont été effectuées sur ce thème, dont celle de Valérie Bosse et Michel Ballèvre, dont les effets aujourd'hui sont l'existence d'une réserve géologique sur l'île, la réserve François Le Bail, ainsi qu'une remise en question de l'histoire de l'orogénèse hercynienne.



Figure 17 : Groix, vue aérienne de l'île

La réserve naturelle François Le Bail : <http://ile-de-groix.info/reserve.php>

La réserve naturelle François Le Bail a été créée par décret ministériel en 1982 à la demande de la municipalité de l'île. Sa superficie est de 47 ha terrestres auxquels s'ajoutent le domaine maritime de la Pointe des Chats. Sa gestion est confiée à l'association Bretagne Vivante S.E.P.N.B. qui emploie sur place à l'année, deux personnes. La réserve naturelle comprend 2 secteurs :

1 - Le secteur de Pen Men-beg Melen

Il inclut des falaises d'un grand intérêt géologique, de belles étendues de pelouses et de landes littorales. Cette zone offre aussi un intérêt ornithologique par la présence de colonies d'oiseaux nicheurs. On peut y observer différentes espèces (données 2001) :

- le grand goéland argenté (329 couples)
- le goéland marin (4 couples)
- le goéland brun (31 couples)
- le pétrel fulmar ou fulman boréal (27 individus)
- le cormoran huppé (43 couples)
- la mouette tridactyle (11 nids construits)
- le grand corbeau (3 jeunes à l'envol), nicheur sur l'île qui est un hôte régulier de la réserve.

2 - Le secteur de Locqueltas, les Saisies et la Pointe des Chats

Il comprend une étroite frange côtière, jusqu'au chemin des Douaniers et l'estran rocheux. L'intérêt est ici essentiellement géologique. Cette réserve Naturelle a été créée pour préserver un témoin exceptionnel de l'histoire géologique de la Bretagne, bien exposé dans les côtes rocheuses de l'île à travers des structures géologiques

remarquables et une grande diversité de minéraux : glaucophane bleu, épidote jaune, grenat rouge qui colore le sable du haut de certaines plages.

Les impératifs de protection le permettant, la réserve naturelle est ouverte au public. C'est un lieu de promenade privilégié pour les amoureux de la nature. Des animations sont proposées durant les vacances scolaires pour la faire découvrir et sensibiliser les visiteurs à la nécessité d'une protection (se renseigner à la Maison de la réserve ou à l'Office du Tourisme).

Accueil du public toute l'année, la visite de la maison de la réserve est gratuite.

Vous y trouverez toujours une exposition et des animations tout public durant les vacances scolaires, pour les groupes sur réservation toute l'année.

4.2.1 Pétrologie

Les roches de haute pression de l'île de Groix sont constituées de 80% de métapelites et 20 % de metabasites, appartenant à une ceinture métamorphique HP/BT hercynienne enfouie, qui affleure sur la côte méridionale de la Bretagne [24].

A partir des associations minéralogiques, les roches metabasiques ont été divisées en trois groupes, les éclogites et schistes bleus à omphacite, les schistes bleus, parfois partiellement rétro-morphosés, et les schistes verts.

Les éclogites et les schistes bleus sont plus fréquents dans l'unité inférieure, tandis que les schistes verts sont prépondérants dans l'unité supérieure.

De plus, les metabasiques des deux unités peuvent également être divisées en deux groupes, en fonction de leur structure, entre roches massives ou rubanées, chacune étant présente dans les deux unités tectoniques.

4.2.2 Nouvelles données sur la collision hercynienne [29]

Dans la **chaîne hercynienne**, plusieurs programmes ont été développés [thèses V. Bosse, F. Le Hébel, C. Gumiaux ; Audren 1999, 2000 ; Schultz et al., 2001a, b], une large part dans le cadre du programme ARMOR 2. Trois grands épisodes tectoniques ont été documentés [thèse V. Bosse, Bosse et al., 2000, 2002 ; Le Hébel et al., 2000, 2002 ; Le Hébel, 2002]: une histoire précoce aux environs de 370-360 Ma, dominée par les processus d'épaississement avec développement de métamorphisme HP-BT, une exhumation syn-épaississement des unités de haute pression aux environs de 360-350 Ma, puis une histoire dominée par la fusion crustale et l'extension associée au Carbonifère supérieur.

Les données conduisent à proposer un nouveau scénario pour l'histoire tectonique de cette zone de collision. Elles permettent en outre :

- (i) de montrer que l'ensemble du domaine centre armoricain, essentiellement soumis à du décrochement, n'a subi qu'un épaississement modéré,
- (ii) de proposer que la zone de suture hercynienne majeure avait une orientation initiale NW-SE, oblique par rapport à la plupart des structures observées en surface,
- (iii) d'associer l'histoire précoce de l'unité des porphyroïdes de Vendée à celle des unités HP-BT type Ile de Groix, avec un enfouissement d'environ 25 Km et une exhumation le long de chevauchements à vergence globalement ouest,
- (iv) d'enraciner, en Vendée, ces unités chevauchantes au niveau de la zone des Essarts qui apparaît comme une zone de suture majeure,
- (v) de situer la transition fragile-ductile anté-extension vers la base des unités HP-BT,
- (vi) de montrer que l'extension a impliqué un décollement majeur au niveau de cette transition, et le long duquel sont mis en place les leucogranites syntectoniques,
- (vii) de proposer une exhumation de la croûte migmatitique sous-jacente via des détachements qui recoupent les unités supérieures.

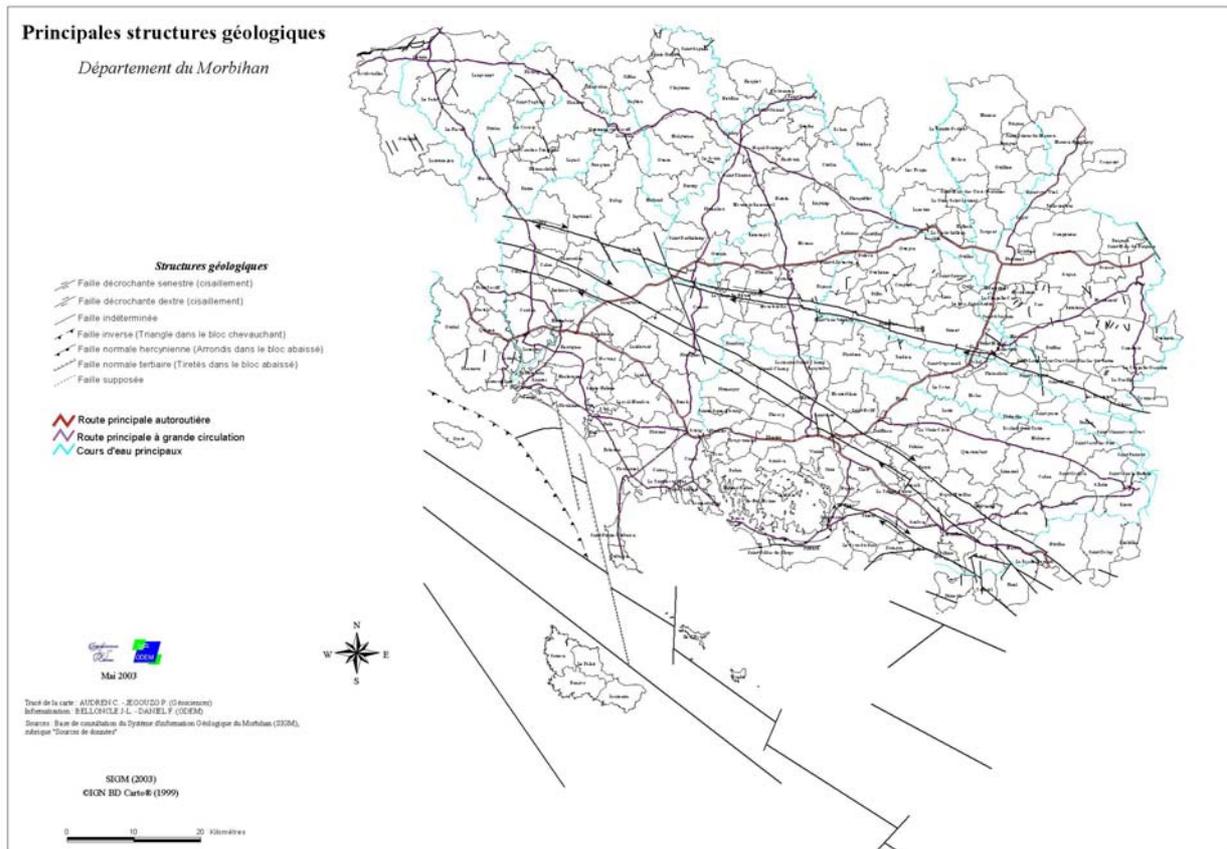
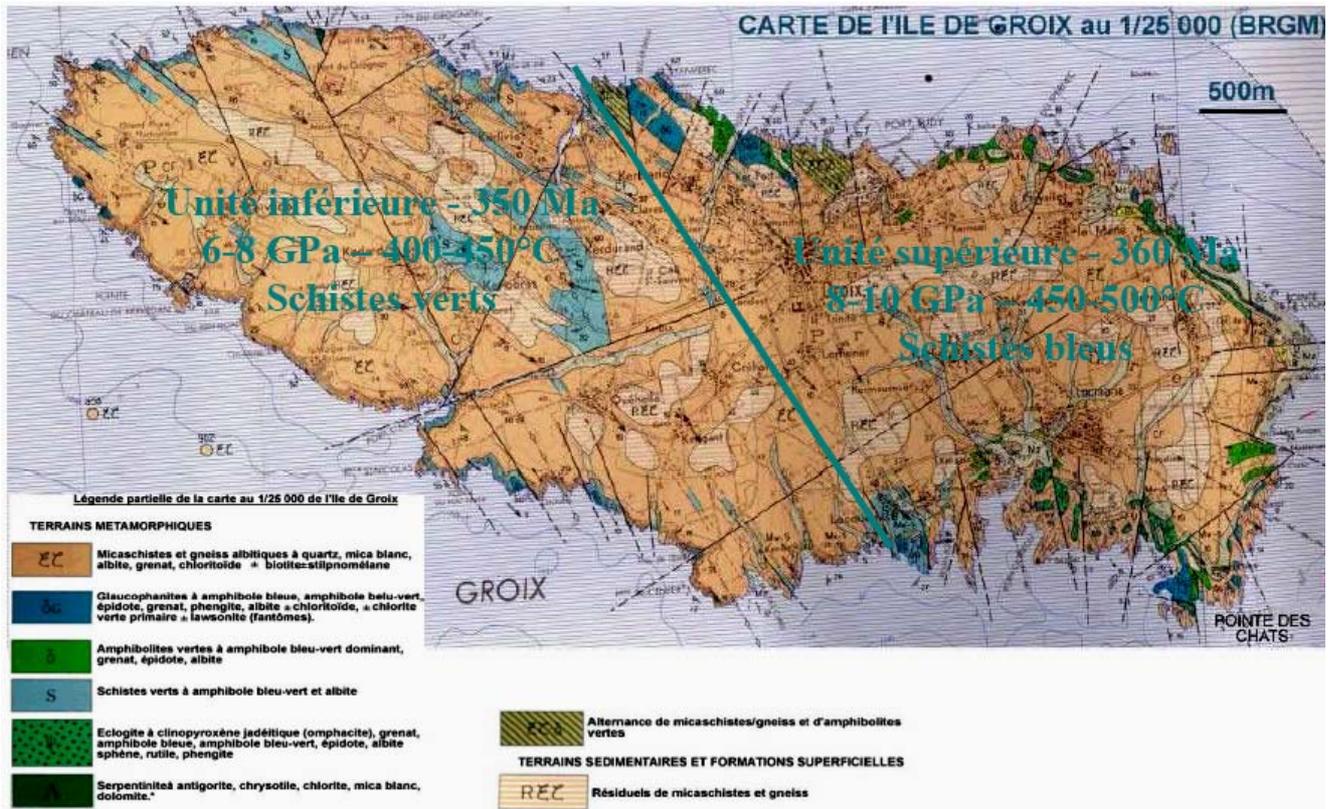


Figure 18 : Groix : Principales structures géologiques du Morbihan et de l'île de Groix
Données PT et âge d'après Valérie Bosse et al [24]

référence	Faciès schistes verts (ouest de l'île)		Faciès schistes bleus (est de l'île)	
	Pression (GPa)	Température (°C)	Pression (GPa)	Température (°C)
26	0.8	> 600	1-1.2	400-500
27			0.8 +/- 0.15	400+/-50
24	1.4 - 1.6	400-450	1.6 - 1.8	450-500
23 Sur des bases minéralogiques	0.8	600	1,0	700°C
28			1.8	500

Table 3 : Conditions de pression et température des schistes bleus et schistes verts lors du processus de subduction de l'île de Groix obtenus à partir de 26-27 géothermobaromètres, 24 probablement 23 sur des bases minéralogiques

