

Les Grenats de l'Île de Groix

DR. ALAIN ABREAL

L'histoire géologique de l'île de Groix, ce « petit caillou » de 5 km sur 3, au large du Morbihan, est si complexe mais aussi si intéressante qu'un certain nombre de recherches, souvent contradictoires, ont été effectuées sur ce sujet, avec en particulier, celles de Valérie Bosse et Michel Ballèvre, dont les conséquences 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.

Tout a commencé, il y a quelques 400 millions d'année, lorsque l'île de Groix a commencé à subduire et que le supercontinent Gondwana est venu au contact de la modeste plaque Armorique ...



Figure 1 : Groix : vue aérienne de l'île

1 RESERVE NATURELLE François Le Bail

site : <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'ajoute 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 goëland argenté (329 couples)
- le goëland marin (4 couples)
- le goëland brun (31 couples)
- le pétrel fulmar ou fulmar 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.

2 PETROGRAPHIE

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 (partie orientale de l'île), tandis que les schistes verts sont prépondérants dans l'unité supérieure (partie occidentale de l'île).

De plus, les roches métapelites 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.

Ainsi, si le cœur de l'île est constitué principalement de micaschistes et que ceux-ci regorgent de grenats, ce sont plutôt les roches metabasiques qui sont les plus intéressantes sur l'île de Groix, car quasiment endémiques, telles le glaucophane, magnifique amphibole $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$, qui forme de petits bâtonnets bleu-noir ou des masses sinueuses bleu-argent, et fait la fierté de l'île.

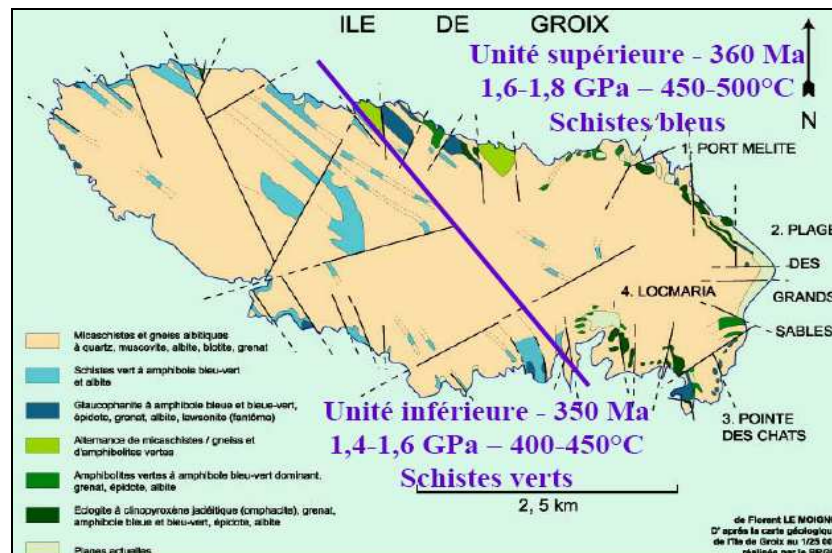


Figure 2 : Groix : Principales structures géologiques du Morbihan et de l'île de Groix
Données PT et âges d'après Valérie Bosse et al [24]

3 PETROLOGIE DES ROCHES METABASIQUES

Les analyses réalisées par Valérie Bosse sur différents échantillons montrent que les compositions des roches de l'île de Groix sont très homogènes [29]. Les diverses associations de minéraux rencontrées ne sont donc pas dues à des gradients de concentration, causés par des phénomènes hydrothermaux ou de diffusion, mais bien à des recombinaisons de minéraux en fonction des conditions de pression-température subies par les roches.

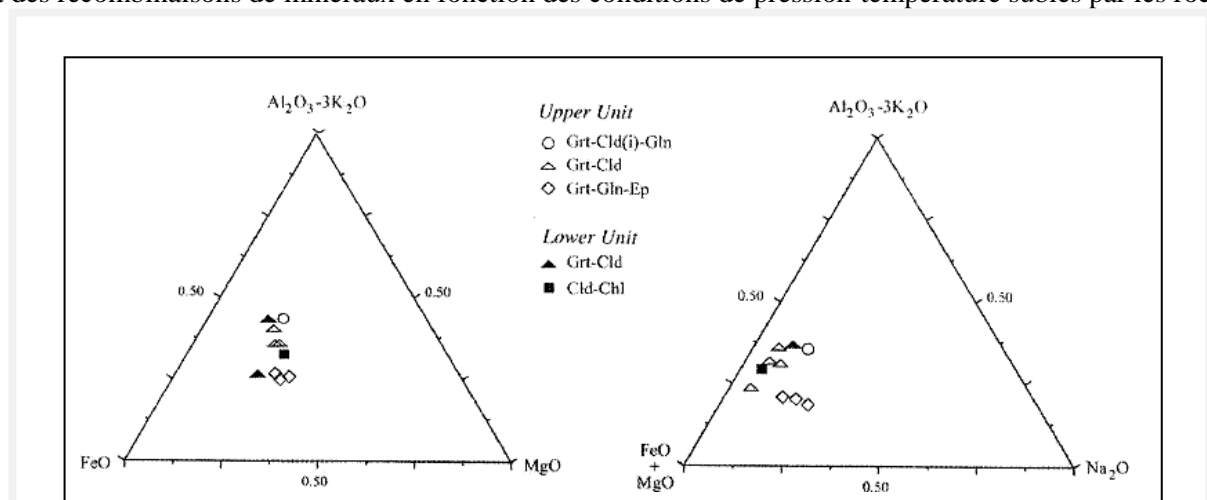


Figure 3 : Groix : composition d'un certain nombre d'échantillons analysés par V. Bosse et al [29], montrant une homogénéité très sensible.

La présence d'amphiboles telles le glaucophane et surtout celle d'éclogites indique que les roches métabasiques de l'île de Groix ont été métamorphosées sous des conditions de pression et de température intenses. Comme nous allons le voir ultérieurement, les différentes études effectuées sur les minéraux présents sur l'île et en particulier les grenats, ont montré que ces derniers ont cristallisé sous des conditions PT comprises entre 0,8 GPa-400°C et 1,8GPa-500°C.

Ces pressions correspondent respectivement à des profondeurs de l'ordre de 25-30 km et 55-60 km.

Autrement dit, les roches de l'île de Groix se sont enfouies d'une trentaine de kilomètres alors que leur température n'a évolué que d'une centaine de degré Celcius. Le gradient thermique subi par ces roches n'est

donc que de 3,3°C/km, nettement inférieur au gradient géothermique moyen de la lithosphère qui est de l'ordre de 30°C/km. Les roches de l'île de Groix ont donc subi un phénomène de subduction.

Au cours de ce processus, les roches ont essentiellement été soumises à un accroissement de la pression qui a permis une déshydratation fractionnée et la recombinaison des éléments chimiques pour former de nouveaux minéraux. Ces différentes étapes sont décrites selon l'ordre chronologique...

3.1 Phase 1 : Serpentinisation des roches métabasiques d'origine océanique

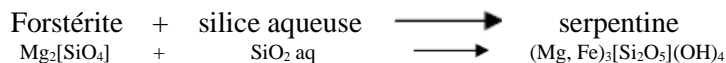
Les roches d'origine océanique sont principalement constituées de lherzolites et/ou d'harzburgites dont le minéral prépondérant est l'olivine (Mg, Fe)₂[SiO₄], et de gabbros. Ces roches n'ont pu, hélas, être répertoriées sur l'île.

En présence d'eau de mer, cette olivine réagit en deçà de 700°C, selon plusieurs mécanismes appelés, dans leur globalité « serpentinisation ». Le mécanisme le plus commun se décompose ainsi

Réaction 1a:



Réaction 1b:



Cette première phase est donc une hydratation. Elle s'accompagne d'une augmentation importante de volume (+40%).



Figure 4 : Groix : phase 1

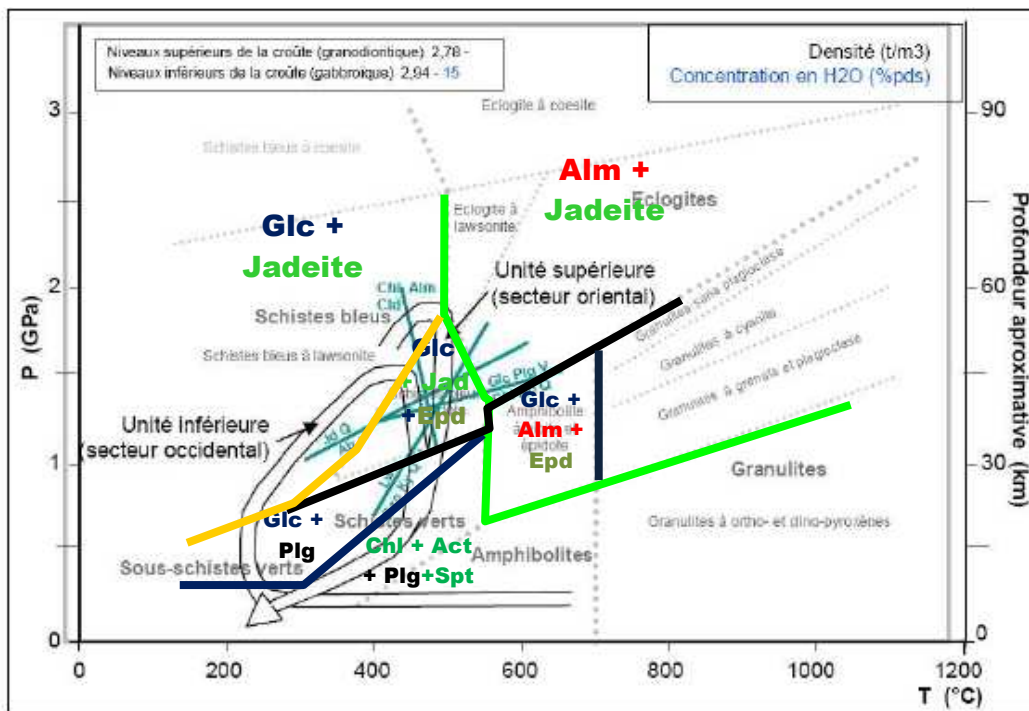
- a) Lherzolite (cet échantillon ne provient pas de l'île de Groix mais des Pyrénées (merci à gummites))
b) Groix : Magnétite dans serpentinite

Dans les roches de l'île de Groix, il est possible de découvrir des reliquats de serpentinites. Pour parvenir jusqu'à nous, elles ont été épargnées lors du processus d'enfouissement et d'éclogitisation. Elles se rencontrent donc dans les roches les moins métamorphisées, les schistes verts, et préférentiellement dans les anfractuosités des schistes, accompagnées de myriades de petits octaèdres de magnétites, parfaitement formés mais hélas sans atteindre le millimètre.

3.2 Phase 2-3 : Faciès des schistes verts

Aux prémices de la subduction, la plaque océanique plongeante charrie les sédiments surjacents qui viennent au contact de ceux de la plaque chevauchante, formant ainsi un **prisme d'accrétion**. Les roches en surface sont alors soumises à une augmentation de pression.

De même, les roches en début de subduction/enfouissement sont également soumises à un accroissement de pression.



