



HAL
open science

**Étude pétrologique des reliques ophiolitiques des
complexes de Champtoceaux et d’Audierne :
caractérisation des minéraux fibreux dans les roches
mafiques et ultramafiques**

Geoffrey Aertgeerts

► **To cite this version:**

Geoffrey Aertgeerts. Étude pétrologique des reliques ophiolitiques des complexes de Champtoceaux et d’Audierne : caractérisation des minéraux fibreux dans les roches mafiques et ultramafiques. Sciences de la Terre. Université de Nantes, 2016. Français. NNT : . tel-01286275

HAL Id: tel-01286275

<https://theses.hal.science/tel-01286275>

Submitted on 10 Mar 2016

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

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

Thèse de Doctorat

Geoffrey AERTGEERTS

*Mémoire présenté en vue de l'obtention du
grade de Docteur de l'Université de Nantes
sous le label de L'Université Nantes Angers Le Mans*

École doctorale : *Sciences pour l'Ingénieur, Géosciences, Architecture*

Discipline : *Sciences de la Terre*

Spécialité : *Pétrologie métamorphique, géologie structurale et géochimie*

Unité de recherche : *Laboratoire de Planétologie et Géodynamique
UMR-6112*

Soutenue le 25 janvier 2016

Étude pétrologique des reliques ophiolitiques des complexes de Champtoceaux et d'Audierne :

**caractérisation des minéraux fibreux dans les roches mafiques et
ultramafiques**

JURY

Rapporteurs : **Michel BALLÈVRE**, Professeur, Université de Rennes, UMR 6118 Géosciences Rennes

Gaston GODARD, Maître de conférences, Université de Paris Diderot, IPGP

Examineurs : **Hervé DIOT**, Professeur, Université de la Rochelle, UMR 6112 LPG, président du jury

Didier LAHONDÈRE, Ingénieur d'étude et de recherche, BRGM

Directeur de Thèse : **Jean-Pierre LORAND**, Directeur de recherche, CNRS, UMR 6112 LPG

Co-directeur de Thèse : **Christophe MONNIER**, Maître de conférences, Université de Nantes, UMR 6112 LPG



Remerciements

Cette thèse n'aurait pas pu se dérouler dans de si bonnes conditions sans l'implication de nombreuses personnes que je me fais un devoir et un honneur de remercier ici.

Bien sûr, mes premiers remerciements vont à Jean-Pierre Lorand et à Christophe Monnier. Le premier pour avoir accepté de diriger un projet dont il n'était pas à l'origine. Le second pour avoir, sans hésité, soutenue le projet depuis sa conception jusqu'à sa réalisation. Jean Pierre, Christophe, vous avez été deux directeurs complémentaires en tous points et je vous en remercie. Je vous remercie aussi pour cet esprit de chercheur que vous avez sans relâche injecté dans mon esprit borné de géologue de terrain. J'espère que nous continuerons à collaborer de près ou de loin sur ces objets géologiques passionnants que sont les ophiolites.

Mes sincères remerciements vont ensuite à Didier Lahondère, qui depuis 6 ans m'a accordé sa confiance et m'a permis de goûter et même de savourer la géologie de terrain comme il est rarement possible d'en faire de nos jours. Didier, tu m'as permis d'arpenter à ma guise le Massif armoricain et, pour cela, je ne te remercierai jamais assez. J'ai plus qu'apprécié nos 6 années de collaboration et je suis persuadé que cette collaboration continuera longtemps.

Mes remerciements vont aussi à Michel Ballèvre, Gaston Godard et Hervé Diot, qui ont accepté de lire et de juger ce travail. La discussion qui suivit l'exposé fut pour moi plus qu'enrichissante.

Je tiens aussi à remercier profondément François Béchenec, mon directeur officieux qui à l'image de mes directeurs officiels, n'est jamais resté très loin. Fanch, cette thèse a commencé, s'est réalisée et s'est achevée grâce à ton soutien inconditionnel et car tu es une perpétuelle source de motivation pour moi. Plus largement, je tiens aussi à te remercier pour la confiance que tu m'accordes depuis tant d'années. Ça a été un privilège de travailler avec toi et d'apprendre la géologie comme tu la comprends après une si longue carrière. Tu ne quitteras pas cette planète sans avoir livré l'intégralité de tes connaissances et de ce fait, n'imagines pas un instant te reposer. Mais, pour l'heure, simplement, merci.

Ma carrière de géologue a commencé au BRGM, précisément le 5 mars 2007 il y a maintenant 9 ans. Aussi, je me dois de remercier Pierre Conil qui fut le premier à me confier une mission en rapport avec la géologie, je n'étais alors qu'en deuxième année de licence. Merci à toi Pierre de m'avoir proposé ce stage sur la banque de données du sous-sol ; il a clairement été le début d'une longue aventure dont une étape s'achève, aujourd'hui, par ce manuscrit de thèse. Bien sûr, je remercie dans la foulée Vivien Baudouin, qui fut mon premier maître de stage et sans qui je n'aurai certainement pas géré de la même manière toutes les

données acquises au cours de cette thèse. Je lui emprunte d'ailleurs encore quelques expressions lorsque je suis concentré sur une requête Access : « que personne ne sorte ». Vivien, merci pour tout. Je remercie aussi mes collègues du BRGM, de Nantes ou d'Orléans, qui ont contribué de près ou de loin à ce projet : Emmanuelle Plat, Emmanuelle Rouxel, Pierre Chrétien, Cécile Le Guern, Emmanuel Egal, Denis Thiéblemont, Florence Cagnard, Florence Charpentier, Julien Baptiste et Kevin Fréville.

Cette thèse n'aurait pas abouti de la même manière sans l'implication de quatre autres personnes que je tiens tout particulièrement à remercier ici : Laurent Lenta pour avoir été un litholamelleur hors pair et pour avoir constamment répondu à mes attentes et à mes exigences. Merci à toi d'avoir travaillé avec tant de perfectionnisme. Carole La pour m'avoir appris les rudiments de la géochimie de paillasse, dont je me serais fort bien passé, mais que tu as su me faire apprécier. Merci d'avoir été patiente avec moi, notamment concernant la vaisselle en retard et merci pour ton sourire et ta joie de vivre permanents. Nicolas Stéphant, pour m'avoir assisté pendant de nombreuses séances de microscopie électronique à balayage et pour avoir montré un intérêt constant pour mon sujet. Jessica Langlade, pour m'avoir assisté et soutenu au cours des nombreuses heures passées devant la microsonde électronique à Brest.

La thèse, c'est aussi l'ambiance et je souhaite à tous les thésards de connaître celle que j'ai connue. Elle passe bien sûr, en premier lieu, par les thésards que j'ai côtoyés au cours de ces trois années. Le premier d'entre eux, Boris Chauviré, qui a eu la gentillesse, dès le début de la thèse, de m'aider à me replonger dans la microscopie électronique à balayage et dans la pétrologie des formules structurales ; thématiques que j'avais largement oubliées. Merci à toi pour ton soutien scientifique, pour ta bonne humeur et pour tous ces moments vécus dans ce bureau 005 du bâtiment 6. La deuxième, Maiwenn Lothodé, dont les éclats de rire ont à jamais marqué mon esprit. Merci à toi aussi pour cette bonne humeur et pour cette amitié que tu m'accordes depuis plus de 3 ans. Bien sûr, je n'oublis pas les autres thésards : Alice Hazotte, Ianis Gaudot, Marion Nachon, Clémence Hemy, Nadia Marounina, Méric Haugmard, Francesco Salese, Antoine Triantaffylou, Marine Gourronc, Philippe Cance, Joana Oliveira, Erwin Dehouck, Thibault Fougeroux, Mélanie Drilleau, Axel Lefèvre, Mélanie Ségard, collègues de la première heure et soutiens inconditionnels durant ces 3 années de thèse. Vous êtes des personnes hautes en couleur que j'ai eu beaucoup de plaisir à côtoyer. Je veux remercier aussi mes collègues de licence et de Master que j'ai rejoints en thèse au LPG et que j'ai eu le plaisir de voir soutenir : Thomas Cornet et Olivier Bollengier, mais aussi ceux qui étaient en thèse dans d'autres laboratoires, notamment à l'IUEM, et qui m'ont accueilli à bras ouverts lors de mes différents périple brestois : Marie Picot et Angélique Leprêtre. J'en viens maintenant aux thésards des générations suivantes : Dorine Bouquet, Antoine Ba, Jassin Petersen, Jonas L'Haridon, Filipe Terranova, Matthieu Bouffard. Parmi eux, je tiens particulièrement à remercier Dorine Bouquet dont le dynamisme inhérent à un thésard de

première année lui a permis de m'apporter un soutien moral et psychologique pour mener à terme ce projet de thèse.

Je souhaite aussi remercier Mélanie Douarin, Laetitia Ledoit, Marion Rivoal, Élodie Brothelande, Marion Massé et Elsa Carioux qui sont autant de personnes qui ont rendu ce séjour au LPG meilleur.

Je remercie aussi l'ensemble des membres du LPG de m'avoir accueilli dans de si bonnes conditions. Je souhaite particulièrement remercier Nicolas Mangold et Olivier Bourgeois qui ont accepté de financer sur les fonds du thème surface planétaire toutes les analyses réalisées au cours de cette thèse.

Mes remerciements vont aussi, tout naturellement, aux organismes qui ont financé cette thèse : la région Pays de la Loire et l'institut Carnot BRGM, mais aussi aux entreprises de l'industrie extractive qui ont permis, en me laissant un accès total à leurs sites d'exploitation, un échantillonnage de qualité dans une région où les affleurements sont rares.

Je remercie très affectueusement toute ma famille : mes parents, Xavier Aertgeerts et Monique Aertgeerts qui m'ont soutenu dans chacune de mes décisions ; mon frère, Virgile Aertgeerts sans qui la vie ne serait pas la même et enfin mes deux sœurs Laure Aertgeerts et Isabelle Klitsch.

Enfin, je remercie Lolita Rousseau pour autant de raisons qu'il y a de lettres dans ce manuscrit.

À tous, merci.

Je dédie ces travaux à mon père.