Les valeurs de P et T conduisent à un gradient géothermique de 15°C/km si $d=2.9 \text{ g/cm}^3$, ce qui correspond à un gradient de subduction [27]

référence	Age subduction (M années)	Age rétrogradation (M années)
27	340+- 10	295 +- 8 exhumation rapide
24	360 +- 4	345 +- 5

Table 4 : Détermination des âges à partir des isotopes de Sr et du rapport Rb/Sr et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

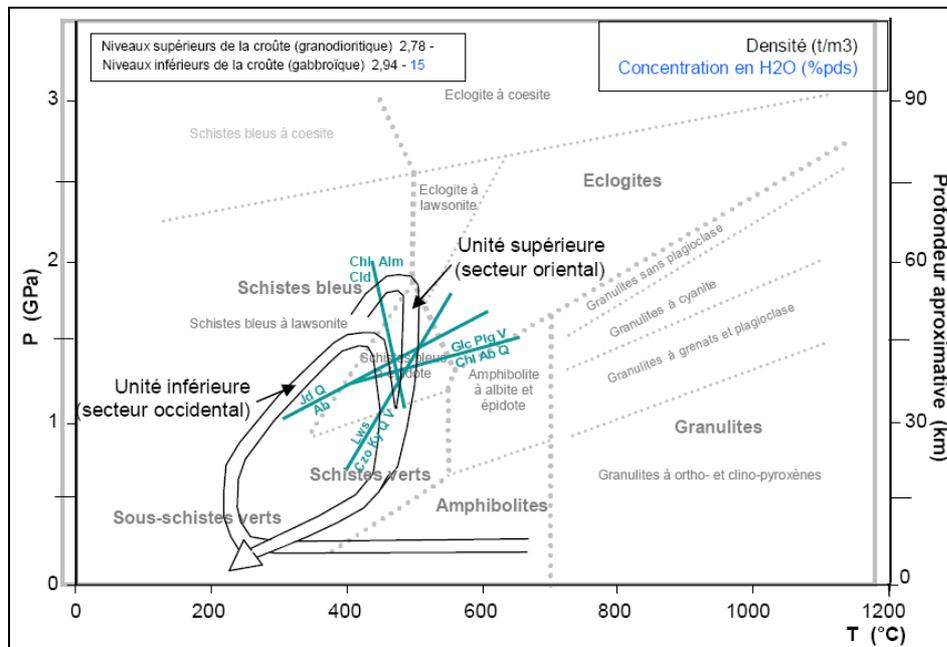


Figure 19 : diagramme PTt lors de la subduction puis de l'exhumation des roches de l'île de Groix (d'après V. Bosse)

Différenciation des trajets de l'unité supérieure (partie orientale de l'île) et de l'unité inférieure (partie occidentale de l'île)

4.2.3 Exhumation

Dans la chaîne hercynienne, les schistes bleus de l'île de Groix, partie émergée d'une vaste unité (60 x 10 km), font maintenant l'objet de deux modèles : *Schulz et al. [2001]*, et *Bosse et al. [2002]*.

4.2.3.1 Modèle de Schulz et al. : modèle à deux cycles successifs

Selon *Schulz et al. [2001]*, les roches de l'île de Groix enregistrent deux cycles tectonométamorphiques :

- Le premier voit le développement de paragenèses schistes bleus (premier enfouissement), auxquelles succèdent des paragenèses schistes verts (première exhumation).
- Le second est marqué par un développement de paragenèses dans le faciès des amphibolites (second enfouissement), puis leur rétro-morphose (seconde exhumation).

4.2.3.2 Modèle de Valérie Bosse et al : modèle monocyclique

Pour *Bosse et al. [2002]*, un seul cycle aurait existé avec un maximum d'enfouissement (15-20 kbar, environ 500°C) correspondant à des profondeurs de l'ordre de 45-60 km.

Les schistes bleus de l'île de Groix chevauchent les porphyroïdes (roches à gros cristaux dans une matrice à grains fins), qui préservent également des reliques de métamorphisme de relativement haute pression, à la transition entre les faciès des schistes verts et celui des schistes bleus [*Le Hébel et al., 2002*].

4.2.4 Processus tectoniques et discontinuités métamorphiques

Le métamorphisme des schistes bleus de l'île de Groix est spatialement zoné, ainsi que l'ont établi les études pionnières de Triboulet (1974) et Carpenter (1976). L'origine de cette zonation spatiale est cependant problématique, puisque les roches de plus haut grade reposent structurellement sur celles de plus bas grade (Quinquis, 1980).

A contrario des modèles qui postulent une continuité des variations P-T et une origine de l'inversion par plissement, *Bosse et al. [2002]* ont argumenté que

- (i) la zonation est discontinue,
- (ii) la discontinuité, parfois interprétée comme l'isograde d'apparition du grenat (Carpenter, 1976), est une zone de chevauchement ductile. De la sorte, c'est bien durant la convergence que les schistes bleus sont exhumés, et non durant un épisode d'extension (Shelley et Bossière, 1999).

L'isograde de formation des grenats défini par Carpenter (1976) a ainsi été réinterprété comme étant un enfoncement ductile actif pendant le processus d'exhumation, divisant l'île en deux, l'île occidentale constituée par l'unité tectonique inférieure, qui a subi des conditions PT de MP-MT, exemptes de grenats, et l'île orientale constituée par l'unité supérieure, qui a subi des conditions PT plus sévères, HP-MT et renfermant des grenats.

4.2.5 Enfouissement et exhumation

L'obtention de données géochronologiques fiables a souvent posé problème dans les roches métamorphiques de haute et ultra-haute pression, quelle que soit la méthode utilisée. Des avancées

significatives ont été obtenues en choisissant les cibles après étude pétrologique et surtout en couplant plusieurs systèmes isotopiques. Il en est ainsi dans la chaîne panafricaine (Mali) comme dans l'orogènes hercynienne (France) et celle des Qin-Ling (Chine).

L'âge de l'épisode de HP dans la chaîne hercynienne est classiquement considéré comme s'étalant entre 400 et 440 Ma, bien que quelques données plus jeunes (environ 380-360 Ma) aient également été obtenues. Dans le complexe de Champtoceaux [Bosse *et al.*, 2000], une analyse multiméthode a permis de montrer que :

- (i) les âges Sm-Nd des éclogites sont compatibles avec leur âge U-Pb sur zircon (environ 360 Ma)
- (ii) les âges Rb-Sr et Ar-Ar dans les roches non déformées postérieurement à l'épisode éclogitique sont plus anciens (environ 350 Ma) que ceux obtenus dans les roches déformées durant l'exhumation (environ 340 Ma).

Ces données montrent donc que :

- (i) l'exhumation des roches éclogitiques est rapide,
- (ii) qu'elle a lieu alors que la convergence se poursuivait.

Le rôle de l'extension, qui est souvent invoqué comme un mécanisme d'exhumation efficace, est donc réduit.

Dans les schistes bleus de Groix, les âges Rb-Sr et Ar-Ar [Bosse, 2000] sont, dans une même roche, identiques aux erreurs près, et légèrement plus anciens dans les roches où la paragenèse schiste bleu est préservée (360-370 Ma) que dans celles où la paragenèse schiste vert est dominante (350 Ma).

4.2.6 Bilan

Que nous apportent ces données sur les mécanismes de l'exhumation dans les zones de collision ? Deux cas doivent être distingués :

Le cas de la chaîne hercynienne ou de celle des Qin Ling est fort différent, puisque la collision y succède à une subduction, et le Moho est actuellement revenu à une position d'équilibre.

Au début des années 80, de nombreux modèles numériques ont été calculés pour expliquer les histoires de telles chaînes, modèles basés sur des prémisses que les travaux ultérieurs ont totalement invalidés (remontée lente, contrôlée par une érosion lente, de l'ordre du mm/an). La vitesse d'exhumation est toujours au moins d'un ordre de grandeur supérieur [Bosse *et al.*, 2000 ; Bosse, 2001 ; Jahn *et al.*, 2001].

Qui plus est, il s'avère aujourd'hui que, contrairement à un modèle qui émergea à la fin des années 80 et put paraître s'imposer dans la décennie 90, l'essentiel de l'exhumation n'est pas contrôlée par l'amincissement post-orogénique, mais a bien lieu durant la convergence [Bosse *et al.*, 2000 et 2002], s'accompagnant de chevauchements post-éclogitiques induisant un métamorphisme inverse [Schulz *et al.*, 2001].

Pour autant, la raison majeure de ce comportement mécanique reste encore largement incomprise.

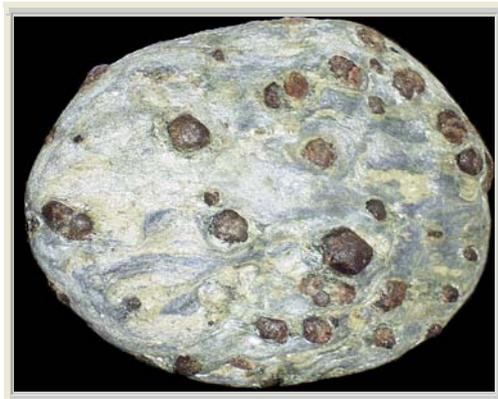


Figure 20 : Sud armorique : Grenats dans glaucophane faciès des schistes bleus – Ile de Groix (dimensions des grenats 3-5 mm)

4.3 Région nantaise

Les environs proches de Nantes comportent deux zones de complexes de roches de haute pression : Champtoceaux et les Essarts.

Toutefois, ces complexes sont très différents et donc a fortiori très intéressants car si le premier est probablement la relique de la subduction d'une croûte océanique, le second en revanche, est dû à la subduction de l'Armorique continentale.

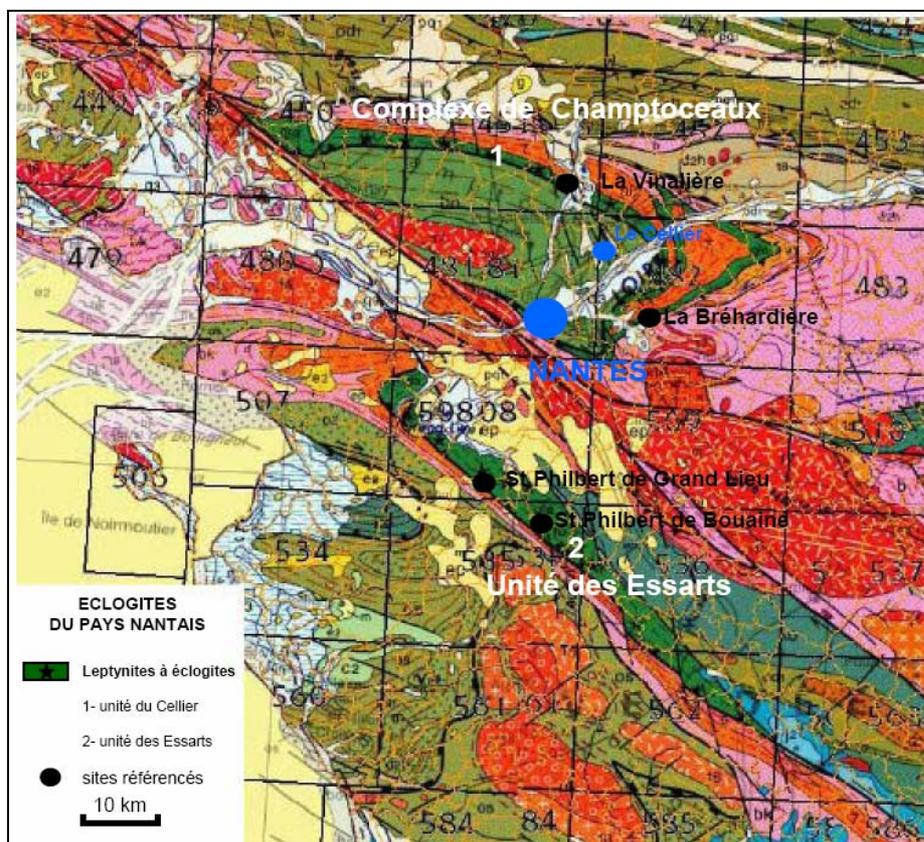


Figure 21 : Eclogites : Carte géologiques de la région nantaise - Localisation des éclogites et des sites référencés dans l'article

4.4 Complexe de Champtoceaux – éclogite de subduction continentale

Sortie animée par Michel Ballèvre, Université de Rennes 1, Texte et photos des arrêts : Jean Plaine pour la Société géologique et minéralogique de Bretagne [20]

4.4.1 Géomorphologie

Le complexe métamorphique de Champtoceaux est une vaste structure d'échelle crustale en forme de "nappe", située en domaine sud-armoricain. Il est limité au nord par la faille de Nort-sur-Erdre et au sud par la branche méridionale du cisaillement sud-armoricain (CSA).

Il apparaît comme une vaste antiforme de direction Est-Ouest, à fort plongement Est. Ce pli est probablement contemporain du mouvement dextre le long du Cisaillement sud-armoricain et de l'intrusion du granite varisque de Vigneux; il s'est donc développé durant le Carbonifère supérieur, autour de 310 millions d'années.