Glc : Glaucophane Plg : Plagioclase (albite) Alm : Almandin Epd : Epidote
 Chl : Chlorite Act : Actinote Jdt : Jadéite Spt : serpentine

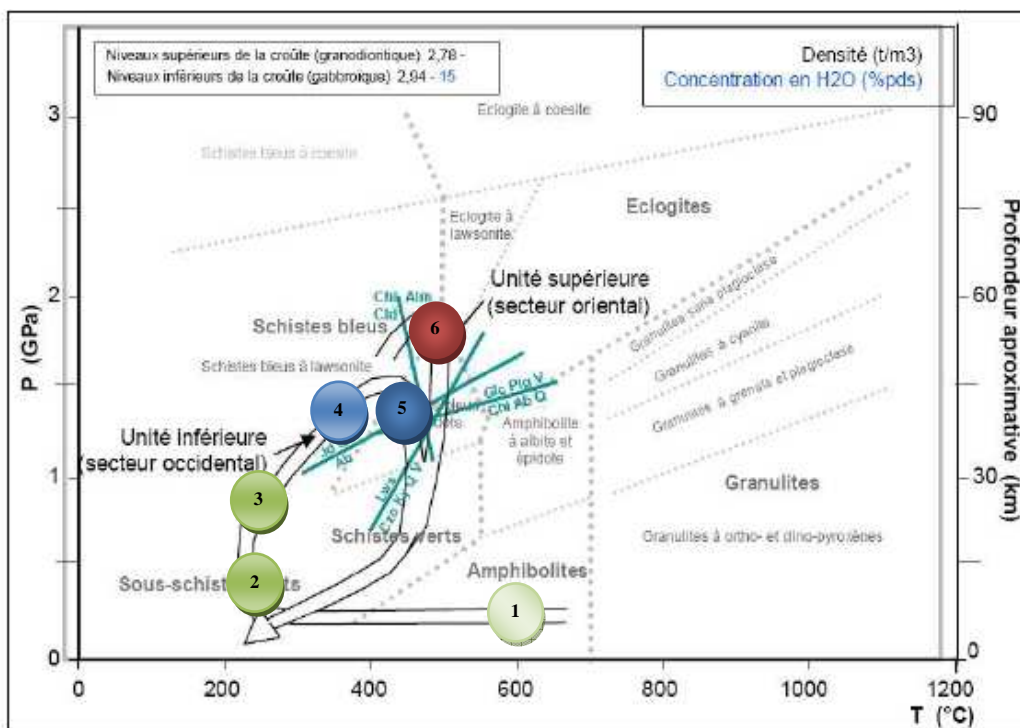


Figure 5 : Groix : Diagramme PT lors de la subduction puis de l'exhumation des roches de l'île de Groix et différentes phases décrites dans le texte

- a) Domaine d'existence des principales associations minérales
- b) Différenciation des trajets de l'unité supérieure (partie orientale de l'île) et de l'unité inférieure (partie occidentale de l'île)

Ces pressions restent néanmoins faibles, de l'ordre de quelques dixièmes de GPa, il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'un phénomène de subduction et non d'une collision pour laquelle les forces de compression mises en jeu seraient bien plus élevées.

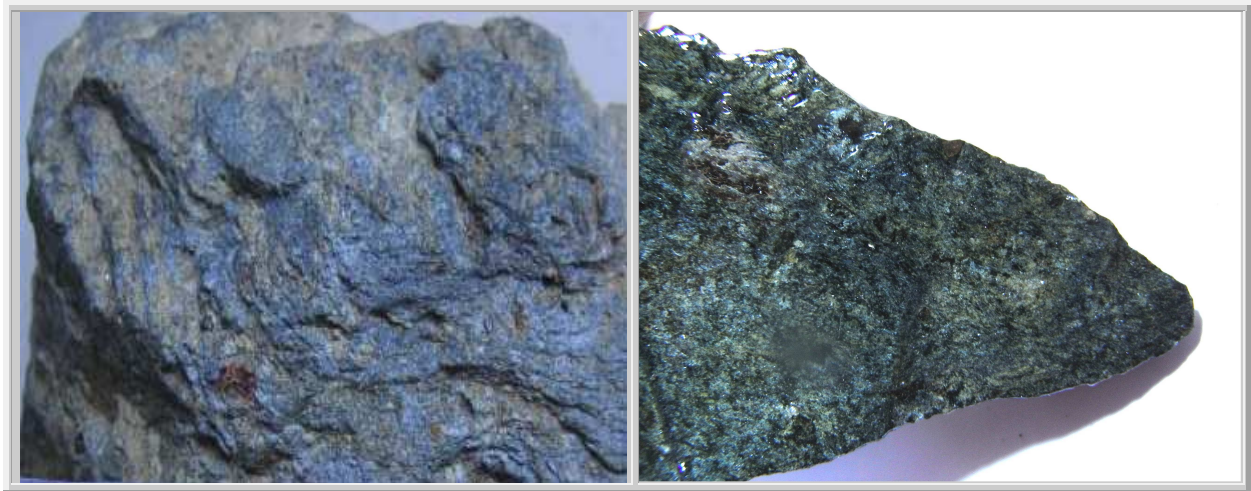


Figure 6 : Groix : phases 2-3 : faciès des schistes verts : schistes verts à dominante de chlorite /chloritoïde bruts et polis
Nota : Le grain rouge photo de gauche n'est pas un grenat mais plutôt un composé ferrique

Compte tenu que les températures restent relativement basses (aux alentours de 200°C), les cinétiques réactionnelles sont lentes. Il n'y a donc pas de réactions entre les minéraux, mais seulement apparition d'une schistosité due à l'augmentation de pression.

Les principaux minéraux présents sont :

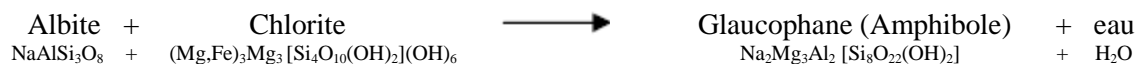
- Serpentine $(Mg, Fe)_3[Si_2O_5](OH)_4$
- Chlorite $(Mg, Fe)_3Mg_3 [Si_4O_{10}(OH)_2](OH)_6$
- Chloritoïde $Fe_2Al, Al_3[(OH)_4, O_2(SiO_4)_2]$
- Albite $NaAlSi_3O_8$

3.3 Phase 4 : Faciès des schistes bleus

La phase d'enfouissement de la subduction intervient : cela se traduit par une augmentation sensible de la pression (au-dessus de 1 GPa) et de la température (environ 400°C).

Ces conditions deviennent telles que les minéraux présents commencent à se déshydrater :

La principale réaction de formation de schiste bleu qui intervient est :



Les phases 1 à 4 sont communes à toutes les roches de l'île de Groix. Par la suite, la subduction s'est poursuivie mais les conditions PT observées par les roches de l'unité supérieure (partie orientale de l'île) ont été plus sévères que celles atteintes par l'unité inférieure : il y a bifurcation des deux chemins PT correspondant à chacune des unités de l'île.

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 1 : 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] sur la base de géothermobaromètres plus récents

[23] sur des bases minéralogiques

Les valeurs de P et T conduisent à un gradient géothermique de quelques °C/km, ce qui correspond à un gradient de subduction [27,28]

3.4 Phase 5 : paroxysme du métamorphisme de l'unité inférieure

Les conditions PT atteintes au paroxysme du métamorphisme de l'unité inférieure diffère fortement selon la nature des méthodes de détermination.

Les études menées à partir d'échantillons minéralogiques et celle conduite par Valérie Bosse diffèrent sensiblement.

Les études pétrographiques associées à l'exploitation des domaines d'existence des différents minéraux et des isogrades répertoriés des diagrammes PT, ainsi que les études effectuées par géothermobarométrie (également basée sur la présence de certains minéraux), conduisent à des conditions de pression-température de 0.8 GPA – 600°C.

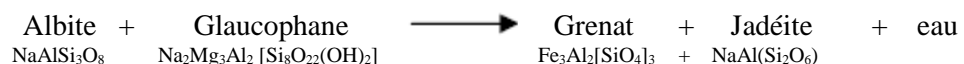
Les études réalisées par Valérie Bosse, basée sur la géothermobarométrie, conduisent à des conditions PT de 1.4-1.6 GPA – 400-450°C.

La différence notable entre ces résultats est due à la présence de grenats dans la plupart des roches de l'île de Groix, surnommé à raison, « l'île aux grenats ».

3.5 Phase 6 : paroxysme du métamorphisme de l'unité supérieure

Dans l'unité supérieure, les réactions entre minéraux sont plus variées avec notamment les réactions suivants :

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



- Réaction de formation de la lawsonite : plus fréquente dans l'unité supérieure [31]

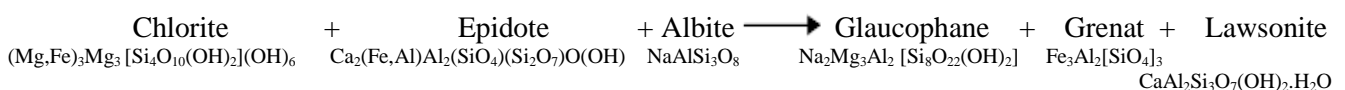




Figure 7 : Groix : phase 4 : faciès des schistes bleus

- a) galets d'épidote et de grenats en cours de formation loupe loupe face polie
- b) Lawsonite fantôme
- c) Clinozoisite (épidote)

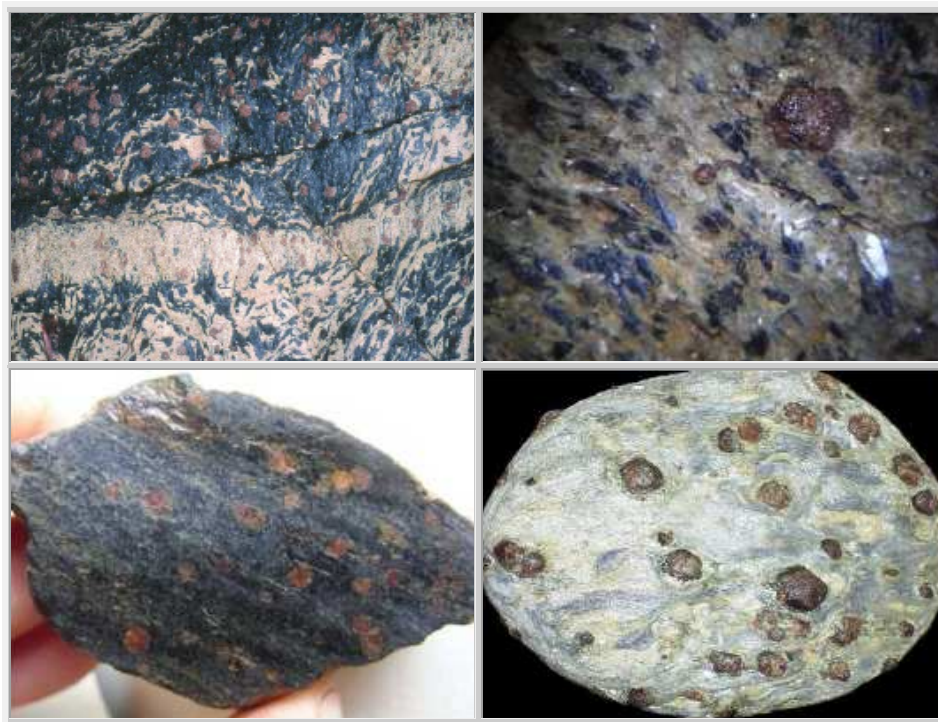


Figure 8 : Groix : phase 5 : faciès des schistes bleus : glaucophanite et grenats