Geoffrey Aertgeerts, le 6 mars 2016

Table des matières

Table des matières	9
Introduction générale	19
Chapitre I – Contexte géologique général	23
I Le Massif armoricain	25
I.1 Situation	25
I.2 Les grands traits structuraux du Massif armoricain.....	26
I.2.1 Les domaines cadomiens	28
I.2.2 Les domaines varisques	28
II Les domaines varisques du Massif armoricain méridional	30
II.1 Le Domaine varisque ligéro-sénaise	30
II.2 Le Domaine varisque nantais	37
II.2.1 Les unités sédimentaires	40
II.2.2 Les unités métamorphiques.....	41
II.3 Le Domaine varisque sud-armoricain.....	47
II.3.1 Les unités métamorphiques septentrionales à structure verticalisée	49
II.3.2 Les grandes nappes sud-armoricaines à structure subhorizontale.....	56
III Les grandes lignes évolutives	61
III.1 La phase éo-varisque.....	62
III.2 La phase varisque s.s.....	67
III.3 Les grandes phases de déformation	68
IV Les zones de sutures et les reliques ophiolitiques	72
Chapitre II – Étude pétrologique et géochimique des serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d’Audierne.....	75
I Introduction	77
II Généralités sur les serpentines.....	82
II.1 La lizardite.....	83
II.2 L’antigorite.....	84
II.3 Le Chrysotile	84
II.4 La serpentine polygonale	85
III Les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche	87
III.1 Échantillonnage et description macroscopique	89
III.1.1 Les serpentinites de Pont de Barel	92

III.1.2	Les serpentinites de la Butte de la Roche	92
III.1.3	Les réseaux de veines	93
III.2	Pétrologie minérale	97
III.2.1	La trame de la roche	97
III.2.1.1	Les serpentinites de Pont de Barel	97
III.2.1.2	Les serpentinites de la Butte de la Roche	101
III.2.2	Les réseaux de veines	103
III.2.3	Chimie des phases minérales	107
a	Les spinelles	108
b	Les amphiboles	109
c	La lizardite	110
d	La lizardite du réseau R1	110
e	Le chrysotile du réseau R2	112
f	Les carbonates	114
III.2.4	Synthèse pétrologique	114
IV	Les serpentinites de l'Orgerais	118
IV.1	Échantillonnage et description macroscopique	118
IV.1.1	Les blocs de serpentinites	120
IV.1.2	Les réseaux de veines	123
IV.2	Pétrologie minérale	126
IV.2.1	Les serpentinites massives	126
IV.2.2	Les serpentinites cataclasées et foliées	127
IV.2.3	Les serpentinites mylonitiques	129
IV.2.4	Les réseaux de veines	130
IV.2.5	Chimies des phases minérales	133
a	Le spinelle	133
b	La lizardite	134
c	L'antigorite	135
d	Les veines à chrysotile	135
IV.2.6	Synthèse pétrologique	135
V	Les serpentinites des Folies Siffait	138
V.1	Échantillonnage et description macroscopique	138

V.2	Pétrologie minérale	142
V.2.1	La trame de la roche	142
V.2.2	Les réseaux de veines	145
V.2.3	Structure microtectonique de déformation.....	147
V.2.4	Chimie des phases minérales	148
a	L'olivine.....	148
b	Le spinelle.....	148
c	L'amphibole	148
d	La lizardite	149
V.2.5	Synthèse pétrologique.....	149
VI	Les péridotites serpentinisées et les serpentinites et de Ty-Lan.....	150
VI.1	Échantillonnage et description de terrain.....	150
VI.1.1	Secteur de Kerguelmès	152
VI.1.2	Secteur de Ty-Lan	154
VI.1.3	Secteur de Kerazel.....	161
VI.2	Pétrologie minérale	161
VI.2.1	Secteur de Kerguelmès	162
VI.2.1.1	La matrice de la roche.....	162
VI.2.1.2	Les réseaux de veines.....	165
VI.2.2	Secteur de Ty-Lan	168
VI.2.2.1	La matrice de la roche.....	168
VI.2.2.2	Les réseaux de veines.....	175
VI.2.3	Secteur de Kerazel.....	178
VI.2.3.1	La matrice de la roche.....	178
VI.2.3.2	Les réseaux de veines.....	180
VI.2.4	Chimie des phases minérales	181
a	L'olivine.....	181
b	Les amphiboles.....	181
c	Le spinelle.....	182
d	Lizardite	183
e	Le chrysotile.....	184
VI.2.5	Synthèse pétrologique.....	185

VII Étude géochimique des serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne	188
VII.1 Éléments majeurs.....	188
VII.2 Éléments en traces	196
VII.2.1 Les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche	196
VII.2.2 Les serpentinites des Folies Siffait	198
VII.2.3 Les serpentinites de l'Orgerais	199
VII.2.4 Les serpentinites de Ty-Lan	200
VII.2.5 Synthèse et conclusions	202
VIII Conclusion générale sur les serpentinites.....	203
Chapitre III – Étude pétrologique et géochimique des roches mafiques du Massif armoricain méridional	205
I Introduction	207
II Les metabasites associées aux serpentinites.....	207
II.1 Description pétrographique et chimie des principales phases minérales.....	212
II.2 Pétrologie minérale	212
a Pont de Barel.....	212
b Butte de la Roche	218
c Ty-Lan	221
d Synthèse	224
II.2.2 Chimie des phases minérales	225
a Les grenats	225
b Les pyroxènes.....	226
c Les amphiboles brunes	227
d Les amphiboles vertes à incolores.....	227
e Les plagioclases.....	228
II.2.3 Conditions du métamorphisme	228
a Ty-Lan	228
b Butte de la Roche	229
c Pont de Barel.....	230
II.2.4 Synthèse	230
III Les prasinites des Formations du Hâvre et de Tréogat	233

III.1	Échantillonnage et description de terrain.....	233
a	Formation de Tréogat	235
b	Formation du Hâvre.....	239
III.2	Pétrologie minérale	240
III.2.1	Caractérisation chimique des principales phases minérales	244
a	Les amphiboles.....	244
b	Les plagioclases.....	246
c	L'épidote.....	246
d	La chlorite	246
III.2.2	Conditions du métamorphisme	247
III.2.3	Synthèse	248
IV	Les amphibolites à épidote et chlorite et les roches associées de la Formation de Pont de Barel	251
IV.1	Échantillonnage et descriptions de terrain	251
IV.2	Pétrologie minérale	259
IV.2.1	Les amphibolites mésocrates	259
IV.2.2	Les amphibolites mélanocrates	263
IV.2.3	Les chloritoschistes à amphibole.....	264
IV.2.4	Chimie minérale	266
a	Les amphiboles.....	266
b	Le plagioclase.....	267
c	L'épidote.....	267
d	La chlorite	268
IV.2.5	Conditions du métamorphisme	268
IV.2.6	Synthèse	270
V	Les amphibolites <i>s.l.</i> des Formations de Drain, des Folies Siffait, de la vallée de la Sèvre et de Peumerit	273
V.1	Échantillonnage et description de terrain.....	273
V.2	Pétrologie minérale	280
V.2.1	Les métagabbros de la Formation de Drain	280
V.2.2	Les amphibolites finement foliées.....	284
a	Les amphibolites de la Formation de Drain.....	286

b	Les amphibolites de l'Unité des Folies Siffait	287
c	Les amphibolites de la Formation de Peumerit.....	291
V.2.3	Chimie minérale	293
a	Les amphiboles.....	293
b	Les plagioclases.....	297
c	Le grenat	298
d	Les épidotes.....	298
V.2.4	Conditions du métamorphisme	298
V.2.5	Synthèse	302
VI	Étude géochimique des roches mafiques des Complexes de Champtoceaux et d'Audierno.....	306
VI.1	Éléments majeurs.....	306
VI.2	Éléments traces	309
VI.2.1	Les amphibolites à épidote et chlorite de la Formation de Pont de Barel et les metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel.....	309
VI.2.2	Les amphibolites de la Formation de Drain et les metabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche	313
VI.2.3	Les amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre.....	317
VI.2.4	Les amphibolites de la Formation des Folies Siffait	319
VI.2.5	Les prasinites de la Formation du Hâvre	321
VI.2.6	Les prasinites et amphibolites de la Formation de tréogat.....	323
VI.2.7	Les amphibolites de la Formation de Peumerit et les metabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan	324
VI.3	Synthèse et conclusions	327
Chapitre IV	: discussion et implications géodynamiques.....	333
I	Nature et origine du protolithe des serpentinites	335
II	Serpentinisation océanique de basse température dans les roches ultramafiques du Massif armoricain méridional.....	345
II.1	Réactions de serpentinisation	345
II.2	Structuration et colmatage du réseau R1 à lizardite	349
II.3	Structuration et colmatage du réseau R2 à chrysotile.....	350
II.4	Conclusions sur la serpentinisation océanique de basse température.....	353
III	Serpentinisation orogénique de basse température dans les serpentinites des Folies Siffait.....	354

IV	Serpentinisation orogénique de haute température dans les serpentinites de l’Orgerais et de Ty-Lan	357
IV.1	Température et réaction de serpentinisation dans les serpentinites de l’Orgerais	358
IV.2	Structuration et colmatage du réseau R3 à chrysotile.....	359
IV.3	Température et réaction de serpentinisation dans les serpentinites de de Ty-lan.	360
V	Altération tardive et processus de carbonatation-silicification	362
VI	Synthèse et conclusions sur les serpentinites	364
VII	Origines et évolution des roches mafiques des Complexes de Champtoceaux et d’Audierne.....	365
VII.1	Formations de Drain et de Pont de Barel	365
VII.2	Formation du Hâvre	369
VII.3	Formation des Folies Siffait	370
VII.4	Les Formations de Tréogat et de Peumerit.....	370
VIII	Synthèse et conclusion sur les roches mafiques	372
IX	Synthèse et conclusions sur les reliques ophiolitiques des Complexes de Champtoceaux et d’Audierne	373
X	Modèle géodynamique proposé.....	375
Chapitre V : fibrogénèse dans les roches mafiques des Complexes de Champtoceaux et d’Audierne		379
I	Introduction	381
II	Généralités sur les amphiboles	381
II.1	Classification	381
II.2	Structure des amphiboles monocliniques.....	384
II.3	Les amphiboles fibreuses de type actinolite-trémolite.....	386
III	Caractérisation des fibres minérales associées aux roches mafiques	389
III.1	Terminologie utilisée	389
III.2	Structure de terrain.....	390
III.3	Pétrologie minérale	397
III.3.1	Les nodules d’épidotite.....	397
III.3.2	Les veines.....	399
III.3.3	Les amphiboles fibreuses.....	406
III.3.4	Morphologie des amphiboles fibreuses	411
III.3.5	Chimie minérale	416

a	Les amphiboles.....	416
b	Les plagioclases.....	419
III.3.6	Analyses en composantes principales des amphiboles (ACP).....	420
III.4	Synthèse	425
III.5	Discussion sur la fibrogenèse	426
III.5.1	Origine des structures porteuses de fibres	426
III.5.2	Formation des fibres	430
III.5.3	Déterminisme métamorphique dans les processus de fibrogenèse	431
III.5.4	Le rôle de la pression.....	432
III.5.5	La nature des fluides.....	433
III.5.6	Processus de fibrogenèse	434
IV	Conclusion.....	435
	Conclusions générales et perspectives.....	437
	Bibliographie.....	443
	Annexes	463
I	Protocoles analytiques et méthodes	465
I.1	Spectroscopie Raman : qualification des polymorphes de serpentines	465
I.1.1	Principe	465
I.1.2	Application aux serpentines.....	468
II	Analyses des éléments majeurs et mineurs	471
II.1	Microsonde électronique : les phases minérales.....	471
II.2	ICP-OES : roche totale.....	471
II.2.1	Préparation des échantillons.....	472
II.2.1.1	Broyages des roches	472
II.2.2	Mise en solution	472
II.2.2.1	Préparation de la solution standard interne ou SSI	472
II.2.2.2	Attaque acide	473
II.2.3	Analyse des solutions	473
II.2.3.1	Séquence analytique	473
II.2.3.2	Traitement des résultats.....	475
III	Analyse des éléments en traces	477
III.1	ICP-MS : roche totale	477