Dans ce pli on reconnaît deux grands ensembles métamorphiques superposés qui, de la base au sommet, sont:

- **L'Unité para-autochtone de Mauves**
séquence monotone de métagreywackes d'âge inconnu (Protérozoïque supérieur ?).

- **Le Complexe de Champtoceaux**
proprement dit qui chevauche l'unité de Mauves. Il consiste en plusieurs unités empilées les unes sur les autres que l'on distingue essentiellement selon la lithologie et le degré de métamorphisme. Les chevauchements qui limitent ces unités ayant un comportement ductile et les roches ayant généralement une fabrique mylonitique, ce sont les discontinuités lithologiques et (ou) métamorphiques qui permettent de dessiner ces chevauchements.

En conséquence 2 sous-unités principales sont reconnues:

- **l'allochtone inférieur** formé de:
 - L'unité du Cellier, constituée de gneiss leucocrates à lentilles d'éclogites surmontés de micaschistes.
 - L'unité de Saint-Mars, constituée de gneiss leucocrates très déformés (orthogneiss).

- **l'allochtone moyen** formé de:
 - L'unité de Champtoceaux, constituée d'orthogneiss migmatitiques avec quelques reliques d'éclogites.
 - L'unité de Drain, constituée de gabbros déformés et de quelques péridotites.
 - L'unité du Hâvre, constituée de métavolcanites et de métasédiments.

- **l'allochtone supérieur** formé de sédiments et de roches volcaniques moyennement à fortement déformés: c'est l'Unité des Mauges.

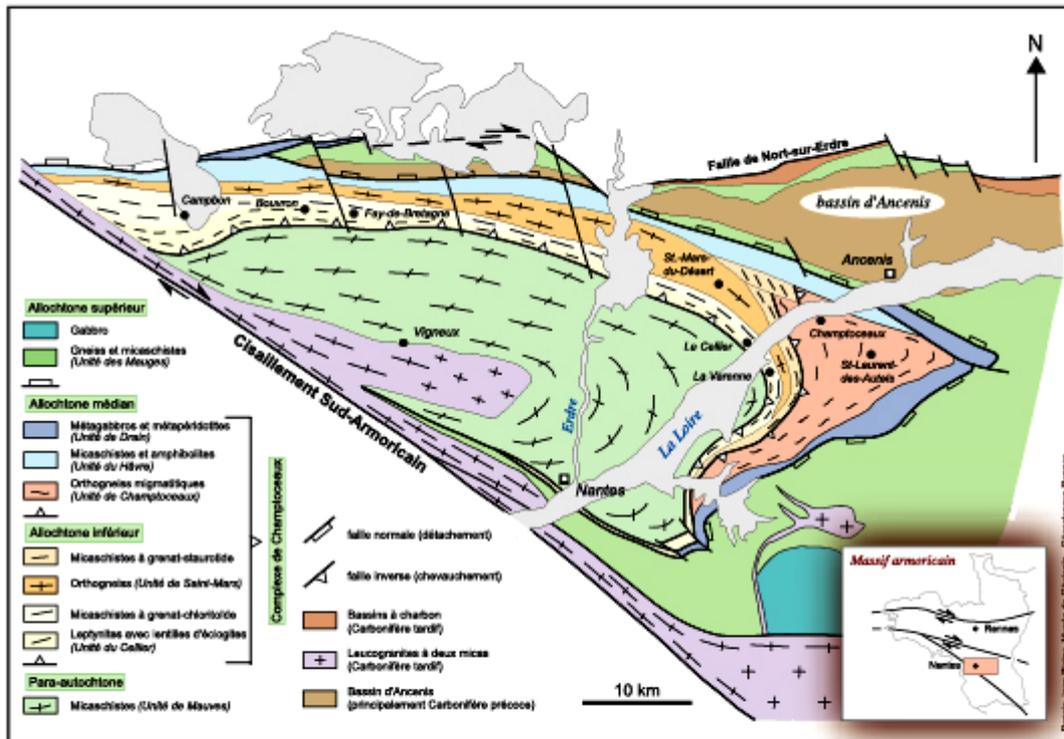


Figure 22 : Champtoceaux : Carte géologique simplifiée du Complexe de Champtoceaux (d'après Bosse et al., 2000)

Au nord-est du complexe, le Bassin d'Ancenis, est en contact faillé avec les unités métamorphiques empilées; il est essentiellement rempli d'argilites et de grès peu déformés, simplement disposés en blocs basculés, recoupés de corps microgranitiques, rhyolitiques et leucogranitiques. La faune et la flore y suggèrent un environnement continental et un âge Carbonifère précoce.

4.4.2 Parcours et les différents arrêts

Depuis la Nationale 23 Nantes-Ancenis rejoindre le village de Mauves-sur-Loire. Traverser ce dernier et aller vers le sud Loire par la D 31 en direction de La Chapelle-Basse-Mer.

Franchir le fleuve par le pont de Mauves et au stop suivant aller à gauche vers Champtoceaux. La route (D 751) suit la levée de la Loire, rejoint la D7 que l'on prend à gauche toujours vers Champtoceaux. Peu après, juste avant de franchir la Divatte, à la limite entre Loire-Atlantique et Maine-et-Loire, stationner à droite au niveau du chemin d'entrée de la carrière de la Bréhardière (accès soumis à autorisation).

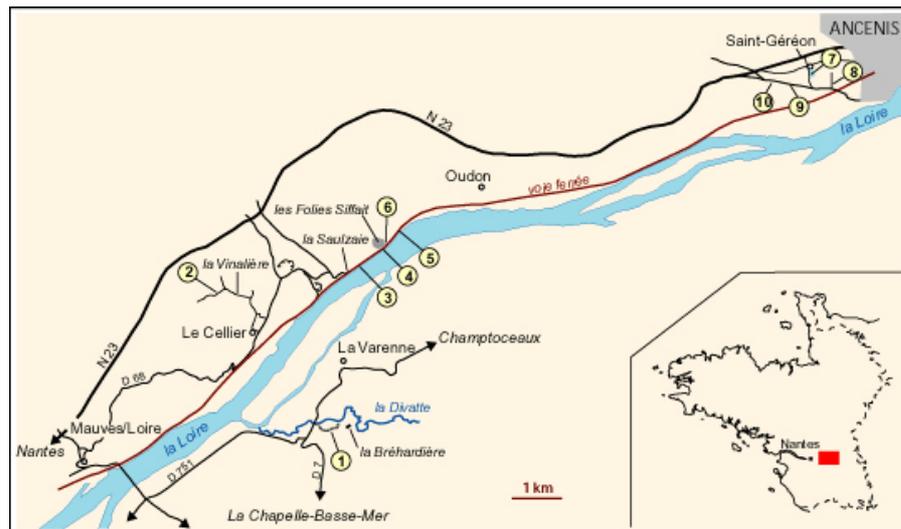


Figure 23 : Champtoceaux : Carte du parcours avec emplacement des différents arrêts

Arrêt 1 : Leptynites, éclogites et micaschistes de la Bréhardière

En bordure de la Divatte, la carrière de la Bréhardière (ou de la Varenne), partiellement exploitée, entame les roches métamorphiques de l'unité du Cellier et de l'unité de Mauves.

Dans la partie Est de cette carrière, malheureusement très largement comblée, apparaissent encore aujourd'hui des roches claires, grisâtres, fortement déformées, à débit planaire régulier (foliation). Ce sont des gneiss à grain fin qui sont constitués de quartz, feldspath et micas blancs (phengite en particulier). Ces gneiss leucocrates peuvent être qualifiés de **leptynites**.

Leur caractère orthodérivé, c'est à dire issus de roches magmatiques, se reconnaît dans la présence "d'yeux centimétriques" de feldspath potassique. Ils pourraient dériver de granites ou de laves rhyolitiques parfois porphyriques ce que confirme leur composition chimique.

L'âge du ou des protolites magmatiques de ces orthogneiss n'est pas connu mais un granite métamorphique reconnu dans la région de Saint-Mars-du-Désert a été daté à 485 Ma et d'autres orthogneiss (Le Cellier, la Picherais) autour de 480 Ma; un âge entre 480 et 490 Ma, soit Ordovicien inférieur, peut donc être proposé pour la mise en place de ces magmatismes acides.

Ces leptynites sont la plupart du temps accompagnées de niveaux amphibolitiques, association fréquente dans certains domaines métamorphiques, ce qui explique leur appellation classique de groupe leptyno-amphibolique (GLA) que l'on peut trouver sur certaines cartes géologiques.

Dans la partie la plus lointaine de la carrière, les leptynites renferment des lentilles de faibles dimensions (de l'ordre du mètre) qui ne montrent généralement pas de foliation interne mais sont étroitement moulées par la foliation des gneiss. Quelques fractures y sont remplies d'albite.



Figure 24 : Champtoceaux : face est de la la carrière de la Bréhardière (ou de la Varenne) présentant des lentilles d'éclogite

Ces "boudins de roches métamorphiques", souvent altérés, montrent une paragenèse d'éclogite, étant constitués d'un pyroxène sodique (omphacite) qui est un mélange jadéite-diopside, de grenat rose de très petite taille, de glaucophane et de phengite (mica).

Cette association de minéraux métamorphiques caractérise le faciès des éclogites, les conditions pression-température étant de l'ordre de 15-20 kbar et 550-600°C, ce qui explique la présence du pyroxène sodique apparu selon la réaction classique albite à jadéite + quartz. Elle explique aussi la densité et la grande dureté de la roche. Si on retrace les chemins P-T-t on constate que ces roches se sont mises en place à 45 km de profondeur et ont subi leur métamorphisme à 30 km.

La phengite, témoin du métamorphisme haute-pression, est essentiellement incluse dans le grenat. La présence de la glaucophane correspond aux premiers stades de la rétro-morphose.

Il faut souligner que ces roches de faciès éclogite ont depuis longtemps attiré l'attention des minéralogistes parmi lesquels Alfred Lacroix (en 1891) est le plus célèbre.

Ces éclogites peuvent dériver soit de basaltes, soit de dolérites, soit encore de gabbros; la géochimie n'apporte pas de réponse significative et seule la texture, observable en lame-mince, peut renseigner; elle se révèle microgrenue doléritique. Ces roches éclogitiques dérivent donc de *filons doléritiques* qui ont été ensuite étirés et boudinés dans la déformation.

La coexistence de ces deux types de roches correspond à un magmatisme bimodal (acide-basique) dans lequel les roches basiques filoniennes sont forcément plus jeunes que les roches acides qu'elles recoupent. Ce magmatisme répond ici à la fusion d'une croûte continentale et en conséquence **les éclogites de Champtoceaux ne correspondent en aucun cas aux reliques d'une croûte océanique.**

Du point de vue paléogéographique, il est admis que durant le Paléozoïque le Massif armoricain a évolué en bordure nord du supercontinent Gondwana et à l'Ordovicien des phénomènes extensifs ont conduit à la formation de fossés d'effondrement (rifts) qui ont permis la remontée de ces magmas alcalins dans une croûte amincie.

Des zircons extraits de l'éclogite ont fourni un âge Uranium-Plomb à la limite Dévonien-Carbonifère qui est interprété comme celui de leur croissance. Cet âge, confirmé par ailleurs autour de 360 Ma à partir d'analyses Samarium-Néodyme plus récentes sur cette même éclogite, est donné comme l'âge de l'événement de haute-pression dans l'unité du Cellier.

Cet âge se révèle beaucoup plus jeune que celui proposé pour l'événement haute-pression reconnu dans d'autres unités du Massif armoricain. Ceci laisse ouverte la possibilité de son non synchronisme à l'échelle du massif soit dans un stade de convergence continue soit lors de plusieurs épisodes de subduction-collision.

Manifestement, les roches très métamorphiques de l'unité du Cellier chevauchent ici les roches beaucoup moins métamorphiques de l'unité de Mauves. Il s'agit en fait de l'un des chevauchements majeurs reconnus

dans le complexe métamorphique de Champtoceaux, la carrière pratiquement toute entière étant ce vaste chevauchement.

En résumé, cette carrière montre que le chevauchement de la nappe de Champtoceaux sur l'unité de Mauves :

- 1- est postérieur à l'épisode écolitique.
- 2- qu'il s'accompagne d'une déformation ductile dans les deux unités.
- 3- que la déformation ductile, effectuée dans le faciès des amphibolites à albite et épidote (8-10 kbar, 500-550°C) et commune aux deux unités, traduit une "accordance" des conditions du métamorphisme.

Refaire le chemin inverse vers Mauves-sur-Loire. Dans cette localité, prendre à droite la D 68 vers Le Cellier. Dans ce village monter sur la gauche vers l'église, la contourner par la droite et poursuivre au nord. Atteindre un rond-point et aller à gauche vers la Vinalière. Dans ce hameau nouvellement loti prendre à gauche une petite route fortement pentue qui mène à la Ferrière. Après 200 mètres environ, stationner sur la droite au niveau d'une vigne.