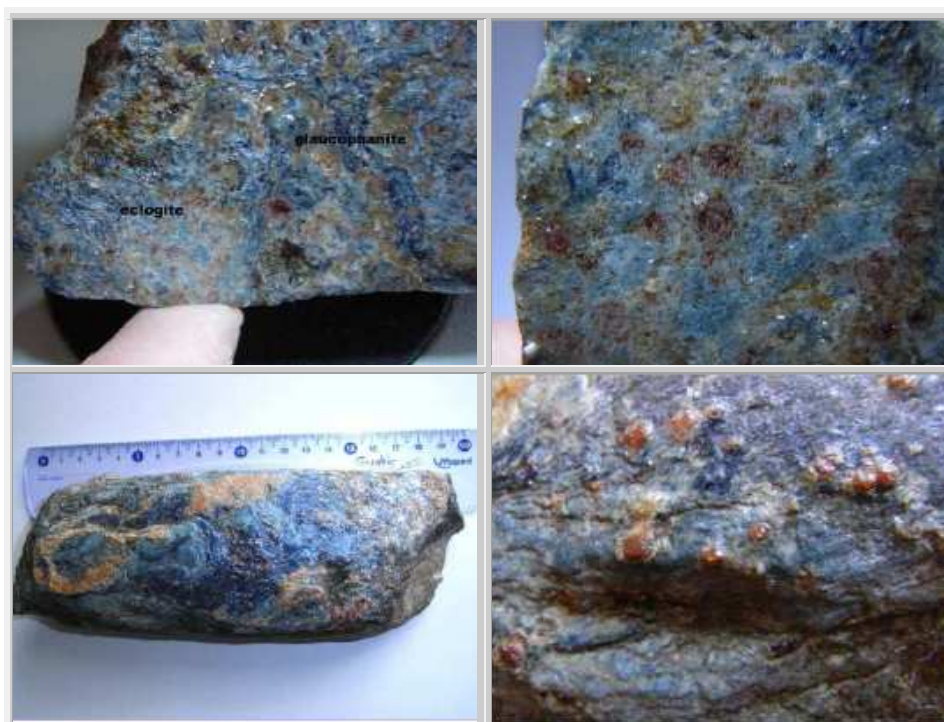


Figure 9 : Groix : phase 6 : faciès des éclogites : éclogite : jadéite et grenats, et glaucophanite à grenats

La richesse des minéraux de la partie orientale de l'île qui a conduit à la création de la réserve géologique François le Bail mérite un intérêt de tout premier ordre. Plus de 60 minéraux ont été répertoriés dont

les principaux sont :

- Glaucophane
- Epidote
- Grenat almandin
- Phengite (mica blanc)
- Quartz
- Chlorite
- Chloritoïde
- Albite

et en quantité moins abondante :

- Pyrite
- Fantôme de lawsonite
- Rutile, ilménite
- Magnétite

La diversité mais surtout la rareté des minéraux et des associations rencontrées sur l'île de Groix résultent de son histoire et de la subduction de roches métabasites. La partie orientale de l'île présente des associations en alternance lorsque l'on suit la côte constituée de :

- Glaucophanite à amphibole bleue et bleu-vert, épidote grenat, albite et fantôme de lawsonite
- Amphibolites vertes à amphibole bleu-vert dominante, avec grenats, épidote et albite
- Eclogite à clinopyroxène jadeïtique (omphacite), grenat, amphibole bleue et bleu-vert, épidote et albite

Compte tenu des minéraux répertoriés et les études effectuées en thermogéobarométrie, il est convenu que l'unité supérieure ainsi nommée car surjacent la précédente est néanmoins la partie de l'île qui a subducté davantage. Les roches ont atteint des pressions de 1.8 à 2.0 GPa soit une profondeur de l'ordre de 55-60 km, pour une température de 450-500°C.

4 LES GRENATS DE L'ILE DE GROIX

4.1 Rappels concernant la zonation des grenats [30]

Zonations de Mn et Ca représentatives du degré de métamorphisme

Le modèle classique des zones de métamorphisme régional présuppose des températures et des pressions élevées dues à des enfouissements profonds et aux forces tectoniques de déformation. Le grenat est l'un des minéraux qui permet de déterminer le degré de métamorphisme, c'est à dire le niveau d'évolution d'une zone qui a subi de telles contraintes géologiques, ainsi que les variations de ses compositions.

La variation de composition dans un grenat, en particulier la quantité de MnO, a depuis longtemps été exploitée comme indicateur du degré de métamorphisme. GOLDSMIDT fut le premier à noter que la teneur en MnO dans les grenats diminuait lorsque l'intensité (ou le degré) du métamorphisme s'accroissait ; comportement qu'il a attribué à l'incorporation de la majeure partie du MnO de la roche dans la cristallisation la plus ancienne du grenat.

Les analyses à la microsonde électronique permettent en effet, aujourd'hui, de montrer qu'il y a une évolution de la composition des grenats du cœur vers la surface des grains, avec généralement une diminution en MnO et en CaO et augmentation en FeO et MgO. MIYASHIRO et ENGEL ont suivi la même ligne de pensée. MIYASHIRO a suggéré que malgré la grande taille de l'ion Mn²⁺, son intégration est possible dans la structure du grenat tant que les pressions ne sont pas trop élevées (degré faible de métamorphisme) alors que pour des pressions plus élevées, les ions Fe²⁺ et Mg²⁺ nettement plus petits, sont plus aptes à pénétrer dans la structure du grenat.

Ainsi, il fut tout d'abord proposé que le principe qu'une diminution de MnO dans le grenat indiquait une augmentation du degré de métamorphisme régional.

LAMBERT présenta un raisonnement analogue pour expliquer la diminution de la teneur en CaO du cœur vers la surface du grenat qui serait, d'après lui, également corrélée à l'augmentation du degré de métamorphisme.

Enfin STURT, appuyé par NANDI, a également démontré la relation inverse qui existe entre les teneurs en (MnO+CaO) et le degré de métamorphisme.

Zonation représentative de la roche mère

Toutefois, certains chercheurs ne sont pas d'accord avec cette théorie. En fait, la réalité est autrement plus complexe et si, sur certains sites, une théorie semble corroborée aux observations géologues, un autre site viendra apporter des éléments aux détracteurs de cette théorie. Ainsi, EVANS lança un avertissement dans l'interprétation de la diminution de la teneur en MnO du grenat comme indicateur de l'accroissement de la pression du métamorphisme. Il prit comme départ de son étude, les échanges Mg-Fe dans les grenats et dans d'autres silicates communs et montra que pour des compositions initiales données, les ratios Mg/Fe dans les grenats pouvaient diminuer avec la pression.

Mais surtout, KRETZ a démontré qu'il pouvait y avoir influence des minéraux coexistants sur la composition d'un autre minéral donné. Il y aurait donc pour KRETZ influence de l'environnement : la variation de composition dans le grenat dépendrait non seulement des variations de pression et de température mais **aussi** des variations de composition des différents composants à l'intérieur même de la matrice.

D'ailleurs il est possible de rencontrer sur un même échantillon, donc très proches les uns des autres, des grenats homogènes et des grenats zonés, tous ayant subi les mêmes événements métamorphiques. ATHERTON et EDMUNDS pensent que la zonation reflète les modifications des conditions d'équilibre entre le grenat et sa matrice pendant la croissance et/ou le métamorphisme polyphasé.

A travers ces propres travaux, et ceux de CHINNER et HUTTON, ATHERTON indiqua la présence de grenats de compositions quasi différentes dans des roches de degré de métamorphisme similaire, et parfois en juxtaposition visuelle. **Sa conclusion était que la teneur en MnO, ainsi que pour tous les autres cations divalents, était substantiellement le reflet de la composition de la roche hôte** et que tout lien évident entre la composition du grenat et le degré de métamorphisme est impropre. Pour ATHERTON, la zonation et les modifications progressives dans la composition du grenat sont dues aux variations de concentrations des cations divalents avec augmentation du degré de métamorphisme, et considéra que des anomalies dans la séquence étaient explicables en termes de variations de la composition de la roche mère.

MIYASHIRO et SHIDO dans un traitement théorique substantiel, ont déduit que le facteur principal contrôlant les compositions successives des grenats est la composition du grenat déjà cristallisé, depuis que la matrice a été spoliée d'une partie de ces oxydes. De même, à partir d'une étude théorique, **ANDERSON et BUCKLEY ont montré que pour des conditions de liaisons et des coefficients de diffusion raisonnables, les profils de zonation observés dans les grenats pouvaient être expliqués par des considérations de diffusion.**

TRACY et al ont noté que les grenats issus d'assemblages pélitiques métamorphosés montraient, dans différentes zones métamorphiques, des schémas de distribution en éléments qui sont des fonctions complexes de la composition de la roche environnante, des réactions continues spécifiques dans lesquelles le grenat est impliqué, de P, de T, et de l'histoire de la roche, des taux de diffusion homogène, et peut-être aussi de l'intervention des fluides métamorphiques aux différentes étapes du développement du grenat.

Ils ont travaillé sur des calibrations des réactions d'échanges Fe-Mg dans les couples grenat-biotite et grenat – cordiérite et sur diverses réactions minérales continues Fe-Mn afin de définir des évaluations des conditions P-T pendant les métamorphismes prograde et rétrograde dans le Massachussetts central.

STANTON, dans ces études sur Broken Hill (New South Wales, Australie) suggéra que les grenats représentaient in situ la transformation de la septachlorite de chamotte manganifère, et que chaque zone reflétait la structure oolitique originelle de la chamotte sédimentaire. Dans des études ultérieures, Stanton et Williams ont conclu que compte tenu que les différences de composition intervenaient sur de faibles échelles dans les grenats (1-2 mm), à l'intérieur d'une matrice monocomposée (quartz), la composition du grenat devait certainement être l'image des variations de composition des sédiments, et non des variations de degré de métamorphisme.

Pire encore, **MULLER et SCHNEIDER ont montré que la teneur en MnO des grenats étaient des indicateurs, non seulement du degré de métamorphisme et de la chimie de la roche mère, mais aussi de la fugacité de l'oxygène.** Ils ont rejeté le modèle de fractionnement de RAYLEIGH présenté par HOLLISTER et

conclurent que la décroissance de la teneur en Mn, et l'augmentation en parallèle de celle en Fe dans les grenats, avec l'augmentation du degré de métamorphisme provient de la réduction progressive de la fugacité de l'oxygène. HSU, dans ses travaux de recherche sur les réactions de phase dans le système Al-Mn-Fe-Si-O-H a découvert que la stabilité de l'almandin est fortement dépendante de la fugacité de l'oxygène, et est favorisée par des assemblages caractérisés par une activité élevée du cation bivalent Fe^{2+} . A contrario, l'activité du cation Mn^{2+} est moins influencée par la fugacité de l'oxygène. Ainsi, MULLER et SCHNEIDER ont conclu que la diminution observée de la teneur en Mn dans les grenats lorsque le degré de métamorphisme augmente, est due à la capacité de stockage du graphite présent à côté des nuclei de grenats.