III.1.1	Mise en solution	477
III.1.1.1	Préparation de la solution standard interne ou SSI.....	477
III.1.1.2	Mise en solution des échantillons	478
III.1.2	Analyse des solutions	478
III.1.2.1	Séquence analytique.....	478
III.1.2.2	Traitement des résultats.....	479
IV	Identification Raman des Serpentine.....	480
IV.1	Serpentinites de la Butte de la Roche et de Pont de Barel	480
IV.1.1	Le maillage serpentineux	480
IV.1.2	La lizardite du réseau R1	480
IV.1.3	Le chrysotile du réseau R2.....	482
IV.1.4	La serpentine polyédrale du réseau R2.....	482
IV.2	Serpentinites de l'Orgerais	483
IV.2.1	Le maillage serpentineux	483
IV.2.2	L'antigorite fibrolamellaire non pseudomorphique.....	483
IV.2.3	Le chrysotile des réseaux R3a-b-c.....	484
IV.3	Serpentinites des Folies Siffait	485
IV.3.1	La lizardite du maillage serpentineux.....	485
IV.3.2	La lizardite en lamelle orientée	485
IV.4	Les serpentinites de Ty-Lan	486
IV.4.1	Le maillage serpentineux	486
IV.4.2	L'antigorite fibrolamellaire non pseudomorphique.....	486
IV.4.3	Les lizardites du réseau R1 dans le secteur de Kerguelmès.....	487
IV.4.4	Le chrysotile du Réseau R2	489
IV.4.5	L'antigorite fibrolamellaire du réseau R1 dans le secteur de Ty-Lan	490
IV.4.6	L'antigorite en veines parallèles du réseau R1 dans le secteur de Ty-Lan.....	492
V	Analyses chimiques des phases minérales	493
VI	Analyses chimiques sur roche totale.....	583

Introduction générale

Les zones de suture, c'est-à-dire les cicatrices héritées des grandes collisions continentales, sont souvent soulignées par des portions de roches issues de la croûte d'anciens domaines océaniques. Ces reliques de complexes ophiolitiques sont toujours caractérisées par la présence de roches mafiques et ultramafiques. Ces roches apparaissent soit dans les complexes ophiolitiques *sensu stricto* qui sont obduits (cas des ophiolites d'Oman et de Nouvelle-Calédonie), soit au sein des grandes zones de collision intraorogénique où elles sont fortement démembrées (cas des Chaînes varisque et alpine par exemple). Leur position actuelle dans les massifs orogéniques leur confère un intérêt très particulier, notamment car elles signent les anciennes cicatrices ou zones de suture issues des différentes collisions continentales que la terre a connues depuis la formation des premiers cratons archéens. De ce fait, elles sont aussi les traces des anciens domaines océaniques aujourd'hui disparus. Ces caractéristiques font de ces unités des marqueurs géodynamiques de première importance, mais, somme toute, très complexes. Par conséquent, leur origine et leur évolution tectonométamorphique apparaissent difficiles à déchiffrer. Dans le Massif armoricain et plus particulièrement dans sa partie méridionale, plusieurs unités de ce type ont été reconnues. Elles affleurent entre autres dans la région de Quimper en Finistère (Complexe d'Audierne) et dans la région nantaise en Pays de la Loire (Complexe de Champtoceaux). Dans ces deux zones, ces ophiolites sont respectivement représentées par des amphibolites *s.l.* qui pourraient correspondre à d'anciennes portions de croûtes océaniques et par des péridotites serpentinisées issues probablement d'un manteau lithosphérique sous-jacent. Dans les modèles de reconstitution géodynamique proposés pour le Massif armoricain, l'ensemble de ces roches est interprété comme la lithosphère océanique d'un océan ouvert à l'Ordovicien : l'océan Galice-Massif central. Cependant aucune étude pétrologique comparative n'a été réalisée sur ces roches et la question d'un environnement paléotectonique commun reste équivoque.

Le premier objectif de ce travail a donc été de préciser l'origine et l'évolution tectonométamorphiques de ces reliques ophiolitiques. Ainsi, après un premier chapitre qui recadre la structure et l'évolution géologique du Massif armoricain telle qu'elle sont comprises aujourd'hui, le deuxième et le troisième chapitre présentent chacun une étude pétrologique et géochimique comparée des roches ultramafiques et mafiques des Complexes de Champtoceaux et de la baie d'Audierne afin de discuter, dans le chapitre IV, de ces unités dans les modèles proposés dans la littérature.

La caractérisation précise de ces unités tant au niveau pétrologique que géochimique apparaît être une nécessité pour répondre au deuxième objectif de ce travail qui est la caractérisation des minéraux fibreux potentiellement asbestiformes dans ce type de roche. En effet, en plus d'être des marqueurs géodynamiques de première importance, ces roches ont la particularité de développer, au cours de leur évolution, des minéraux parfois assimilables à des fibres d'amiante et donc potentiellement pathogène pour l'Homme. Dans les amphibolites, ce type de minéraux correspond à des amphiboles de type trémolite-actinolite, plus rarement de type riébeckite, anthophyllite ou grunérite. Dans les péridotites serpentinisées, il s'agit de serpentines de type chrysotile, plus rarement de type lizardite ou antigorite, mais il peut aussi s'agir d'amphibole, souvent de type actinolite-trémolite ou anthophyllite. De tels minéraux ont été reconnus récemment dans les roches des complexes mafiques et ultramafiques sud armoricains (Béchenec *et al.* 2010, 2013a). Cependant, les conditions et les processus régissant leur apparition ainsi que ceux qui déterminent leur caractéristique morphologique en fibre n'ont jamais été étudiés. S'agit-il de minéraux ayant cristallisé de manière initialement fibreuse ou s'agit-il d'une transformation métamorphique de minéraux initialement non fibreux ? De même, leur mise en place spatiotemporelle dans l'évolution tectonométamorphique des roches encaissantes ainsi que le rôle des fluides reste à ce jour énigmatique.

Ainsi, le cinquième chapitre de ce mémoire est consacré à une étude pétrologique de ces occurrences fibreuses. Il concerne uniquement les amphiboles fibreuses de types actinolite-trémolite.

Enfin, en conclusion, la dernière partie de ce mémoire rend compte des processus de fibrogenèse intégrés dans l'évolution tectonométamorphique des unités étudiées.

Chapitre I – Contexte géologique général

I Le Massif armoricain

I.1 Situation

Le Massif armoricain est un tronçon affleurant de la Chaîne varisque ouest-européenne et fait partie d'une vaste structure connue sous le nom d'Arc ibéro-armoricain (Fig. I-1). Il est situé dans la partie occidentale du territoire français métropolitain et constitue le soubassement de tout ou partie de 4 régions : la Bretagne, les Pays de la Loire, la Normandie et dans une moindre mesure la région Poitou Charente. Dans sa partie septentrionale, le Massif armoricain englobe des terrains plus anciens rattachés à l'orogène panafricain (Domaines cadomiens).

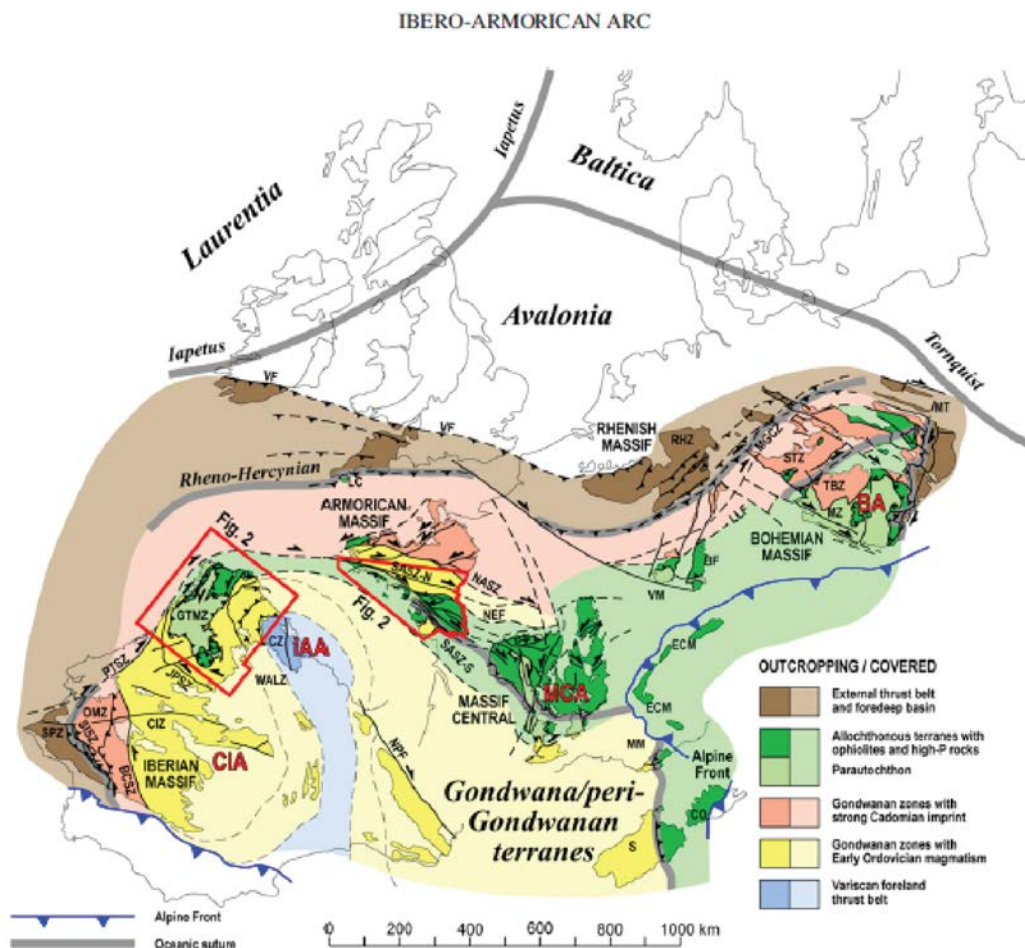


Fig. I-1 : schéma tectonique de la Chaîne varisque d'Europe de l'Ouest montrant l'Arc ibéro-armoricain dont fait partie le Massif armoricain. D'après Ballèvre *et al.* (2014).