Arrêt 2 : L'écoligite de la Vinalière

Les écoligites du Cellier se retrouvent dans les vignes et les prés à proximité de la Vinalière. Ce sont des roches très dures, qui se débitent cependant en plaques selon des fractures tardives. De couleur vert-clair à rose, elles montrent un grain fin. Quelques amphiboles noires sont parfois visibles.



Figure 25 : Champtoceaux : écoligites de la vinalière : affleurements présents essentiellement dans les champs

Dans ces écoligites, à rétro-morphose généralisée, le grenat présente des zones de croissance ce qui prouve qu'il n'a pas bougé. Ces roches peuvent correspondre à des dolérites.

Descendre vers la vallée où affleurent sur le côté droit de la route des micaschistes puis remonter vers la Ferrière et faire demi-tour dès que possible pour revenir à Le Cellier. Dans le village prendre à gauche la D 68. Au niveau d'un calvaire prendre à droite la direction de la cale de Clermont et de la Saulzaie

Dépasser l'ancienne carrière de la Savariais, actuellement site contrôlé pour déchets, qui expose l'unité de Saint-Mars-du-Désert, puis obliquer sur la gauche en direction de la Saulzaie. La route traverse Vandel et

rejoint une petite route qui descend à droite vers la Saulzaie où il est possible de stationner juste avant la ligne de chemin de fer.

Passer sous la ligne de chemin de fer et partir par le chemin qui se dirige vers l'Est (chemin de grande et petite randonnée).

Arrêts 3-4-5 : Micaschistes, amphibolites et gneiss migmatitiques du bord de Loire

Le chemin qui suit la Loire permet une coupe du contact entre les deux ensembles majeurs du complexe de Champtoceaux, à savoir l'unité de Mauves et l'unité de Champtoceaux. Pratiquement au départ du chemin, alors que la voie ferrée passe sous un tunnel, affleurent (arrêt 3) des *micaschistes* à grenat et biotite dont la foliation pend d'environ 60° vers le nord-est et porte une linéation subhorizontale. Au microscope on remarque que le grenat englobe du chloritoïde, tandis que dans la matrice apparaît la staurotide.

Le grenat a gardé le souvenir de l'état de la roche avant l'augmentation de l'intensité du métamorphisme et la matrice l'augmentation de température pendant la croissance du grenat.

A environ 500 mètres en amont, le chemin mène au pied des ruines de constructions en terrasse qui datent du 19ème siècle. Ce sont les "Folies Siffait. Ces murs ont été bâtis sur une barre massive d'*amphibolites* de couleur sombre (arrêt 4), connues sous le nom de *Niveau des Folies Siffait*; aisément reconnaissables, on les retrouve, entre autres, à Oudon où elles sont très bien exposées.



Figure 26 : Champtoceaux : Micaschistes, amphibolites et gneiss migmatitiques du bord de Loire

Ces roches métamorphiques sont constituées d'amphibole noire (hornblende), de feldspath plagioclase (oligoclase) et parfois de grenat. La fabrique planaire des amphiboles traduit une déformation intense que soulignent de petits plis isoclinaux dans des niveaux centimétriques à épидote (jaune-verdâtre). Quelques rares niveaux à grenat sont identifiables. Ces amphibolites peuvent dériver soit de gabbros à grain fin, soit de basaltes.

Poursuivant le chemin toujours vers l'est, juste après un auvent protégeant la voie ferrée des chutes de pierres, s'observent (arrêt 5) des gneiss fortement déformés (fabrique planaire) qui sont riches en veines de couleur claire; ces veines à composition granitique, que l'on appelle leucosomes, prouvent que la roche a été partiellement fondue.



Figure 27 : Champtoceaux : gneiss migmatitiques du bord de Loire

Nous sommes en face de *gneiss migmatitiques*, les gneiss de Champtoceaux.

Par rapport aux roches précédemment observées tout indique que le degré de métamorphisme a encore augmenté alors que si on se fie à l'allure de la foliation nous sommes ici dans les niveaux les moins profonds de la "pile sédimentaire". La température enregistrée par la roche est ici de l'ordre de 700°C alors que pour les paragenèses à staurotide précédemment reconnues elle est de 600°C.

Il y a donc contradiction puisque les roches les plus chaudes se trouvent au dessus des roches les plus froides. Il y a donc un **gradient inverse du métamorphisme**.

Cette disposition peut s'expliquer soit par l'existence d'un vaste pli soit par un chevauchement du "chaud sur le froid" qui aurait agi à la manière d'un "fer à repasser".

Les migmatites sont clairement post-éclogitiques.

Toujours à pied, revenir vers la Saulzaie, et à l'approche des Folies Siffait, passer sous la voie ferrée pour rejoindre un affleurement au pied d'une tourelle.

Arrêt 6 : La serpentinite des Folies Siffait

Il s'agit d'une petite extraction de roches qui a été fort heureusement dégagée lors de la mise en valeur des Folies Siffait; autrement elle serait passée inaperçue.

La roche, de couleur sombre, est intensément schistifiée, les plans de foliation montrant le développement de talc et de chlorite. C'est une *péridotite serpentinisée*, l'altération s'étant faite aux dépens de l'olivine dont la forme des cristaux se reconnaît dans la serpentine. Une telle roche peut représenter soit un fragment du manteau soit un cumulat d'olivine à la base d'un gabbro.

En réalité, ici, toutes les observations montrent qu'il s'agit d'une intrusion gabbroïque.

Cette intrusion se place au contact entre les gneiss de Champtoceaux très déformés, visibles à proximité mais dont le caractère migmatique est préservé plus à l'est (cf. arrêt 5), et les amphibolites situées à l'ouest (cf. arrêt 4).



Figure 28 : Champtoceaux : unité migmatitique à anatexie

Nous sommes là au **contact majeur** entre une unité migmatitique ayant subi une fusion partielle à des températures de l'ordre de 700°C, et une unité dans laquelle les paragenèses à staurotide indiquent une température de l'ordre de 600°C.

L'unité migmatitique chevauche une unité beaucoup moins métamorphique.

Ce chevauchement, le deuxième observé après celui de la carrière de la Bréhardière, est parfois nommé avec humour et toutes proportions gardées, MCT (Main Champtoceaux Thrust) par analogie avec le MCT (Main Central Thrust) himalayen.

Quel est l'âge de ce chevauchement ?

Ce chevauchement est caractérisé par un âge post écolgitique et post migmatisation, une intense déformation ductile dans les conditions du faciès amphibolite et par un rééquilibrage thermique entre les deux unités qui aboutit à un métamorphisme inverse. Son âge réel peut être calculé sur les micas qui donnent 340 Ma, donc Carbonifère inférieur.

4.4.3 Histoire géologique des écolgites

A/ Les données Samarium-Néodyme et Uranium-Plomb obtenues sur les roches de faciès écolgitique de l'Unité du Cellier fournissent un âge autour de 360 Ma pour l'événement haute pression survenu lors d'un stade de convergence ou bien lors de plusieurs épisodes de subduction-collision en relation avec l'accrétion et le raccourcissement de bassins arrière-arcs et des arcs eux-mêmes.

B/ Les âges Argon-Argon et les données Rubidium-Strontium contraignent l'histoire du refroidissement qui se produit autour de 330-340 Ma.

C/ L'exhumation des roches haute-pression intervient peu de temps après la subduction, au moment même du remplissage sédimentaire du bassin d'Ancenis proche. Ceci est en faveur d'un modèle "d'extrusion" du Complexe de Champtoceaux au même moment par déplacements simultanés le long de zones de cisaillement et de failles normales au Carbonifère précoce.

L'exhumation du Complexe de Champtoceaux intervient de fait dans un site géodynamique orogénique précoce de syn-convergence.

Des déplacements en cisaillement le long du Cisaillement sud-armoricain et des failles associées comme la faille de Nort/Erdre au Carbonifère terminal, reprennent toutes les structures antérieures, mais ne contribuent pas significativement à l'exhumation du Complexe de Champtoceaux.

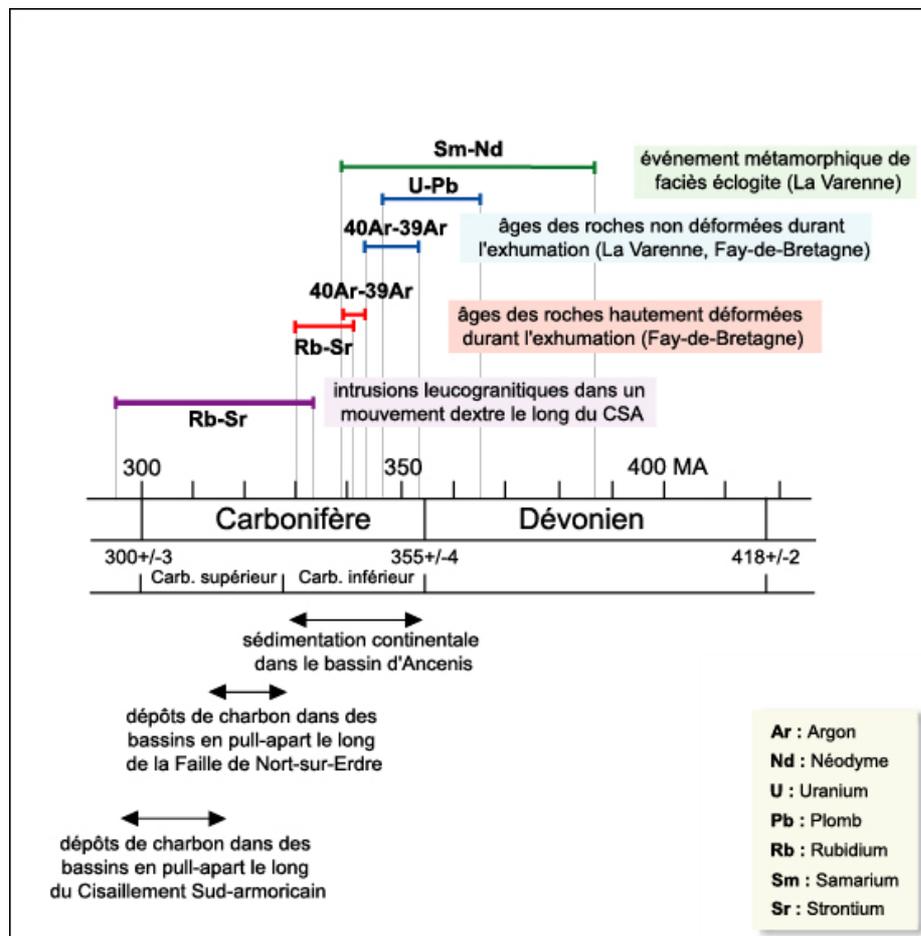


Figure 29 : Champtoceaux : Tableau des contraintes géochronologiques de l'évolution tectonique du Complexe de Champtoceaux (d'après Bosse et al., 2000)

La succession des événements tectoniques peut ainsi se décliner :

- 1- Déformation ductile principale ayant entraîné l'apparition de la foliation; cette déformation est associée au chevauchement du complexe de Champtoceaux sur le para-autochtone (unité de Mauves).
- 2- Déformation ductile associée à l'exhumation du complexe de Champtoceaux pour ce qui est de l'unité des Mauves
- 3- Plissement des structures antérieures selon un axe est-ouest à plongement vers l'est.

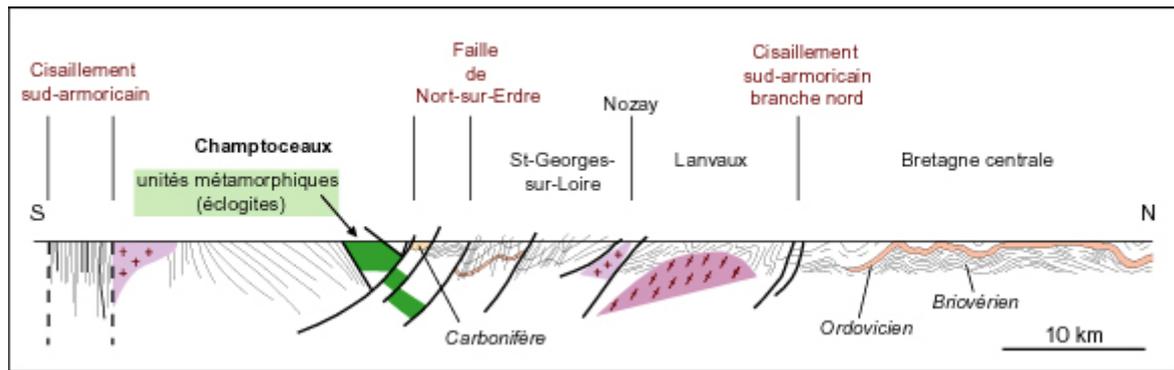


Figure 30 : champtoceaux : Section dans le Complexe de Champtoceaux et les régions sud de Bretagne orientale (d'après Gumiaux et al., 2004)

4.5 Unité des Essarts

Sortie animée par Gaston Godard, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, grand spécialiste des écoligites de la région, en 2006. Je regrette de ne pas avoir assisté à cette sortie, mais bon, il y a encore de l'espoir pour une prochaine fois.