Avec une augmentation de degré de métamorphisme, la réserve du graphite stabilise les minéraux qui dépendent d'une fugacité faible en oxygène, ce qui fait que l'almandin se forme davantage lorsque le degré de métamorphisme augmente, plutôt que le spessartine. MULLER et SCHNEIDER ont aussi noté que certains des grenats qu'ils ont étudiés ne sont pas zonés, mais montrent des inhomogénéités dispersées dans la masse du grenat.

Conclusion

La zonation des grenats est un phénomène complexe qui est une conséquence non seulement des conditions PT de formation du grenat au cours du métamorphisme, mais également de la nature de la roche mère, et plus particulièrement de la nature des précurseurs.

4.2 Echantillons de Groix

Revenons une nouvelle fois aux travaux de Valérie Bosse, qui sont une source fondamentale de cet exposé, ainsi qu'à ma bibliographie sur les grenats.

Plusieurs échantillons ont été analysés dont voici les teneurs en principaux éléments en fonction de la profondeur dans le grenat.

Sample:	2			3		5*		14		PSN 7		MEN 3	
Analysis no.:	14	19	20	82c	83c	88	92	24	337	82	83	86	87
	Ep adj	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂	37.24	37.71	37.51	37.39	37.40	37.50	37.62	37.55	37.48	37.09	37.26	36.892	36.937
TiO ₂	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00	0.13	0.03	0.07	0.00	0.09	0.11	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	20.52	20.67	21.06	20.79	20.76	19.86	20.88	20.61	20.72	20.52	20.65	20.61	20.57
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	0.05	0.00
FeO*	32.37	23.87	32.42	29.74	31.19	26.27	33.48	28.58	31.63	27.30	26.77	22.56	29.31
MnO	1.40	11.99	0.25	3.29	2.66	8.47	1.49	3.99	2.03	5.78	3.37	13.38	7.35
MgO	1.04	0.49	1.89	2.41	2.79	1.14	2.22	0.75	1.16	0.54	0.50	0.63	0.71
CaO	7.72	6.46	6.78	6.55	5.34	6.27	5.04	8.75	7.01	9.45	11.70	5.91	5.26
Na ₂ O	0.04	0.05	0.00	0.02	0.01	0.06	0.04	0.02	0.02	0.03	0.00	0.07	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.41	101.32	99.95	100.20	100.20	99.73	100.85	100.32	100.13	100.79	100.35	100.16	100.16
<i>Normalized to 12 oxygens</i>													
Si	2.999	3.019	3.007	2.994	2.997	3.042	3.004	3.015	3.017	2.981	2.987	2.993	3.001
Ti	0.005	0.004	0.000	0.000	0.000	0.008	0.002	0.004	0.000	0.006	0.007	0.002	0.002
Al	1.948	1.951	1.990	1.962	1.960	1.899	1.965	1.950	1.965	1.944	1.951	1.971	1.970
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000
Fe	2.180	1.598	2.174	1.992	2.090	1.782	2.236	1.919	2.129	1.836	1.794	1.531	1.991
Mn	0.095	0.813	0.017	0.223	0.181	0.582	0.101	0.271	0.139	0.394	0.228	0.920	0.506
Mg	0.125	0.059	0.225	0.288	0.334	0.138	0.264	0.090	0.139	0.064	0.059	0.077	0.085
Ca	0.666	0.554	0.582	0.562	0.459	0.545	0.431	0.753	0.604	0.814	1.005	0.514	0.457
Na	0.007	0.008	0.000	0.003	0.002	0.010	0.006	0.003	0.003	0.005	0.001	0.011	0.001
K	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.026	8.006	7.999	8.026	8.025	8.008	8.013	8.007	8.002	8.043	8.032	8.022	8.013
X(Alm)	0.71	0.52	0.72	0.64	0.68	0.58	0.74	0.63	0.71	0.58	0.57	0.50	0.65
X(Sps)	0.03	0.27	0.01	0.07	0.06	0.19	0.03	0.09	0.05	0.13	0.08	0.31	0.17
X(Prp)	0.04	0.02	0.08	0.10	0.11	0.05	0.09	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03
X(Grs)	0.22	0.18	0.19	0.19	0.15	0.18	0.14	0.25	0.20	0.27	0.33	0.17	0.15
X(Mg)	0.05	0.04	0.09	0.13	0.14	0.07	0.11	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.04

Table 2 : Composition de différents grenats [29], les compositions ont été ramenés à 12 atomes d'oxygène de manière à définir la concentration de la solution solide de grenats en teneur en chacun des pôles minéraux Almandin, Spessartine, Pyrope, et Grossulaire

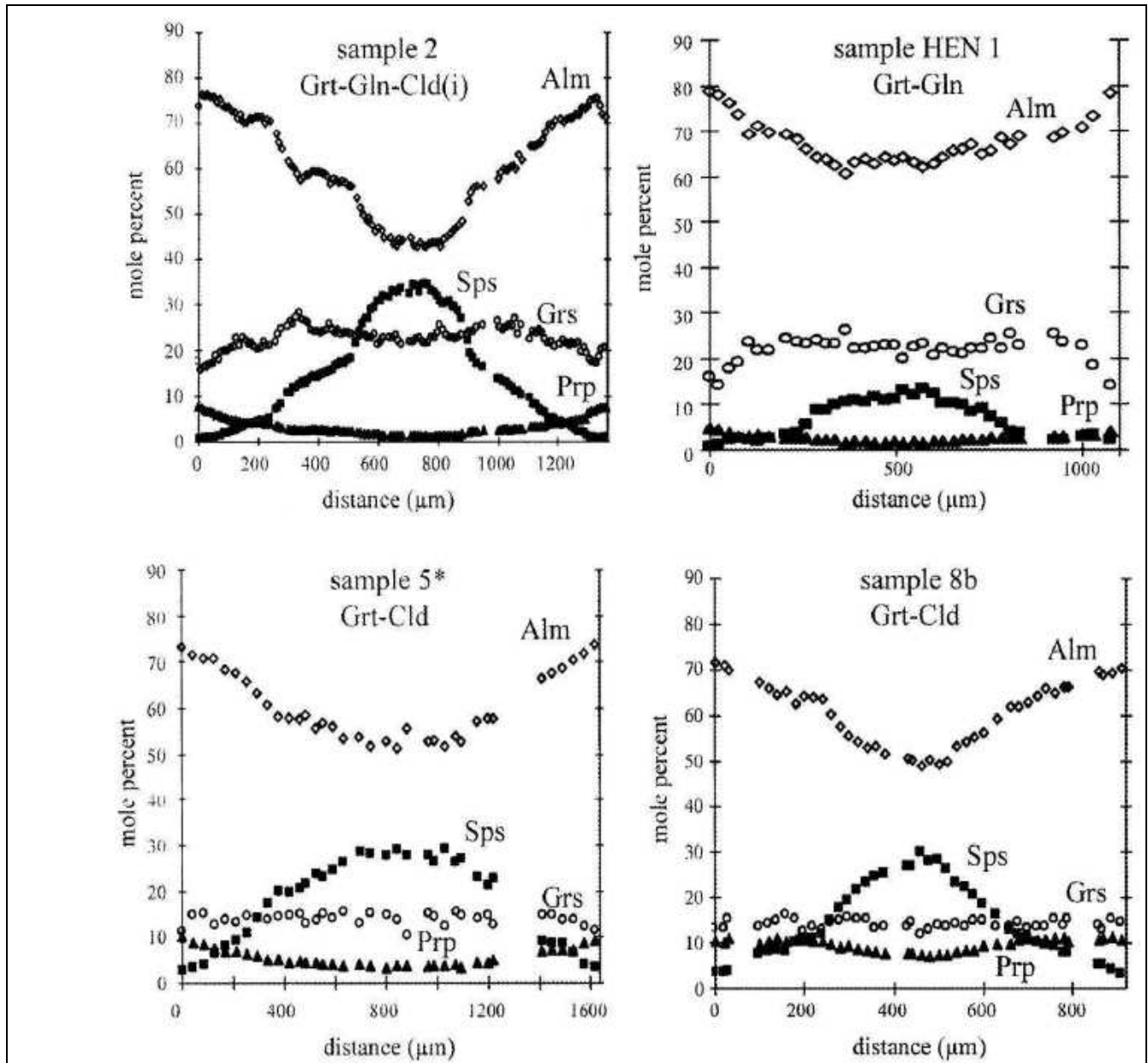


Figure 10 : Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29] - Unité supérieure –
 Echantillons 2 et HEN1 : grenats sans présence de chloritoïde
 Echantillons 5 et 8b : grenats de micaschistes avec chloritoïde

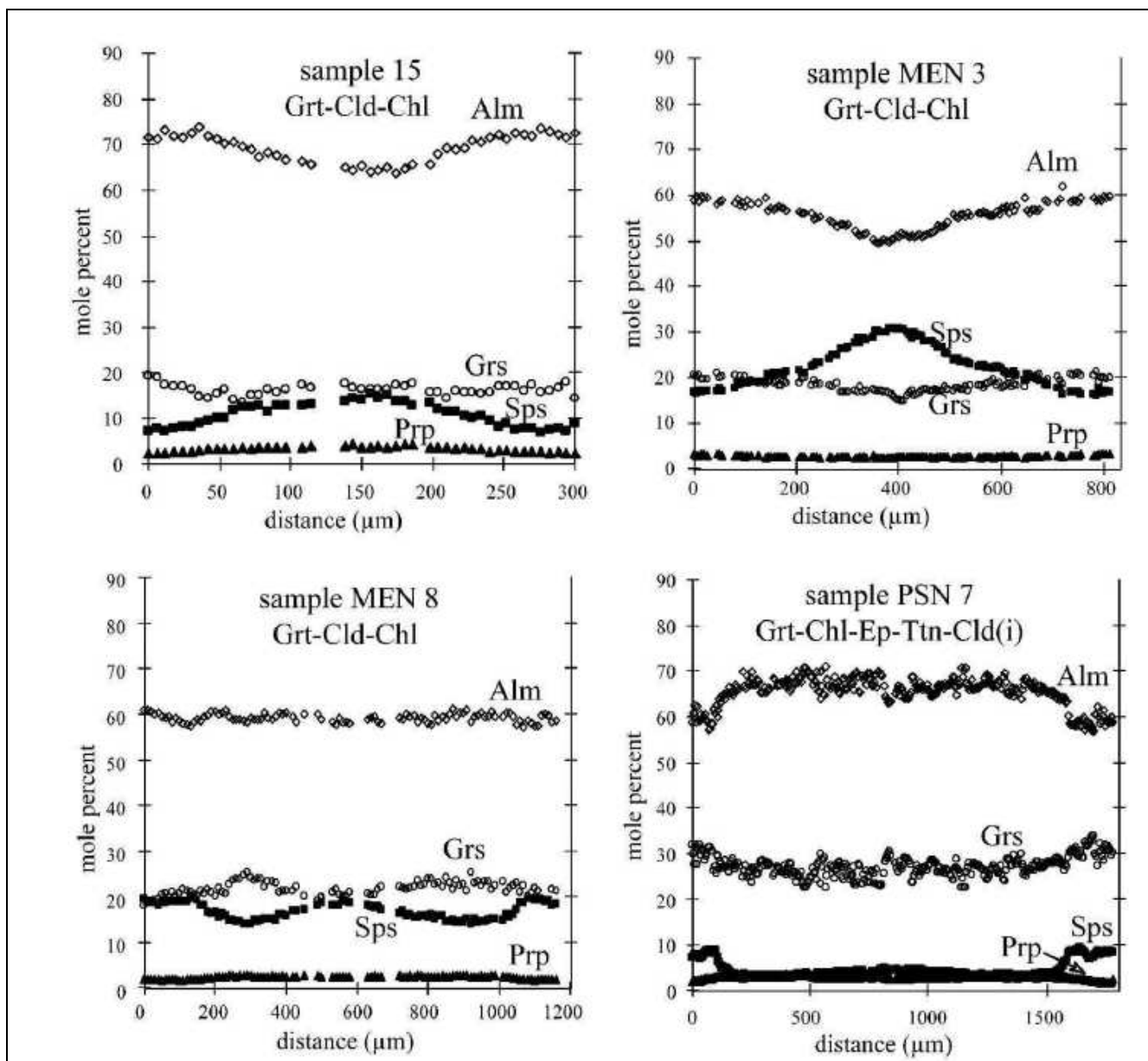


Figure 11 : Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29] - Unité inférieure – grenats de micaschistes avec chloritoïde

D'après les analyses réalisées par V. BOSSE, la composition chimique des micaschistes de l'île de Groix ont des compositions très homogènes. Dans ce cas, les zonation observées dans la composition des grenats peuvent effectivement être corrélées aux conditions PT de formation de ces grenats.