I.2 Les grands traits structuraux du Massif armoricain

Le Massif armoricain est structuré en deux blocs (Fig. I-2) : le bloc médio-nord-armoricain et le bloc sud-armoricain, séparés l'un de l'autre par une discontinuité tectonique majeure : la zone de cisaillement sud-armoricain (ZCSA, branche nord). Chacun de ces blocs est lui-même subdivisé en plusieurs domaines regroupant des unités lithostratigraphiques caractérisées par une même origine paléogéographique ou par des évolutions tectonométamorphiques comparables.

Le Bloc médio-nord-armoricain comprend principalement des séries sédimentaires et volcaniques néoproterozoïques à paléozoïques, plus ou moins déformées au cours de l'orogène varisque et recoupées par de nombreuses intrusions granitiques. Il est subdivisé en sept domaines géologiques séparés les uns des autres par des accidents tectoniques majeurs.

Le Bloc sud-armoricain comprend essentiellement des séries métamorphiques paléozoïques intensément déformées et métamorphisées au cours de l'orogène varisque. Ce bloc est subdivisé en trois grands domaines au sein desquels se situent les principales cibles de cette étude.

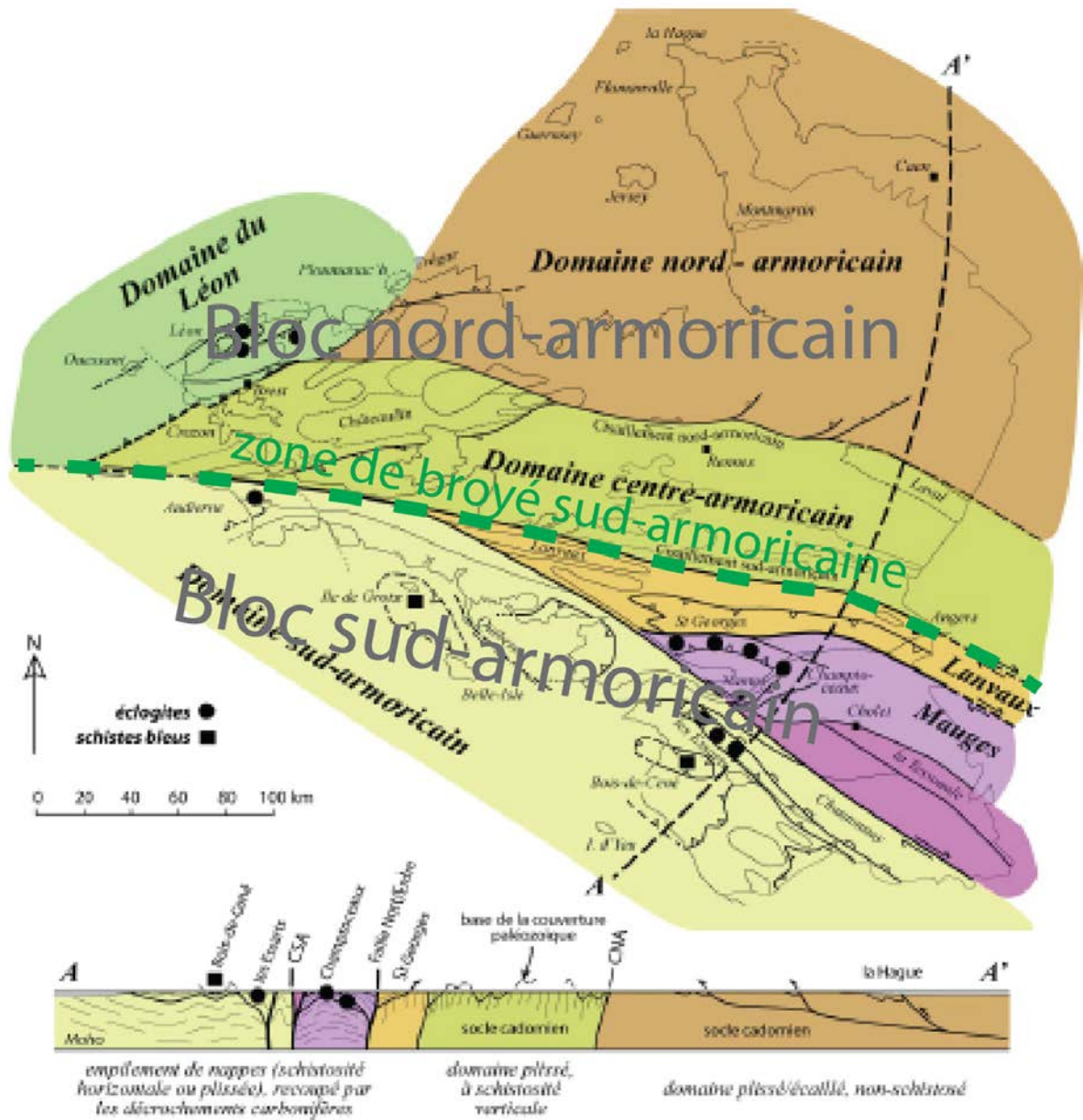


Fig. I-2 : schéma géologique représentant les deux blocs principaux qui constituent le Massif armoricain. La ligne en tirets verts représente le cisaillement sud-armoricain au sud duquel s'étend la zone broyée sud-armoricaine. Le lecteur notera que bloc nord-armoricain est constitué d'un socle cadomien sur lequel reposent en discordance les terrains sédimentaires paléozoïques. D'après Ballèvre *et al.* (2013).

I.2.1 Les domaines cadomiens

Les terrains cadomiens affleurent dans la partie nord du Massif armoricain, principalement dans les Côtes-d'Armor et en Normandie (Fig. I-3). Trois domaines peuvent être différenciés. Le premier domaine, nommé Domaine cadomien du Cotentin (Chantraine *et al.* 2003), est constitué d'une part d'unités volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires et, d'autre part, de massifs granodioritiques. Le second domaine, nommé Domaine cadomien nord-breton (Chantraine *et al.* 2003), correspond au tronçon majeur de la cordillère cadomienne dans le Massif armoricain. Ce domaine est relativement préservé de la tectonique varisque. Il comprend des séries volcano-sédimentaires et volcaniques acides ainsi que de vastes massifs granodioritiques d'affinité calco-alkaline (Chantraine *et al.* 2003). Le troisième domaine, nommé domaine cadomien normano-breton (Chantraine *et al.* 2003), comprend des unités sédimentaires à dominante schisto-gréseuse, déformées, faiblement métamorphisées et caractérisées par la présence de niveaux de métavolcanites mafiques. Ce troisième domaine est recoupé par des intrusions granodioritiques témoignant d'un magmatisme profond d'origine crustale (Chantraine *et al.* 2001, 2003).

I.2.2 Les domaines varisques

À l'exception du Domaine du Pays de Léon (Fig. I-3), les domaines varisques occupent les parties centrale et méridionale du Massif armoricain. Ils constituent deux grands ensembles séparés par la zone de cisaillement sud-armoricain (Fig. I-3). Au nord de la branche nord du Cisaillement sud-armoricain, l'ensemble nord comprend le Domaine varisque médio-armoricain et le Domaine varisque de Bretagne centrale, lesquels sont composés de terrains sédimentaires essentiellement paléozoïques, faiblement déformés au cours de l'orogène varisque et localement recoupés par des plutons granitiques. Au sud de la branche nord du Cisaillement sud-armoricain, l'ensemble sud constitue la zone interne de l'orogène varisque et est subdivisé en trois domaines (Domaine varisque ligéro-séan, Domaine varisque nantais, Domaine varisque sud-armoricain). Le Domaine varisque ligéro-séan possède une structure complexe associant des terrains sédimentaires peu ou pas métamorphisés et des terrains volcaniques et plutoniques parfois intensément déformés (Cartier 2002). Le Domaine varisque nantais (DVN) et le Domaine varisque sud-armoricain (DVSA) constituent les principaux ensembles métamorphisés du Massif armoricain. Ils comprennent plusieurs séries de nappes tectoniques empilées les unes sur les autres puis

redressées au cours de la collision varisque. Les unités étudiées dans le cadre de cette thèse appartiennent à ces deux derniers domaines.