Texte et photos des arrêts : Jean Plaine, pour la Société géologique et minéralogique de Bretagne [19]

4.5.1 Géomorphologie

Trois ensembles lithostructuraux sont classiquement distingués en Vendée :

- le complexe des Essarts-Mervent individualisé dans des formations métamorphiques disposées en lames verticales.
- les unités nord-vendéennes au nord-est qui comprennent l'unité de Chantonay, l'unité de Montaigu, le Haut-Bocage.
- les unités sud-vendéennes au sud-ouest qui regroupent le Bas Bocage et la Vendée littorale.

Ces différentes unités sont limitées par des zones de fractures d'ampleur crustale, de direction NW-SE, que l'on peut rapporter à des structures satellites du cisaillement sud-armoricain.

C'est au sein du complexe des Essarts-Mervent qu'entre Loire-Atlantique et Vendée, l'unité haute-pression des Essarts apparaît encadrée par le sillon houiller de Vendée au nord-est et par la ligne tectonique Sainte-Pazanne-Mervent au sud-ouest.

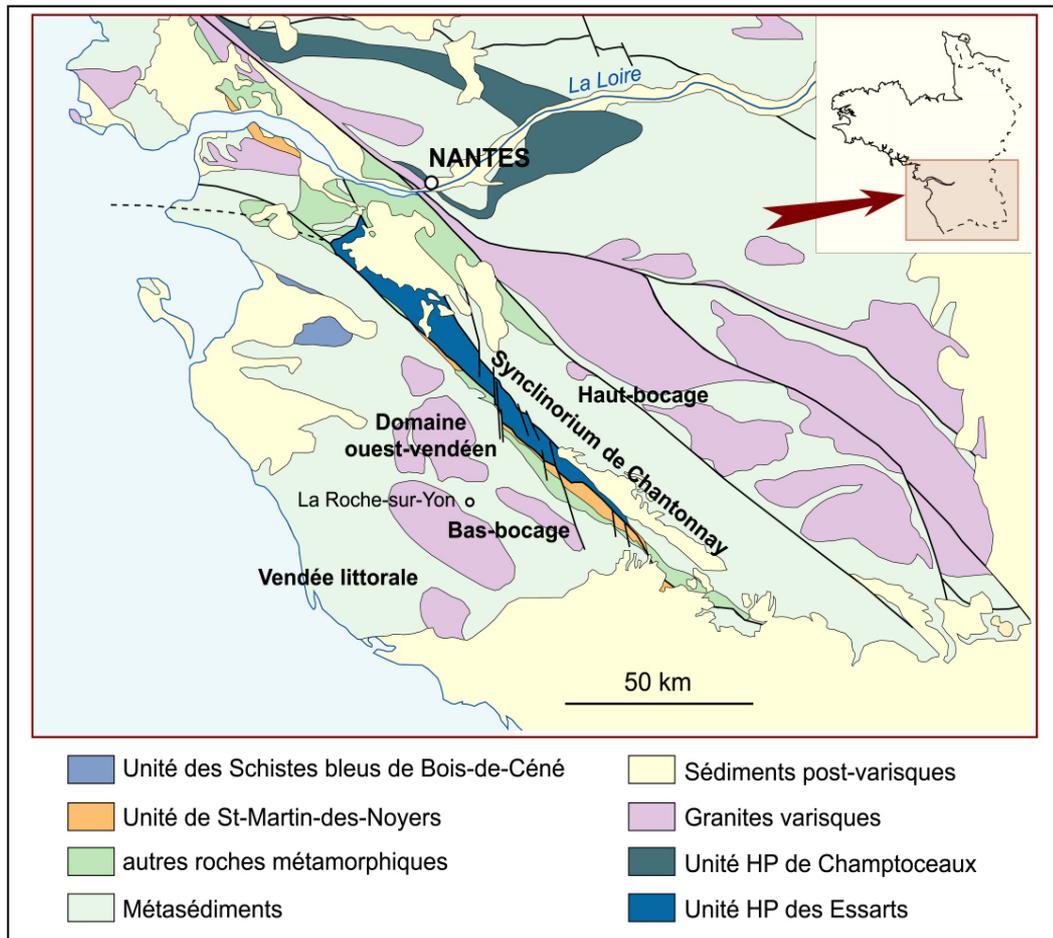


Figure 31 : Essarts : Carte géologique simplifiée du massif vendéen

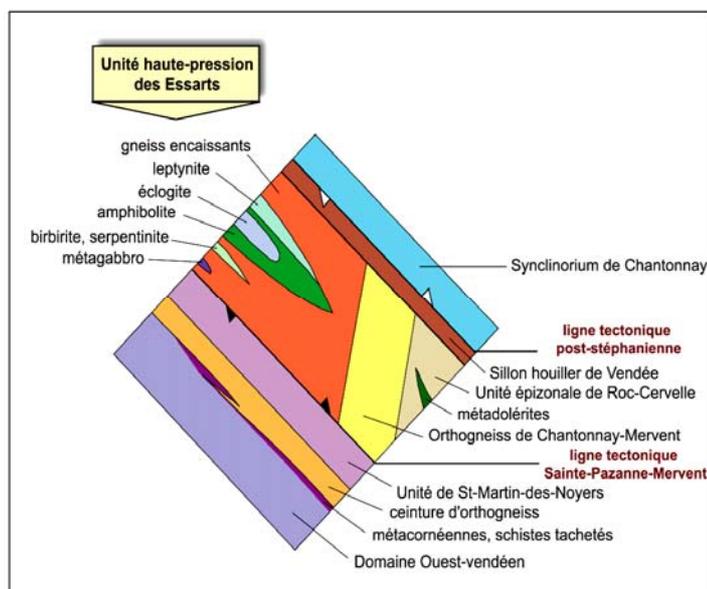


Figure 32 : Essarts : Carte synthétique de l'Unité des Essarts (d'après Godard)

Ces deux failles délimitent un couloir de près de 150 kilomètres de long pour quelques kilomètres de large qui comprend 3 unités métamorphiques distinctes : (1) l'unité à écoligites des Essarts, (2) l'orthogneiss de Chantonnay-Mervent, (3) l'unité épizonale de Roc-Cervelle.

Les écoligites de l'unité haute-pression des Essarts et les roches associées forment des lentilles de plusieurs kilomètres de long qui sont pincées et faiblement boudinées au sein des gneiss environnants. Ce sont ces roches qui ont retenu notre intérêt lors de cette sortie.

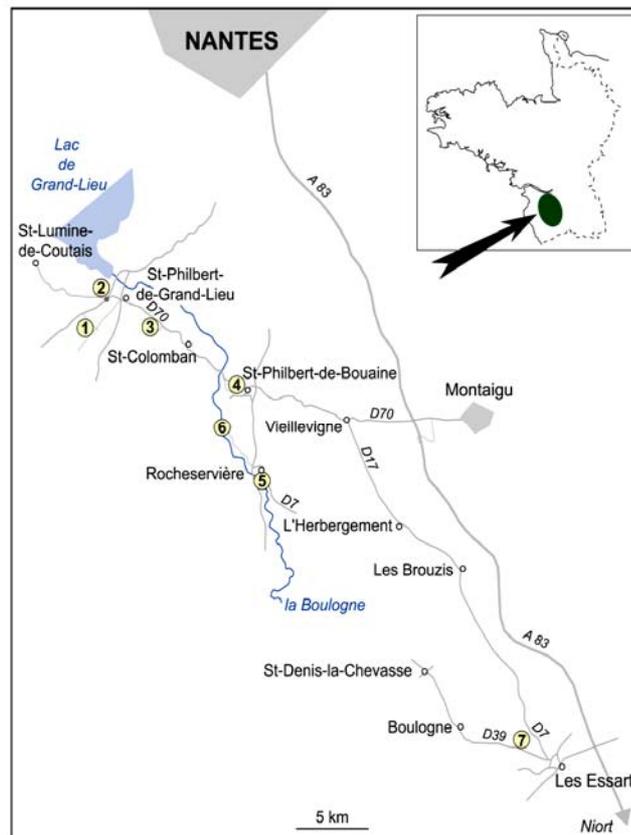


Figure 33 : sud armorique : Le circuit et les différents arrêts

4.5.2 Parcours et les différents arrêts

Depuis l'église de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu prendre au sud-ouest la direction de Touvois (D65) puis, toujours dans la ville, à droite la direction de la Marne via le Breuil. Après environ 1500 mètres, on atteint un château d'eau installé à un carrefour. Stationner en bordure de la route qui part à droite.

Arrêt n°1- Château d'eau (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)

De ce point élevé et carte géologique à l'appui, il est possible de faire une lecture du paysage et de comprendre comment les diverses unités géologiques se marquent dans la topographie.

L'unité de haute pression des Essarts (Unité H-P) dans laquelle se rencontrent les écoligites est délimitée par deux grandes failles tardihercyniennes.

Elle se reconnaît aux reliefs qu'elle forme dans la topographie (Corcoué-sur-Logne, Rocheservière). Ces reliefs ont été réactivés récemment comme en témoignent les grabens remplis de sédiments tertiaires parmi lesquels se trouve le gisement fossilifère de la Marnière qui est redonien (Plio-pléistocène).

Elle est bordée au sud par l'unité métavolcanique de Saint-Martin-des-Noyers à bimodalité volcanique basique (amphibolites) et acide (rhyolites à dacites) qui n'a pas subi le métamorphisme écoligite, tandis qu'au nord, elle s'appuie sur le sillon houiller de Vendée.

En cet endroit, la zone écoligite, large de 5 à 6 kilomètres, est masquée au nord-ouest par les sédiments récents du Lac de Grand-Lieu.

Continuer au nord-ouest la petite route jusqu'à la D 117. Prendre à droite vers Saint-Philbert-de-Grandlieu et, au rond-point suivant, prendre à gauche la D61 vers Saint-Lumine-de-Coutais.

Après 250 mètres stationner à droite au niveau de la Piltière.

Arrêt n°2- Manoir de la Piltière (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)

Si la reconnaissance des écoligites de Vendée et de Loire-Atlantique est le fait de Rivière et de Dubuisson dans les années 1830, la première description pétrographique des écoligites armoricaines est due à Alfred Lacroix (1891, 1893, 1913) et à Charles Baret (1882, 1898, 1900).

C'est d'ailleurs ce dernier, pharmacien nantais féru de pétrographie et de minéralogie, qui a découvert en 1900 ce remarquable gisement.

En cet endroit, connu sous le nom de la Compointrie (ou Compointerie), hameau situé à 800 mètres plus à l'ouest, les écoligites sont remarquables. De ce fait, elles figurent dans de nombreuses collections soit brutes soit polies. Ces roches, dont l'étude approfondie a été effectuée en 1920-21 par Yvonne Brière, sont encore aujourd'hui heureusement visibles parmi les rocailles du manoir de la Piltière et dans les moellons des montants du portail et des murs du logis.

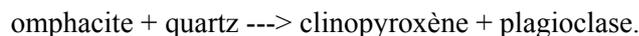
La propriétaire des lieux nous en a présenté avec fierté un échantillon poli taillé en forme d'obélisque.

Ces écoligites sont des roches grenues essentiellement constituées d'omphacite (pyroxène) qui leur donne une couleur générale vert-clair très caractéristique, accompagnée de disthène bleu à blanchâtre et surtout de nombreux grenats roses de taille centimétrique. La matrice contient également de la zoïsite et de la hornblende magnésienne.

Elles offrent d'intéressantes structures de rétro-morphose, pour certaines bien visibles à l'oeil nu. Le grenat est systématiquement entouré d'une couronne sombre constituée d'amphibole secondaire développée à l'interface avec l'omphacite ; c'est une structure kélyphitique. Le disthène peut être partiellement remplacé ou bien montrer une couronne à micas (preiswerkite et margarite), selon la réaction



En lame-mince, l'omphacite paraît souvent décomposée en une symplectite à clinopyroxène et oligoclase, selon la réaction



NOTA

La preiswerkite et la margarite sodique sont des micas peu usuels, très rares dans la nature. Ils ont été observés tous les deux ensembles dans deux gisements à écoligites : la Compointrie en France et Liset en Norvège. Ils correspondent à des produits de rétro-morphose dans des couronnes ou des symplectites

autour du disthène. La rareté de ces deux micas n'est pas liée à des conditions de pression et température peu courantes ou extrêmes.

Elle semble plutôt correspondre à des compositions chimiques inhabituelles, apparaissant dans des systèmes saturés en eau, pauvres en silice, riches en sodium et aluminium, surtout, sinon exclusivement, pour des conditions de pression et température du faciès schistes verts ou du faciès amphibolite.

Ces écoligites sont issues du métamorphisme de protolithes gabbroïques qui appartiennent à une suite tholéiitique (relative à une roche basaltique riche en silice). Ce sont plus précisément des leucogabbros troctolitiques qui ont des caractéristiques de cumulats.

Ils pourraient représenter les fragments d'une vieille croûte océanique métamorphisée.