Général

La cristallisation des grenats est principalement due à deux phénomènes conjugués lors de l'augmentation de la pression, la déshydratation des minéraux et la réduction du volume par recombinaison des éléments chimiques pour former des minéraux plus denses.

En outre, plus la pression augmente, plus les volumes disponibles à l'intérieur même de la maille de grenat sont réduits. C'est pourquoi, traditionnellement le pyrope (Mg^{2+}) est qualifié de grenat des hautes pression par rapport à l'almandin (Fe^{2+}), car le cation Mg^{2+} , de rayon ionique inférieur à Fe^{2+} , s'insère plus facilement dans la maille du grenat aux plus hautes pression, déplaçant ainsi la composition de la solution solide rhodolite davantage vers la composition du pôle minéral pyrope.

Nota

Rayons ioniques des cations :

Mg^{2+} : 0,65 Å Fe^{2+} : 0,74 Å Mn^{2+} : 0,80 Å

Grenats de l'unité supérieure

Dans le cas des grenats de l'unité supérieure de l'île de Groix, on retrouve la zonation typique des grenats subissant une augmentation de pression, comme à Koongara [32].

Au début de la cristallisation des grenats, la pression était de l'ordre de 1 -1.2 GPa. Sous cette pression, les ions Mn^{2+} , de plus grand diamètre ont pu s'insérer dans la structure des grenats, qui renferment alors une concentration d'une trentaine de pour cents de spessartine.

Puis la subduction des roches se poursuivant, la pression s'est accrue jusqu'à 1,6-1,8 GPa environ. Sous ces pressions, les ions Mn^{2+} ne parvenaient plus à s'insérer dans la structure des grenats. Seuls les cations Fe^{2+} formaient le grenat, ce qui se traduit par un enrichissement relatif, important, du grenat en almandin.

Au paroxysme de la subduction, sous 1,8 GPa, le pyrope (Mg^{2+}), grenat des hautes pressions, commencent à se former et sa concentration augmente en périphérie des cristaux.

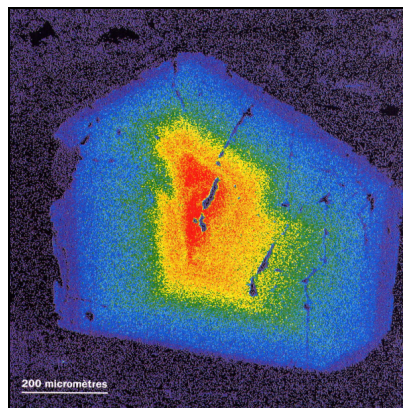


Figure 12 : Groix : Concentration en manganèse en fausse couleur d'un grenat d'éclogite , pris à la microsonde électronique [30]

Rouge forte concentration → bleu faible concentration

Grenats de l'unité inférieure

Le profil de composition des grenats de l'unité inférieure ne présente pas la même zonation des grenats. Ces derniers apparaissent en effet très homogènes du cœur jusqu'à la surface. Cela montre que les conditions de pression lors de la cristallisation des grenats n'a pas évolué.

Les grenats ont commencé à cristalliser sous des conditions de l'ordre de 1-1,2 GPa – 400°C, c'est-à-dire très proches des conditions PT limites maximales subies par les roches de l'unité inférieure. Les grenats n'ont donc pas ressenti d'accroissement de pression et les cations Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} se sont fixés dans les grenats en formation, de manière régulière dans le temps.

Il est à remarquer que l'on retrouve à travers l'homogénéité des grenats, l'homogénéité de leur roche mère, qui a fourni de manière analogue et entre les grenats, et dans le temps, les cations bivalents formateurs des grenats.

5 PETROLOGIE DES ROCHES PELITIQUES

Les micaschistes des unités supérieure et inférieure montrent des disparités notables :

- Les grenats sont plus abondants dans l'unité supérieure : on les trouve dans la totalité des micaschistes. Alors que dans l'unité inférieure, ils ne sont présents que de manière disséminée dans certaines couches, peut être là où localement la température et/ou la pression ont été un peu plus intenses et ont permis leur formation.
- Les cristaux sont plus gros dans l'unité supérieure : les grenats peuvent mesurer jusqu'à 1 cm et les cristaux de chloritoïde jusqu'à 2 cm. Des aiguilles de glaucophane de 5 cm ont également été recensées au sud de Locmaria. Dans l'unité inférieure, ces cristaux n'excèdent pas 1 mm.
- Les micaschistes de l'unité inférieure ont une teinte plus sombre, grisâtre, due à la présence abondante de graphite. Dans l'unité supérieure, le graphite est confiné dans quelques couches.

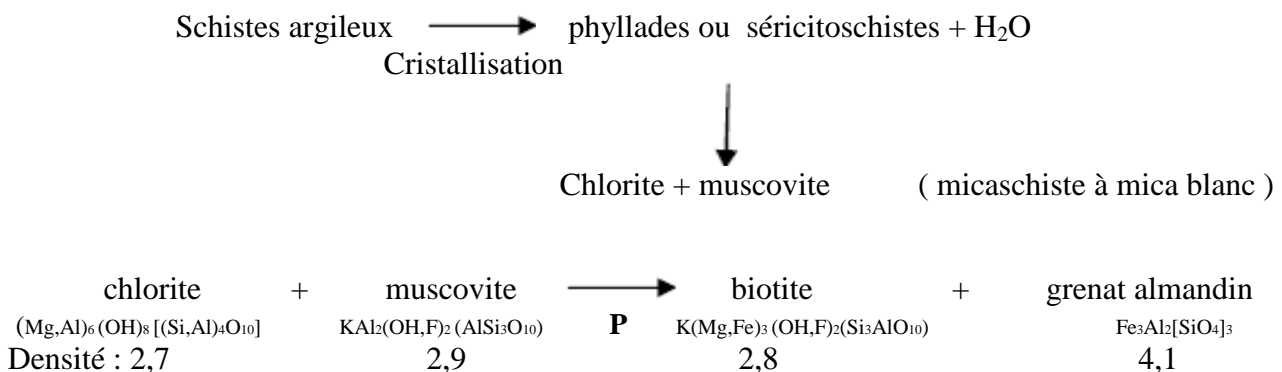
La déformation ductile primaire est bien développée sur les roches.

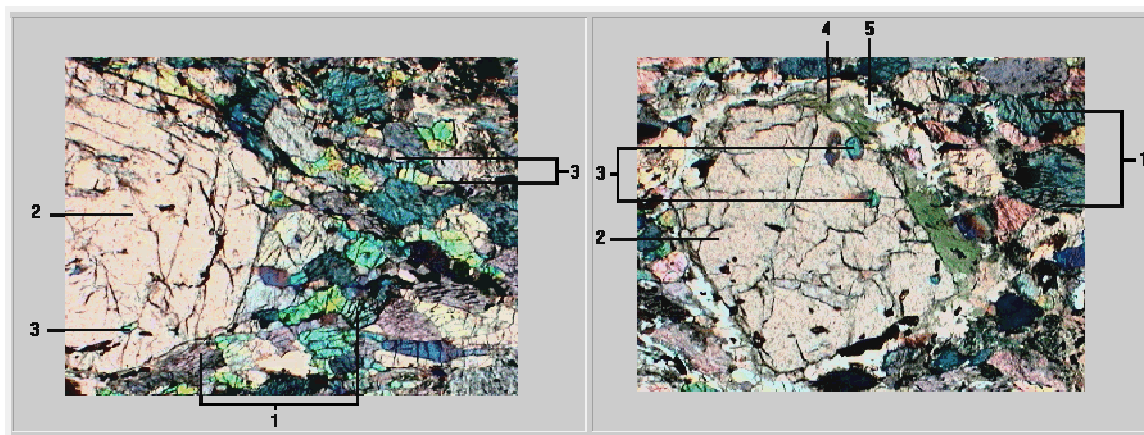
Bien que les côtes de l'île soient partiellement d'origine mantellique océanique, des sédiments argileux, des radiolarites, etc... constituent le corps de l'île. Ces sédiments ont également subi le processus d'enfouissement lors de la subduction de l'île.



Figure 13 : Micaschistes affleurant en abondance sur la bordure de la plage des grands sables

Mais compte tenu de leur nature chimique pélitique, soumis aux conditions à l'accroissement des conditions de pression et de température, ils sont métamorphisés et conduisent à la formation de grenats selon les mécanismes suivants :





1	glaucophane	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2 [\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$
2	grenat	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
3	épidote	$\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Al}, \text{Fe}) [\text{Si}_3\text{O}_9\text{OH}]$
4	chlorite	$(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3\text{Mg}_3 [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2](\text{OH})_6$
5	quartz	SiO_2
autres minéraux	chloritoïde	$\text{Fe}_2\text{Al}, \text{Al}_3[(\text{OH})_4, \text{O}_2(\text{SiO}_4)_2]$
	hématite rutile	Fe_2O_3 TiO_2

Rappel sur l’évolution de la structure de roches métamorphisées

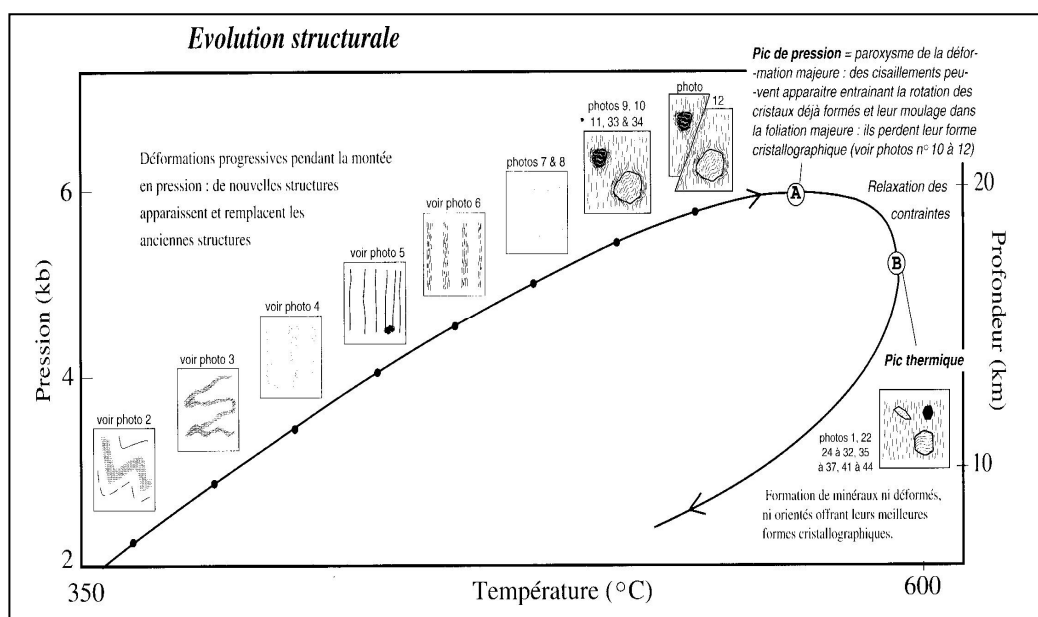


Figure 14 : Groix : microphotographies d’échantillons provenant de l’Ile de Groix, Martine Denis http://svt.ac-dijon.fr/dyn/article.php3?id_article=31

- a) grenat et son environnement qui ne présente qu’ courte échelle une structure orientée : cristallisation du grenat en fin d’évolution prograde du métamorphisme
- b) grenat présentant une faible coronitisation en chlorite

La présence abondante de grenats et l'absence de staurotides et de cyanites, indiquent que la température atteinte par les schistes est de l'ordre de 450-500°C.