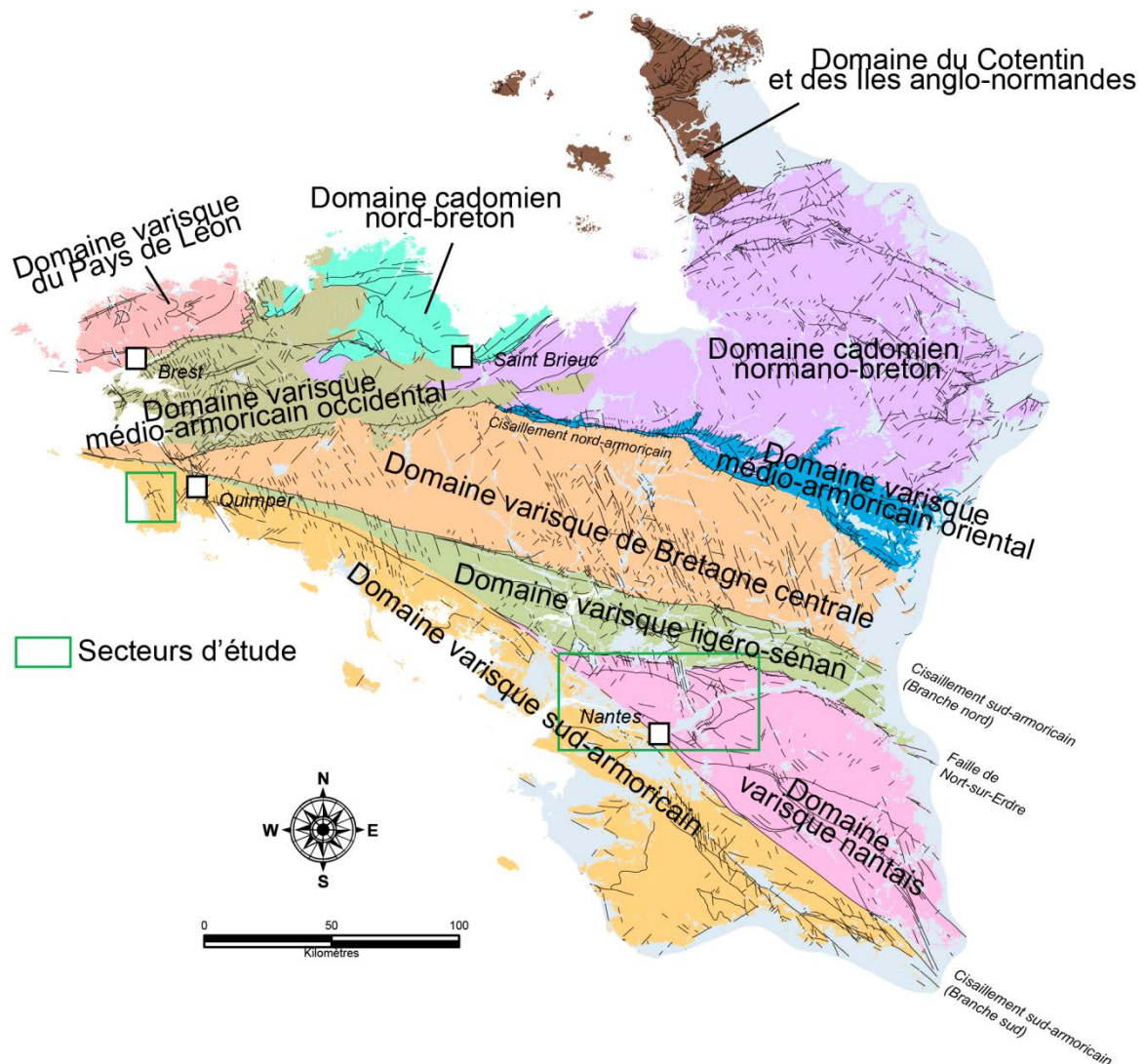


Fig. I-3 : schéma géologique illustrant les différents domaines du Massif armoricain. Les rectangles verts localisent les deux secteurs dans lesquels cette étude a été réalisée.

II Les domaines varisques du Massif armoricain méridional

II.1 Le Domaine varisque ligéro-séan

Le Domaine varisque ligéro-séan (Fig. II-1) sépare le Domaine de Bretagne centrale du Domaine nantais avec lequel il est souvent regroupé sous l'appellation Domaine ligérien (Diot 1980; Cartier et Faure 2004). Cartographiquement, le Domaine varisque ligéro-séan est pincé à l'ouest par les deux branches du cisaillement sud-armoricain et forme à l'est une étroite bande qui se noie sous le bassin de Paris. Il comprend quatre unités distinctes (Ducassou *et al.* 2011a) : l'unité de Saint-Julien-de-Vouvante, l'Unité des Landes de Lanvaux, l'Unité de Saint-Mars-la-Jaille et l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire auxquelles s'ajoute une cinquième unité : l'Unité de Péaule (Chantraine *et al.* 2003; Béchenec *et al.* 2013b, 2013c). Il comprend aussi dans sa partie centrale un vaste massif orthogneissique d'âge ordovicien (Massif de Lanvaux). Enfin, dans sa partie occidentale, ce domaine inclut plusieurs plutons granitiques fortement déformés à l'approche du cisaillement sud-armoricain (Massifs de Questembert-Ergué-Languidic).

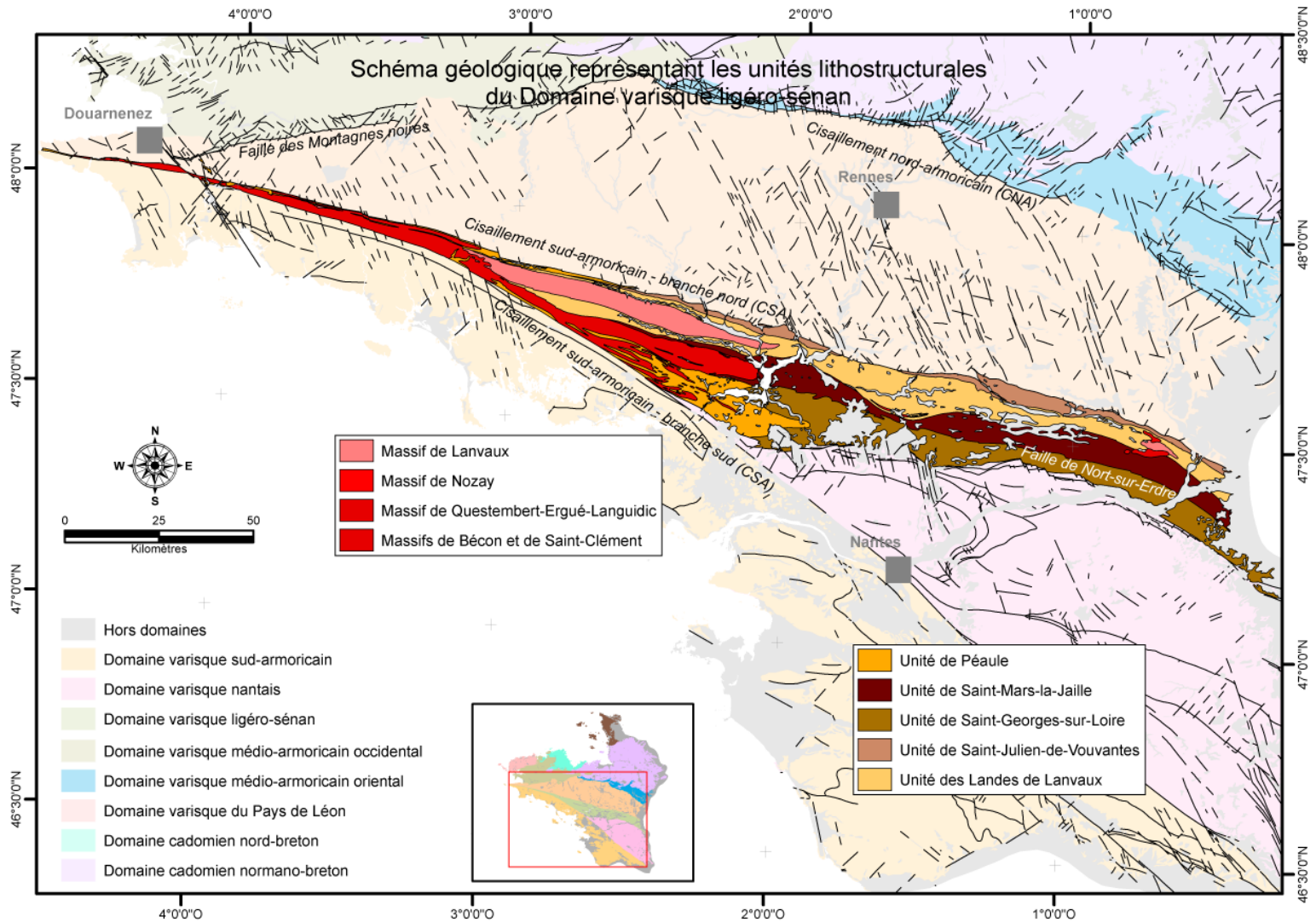


Fig. II-1 : schéma structural du Domaine varisque ligéro-séan. Modifié d'après Chantraine *et al.* (2003).

L'Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes forme une étroite lanière jalonnant la branche nord du Cisaillement sud-armoricain (Fig. II-1). Elle est limitée sur son flanc nord comme sur son flanc sud par deux branches anastomosées de ce cisaillement (Cartier et Faure 2004). L'origine de cette unité est mal connue. Elle fut longtemps considérée comme une structure synclinale apparentée aux synclinaux de l'Unité du sud de Rennes à ceci près que ses caractères paléontologiques, typiquement hercyniens, contrastent nettement avec ceux, plutôt bohémiens ou rhénan, des domaines septentrionaux. Cette théorie a été remise en question par les auteurs des années 1980 pour lesquels l'Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes pouvait tenir son origine dans un bassin en décrochement de type « pull-apart » ouvert au carbonifère et remaniant sous forme d'olistolithes des terrains antérieurs (siluriens et dévoniens). Cette théorie est aujourd'hui abandonnée à la faveur d'une interprétation tectonique de cet ensemble (Janjou *et al.* 1998; Béchenec *et al.* 2013c). L'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes serait alors une unité cohérente insérée et dilacérée tectoniquement entre l'Unité de Saint-Mars-la-Jaille et le Domaine de Bretagne centrale, probablement au cours du fonctionnement de la branche nord du Cisaillement sud-armoricain. Dans sa partie orientale, cette unité comprend des séries dinantiennes cohérentes constituées d'un ensemble détritico-schisto-gréseux monotone et azoïque (Dubreuil *et al.* 1989) dans lequel sont interstratifiés des niveaux bréchiques interprétés comme des remises en mouvement de niveaux plus ou moins consolidés (Dubreuil *et al.* 1989) ainsi que, plus localement, des interstratifications volcano-sédimentaires parfois associées à des volcanites acides et mafiques. Les formations dévoniennes affleurent sporadiquement à l'exception de la région d'Angers où elles prennent une ampleur plus importante (Janjou *et al.* 1998). Elles comprennent principalement des dépôts gréseux gédinno-siégenien (Formation des grès à *Platyorthis*) et des dépôts calcaires praguiens à eiféliens (Formation des calcaires à *Nowakia*, Formation des calcaires à *Viriatellina* et Formation des calcaires d'Erbray). La sédimentation dévonnaise de ce bassin s'achève au Famennien par le dépôt des schistes de la Vallée. Les formations siluriennes correspondent à des écailles dispersées tectoniquement au sein des unités dévoniennes. Elles comprennent essentiellement des schistes et des ampélites associées à des niveaux phanérozoïques (Formation de Renac – Bois Neuf). Enfin l'Ordovicien est caractérisé par des séries détritico-schisto-gréseuses (Formation de la Pile et la Bosserie). Les dépôts bréchiques ainsi que le caractère chaotique de cette unité soulignent probablement le contexte d'instabilité tectonique lié à l'ouverture puis à la fermeture du rift du Layon qui devait se situer plus au sud. Dans sa partie occidentale, le découpage caractéristique de cette unité est difficilement identifiable, d'une part par manque d'affleurement, et d'autre part, car la délamination tectonique y est très

intense (Plaine *et al.* 1981b; Béchenec *et al.* 2013c). On notera cependant qu'au niveau de sa terminaison occidentale, cette unité est composée de schistes et de grès légèrement métamorphisés (Béchenec *et al.* 2013c).