Des écoligites identiques sont connues à Saint-Denis-la-Chevasse (Fig.3) dans une carrière abandonnée et des blocs erratiques sont observables dans quelques autres gisements.



Figure 34 : sud armorique : A signaler que dans le hameau de la Compointerie, une petite rue dénommée Chemin de l'Éclogite renvoie à l'existence de cette roche dans le sous-sol. C'est aussi le point de départ d'un circuit de randonnée appelé "circuit de l'Éclogite".

Poursuivre sur la D61 jusqu'au hameau de la Compointerie pour faire demi-tour et revenir vers Saint-Philbert-de-Grand-Lieu.

Passer devant l'église et prendre la direction de Saint-Colomban et Saint-Philbert-de-Bouaine par la D70. Après environ 3 kilomètres, prendre à droite une petite route qui mène à Malville et à une déchetterie. Après quelques centaines de mètres, en haut de butte, stationner à droite au niveau d'un chemin qui part dans les vignes.

Arrêt n°3- Malville (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)

Les vignes au nord-ouest de Saint-Colomban permettent de collecter, sous forme de blocs épars, des roches plutôt rares dans le Massif armoricain. Ce sont des péridotites totalement serpentinisées et silicifiées, transformées de ce fait en roches nommées **birbirites**.

Les birbirites sont des roches quartzitiques, brunes, plus ou moins riches en fer, dénommées ainsi par Duparc en 1927. Leur nom dérive de la rivière Birbir en Ethiopie. Elles résultent de l'altération météorique, de l'hydratation, de serpentinites ou de péridotites.

Lors de l'altération, la serpentine est déstabilisée, perdant ses oxydes et ses hydroxydes de magnésium ; il ne reste que la silice et le fer qui mènent à la silicification.

Elle est caractérisée par des textures microcristallines dans lesquelles de la calcédoine et de petits cristaux de quartz apparaissent le long de masses colloïdales de limonite.

Dans les birbirites de Saint-Colomban, le protolithe ultramafique (péridotite à grenat) peut être reconnu dans de rares minéraux reliques (serpentine, anthophyllite, pyrope) tandis que la serpentinitisation se lit dans une structure en “ peau de serpent ” résultant de la pseudomorphose de grains d’olivine.

L’altération se serait produite au Paléogène (Eocène), période d’intense altération météorique en Vendée, alors que les roches ultramafiques se trouvaient sous climat tropical et proches de la surface d’érosion yprésienne. On sait qu’à cette époque, les roches ont été affectées sur une épaisseur de plus de 10 mètres. C’est le cas pour les écoligites, les amphibolites et surtout les gneiss.

Revenir vers la D70 et aller à droite vers Saint-Colomban. Dépasser cette localité et poursuivre vers Saint-Philbert-de-Bouaine. 400 mètres après avoir franchi la Boulogne et être entré en Vendée, aller à droite vers la Gerbaudière.

Arrêt n°4- Carrière de la Gerbaudière (Saint-Philbert-de-Bouaine)

La carrière de la Gerbaudière, ouverte à proximité de Saint-Philbert-de-Bouaine, s’étend sur environ 30 hectares. Il s’agit d’un très grand boudin d’écoligites, l’un des plus grands gisements au monde, long de plusieurs kilomètres, que l’exploitation a largement mis au jour.

La carrière est allongée parallèlement à la lentille d’écoligite. On y extrait des roches massives pour granulat et accessoirement pour enrochement.

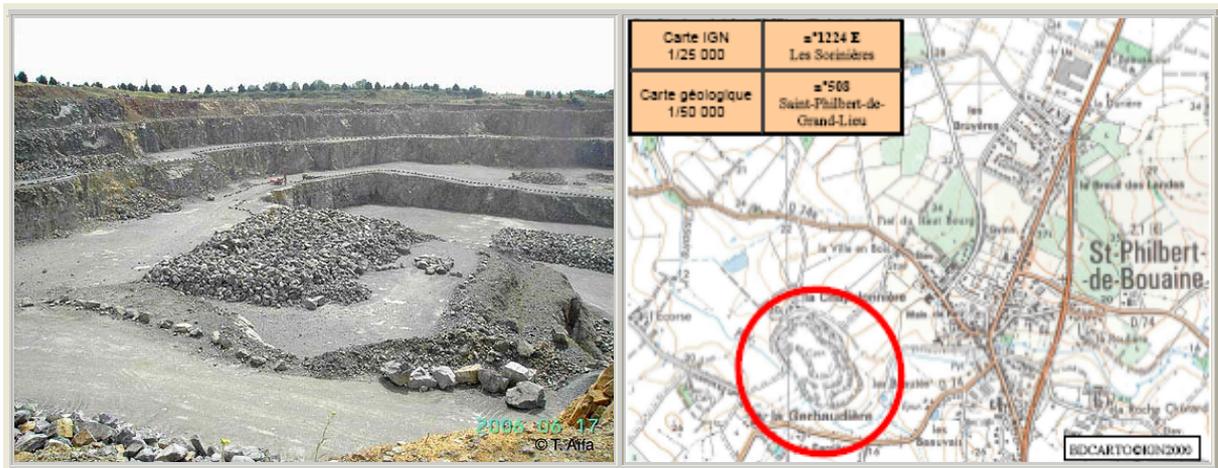


Figure 35 : Essarts : carrière de Gerbaudière, riche en écoligites : photo et localisation

Les différents fronts de taille et les gradins permettent d’observer les divers faciès des écoligites qui sont ici des **écoligites à quartz**, ainsi que leurs relations avec les gneiss de l’encaissant. Ces derniers sont des paragneiss (gneiss dérivés de roches sédimentaires) qui apparaissent sous forme de panneaux à l’intérieur des écoligites sans que l’on puisse voir le contact entre les deux types de roches. Le rubanement et la foliation des gneiss sont parallèles à la foliation des écoligites qui est ici subverticale.

L’écoligite de la Gerbaudière apparaît constituée de cristaux de grenat rouge, souvent automorphes, dont la taille moyenne est de 4 à 5 millimètres dispersés dans une matrice foliée (déformation syn-écoligitique) verdâtre consistant en quartz et principalement en omphacite. Zoïsite, clinozoïsite, rutile, ilménite, sulfures (pyrite bien visible), et calcite sont les minéraux accessoires.

A l’échelle de l’affleurement, elle montre fréquemment une structure rubanée dans laquelle se succèdent niveaux à grain grossier, niveaux à grain plus fin, riches en grenat, niveaux massifs à grain fin sans grenat.

Ce rubanement a été transposé dans la foliation au moment de l'épisode de métamorphisme éclogitique. Il est sans doute originel au protolithe de cette variété d'éclogite qui est globalement un gabbro à olivine.

La roche offre les caractéristiques géochimiques d'un basalte de ride médio-océanique (MORB). Cette éclogite pourrait donc représenter les fragments d'une vieille croûte océanique métamorphisée.

La déformation plastique de ce protolithe lors du métamorphisme en faciès éclogite est soulignée par l'omphacite aplatie parallèlement au rubanement.

Au microscope, des minéraux inclus dans les cristaux de grenat (quartz, zoïsite, amphibole...) appartiennent clairement à une paragenèse plus ancienne, pré-éclogitique suggérant que le protolithe était plus précisément une roche gabbroïque amphibolitisée et saussuritisée généralement non déformée.

Le métamorphisme responsable de la transformation du protolithe gabbroïque s'est produit à une température de l'ordre de 650-750°C et une pression avoisinant les 20kbar, soit à une profondeur d'environ 50-60km.



Figure 36 : Eclogite de St Philbert de Grand Lieu (dimensions des grenats 10-15 mm)

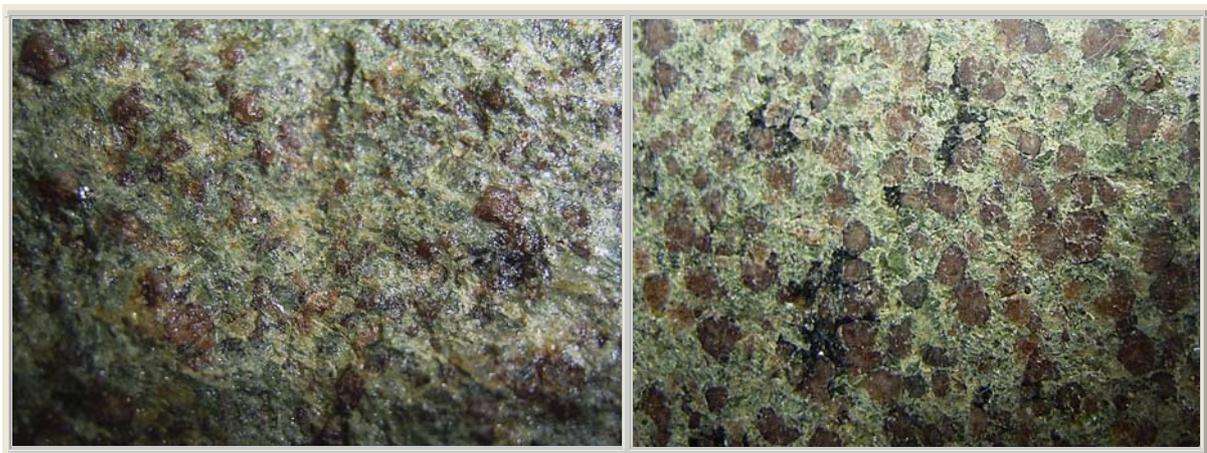


Figure 37 : Eclogite de St Philbert de Bouaine (85) (dimensions des grenats 1-1,5 mm)
a) brut b) polie

A l'opposé, on y observe tous les stades de la rétro-morphose qui conduit à de véritables amphibolites. Le grenat est entouré d'une couronne kélyphitique à amphibole, plagioclase, magnétite, chaque omphacite est auréolée d'un liseré de symplectite à clinopyroxène et plagioclase. Durant le métamorphisme rétrograde, la plus grande partie de l'éclogite a été transformée en amphibolite qui montre une paragenèse finale de hornblende vert sombre + plagioclase + quartz ± épidote ± grenat ± sphène. Cette amphibolitisation affecte partout les bordures de la lentille d'éclogite. Elle se développe également à partir de fractures tardives séquantes sur la foliation au long desquelles circulent des fluides aqueux ; la roche se charge en amphiboles, devient noire.

Des datations effectuées sur les écloğites de la Gerbaudière fournissent un âge de refroidissement autour de 320 millions d'années (Carbonifère). Il apparaît également qu'elles ont été amenées en surface à la fin du Carbonifère (autour de 300 millions d'années) puisqu'elles se retrouvent en galets dans les dépôts carbonifères stéphaniens du sillon houiller vendéen.

La roche qui possède d'indéniables qualités ornementales a servi à la réalisation de divers monuments. Ainsi, la municipalité de Saint-Philbert-de-Bouaine a utilisé l'éclogite de la Gerbaudière (appelée Pierre de Bouaine) pour construire une fontaine sur la place du village (place des Halles juste au nord de l'église).



Figure 38 : Essarts: fontaine en éclogite sur la place du village de St Philbert de Bouaine

On la trouve également dans une stèle à l'honneur de René-Just Haüy, célèbre minéralogiste "inventeur" des systèmes cristallins qui a décrit le premier l'éclogite, et sur la tombe du géologue Jackson. A noter que cette carrière, pour ses intérêts scientifiques et pédagogiques majeurs, figure à l'inventaire du patrimoine géologique de Vendée (fiche n°5) site web :

Traverser la Gerbaudière pour rejoindre la D74. Aller à gauche vers Saint-Philbert-de-Bouaine. Dans la localité prendre à droite vers Rocheservière (D 937). Entrer dans Rocheservière pour prendre la direction de Mormaison (D7). A la sortie du village, après la gendarmerie, prendre à droite un chemin qui descend vers la Boulogne, au bout duquel existe une aire de pique-nique.

Arrêt n°5- Rive de la Boulogne (Rocheservière)

Les faciès gneissiques encaissants de l'éclogite affleurent au niveau de l'aire de pique-nique sous le sanctuaire de la vierge. Ce sont ici des paragneiss avec des pseudomorphoses sombres de cordiérite allongées parallèlement à la foliation. Ils affleurent au long de la Boulogne sur deux kilomètres selon une bande orientée Nord-Ouest – Sud-Est.

Revenir vers le centre de Rocheservière et prendre à droite en direction de la Roche Blanche une petite route qui longe la Boulogne. Dépasser la Garde, le Moulin Neuf. Peu après la Valotière, prendre à gauche, toujours en direction de la Roche Blanche. Après 150 mètres aller à gauche vers le Manoir de la Ruffelière.

Arrêt n°6- Manoir de la Ruffelière (Rocheservière)

Le manoir de la Ruffelière, près de Saint-Philbert-de-Bouaine, fut détruit en 1417 durant la guerre de 100 ans, reconstruit dans les années 1420 par Aliette de Polhay et Jehan de Goulaine, puis à nouveau incendié en 1794 durant la Guerre de Vendée (Aillery, 1914).