Les grenats sont assez bien formés et ne présentent que peu ou pas de structure coronitique. Ils se sont donc formés en fin d'évolution prograde du métamorphisme. Bien que V. Bosse indique la présence d'une certaine rétrogradation des roches de l'île de Groix, je n'ai pas observé celle-ci sur les échantillons en ma possession et la micrographie de Martine DENIS ne présente elle aussi qu'une très faible décomposition d'un grenat en chlorite.

6 GROIX ET SES SABLES ROUGES

L'une des particularités de l'île de Groix est de présenter sur sa face orientale des plages colorées par la présence de multitudes de petits grains de grenats arrachés à leur roche mère. Je vous renvoi au blog d'un passionné de sables Keravo, <http://varsable.canalblog.com/archives/2009/01/07/11998435.html>

Bien qu'ils ne soient pas stables thermodynamiquement sous la pression atmosphérique, les grenats résistent relativement bien à l'altération ; c'est-à-dire aux processus chimiques qui, sous l'effet de l'eau et de la pluie, dissolvent les minéraux. De plus les grenats sont très durs, parfois utilisés comme abrasifs comme les pyropes, ils résistent donc bien à l'érosion.

Ainsi, quand les vagues viennent se jeter sur les berges et désagrègent les roches, les grenats sont arrachés à leur gangue, généralement plus tendre puis sont préférentiellement rejetés vers le haut des plages, avec d'autres minéraux de forte densité, où ils viennent former les plages de sable rouge, si caractéristiques de l'île de Groix.

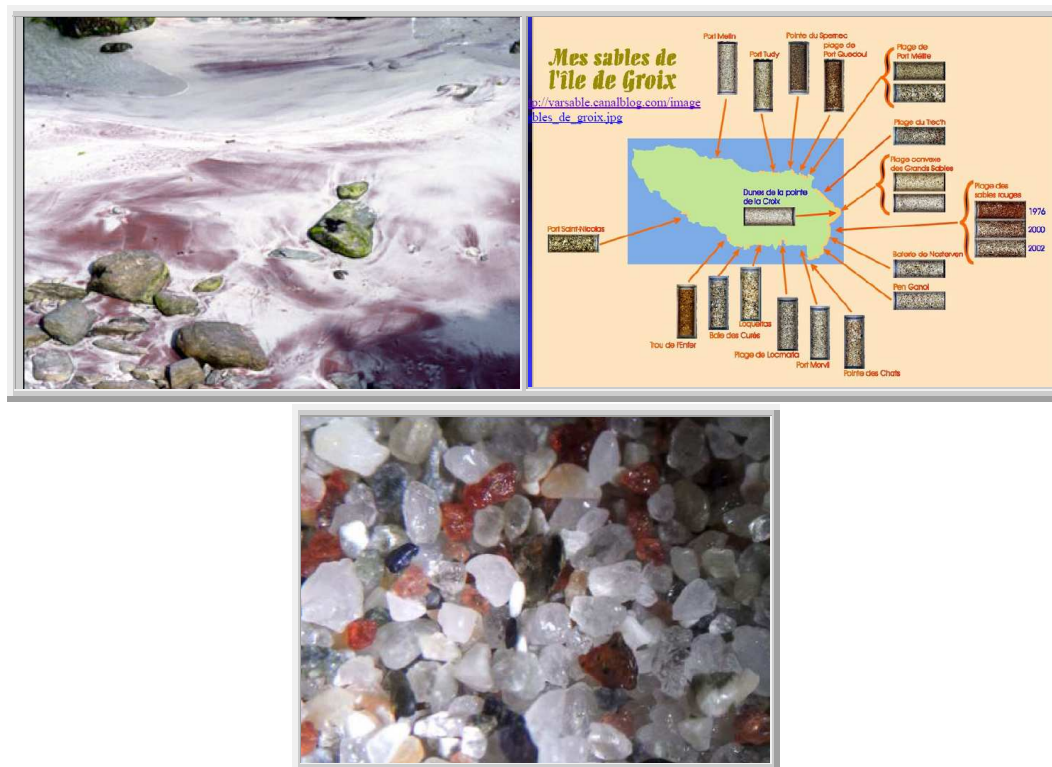


Figure 15 : Groix : Les sables rouges colorés par leur richesse en grenats

- Plage des sables rouges
- Evolution de la teneur en grenat (teinte rouge) du sable de Groix au cours de ces dernières années
http://varsable.canalblog.com/image/sables_de_groix.jpg
- Sable en 2009

Lors de mon passage sur l'île en 2009, le sable était clair. Y aurait-il une diminution de l'érosion naturelle des roches de l'île et de son environnement sous marin qui diminuerait la formation de ces petits grains rouges si prisés ?

7 PETROLOGIE GENERALE DE L'ILE DE GROIX

L'histoire géologique de l'île de Groix débute il y a fort longtemps, mais reste aujourd'hui sujette à hypothèses. Elle peut néanmoins se décomposer de la manière suivante :

7.1 Formation des roches

Il est indéniable que l'île de Groix résulte de la sédimentation importante de produits argileux, probablement d'origine continentale.

Mais l'origine de la présence de roches métabasiques est moins évidente. Contrairement au massif du Chenaillet dans les Alpes ou au territoire d'Oman, il n'y a pas autour de l'île de Groix de représentation physique de séquence ophiolitique (laves en coussins, gabbro), bien que les traces d'une suture ophiolitique soit déclarée par André [7].

Il en résulte l'émission de deux hypothèses quant à l'origine des roches primaires de l'île [28] :

- l'île de Groix proviendrait d'un bassin sédimentaire étroit qui aurait reçu en grande quantité les résidus de l'érosion de continents adjacents, dans lequel des laves se seraient épanchées à la surface de ces sédiments ou insinués parmi eux. Cette physionomie existe de nos jours dans le golfe de Californie.
- l'île de Groix proviendrait des restes d'un prisme d'accrétion formé par l'agglomération des restes de plateau océanique et de sédiments d'origine continentale, comme c'est le cas dans l'archipel du Japon.

7.2 Subduction

La formation d'une zone de subduction au large de la plaque Armorique

7.3 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].

Modèle de Schulz et al.

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 rétomorphose (seconde exhumation).

L'exhumation est donc dans ce modèle polycyclique.

Modèle de Valérie Bosse et al

Pour V. Bosse et al. [2002], seul un cycle est enregistré, le maximum d'enfouissement (15-20 kbar, environ 500°C) correspondant à des profondeurs de l'ordre de 45-60 km. L'exhumation est alors monocyclique.

Les schistes bleus de l'île de Groix chevauchent les porphyroïdes, qui préservent également des reliques de métamorphisme de relative haute pression, à la transition entre les faciès des schistes verts et celui des schistes bleus [Le Hébel et al., 2002].

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 eu 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.

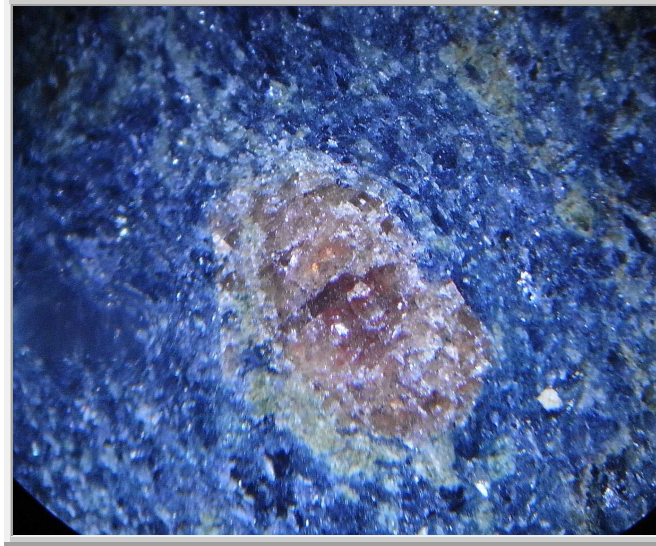


Figure 16 : Groix : Grenat et clinozoïsite (vert pomme) dans une matrice de glaucophane : absence de ceinture kéliphitique de chlorite autour des grenats – l'exhumation s'est produite rapidement

8 DATATION DES EVENEMENTS

L'âge de l'épisode 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 :

- (1) les âges Sm-Nd des éclogites sont compatibles avec leur âge U-Pb sur zircon (environ 360 Ma)
- (2) 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 :

- (3) l'exhumation des roches éclogitiques est rapide,
- (4) l'exhumation a eu 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).

Référence	Age subduction (M années)	Age rétrogradation/exhumation (M années)
27	340 ± 10	295 ± 8 exhumation rapide
24	360 ± 4	345 ± 5

Table 3 : Groix : Détermination des âges à partir des isotopes de Sr et du rapport Rb/Sr et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

9 PROCESSUS TECTONIQUES ET DISCONTINUITES METAMORPHIQUES

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 de 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).

Voici pour démonstration de la complexité de la zonation de l'île de Groix : trois découpages différents séparent les unités de moyenne et de haute pression de l'île et pas moins de quatre modèles tentent d'expliquer les mêmes constatations géologiques du site, qui logiquement, devraient être les mêmes pour tous, voire les plus récents pouvant reprendre les mesures effectuées par leurs prédécesseurs.