L'unité des Landes de Lanvaux affleure au sud de la précédente avec laquelle elle est en contact tectonique (Fig. II-1). Cette unité à caractère essentiellement détritique comprend à sa base un ensemble schisto-gréseux peu fossilifère (Groupe de Bain-sur-Oust) dont les bases, schisteuses, sont attribuées au briovérien terminal (néoprotérozoïque à cambrien basal ?) et dont les termes sommitaux, gréseux, sont supposés d'âge ordovicien inférieur (Arénigien) (Dubreuil *et al.* 1989). La puissance de cet ensemble reste, à ce jour, inconnue et seule l'épaisseur des grès sommitaux, à savoir 20 mètres (Béchenec *et al.* 2013c), est connue. Ce premier ensemble est surmonté en concordance par des dépôts siluriens, d'abord schisteux (Formation du Grand Auverné) puis ampélitiques (Formation des Ampélites du houx) dont les caractères fossilifères contrastent avec ceux des unités sous-jacentes (Dubreuil *et al.* 1989). Aucune sédimentation ultérieure n'est connue dans cette unité. Par ailleurs, elle est affectée par un métamorphisme général de moyenne pression moyenne température de type schiste vert, caractérisé par une paragenèse à quartz, biotite et muscovite passant vers le sud à une paragenèse à quartz, muscovite, chloritoïde et graphite (Béchenec *et al.* 2013c). Vers l'ouest, les conditions du faciès schiste vert s'accroissent vers celles du faciès amphibolite, ces dernières étant identifiées dans l'Unité des Landes de Lanvaux par des paragenèses à staurolite, andalousite et plus localement sillimanite (Béchenec *et al.* 2013c). Vers l'est, des faciès à andalousite sont aussi décrits, mais la présence de ce minéral semble plus sporadique ; ce dernier apparaissant en effet à la faveur des auréoles métamorphiques liées à l'intrusion des granites varisques qui jalonnent la branche sud du cisaillement sud-armoricain (Trautmann et Cagnet-Mawhin 1988).

Entre Malestroît et Baud, l'Unité des Landes de Lanvaux est recoupée par le **Massif granitique de Lanvaux** (Fig. II-1). Celui-ci forme une étroite lanière étirée sur près de 90 km puis il s'ennoie vers l'est sous les formations sédimentaires paléozoïques. À l'est, seul un petit pointement (Massif de Saint-Clément) situé au nord-ouest d'Angers rappelle son existence (Chantraine *et al.* 2003). Il s'agit d'un orthogneiss peralumineux injecté au cours de plusieurs épisodes de plutonisme cambriens à siluriens et dont l'âge décroît d'ouest en est (Chantraine *et al.* 2003). À l'affleurement, les relations entre ces différentes intrusions ne sont pas connues et la question d'injections polyphasées ou continues reste posée.

Les premières datations sur ces roches ont été réalisées par la méthode Rb-Sr sur roche totale et ont fourni des âges compris entre 553 ± 8 Ma et 433 ± 4 Ma. Plus récemment, une datation par la méthode U-Pb / zircon a fourni un âge à $460 +5/-3$ Ma (Béchenec *et al.* 2013b) confirmant l'âge au moins ordovicien de ce massif. On ne connaît pas très bien sa signification géodynamique, mais, en tout état de cause, il ne s'agit pas d'une série de plutons associés à l'épaississement crustal varisque et au fonctionnement du cisaillement sud-armoricain. En revanche, la déformation enregistrée dans ce massif, bien mieux caractérisée (Béchenec *et al.* 2013b, 2013c), est attribuée à la collision varisque et supposée contemporaine du métamorphisme général qui affecte l'ensemble du Domaine varisque ligéro-sénaise (Béchenec *et al.* 2013b, 2013c). Elle se traduit par une schistosité S1 orientée N100 - 110 à fort pendage associé à une linéation d'étirement subhorizontale (Béchenec *et al.* 2013b).

L'Unité de Saint-Mars-la-Jaille forme une fine bande affleurant au sud de l'unité précédente (Fig. II-1). Elle est parfois associée à l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Cartier et Faure 2004; Ducassou *et al.* 2011a), notamment car ces deux ensembles présentent des affinités paléogéographiques avec le bassin de Saint-Georges-sur-Loire ; bassin arrière arc situé au sud de la microplaque Armorica. Néanmoins, ils doivent être clairement distingués pour au moins deux raisons. La première concerne la nature chevauchante du contact qui les sépare, Faille de Saint-Georges-sur-Loire, connectée vers 10 km de profondeur à la faille de Nort-sur-Erdre (Bitri *et al.* 2003). La deuxième concerne l'évolution tectonométamorphique enregistrée par ces deux ensembles. En effet, si la phase majeure de déformation est considérée comme similaire (Cartier et Faure 2004), l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire a la particularité d'être affectée de façon précoce par une première déformation non identifiée dans l'Unité de Saint-Mars-la-Jaille (Cartier et Faure 2004).

L'Unité de Saint-Mars-la-Jaille comprend principalement des terrains détritiques à caractère pélitique, dont l'âge probablement ordovicien à silurien basal reste imprécis. Ils sont déformés au cours d'une phase principale ductile associée à une linéation d'étirement et à une linéation minérale compatible avec un mouvement transtensif top vers le nord-ouest.

L'Unité de Saint-Georges-sur-Loire constitue l'unité la plus méridionale du Domaine varisque ligéro-sénaise (Fig. II-1). Au nord elle chevauche l'Unité de Saint-Mars-la-Jaille et au sud, elle est limitée par la faille de Nort-sur-Erdre. Elle comprend essentiellement des terrains grésopélitiques, dévoniens et discordants sur un socle protérozoïque.

Ces sédiments ont la particularité d'emballer de nombreuses lentilles, de lithologie et d'âge variés, parmi lesquelles il est possible de distinguer des cherts, des grès, des calcaires et, dans une moindre mesure, des métavolcanites mafiques et acides. Certains auteurs (Dubreuil et al. 1989 ; Cartier et Faure 2004) considèrent ces lentilles comme des olistostromes emballés dans une matrice dévonienne et déposés au cours d'une période de sédimentation catastrophique. Néanmoins, au regard des récents travaux de Ducassou *et al.* 2011a, la nature « olistostromique » des ces éléments peut être remise en question. En effet, la couverture sédimentaire de l'Unité des Mauges est interprétée comme la marge sud du bassin de Saint-George-sur-Loire alors que l'Unité des Landes de Lanvaux est supposée représenter sa marge nord (Ducassou *et al.* 2011a). Notons que dans ce schéma, l'unité de Saint-Mars-la-Jaille se situerait entre celle de Saint-George-sur-Loire et celle de Lanvaux. Or Ducassou *et al.* (2011a) décrivent deux séries sédimentaires cohérentes dans la partie sud du rift du Layon et réfutent donc l'hypothèse d'olistostrome jusqu'alors admise dans cette région. De ce fait, la question quant à la réalité « olistostromique » des lentilles située au nord de ce même rift peut être posée ; n'y a-t-il pas, là aussi, la présence de séries sédimentaires cohérentes, dilacérées au cours de la collision varisque ? Pour autant, cette question soulève quand même quelques problèmes. En effet, dans le cas où ces lentilles calcaires ne correspondraient pas à des olistostromes, les modèles de reconstitution actuelle de l'évolution de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire n'expliquent pas comment elles se sont retrouvées entre deux unités (Saint-Georges-sur-Loire et Saint-Mars-la-Jaille) représentant les parties centrales d'un bassin intracontinental.

L'Unité de Saint-Georges-sur-Loire a la particularité d'inclure, essentiellement sur son flanc méridional, un complexe volcanique comprenant des termes acides et mafiques parmi lesquels il est possible de distinguer des metabasalts spilites et des rhyolites parfois à caractère microgranitique associés à de rares niveaux volcano-sédimentaires. Les termes mafiques ont été datés par la méthode Rb-Sr / roche totale (Carpenter *et al.* 1982) qui a fourni un âge compris entre 400 ± 24 et 350 ± 13 Ma. Leurs caractères géochimiques les apparentent à deux contextes orogéniques (Cartier et Faure 2004). En effet, certains d'entre eux montrent des affinités tholéitiques de type N-MORB reflétant probablement des termes mis en place au sein d'une ride océanique juvénile alors que les autres montrent des affinités tholéitiques de type E-MORB les apparentant plutôt à des magmas d'arc ou d'arrière arc (Cartier et Faure 2004). Il apparaît cependant très clair que les deux séries reflètent l'évolution géochimique liée à l'ouverture du bassin de Saint-Georges-sur-Loire ; c'est-à-dire depuis un rifting intracontinental jusqu'à la formation d'une croûte océanique juvénile. L'évolution de ces

ensembles basiques reste relativement mal connue. Les études pétrographiques ont cependant montré l'intense spilitisation de ces roches traduisant ainsi l'importance d'un hydrothermalisme précoce (Cavet *et al.* 1970, 1978). Par la suite, ces roches auraient subi un métamorphisme de faciès schiste vert au cours d'une phase de déformation D2 caractérisée par un régime top vers le nord-ouest (Cartier et Faure 2004) similaire à ceux enregistrés dans l'Unité de Saint-Mars-la-Jaille et dans celle des Landes de Lanvaux (Cartier et Faure 2004). L'âge de cette déformation est considéré par ces mêmes auteurs comme étant de la fin du Dévonien et du début du Carbonifère et elle est subséquente à une déformation D1 marquée par le plissement des séries sédimentaires.

L'Unité de Péaule affleure principalement entre Guenrouet et Péaule (Fig. II-1), à la limite entre le département de la Loire-Atlantique et celui du Morbihan. Elle se prolonge ensuite vers le nord-ouest où elle apparaît de façon éladée jusqu'aux environs de Languidic, région dans laquelle elle est massivement injectée de plutons granitiques. Dans sa partie est, l'unité de Péaule constitue le soubassement des séries ordoviciennes de l'Unité de Saint-George-sur-Loire. De ce fait, elle est supposée protérozoïque, précisément briovérienne (Plaine *et al.* 1984) ou du moins anté-ordovicienne (Béchenec *et al.* 2013c). Elle comprend principalement des schistes, des micaschistes et des gneiss répartis selon un axe grossièrement NE-SO et associés à un gradient métamorphique (Plaine *et al.* 1981b, 1984; Béchenec *et al.* 2013b). Au nord-est, les schistes prédominent, ils présentent une paragenèse à muscovite et chlorite. Plus au sud, l'unité est constituée de micaschistes et de paragneiss avec comme paragenèse : muscovite, biotite, andalousite, staurolite et localement chloritoïde (Béchenec *et al.* 2013c). L'intensité du métamorphisme est scellée par l'apparition locale de la sillimanite (Plaine *et al.* 1984). Ainsi, l'unité de Péaule a subi un métamorphisme général de moyenne température/basse moyenne pression (Béchenec *et al.* 2013b, 2013c). Le faciès schiste vert étant plutôt reconnu à l'écart du cisaillement sud-armoricain et le faciès amphibolite de moyenne pression à proximité de cette même faille. Un lien entre le fonctionnement du cisaillement sud-armoricain, l'intrusion des granites carbonifères et le gradient métamorphique a été proposé par Plaine *et al.* (1984); il est cependant réfuté par Béchenec *et al.* (2013a) qui considèrent plutôt un métamorphisme général. Quoi qu'il en soit, ce métamorphisme est associé à une déformation pénétrative matérialisée par une schistosité S1 très redressée et orientée au 90-95° (Plaine *et al.* 1984; Béchenec *et al.* 2013c) ; elle passe localement à une orientation au 110-115° traduisant ainsi l'influence tardive du cisaillement sud-armoricain. Plusieurs linéations sont associées à la schistosité S1, la plus marquée est une linéation d'étirement orientée N100 avec un pendage compris entre 5 et 30° vers l'Est (Plaine

et al. 1984). Une deuxième déformation est aussi décrite (Plaine *et al.* 1984; Béchenec *et al.* 2013c). Plus discrète, elle est matérialisée par une schistosité S2 de crénulation subhorizontale associée à des microplis en chevrons. Elle est considérée comme concomitante d'une phase de rétromorphose générale de l'Unité de Péaule ; rétromorphose par ailleurs caractérisée par une chloritisation des biotites et une damouritisation des andalousites (Béchenec *et al.* 2013c).