Bien que la plupart des gneiss environnant les éclogites sont foliés et montrent un métamorphisme rétrograde, il en est qui sont moins déformés. Les structures et les paragenèses anciennes y sont alors préservées et révèlent une histoire métamorphique précoce très complexe qui se lit aussi bien dans des orthogneiss (gneiss dérivés de roches magmatiques) que dans des paragneiss. Ces derniers sont réputés être les plus intéressants.

Ce sont en général des paragneiss coronitiques qui montrent des évidences d'un épisode de métamorphisme haute température-basse pression (migmatites à cordiérite) suivi d'un épisode de faciès éclogitique (grenat coronitique) (Godard, 1998). Ils sont identifiables dans quelques affleurements, comme à l'arrêt précédent, mais aussi dans les appareillages des constructions ce qui est le cas au manoir de la Ruffelière. Sur le sol de la cour de ferme, la roche affleure, montrant une structure litée, rubanée avec développement de veines quartzo-feldspathiques (leucosome) qui évoquent clairement des migmatites. Il s'agit de l'encaissant gneissique des éclogites, avec son double métamorphisme, de haute-température (paragenèse de migmatite à cordiérite), puis de haute-pression (couronnes réactionnelles de faciès éclogite).

Cependant, ce qui retient l'attention, ce sont les murs de la propriété qui sont élevés avec une roche qui renferme de grandes taches sombres centimétriques de cordiérite pseudomorphosée.

La dalle principale sous le porche d'entrée de la cour du manoir qui a été polie par le passage des pieds durant des siècles, montre de spectaculaires pseudomorphoses dont certaines ont la forme de cordiérite pseudo-hexagonale.

Ces métapélites sont des migmatites à cordiérite dans lesquelles celle-ci est remplacée par des minéraux cryptocristallins. Elles gardent la mémoire de deux épisodes successifs de métamorphisme : le premier, de haute-température/basse-pression, qui a transformé les roches sédimentaires originelles en migmatites avec silicates d'alumine (cordiérite, sillimanite), le second, de haute-pression qui a vu leur remplacement par une paragenèse haute-pression à grenat, disthène, quartz, dont on voit aujourd'hui l'empreinte.



Figure 39 : sud armorique : Métapélite

Revenir à Rocheservière et prendre la direction de Montaigu par la D753.

Dépasser Vieillevigne pour prendre, avant Montaigu, l'autoroute A83 en direction de Niort. Après environ 25 kilomètres sur l'autoroute, prendre la sortie n°5 vers les Essarts.

Rejoindre les Essarts. Dépasser le vieux château et, à hauteur de l'église, prendre sur la droite la D 39 vers Boulogne. 2 kilomètres après être sorti des Essarts, prendre à droite le chemin qui mène au Manoir de Grezay.

Arrêt n°7- Grezay (Les Essarts)

Comme au manoir de la Ruffelière, les murs des dépendances du manoir de Grezay offrent un échantillonnage pratiquement exhaustif des roches qui existent à proximité : ce sont des paragneiss coronitiques, des orthogneiss coronitiques, des métapélites et des métagranites. Toutes ces roches ont une signature de **croûte continentale**. A quelques centaines de mètres au sud des bâtiments, à droite du chemin ramenant à la route, une migmatite nébulitique par la suite métamorphisée sous les conditions du faciès éclogitique affleure dans une petite carrière délaissée. Comme à la Ruffelière, des points sombres centimétriques correspondent à de la cordiérite poecilitique. La migmatite montre de nombreuses petites veines de leucosome qui elles aussi renferment de la cordiérite.

4.5.3 Les épisodes métamorphiques

Les méthodes modernes d'analyse avec notamment l'analyse d'images multispectrale de cartes d'éléments chimiques obtenues au microscope électronique à balayage permettent de reconstituer l'histoire de la roche et donc la succession des épisodes métamorphiques

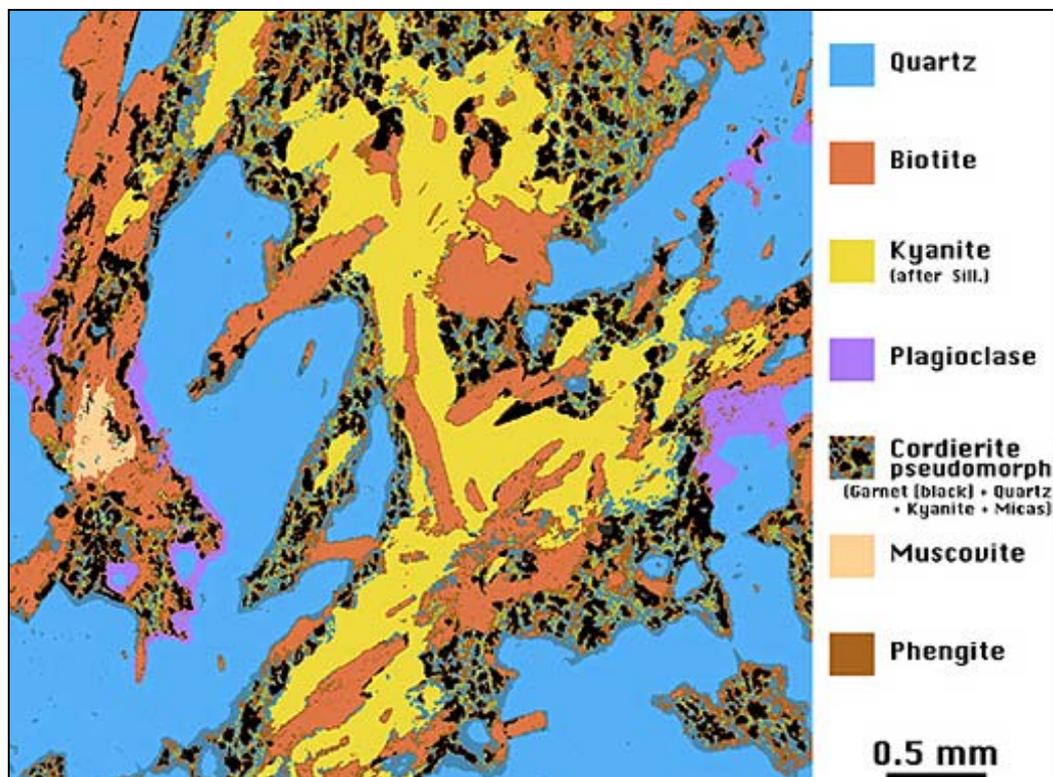


Figure 40 : Essarts : Exemple d'image produite par l'analyse multispectrale (*in* Godard, 2001)

Toutes ces roches montrent des évidences pétrologiques de deux épisodes métamorphiques :

1- Episode Haute-Température – Basse-Pression : HT-BP

Une paragenèse précoce, typique de conditions de HT-BP, consiste en biotite + grenat + quartz + plagioclase \pm cordiérite \pm feldspath potassique \pm silicate d'alumine + ilménite. Le silicate d'alumine est actuellement du disthène, mais provient de la sillimanite de laquelle il montre la structure fibroblastique (fibrolite). La cordiérite est entièrement remplacée par des minéraux cryptocristallins qui constituent les taches sombres observées à la Ruffelière.

La biotite, le quartz et les anciennes sillimanites sont toujours séparés les uns des autres par les pseudomorphoses de cordiérite qui en plus entourent et isolent les sillimanites précoces. Une telle structure signifie que la cordiérite s'est développée aux dépens de la biotite, du quartz et de la sillimanite selon une réaction de migmatitisation bien connue : Biotite + quartz + sillimanite (\pm plagioclase) \rightarrow cordiérite + produit de fusion (\pm grenat \pm feldspath potassique).

Ce processus est connu pour intervenir autour de 3-7 kbar et 700-850°C, en fonction des fluides et de la composition minérale.

D'autre part la migmatitisation est évidente se reconnaissant dans la présence fréquente de leucosomes et de structures nébulitiques.

2- Episode de Haute Pression en faciès éclogite :

Pendant un second épisode, ces roches subissent un métamorphisme haute pression qui est souligné par plusieurs réactions métamorphiques (une quinzaine environ) parmi lesquelles on peut mentionner :

cordiérite \rightarrow grenat + quartz + disthène (+micas)

sillimanite \rightarrow disthène

biotite + plagioclase \rightarrow grenat + phengite + quartz + rutile

(couronne de grenat à l'interface biotite-plagioclase).

Ces réactions sont caractéristiques d'un métamorphisme HP qui est certainement contemporain de celui qui a donné les éclogites voisines.

La séquence des événements métamorphiques peut s'expliquer par un seul trajet PTt (Pression-température-temps) partant de hautes-températures (paragneiss migmatitiques à cordiérite) pour aller vers la haute-pression (couronnes et pseudomorphoses de faciès éclogite) mais pose des difficultés en terme de géodynamique.

Deux observations confortent l'hypothèse de deux trajets successifs :

- L'analyse des pseudomorphoses de cordiérite à la microsonde électronique indique des compositions qui sont compatibles avec des produits d'altération de ce minéral à savoir de la

pinite qui est un agrégat polycristallin de chlorite + séricite, ceci à une température inférieure à 400°C.

La cordiérite a été altérée avant d'être remplacée par la pseudomorphose, c'est-à-dire avant le métamorphisme haute pression.

- L'association symplectique phengite + quartz qui remplace partiellement le feldspath potassique durant le métamorphisme éclogitique s'est développée de façon préférentielle au long des perthites. Ceci signifie que l'exsolution des perthites s'est produite avant l'épisode de métamorphisme haute-pression.

De ce fait, les roches ont subi leur première rétro-morphose entre l'épisode de haute-température et l'épisode de haute-pression qui s'inscrivent dans deux cycles orogéniques, l'un pré-varisque, l'autre varisque.

4.5.4 Datation des épisodes métamorphiques

La datation des épisodes métamorphiques, réalisée sur monazite, place l'épisode de haute-température à l'Ordovicien supérieur, autour de 450 millions d'années, et l'épisode de haute-pression au Dévonien, autour de 400 millions d'années. Ces âges ne sont cependant pas " purs " et doivent donc être lus avec précaution.

4.5.5 Conclusion

Les éclogites ont des caractères géochimiques de roches océaniques. La lignée tholéitique inclut des péridotites altérées (vraisemblablement à grenat), des éclogites à disthène, des éclogites à quartz, des éclogites ferro-titanées et des ortho-leptynites dérivant de plagiogranites. La roche anté-éclogitique était un gabbro amphibolitisé et saussuritisé dans lequel on décèle un métamorphisme et une altération océaniques. Le principal épisode de déformation ductile est contemporain des conditions éclogitiques.

Une partie des gneiss encaissant les éclogites a conservé la mémoire de deux épisodes métamorphiques. Ce sont des gneiss migmatitiques à cordiérite (premier épisode, de haute température) affectés par le métamorphisme éclogitique (second épisode, de haute pression). Ces deux stades métamorphiques sont séparés par un épisode de rétro-morphose, de sorte que ces roches semblent avoir subi deux cycles orogéniques distincts, pré-varisque et varisque. Elles pourraient appartenir à une croûte continentale ancienne entraînée dans la même subduction éovarisque que les éclogites qui elles seraient d'origine océanique.

L'unité de haute pression des Essarts apparaît ainsi constituée de terrains pré-varisques d'origine océanique probable (éclogites) et continentales (ortho- et para-gneiss), impliqués dans la même convergence éovarisque.

Il reste néanmoins à expliquer comment on y trouve aujourd'hui juxtaposés des fragments de croûte océanique et des fragments de croûte continentale.

4.6 **Le Projet ARMOR (Géofrance 3D -CNRS/BRGM)**

Décidé dès l'année d'ouverture du Programme Géofrance 3D en 1995, le Projet ARMOR s'est déroulé en deux phases, la première dédiée au domaine Cadomien de Bretagne Nord (ARMOR 1; 1995-1998), et la deuxième au Domaines Hercyniens de Bretagne Centrale et Sud (ARMOR 2; Depuis 1999).

Les travaux placés sous la co-responsabilité de Jean-Pierre Brun (Géosciences Rennes) et Pol Guennoc (BRGM Orléans) ont été réalisés par une trentaine de chercheurs du BRGM, et de laboratoires Université-CNRS (Rennes, Nantes, Brest, Strasbourg, Paris ENS et IPGP, Nice). L'objectif était double: (1) sur un plan méthodologique, développer des techniques et méthodes d'analyse de la structure 3D de la croûte continentale, et (2) sur un plan géologique, de produire une synthèse 3D de la structure crustale du Massif Armoricain, Cadomienne d'abord et Hercynienne ensuite, à partir des données géologiques et géophysiques existantes et d'acquisitions nouvelles.

ARMOR 2: LA COLLISION HERCYNIENNE

Chercheurs: M. Ballèvre, J-P Brun, R. Capdevila, S. Fourcade, D.Gapais, J-J Peucat, G.