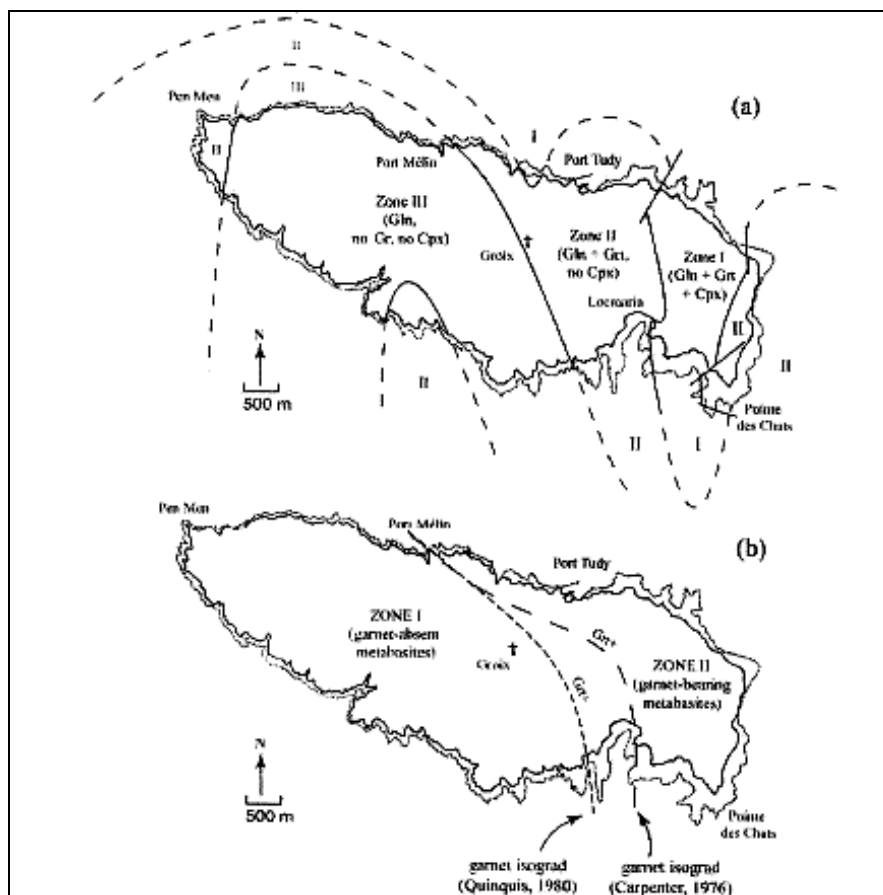
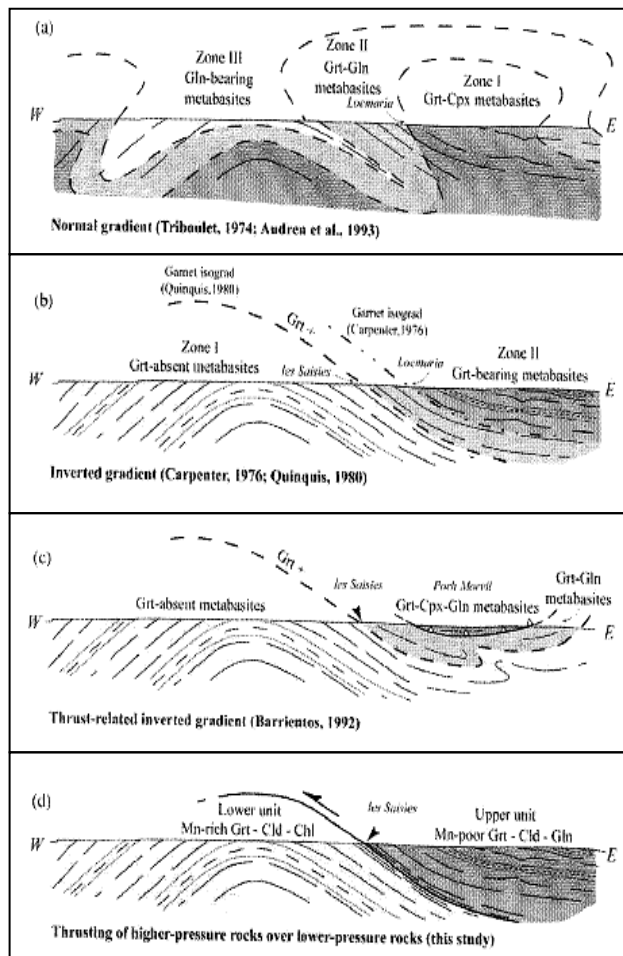


Figure 17 : Groix : Zonation métamorphique de l'île de Groix :

- Identification de 3 zones par Triboulet (1974) et Audren et al (1993), basée sur la distribution du grenat (Gr) et de l'omphacite (Cpx) dans les metabasites. Les trois zones identifiées par Audren et al coupent les deux structures D1 et D2, alors que l'isograde positif des grenats Grt+ de Quinquis (1980) est parallèle au tracé de S1 et a été plissé pendant D2.
- Identification de deux zones par Carpenter (1976), basée sur la distribution des grenats dans les metabasites



a) Le gradient métamorphique est normal, bien que fortement plissé (Triboulet, 1974 ; Audren et al, 1993).

b) L'isograde des grenats (Carpenter 1976) coupe l'île en deux unités occidentale et orientale. Puisque les données structurales montrent que les micaschistes orientaux reposent sur les micaschistes occidentaux, il doit y avoir un gradient métamorphique renversé (sic) (Quinquis, 1980)

c) Un chevauchement est supposé être présent à la base des schistes bleus de plus haut degré, grenat et omphacite. Le gradient métamorphique renversé (schiste bleu à grenat-glaucophane) est dû au rééquilibrage thermique du mur de l'enfoncement (Barrientos, 1992).

d) Chevauchement des roches de plus haute pression sur celles de plus basse pression. Cette théorie explique l'idée de « gradient métamorphique renversé », l'« isograde grenat » ne serait en fait que la représentation physique de la zone de cisaillement ductile interprétée comme un chevauchement syn D1.

Figure 18 : Groix : 4 modèles d'explication de la zonation géologique et de l'inversion des roches de plus hautes et moins hautes pression

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 [29] :

- (1) la zonation est discontinue,
- (2) 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 ont été 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.

10 SUBDUCTION ET COMPRESSION CONTINENTALE

Dans le cadre des recherches sur la genèse de la chaîne hercynienne, plusieurs programmes ont été développés [thèses V. Bosse, F. Le Hébel, C. Gumiaux ; Audren 1999, 2000 ; Schultz et al., 2001a, b], dont une large part dans le cadre du programme ARMOR 2. Ils ont permis aujourd'hui, de réécrire l'histoire géologique de cette chaîne.

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 synépaississement 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 :

- (1) de montrer que l'ensemble du domaine centre armoricain, essentiellement soumis à du décrochement, n'a subi qu'un épaississement modéré,
- (2) 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,
- (3) 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,
- (4) d'enraciner, en Vendée, ces unités chevauchantes au niveau de la zone des Essarts qui apparaît comme une zone de suture majeure,
- (5) de situer la transition fragile-ductile anté-extension vers la base des unités HP-BT,
- (6) 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,
- (7) de proposer une exhumation de la croûte migmatitique sous-jacente via des détachements qui recoupent les unités supérieures.

11 EN RESUME

L'île de Groix est un petit rocher émergeant dans l'Atlantique. Mais quel contraste entre le calme qui émane de ce lieu par une belle journée de printemps de nos jours, et la fureur de la nature qu'elle a subie au début du Dévonien. Tout d'abord immergée, puis subductée jusqu'à 60 km de profondeur et enfin exhumée, en quelques millions d'années seulement, l'île de Groix est le représentant des forces incommensurables que peuvent générer la Terre.

Mais remontons quelques 500 Ma en arrière : un petit pas pour la géologie, un bond de géant pour l'humanité. A cette époque, les terres qui vont devenir la France et l'Espagne sont situées proches du pôle sud et l'île de Groix est localisée entre l'Armorique et la future Galice : l'Espagne étant à l'époque totalement immergée et n'ayant pas encore pivotée autour de la France vers sa position actuelle trans pyrénéenne.

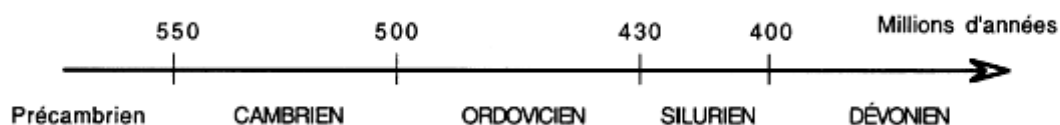


Figure 19 : Rappel des époques géologiques concernées par les mécanismes de subduction-collision responsable de l'orogénèse hercynienne

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 Protopondwana se produit par formation de rifts continentaux qui vont donner successivement, l'océan rhéique puis l'océan du massif central.

Les plaques dérivent en direction du nord-nord ouest sous l'effet de la subduction dans l'océan Iapetus, au large du continent Laurentia.

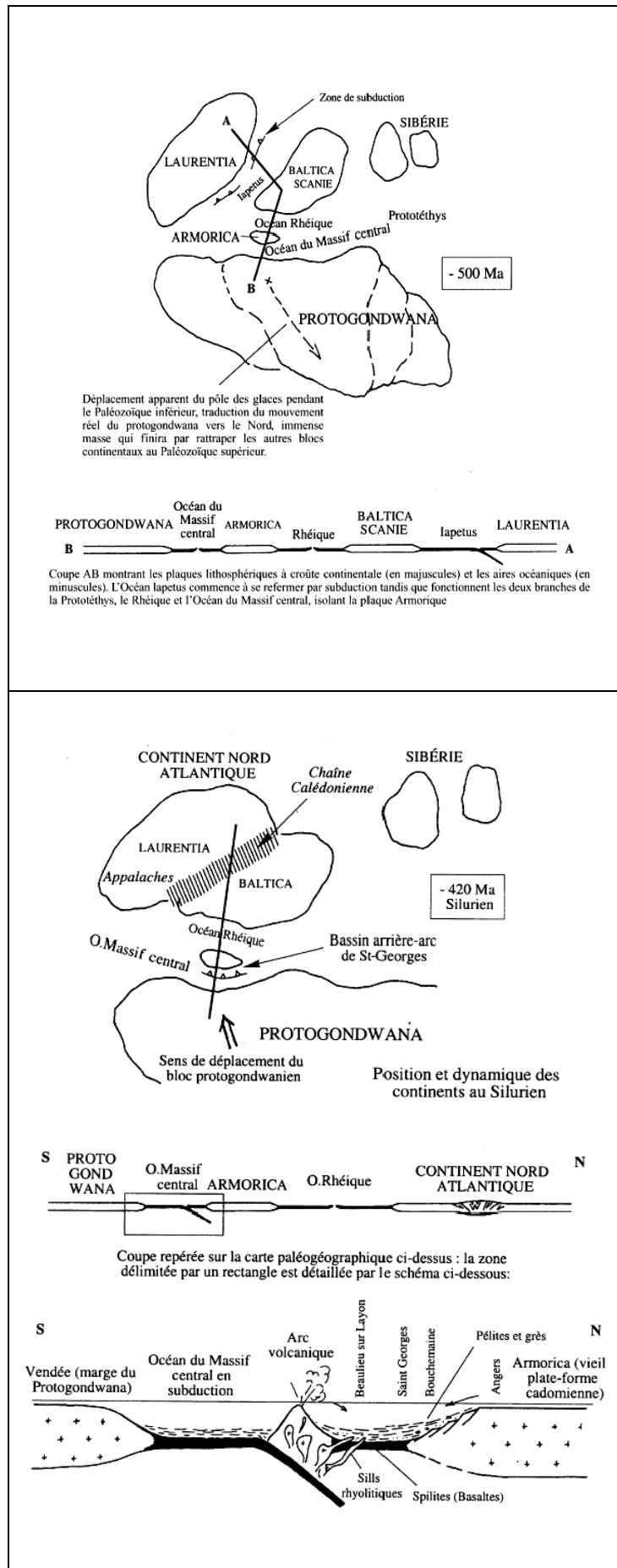
L'île de Groix se situe alors dans l'océan du Massif central et se présente probablement sous la forme d'un fossé étroit où viennent s'accumuler les sédiments continentaux en provenance de l'érosion de la chaîne cadomienne.