Les plutons varisques : en plus des intrusions granitiques précoces encaissées dans l'Unité des Landes de Lanvaux, le Domaine ligéro-séna est recoupé, essentiellement dans sa partie occidentale, par plusieurs séries de plutons granitiques carbonifères associés à l'épaississement crustal varisque et au fonctionnement du Cisaillement sud-armoricain (Fig. II-1). À l'exception du Massif d'Ergué-Languidic qui n'est pas daté (Béchenec *et al.* 2006), l'âge de ces intrusions est aujourd'hui bien établi et s'étale sur une courte période située entre 318 ± 4 Ma pour le Massif de Questembert daté par U-Pb / monazite (Augier *et al.* 2011), $316 \pm 5/-3$ Ma pour le Massif de Saint-Thurien daté par U-Pb / zircon (Béchenec *et al.* 2001) et 312 ± 3 Ma pour le Massif de Bécon (Faure et Cartier 1998).

II.2 Le Domaine varisque nantais

Le Domaine varisque nantais (Fig. II-2) affleure à l'est du Massif armoricain. Il est limité au nord par la faille de Nort-sur-Erdre qui le sépare du Domaine varisque ligéro-séna, et au sud par la branche sud du cisaillement sud-armoricain qui le sépare du Domaine varisque sud-armoricain (Chantraine *et al.* 2003). Cartographiquement, il s'ouvre vers l'est, puis se noie sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien. Il comprend principalement des unités métamorphiques, mais sa partie nord est composée d'unités sédimentaires déformées. L'ensemble est coupé par de nombreuses intrusions granitiques. Parmi les unités métamorphiques, les plus remarquables sont sans nul doute celles qui constituent le Complexe de Champtoceaux, dont le découpage reste, à ce jour, équivoque. La particularité de ce complexe est d'inclure plusieurs unités ayant préservées des reliques de métamorphisme de haute pression compatible avec le faciès éclogite. Dans la littérature, le Complexe de Champtoceaux est subdivisé en plusieurs unités dites allochtones : inférieure, moyenne et supérieure, reposant sur une unité parautochone (Bosse *et al.* 2000; Ballèvre *et al.* 2009, 2013, 2014; Pitra *et al.* 2010). Ce découpage est justifié sur la base d'une interprétation géodynamique de l'ensemble. Néanmoins, ce mémoire discutant de certaines de ces unités, un découpage cartographique est privilégié, notamment dans le but de s'affranchir des prérogatives quant à l'interprétation géodynamique de ces susdites unités. Enfin, le Domaine nantais comprend aussi des terrains sédimentaires faiblement métamorphisés et accolés, au

cours de la collision varisque, aux unités d'origine profonde. Au final, une dizaine d'unités peut être individualisée dans ce Domaine. Elles sont soit sédimentaires soit métamorphiques.

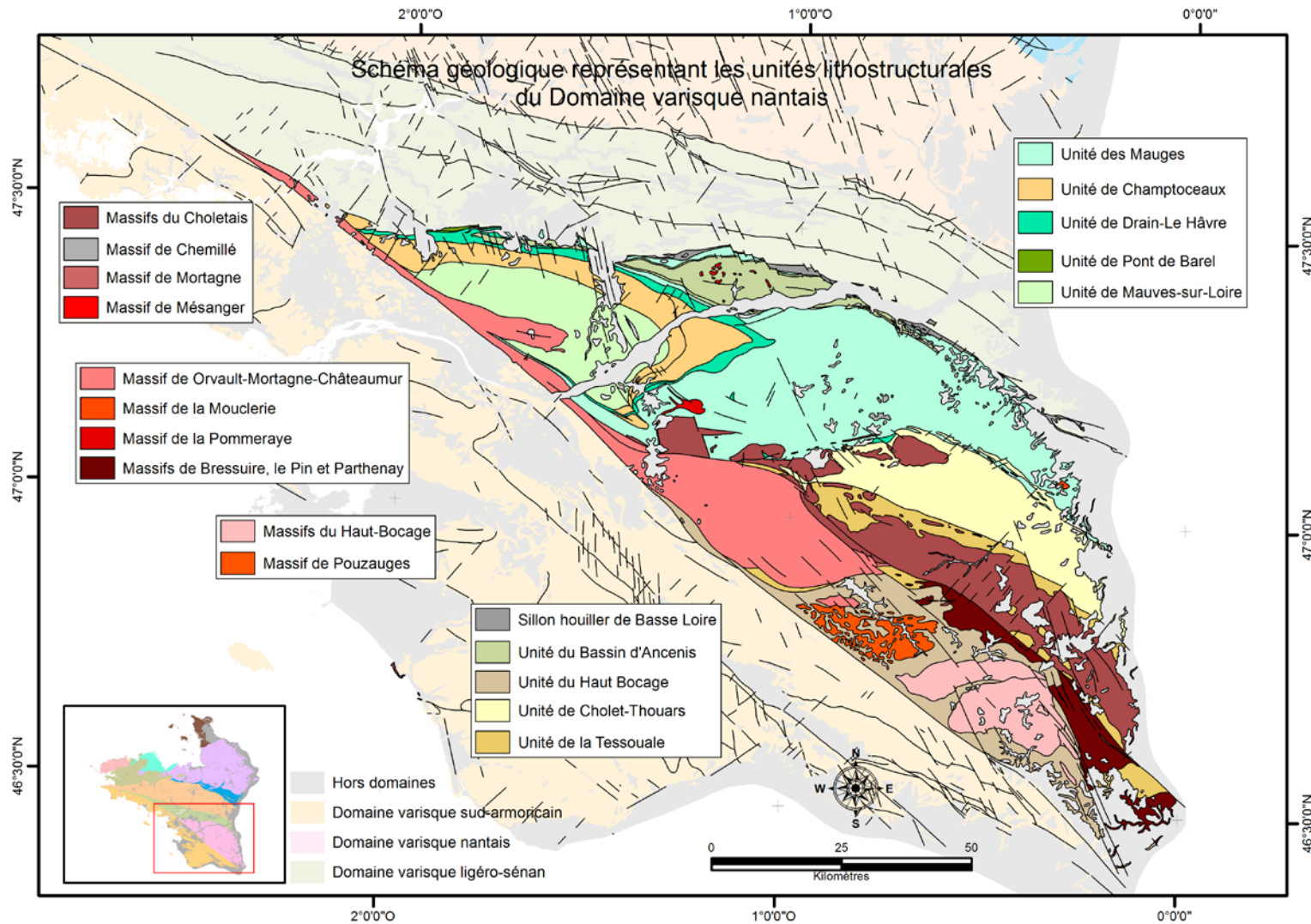


Fig. II-2 : schéma structural du Domaine varisque nantais. Modifié d'après Chantraine *et al.*, 2003.

II.2.1 Les unités sédimentaires

L'Unité du Sillon houiller de la Basse-Loire forme une longue bande discontinue soulignant la faille de Nort-sur-Erdre (Fig. II-2) et comprend des terrains sédimentaires terrigènes d'âge namurien à stéphanien. Localement, sont aussi interstratifiés des niveaux charbonneux (Formation de Montjean-sur-Loire) et des niveaux volcano-sédimentaires (Formation de la Pierre carrée). La mise en place de ces dépôts est contrôlée par le fonctionnement de la Faille de Nort-sur-Erdre en contexte transtensif dextre, dans le cadre de l'ouverture d'un bassin de type « pull-apart ». Cette unité est affectée par une déformation soulignée principalement par une schistosité pénétrative de type « schistosité de fracture » associée à des plis mégamétriques (Diot 1980). Cette déformation est considérée comme tardive dans l'histoire varisque et associée au serrage général des unités varisques du Domaine nantais à la fin du Carbonifère (Diot 1980).

L'Unité d'Ancenis affleure au nord du Domaine nantais où elle montre une forme en « amande » (Fig. II-2). Elle comprend principalement des terrains sédimentaires terrigènes déformés, mais non métamorphisés, déposés au cours du Carbonifère, dans un bassin intracontinental ouvert en système de « pull-apart » lors d'une intense phase en transtension sénestre (Diot 1980). Les formations de ce bassin sont déformées à la fin du Carbonifère dans un contexte transpressif dextre (Diot 1980).

L'Unité de Châteaupanne, longtemps intégrée à l'Unité d'Ancenis, est maintenant considérée comme une unité à part entière (Ducassou *et al.* 2011a). Elle affleure à l'est du Complexe de Champtoceaux (Fig. II-2). Elle est limitée sur son flanc nord par l'Unité d'Ancenis et sur son flanc sud par l'Unité des Mauges dont elle constitue la couverture sédimentaire (Ducassou *et al.* 2011a). Elle comprend principalement des terrains sédimentaires faiblement déformés et non métamorphisés. La série débute par des dépôts gréseux aréniens passant dès le Llanvirnien à des dépôts silteux dont les membres sommitaux comprennent des faciès à *Dicellograptus* (Formation du Moulin de Châteaupanne). Les dépôts se poursuivent en discordance par des séries carbonatées d'âge dévonien (Formation de Chalonnnes) passant, à l'Emsien supérieur et à l'Eifélien, à des dépôts gréseux (Formation de Saint-Annes) (Ducassou *et al.* 2011a). Cette unité pourrait s'être mise en place au sein du bassin de Saint-Georges-sur-Loire ; dans ce schéma, elle représenterait alors la couverture sédimentaire de la marge méridionale (Unité des Mauges) de ce bassin (Ducassou *et al.* 2011a).