Ruffet, J. De Poulpiquet, F. Moreau

Doctorants: C. Gumiaux et F. Le Hebel, (Rennes), V. Bosse (Nice; Co-encadrement Rennes)

En Bretagne Sud, les études pétrologiques et géochronologiques récentes, éclogites et schistes bleus (Champtoceaux: *Bosse et al 2000*; Groix: *Bosse et Ballèvre 2002*) et porphyroïdes de Belle-Ile, Estuaire de Vilaine et Vendée (*Le Hebel et al 2002*) permettent d'établir un âge de 370-360 Ma pour le métamorphisme de haute pression en Bretagne Sud et de 350 Ma pour la fin de leur exhumation.

L'acquisition et l'analyse d'un profil de sismique verticale NS (*Bitri et al RST 2002*) montrent que :

- (i) le complexe de Champtoceaux est chevauché vers le Nord pendant le fonctionnement du cisaillement Sud Armoricain
- (ii) un décrochement majeur dit de Nort-sur-Erdre, caché par ce chevauchement, sépare le complexe de Champtoceaux de la Bretagne Centrale.

L'imagerie de la lithosphère par sismologie passive (*Judenherc et al 2003*) montre, entre 90 et 180 Km sous la Bretagne Centrale, l'existence d'une anomalie positive de vitesse des ondes P, d'orientation NW-SE et s'interrompant au niveau de la faille de Nort-sur-Erdre. La restauration géométrique de leur distorsion et sectionnement par le décrochement Sud Armoricain (*Gumiaux et al RST 2002*) met en évidence un panneau de lithosphère plongeant vers le NE, interprétable comme un témoin profond de la zone de subduction-collision de la Chaîne Hercynienne.

A l'échelle Bretagne-Limousin, une restauration des déplacements sur les plus grandes failles décrochantes (Nort-sur-Erdre, Léon, et Cisaillement Sud Armoricain) permet (*Brun et al RST 2002*) de modéliser la géométrie initiale du domaine de métamorphisme de haute pression selon une bande orientée NW-SE. Cette même restauration appliquée, aux anomalies tomographiques profondes, abouti également, à l'échelle régionale à une bande d'orientation NW-SE. La mise en relation de ces reconstructions, géologiques et géophysiques, suggère l'existence d'une zone de subduction-collision avec un pendage d'environ 20° vers le NE.

5. AUTRES ECLOGITES MADE IN FRANCE



Figure 41 : tranche d'éclogite de Seilhac (19), 22x22 cm , 2 kg

Figure 42 : Echantillon d'éclogite du Mont Viso, surface polie scannée. On distingue des cristaux de grenat (rouge), de jadéite (vert) et de glaucophane (bleu nuit).

6. CONCLUSION

Les écolgites sont des roches constituées d'empnacite et de grenats, de faciès de haute pression et haute température. Elles se forment dans des branches subduites de l'écorce terrestre ou de la croûte continentale pour des profondeurs typiquement comprises entre 25 et 75 km par élimination de l'eau des roches et métamorphismes HP-HT.

En France, on en trouve dans les Alpes (Mont Viso), d'âge récent (60 Ma) issue de l'orogénèse alpine. Mais surtout, elles sont présentes le long de la suture ophiolitique anté-orogénèse varisque (-360 Ma).

Leur étude, très complexe de part leurs conditions de formation et d'exhumation, a permis néanmoins une nouvelle écriture de la tectonique de l'Armorique.

La synthèse des données structurales et cinématiques en Bretagne sud (*Gapais et al RST 2002*) aboutit à la mise en évidence de trois événements tectoniques majeurs :

- (i) un épisode précoce de chevauchement à vergence sud dominante associé au métamorphisme de haute pression entre 370 et 360 Ma,
- (ii) un épisode d'exhumation des roches de haute pression en régime de chevauchement à vergence W dominante aux alentours de 350 Ma
- (iii) un épisode tardif d'extension E-W en régime de convergence, synchrone du cisaillement Sud-Armoricain, entre 320 et 300 Ma.

L'ensemble de ces données nouvelles nous conduit à reconsidérer complètement nos conceptions antérieures géométriques et cinématiques de la collision Hercynienne. Il est important de noter que l'acquisition de données sismiques et de sismologie passive y a joué un rôle déterminant.

En d'autres termes, l'imagerie géophysique, de la croûte et du manteau lithosphérique, est devenu aujourd'hui un outil indispensable de la géologie et le moyen d'accéder à une approche géologique de la dynamique de la lithosphère .

REFERENCES

- (1) Bradley R. HACKER, Geoffrey A. ABERS, Simon M. PEACOCK, Subduction factory – 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents, *J. Geophysical research*, vol. 108, n°B1, 2003, doi:10.1029/12001JB001127, 2003
- (2) Xavier LEPICHON, La subduction-Collision : Japon, Taiwan, Leçon 1 : Présentation du cours et discussion du texte http://www.cdf.u-3mrs.fr/~lepichon/cours1_2001/cours1.html
- (3) Michel BALLEVRE, Le complexe métamorphique de Champtoceaux – des écoligites aux sédiments carbonifères- sortie de 08.10.2004 dans le val de Loire
- (4) C. CARTIER, M. FAURE and H. LARDEUX , Discussion on “A new model for the hercynian Orogen of GondwanaFrance and Iberia”, by D. SHELLEY ET G. BOSSIERE, *J. of structural Geology*, 2000,22, pp757-776, <http://hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/07/24/35/PDF/Cartier-JStructuralGeology-2002.pdf>
- (5) Michel BALLEVRE, Denis GAPAIS, Peter R. COBBOLD, http://www.geosciences.univ-rennes1.fr/article.php?id_article=562
- (6) Carine CARTIER, Michel FAURE, The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France), http://hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/06/82/89/PDF/Cartier-InternationalJ.Earth_Sciences-2004.pdf
- (7) Jean Pierre ANDRE, Regards sur la géologie du massif armoricain, *Bull. Soc Et. Sci Anjou*, 2002, t XVII , p163-180, http://ead.univ-angers.fr/~geologie/pages_membres/armoriquejpa.pdf
- (8) J.F. MOLINA and S. POLI, *J. petrology*, vol 39, n°7, pp 1325-1346, 1998 , http://www.oxfordjournals.org/our_journals/peetroj/online/Volume_39/Issue_07/pdf/egb051_gml.pdf
- (9) B.R. HACKER and S.M. PEACOCK, Creation, Preservation and exhumation of UHPM Rocks, http://www.geol.ucsb.edu/faculty/hacker/viz/Hacker94_Creation_preservation_exhumation.pdf
- (10) L KORH Afifé, SSCHMIDT Susanne Th., POTEI Sébastien and BALLEVRE Michel., Garnet in mafic rocks of Ile de Groix (France) and its relationship to the tectonic units and whole rock composition, 4 th Swiss Goscience Meeting, Bern 2006 http://edsm.ch/fichiers/el%20korh_afife_SGM2006.pdf
- (11) L KORH Afifé, SSCHMIDT Susanne Th., and BALLEVRE Michel, Zonation of garnet in the high pressure mafic rocks of the Ile de Groix, Brittany, France, 2 nd Swiss Goscience Meeting, lausanne 2004 http://geoscience-meeting.scnatweb.ch/sgm2004/abstracts_2004/EI-Korh_Schmidt_et_al.pdf
- (12) Jacqueline DESMONS and Witold SMULIKOWSKI, High P/T metamorphic rocks, recommendations on nomenclature
- (13) Conseil général de Vendée, Patrimoine géologie vendéen La GERBAUDIERE, ST Philbert de Bouaine, fiche technique n°5, <http://www.vendee.fr/datas/Pdfs/geologie/fiche05.pdf>
- (14) <http://sgmb.univ-rennes1.fr/nouveautes/THESES/theseLEHEBEL.doc>
- (15) Jeroen Van HUNEN, Arie P. Van Den BERG, Nico J. VLAAR, On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction, *tectonophysics*, 352 pp 317-333, 2002
- (16) Documents : <http://www.geol.ucsb.edu/faculty/hacker/geo102C/lectures/part1.html>
- (17) Site Christian NICOLLET <http://christian.nicollet.free.fr>
- (18) Le trajet des roches de la croûte océanique

- www.tarbiya.ma/Ressources/tabid/80/DMXModule/533/Default.aspx?EntryId=392&Command=Core_Download
- (19) Texte et photos des arrêts : Jean Plaine pour la Société géologique et minéralogique de Bretagne Société minéralogie et géologique de Bretagne, La sortie du 17.06.2006 en Loire-Atlantique et Vendée animée par Gaston GODDARD,
<http://sgmb.univ-rennes1.fr/DOSSIERS/activites/textes/CRVENDEE.htm>
- (20) Texte et photos des arrêts : Jean Plaine pour la Société géologique et minéralogique de Bretagne Société minéralogie et géologique de Bretagne, La sortie du 08;10;2004 au complexe de Champtoceaux animée par Michel Ballèvre,
<http://sgmb.univ-rennes1.fr/DOSSIERS/activites/textes/CRCHAMP.htm#comptesrenduschamp>
- (21) Bradley R. HACKER, Eclogite formation and the rheology, Buoyancy, Sismicity, and H2O Content of Oceanic Crust, Geophysical Monograph 96, published by the American Geophysical union, pp337-346, 1996
- (22) Dominique Rossier, Entretiens sur le métamorphisme : Géodynamisme des hautes pressions – Le cas du Bas –Limousin : les éclogites rétromorphosées
<http://www.volcanogeol.eu/metamorphisme/v/meta50.htm>
- (23) Dominique Rossier, Entretiens sur le métamorphisme : Géodynamisme des hautes pressions – Le cas de l'île de Groix : glaucophanites et éclogites,,
<http://www.volcanogeol.eu/metamorphisme/v/meta50.htm>
- (24) Valérie bosse, les glaucophanites de l'île de Groix, PlanetTerre
<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-glaucophanite-de-groix.xml>
- (25) Stéphane Schwartz, Un métagabbro peut-il présenter en même temps glaucophane et chlorite ? PlanetTerre
<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-metagabbro.xml>
- (26) Schulz Bernhard; Triboulet Claude; Audre, Claude; Pfeifer Hans-Rudolf; Gilg Albert, Two-stage prograde and retrograde Variscan metamorphism of glaucophane-eclogites, blueschists and greenschists from Ile de Groix (Brittany, France), International Journal of Earth Sciences, Volume 90, Issue 4, pp. 871-889 (2001).
<http://adsabs.harvard.edu/abs/2001IJEaS..90..871S>
- (27) Michael S.N. Carpenter, Petrogenetic study of the glaucophane schists and associated rocks from the ile de groix, Brittany, France, thesis, nov 1976
- (28) Examen cours
- (29) Université de Rennes <http://www.geosciences.univ-rennes1.fr/IMG/pdf/DeformContinent.pdf>

INDEX

1.	ECLOGITES	1
1.1	Définitions	1
1.2	Nature	2
2.	LA SUBDUCTION	3
2.1	Les zones de subduction en France	3
2.2	La croûte terrestre	4
2.3	Mécanisme de subduction	4
2.3.1	Déclenchement	4
2.4	Réactions minéralogiques au cours de la subduction	6
2.4.1	Phase 1 (P1)	6
2.4.2	Phase 2 : Formation d'une croûte océanique	8
2.4.3	Phase 3 : Migration de la lithosphère océanique – Hydratation des roches de la lithosphère océanique	8
2.4.4	Phase 5 (P5) : Début de subduction : faciès des schistes verts	11
2.4.5	Phase 6 et 7 (P6 et P7) : Faciès des schistes bleus et faciès des éclogites	11
2.4.5.1	Cinétique réactionnelle	12
2.4.5.2	Réactions minéralogiques	12
2.4.5.3	Exemples de réactions minéralogiques	15
3.	GEOBAROMETRIE DANS LE FACIES DES ECLOGITES	17
3.1	Géobaromètre	17
3.2	Calibration	17
4.	LES ECLOGITES DU SUD ARMORIQUE	19
4.1	Brève extrait de la géologie de l'Armorique – Orogenèse hercynienne	19
4.2	Ile de Groix	23
4.2.1	Pétrologie	24
4.2.2	Nouvelles données sur la collision hercynienne [29]	24
4.2.3	Exhumation	27
4.2.3.1	Modèle de Schulz et al. : modèle à deux cycles successifs	27
4.2.3.2	Modèle de Valérie Bosse et al : modèle monocyclique	27
4.2.4	Processus tectoniques et discontinuités métamorphiques	27
4.2.5	Enfouissement et exhumation	27
4.2.6	Bilan	28
4.3	Région nantaise	29
4.4	Complexe de Champtoceaux – éclogite de subduction continentale	29
4.4.1	Géomorphologie	29
4.4.2	Parcours et les différents arrêts	31
4.4.3	Histoire géologique des éclogites	37
4.5	Unité des Essarts	39
4.5.1	Géomorphologie	39
4.5.2	Parcours et les différents arrêts	41
4.5.3	Les épisodes métamorphiques	48
4.5.4	Datation des épisodes métamorphiques	50
4.5.5	Conclusion	50
4.6	Le Projet ARMOR (Géofrance 3D -CNRS/BRGM)	51
5.	AUTRES ECLOGITES MADE IN FRANCE	52
6.	CONCLUSION	52