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.

A la fin du Silurien, l'île de Groix, commence à subduire sous la plaque Armorique. Elle est alors constituée de sédiments continentaux pélitiques et d'insertions de roches métabasiques d'origine océanique. Toutefois, il est difficile encore aujourd'hui de définir exactement l'origine des roches de l'île.

En l'absence d'observations de séquence ophiolitique sur et autour de l'île de Groix, il n'est pas possible de déterminer si ses roches métabasiques sont des plaques du plancher océanique proprement dit, qui auraient été adjointes aux sédiments continentaux, ou bien d'épanchements basaltiques au cœur ou le long des strates des sédiments continentaux.

L'hypothèse qui me paraît la plus vraisemblable reste néanmoins la première, en considérant l'île de Groix comme étant un reliquat du prisme d'accrétion de la subduction au large de l'Armorique.



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

Les reliques de ces océans sont représentées de nos jours, 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)

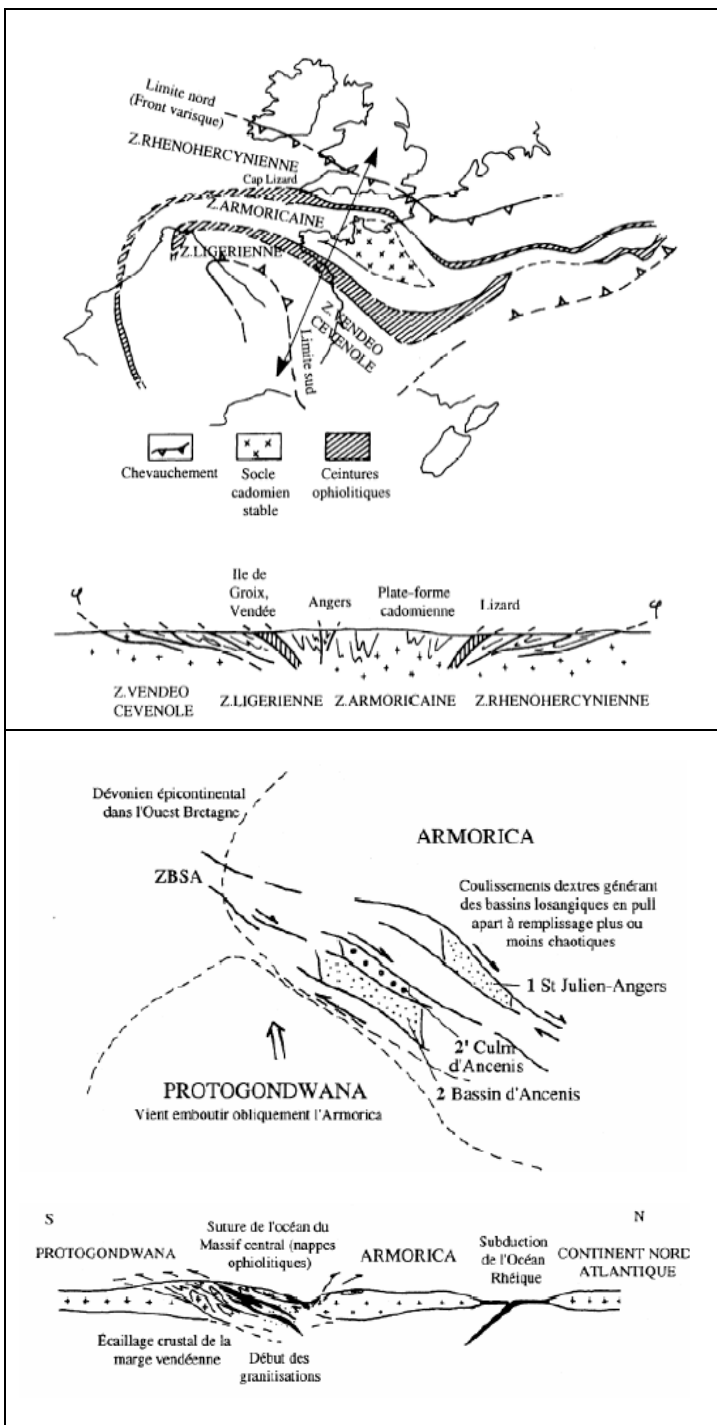


Figure 20 : Groix : Histoire géologique de la Bretagne d'après Jean Pierre André [7]

La collision du Dévonien est consécutive à la fermeture de l'océan du massif central (Debelmas et Mascle (1991)).

Le Protogondwana entre en collision avec le domaine médio-Armoricain. La subduction a créé une faille, qui devient le siège d'un glissement de la plaque médio-Armoricaine contre la plaque Aquitaine.

L'île de Groix est alors entraînée par le protogondwana dans une exhumation très rapide d'origine mécanique, qui a permis aux minéraux de demeurer dans leur état présent sous des conditions métamorphiques de MP à HP-HT, ne subissant qu'une légère rétrogradation

Sommaire

1	RESERVE NATURELLE François Le Bail	317
2	PETROGRAPHIE.....	318
3	PETROLOGIE DES ROCHES METABASIQUES	319
3.1	Phase 1 : Serpentinisation des roches métabasiques d'origine océanique	320
3.2	Phase 2-3 : Faciès des schistes verts.....	320
3.3	Phase 4 : Faciès des schistes bleus.....	322
3.4	Phase 5 : paroxysme du métamorphisme de l'unité inférieure	323
3.5	Phase 6 : paroxysme du métamorphisme de l'unité supérieure	323
4	LES GRENATS DE L'ILE DE GROIX	326
4.1	Rappels concernant la zonation des grenats [30].....	326
	Zonations de Mn et Ca représentatives du degré de métamorphisme	326
	Zonation représentative de la roche mère.....	327
	Conclusion	328
4.2	Echantillons de Groix	328
	Général	332
	Grenats de l'unité supérieure.....	332
	Grenats de l'unité inférieure.....	332
5	PETROLOGIE DES ROCHES PELITIQUES.....	332
6	GROIX ET SES SABLES ROUGES.....	335
7	PETROLOGIE GENERALE DE L'ILE DE GROIX	336
7.1	Formation des roches.....	336
7.2	Subduction	336
7.3	Exhumation.....	336
	Modèle de Schulz et al.	336
	Modèle de Valérie Bosse et al.....	336
8	DATATION DES EVENEMENTS	337
9	PROCESSUS TECTONIQUES ET DISCONTINUITES METAMORPHIQUES	338
10	SUBDUCTION ET COMPRESSION CONTINENTALE.....	340
11	EN RESUME	340

Figures

Figure 1	: Groix : vue aérienne de l'île	317
Figure 2	: Groix : Principales structures géologiques du Morbihan et de l'île de Groix.....	319
Figure 3	: Groix : composition d'un certain nombre d'échantillons analysés par V. Bosse et al [29],	319
Figure 5	: Groix : phase 1	320
Figure 6	: Groix : phases 2-3 : faciès des schistes verts : schistes verts à dominante de chlorite /chloritoïde bruts et polis	322
Figure 4	: Groix : Diagramme PTt lors de la subduction puis de l'exhumation des roches de l'île de Groix et différentes phases décrites dans le texte.....	321
Figure 7	: Groix : phase 4 : faciès des schistes bleus	324
Figure 8	: Groix : phase 5 : faciès des schistes bleus : glaucophanite et grenats.....	325
Figure 9	: Groix : phase 6 : faciès des éclogites : éclogite : jadéite et grenats, et glaucophanite à grenats	325
Figure 10	: Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29] - Unité supérieure –.....	330
Figure 11	: Groix : Zonation de grenats en fonction de l'épaisseur de surface à surface [29] - Unité inférieure –.....	331
Figure 12	: Groix : Concentration en manganèse en fausse couleur d'un grenat d'éclogite , pris à la microsonde électronique [30]	332
Figure 13	: Micaschistes affleurant en abondance sur la bordure de la plage des grands sables.....	333
Figure 14	: Groix : microphotographies d'échantillons provenant de l'île de Groix, Martine Denis http://svt.ac-dijon.fr/dyn/article.php3?id_article=31	334
Figure 15	: Groix : Les sables rouges colorés par leur richesse en grenats	335
Figure 16	: Groix : Grenat et clinzoisite (vert pomme) dans une matrice de glaucophane : absence de ceinture kéliphitique de chlorite autour des grenats – l'exhumation s'est produite rapidement	337
Figure 17	: Groix : Zonation métamorphique de l'île de Groix :	338

Figure 18 : Groix : 4 modèles d'explication de la zonation géologique et de l'inversion des roches de plus hautes et moins hautes pression	339
Figure 19 : Rappel des époques géologiques concernées par les mécanismes de subduction-collision responsable de l'orogénèse hercynienne.....	340
Figure 20 : Groix : Histoire géologique de la Bretagne d'après Jean Pierre André [7].....	342

Références

- (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°B1,2029, 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 élogites 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 Gondwana France 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.univrennes1.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.archivesouvertes.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/etroj/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) (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) 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) Société minéralogie et géologique de Bretagne, La sortie du 17.06.2006 en Loire-Atlantique et Vendée animée par Michel Ballèvre, <http://sgmb.univrennes1.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 élogites rétromorphosées <http://www.volcanogeol.eu/metamorphisme/v/meta50.htm>
- (23) Dominique Rossier, Entretiens sur le métamorphisme : Géodynamisme des hautes pressions – Le cas de l'Ile de Groix : glaucophanites et élogites, <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) CARPENTER M.S.N., Petrogenetic study of the Glaucophane schists and associated rocks from the ile d Groix, Brittany, France, These, university of Oxford, 1976.
- (28) BALLEVRE Michel ; BOSSE Valérie ; FERAUD Gilbert ,Groix, une ile fossile, Journal de la recherche 2003, n°305, pp. 72-79
- (29) BOSSE Valérie ; BALLEVRE Michel ; and O. VIDAL, Ductile Thrusting recorded by the garnet isograd from blueschist-facies metapelites of the ile de Groix, Armorican massif, France, J. of Petrology, vol 43, n°3, pp 485-510, 2002.
- (30) EL-Korn A., SCHMIDT S.T. and BALLEVRE M., Zonation of garnet in the high pressure mafic rocks of the ile de groix, Brittany, France : first results, 2 nd Swiss Geoscience meeting, Lausanne 2004
- (31) M. BALLEVRE, P. PITRA and M. BOHN, Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): a potential geobarometer, J. metamorphic Geol., 2003 vol 21, pp723-735
- (32) SNELLING Andrew A., REGIONAL METAMORPHISM WITHIN A CREATIONIST FRAMEWORK: WHAT GARNET COMPOSITIONS REVEAL, Third International Conference on Creationism, Pittsburgh, PA, July 18-23, 1994. http://www.icr.org/index.php?module=research&action=index&page=researchp_as_regionalmetamorphism