L'Unité du Tombeau-Leclerc affleure directement au nord de l'Unité de Châteaupanne (Fig. II-2), avec laquelle elle est en contact tectonique (faille chevauchante) (Ducassou *et al.* 2011a). Elle comprend des terrains sédimentaires faiblement déformés et non métamorphisés. À sa base, la série débute par un membre pélitique attribué au Llandoveryen, suivit en concordance par des dépôts essentiellement silteux puis carbonatés d'âge praguien à emsien. Comme l'Unité de Châteaupanne, les terrains appartenant à l'Unité du Tombeau-Leclerc pourraient s'être déposés au sein du bassin de Saint-Georges-sur-Loire (Ducassou *et al.* 2011a). Néanmoins, le caractère chevauchant du contact séparant cette unité de celle de Châteaupanne suggère que le lieu de dépôt soit situé plus au nord, c'est-à-dire vers l'intérieur du bassin (Ducassou *et al.* 2011a) et que l'Unité du Tombeau-Leclerc ait été juxtaposée tardivement à l'Unité de Châteaupanne (Fig. II-3).

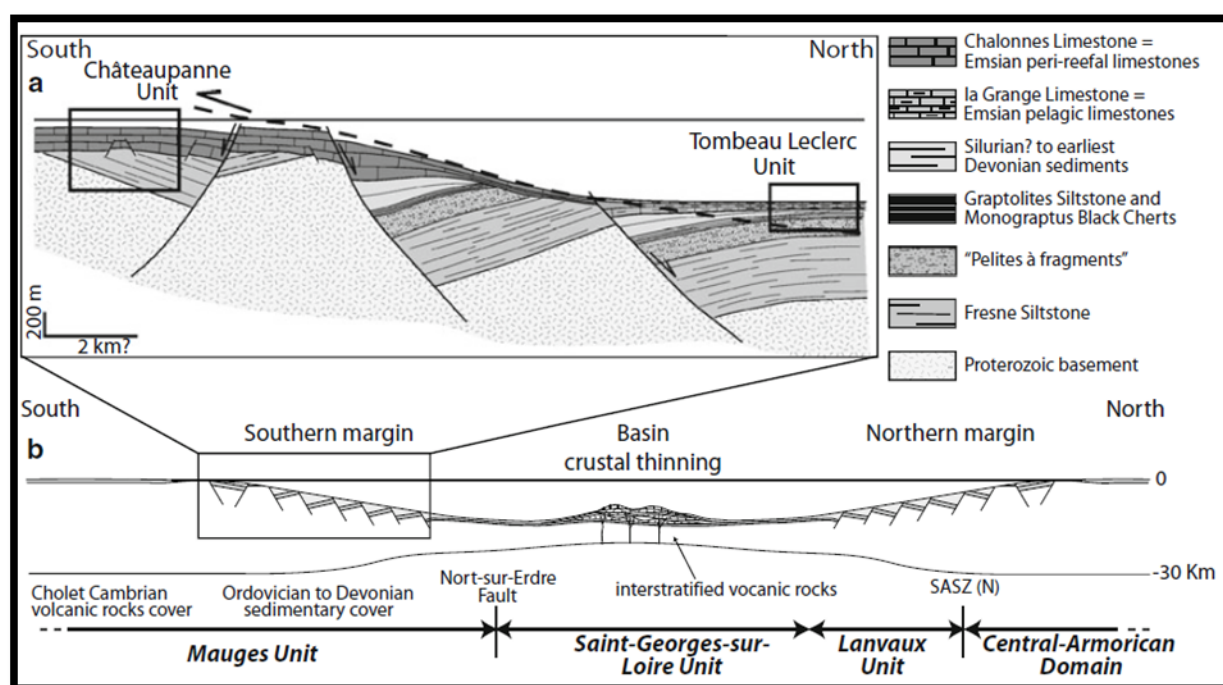


Fig. II-3 : coupe schématique à travers le bassin de Saint-Georges-sur-Loire. D'après Ducassou *et al.* 2011a.

II.2.2 Les unités métamorphiques

L'Unité de Mauve-sur-Loire (Fig. II-2) constitue l'unité parautochtone des modèles géodynamiques (Bosse *et al.* 2000; Ballèvre *et al.* 2009, 2013, 2014; Pitra *et al.* 2010). Elle comprend principalement des micaschistes albitiques, associés à quelques niveaux de quartzite, de paragneiss et d'amphibolite. L'âge de ces micaschistes n'est pas connu, mais

considéré comme protérozoïque supérieur. Dans les modèles géodynamiques, cette unité est considérée comme appartenant à la partie septentrionale du Gondwana.

L'Unité de Champtoceaux regroupe les trois principales unités métamorphiques chevauchantes du Complexe de Champtoceaux (Fig. II-2). Parmi elles, l'unité allochtone inférieure est composée de deux formations distinctes constituées d'orthogneiss (Formations du Cellier et de Saint-Mars), chacune surmontée de micaschistes : inférieurs à grenat et chloritoïde et supérieur à grenat et staurolite (Pitra *et al.* 2010). Les Formations du Cellier et de Saint-Mars contiennent de nombreuses lentilles ayant préservé des reliques de paragenèse éclogitique. Considérées comme d'anciens dykes de dolérite, elles sont apparentées à des tholéiites de type N-MORB (Paquette 1987) mis en place dans une ancienne croûte continentale amincie (Ballèvre *et al.* 1994). Ces paragenèses métamorphiques sont compatibles avec des températures et des pressions de l'ordre de 500 à 550°C et de 12 à 18 kbar (Bosse *et al.* 2000). L'âge de l'évènement haute pression est d'environ 360 Ma (356 ± 8 Ma, U-Pb sur zircon par Paquette (1987) et 362 ± 25 Ma, Sm-Nd sur Grt-Cpx-roche totale par Bosse *et al.* (2000)). Dans les modèles géodynamiques, ces unités inférieures pourraient représenter la marge nord gondwanienne bordant un océan Galice-Massif central ; les orthogneiss représentant le socle et les micaschistes, leur couverture sédimentaire. D'autre part, dans la Formation du Cellier, des orthogneiss datés à $481 +6/-5$ Ma par la méthode U-Pb/zircon, ont montré une composition chimique (majeurs, traces et isotopes du Sr et du Nd) compatible avec un magma originel alcalin (Ballèvre *et al.* 2002). Selon ces mêmes auteurs, ces orthogneiss souligneraient le contexte fortement extensif (rifting) de la région occupée par le Domaine nantais au cours de l'Ordovicien, traduisant ainsi les prémises de l'ouverture d'un océan dans le sud du Massif armoricain, situé alors au nord du Gondwana. L'unité moyenne est représentée par la Formation des Folies Siffait, composée d'amphibolites associées à de rares lentilles de péridotites serpentinisées, celles-là mêmes qui seront étudiées dans le cadre de ce travail. L'origine de cette formation n'a jamais été clairement établie, mais par analogie avec les metabasites de l'Unité de Drain-Le Havre, les auteurs s'accordent à lui attribuer une origine océanique (Ballèvre *et al.* 2009, 2013, 2014; Pitra *et al.* 2010). Elle correspondrait alors au plancher océanique d'un paléo-océan Galice-Massif central. Enfin, l'allochtone supérieur (Formation de Champtoceaux) est composé d'orthogneiss migmatitiques à rares lentilles éclogitiques, passant vers sa partie supérieure à des orthogneiss leptynitiques fortement déformés au contact avec les unités encaissantes. Par opposition à l'unité inférieure, cette unité est considérée comme appartenant à la marge méridionale de la

microplaque Armorica. Pitra *et al.* (2010) décrivent, dans l'Unité de Champtoceaux, un métamorphisme inverse depuis les unités supérieures vers les unités inférieures.

L'ensemble de l'Unité de Champtoceaux est affecté par une déformation D1 matérialisée par une foliation pénétrative orientée initialement au 120°, à fort pendage vers le nord, portant une linéation d'étirement orientée au 130° à faible pendage vers le nord-ouest donnant un sens de cisaillement top vers le nord-ouest compatible avec une déformation en transtension sénestre (Lagarde 1978). Cette déformation est reprise tardivement par une déformation D2, responsable du plissement de l'ensemble de l'Unité de Champtoceaux, de la rotation des plans de foliation dans l'axe du pli et dans sa partie sud, ainsi que de la rotation des linéations et de l'augmentation de leur pendage dans ces mêmes zones. Cette déformation D2 est associée au fonctionnement en décrochement dextre du cisaillement sud-armoricain.

L'Unité de Drain-Le Hâvre constituerait, avec la Formation des Folies Siffait, l'unité allochtone moyenne des modèles de reconstitution géodynamique (Bosse *et al.* 2000; Ballèvre *et al.* 2009, 2013, 2014; Pitra *et al.* 2010). Elle forme une large bande qui enveloppe l'Unité de Champtoceaux et comprend deux formations principales. Au nord, la Formation du Hâvre est composée de micaschistes albitiques d'origine et d'âge inconnus, emballant de fréquentes lentilles d'amphibolites et de phtanites. Plus localement, surtout dans sa partie sud-est, cette formation comprend aussi des amphibolites prasinitiques. La Formation du Hâvre est limitée sur son flanc nord par les schistes de l'Unité des Mauges et localement par les unités sédimentaires du bassin d'Ancenis. Ce contact, tectonique, est jalonné de petits massifs péridotiques dont l'origine est inconnue et qui constituent un second ensemble de roches ultramafiques étudiées dans ce la cadre de ce travail. Au sud de l'Unité de Drain-Le Hâvre, la Formation de Drain est composée d'amphibolites, de métagabbros et de métadolérites dérivant d'un liquide magmatique caractérisé par un chimisme de type N-MORB (Paquette, 1985) qui pourraient s'être mise en place vers 370 Ma (Paquette 1987). De la même manière que pour les metabasites de la Formation des Folies Siffait, celles de la Formation de Drain pourraient correspondre, selon les modèles de reconstitution géodynamiques, au plancher d'un océan Galice-Massif central. Notons qu'aucune relique de métamorphisme de haute pression n'a, à ce jour, été identifiée dans cette unité. Cela conduit certains auteurs à ne pas la considérer comme une unité métamorphique de haute pression du Complexe de Champtoceaux (Chantraine *et al.* 2003). Par ailleurs, dans sa partie sud-ouest, la Formation de Drain passe progressivement à des serpentinites. Cette formation de Drain constitue un second ensemble de roches mafiques et ultramafiques étudié dans le cadre de ce travail.

L'Unité de Pont de Barel, définie récemment (Béchenec *et al.* 2010) constitue l'unité de roches vertes la plus septentrionale du Complexe de Champtoceaux (Fig. II-2). Son flanc nord est limité par la faille de Nort-sur-Erdre et, sur son flanc sud, elle est en contact tectonique avec les micaschistes et gneiss de la Formation du Hâvre. Cette unité est souvent intégrée à l'Unité de Drain – le Hâvre (e.g. Ballèvre *et al.*, 2002; Bosse *et al.*, 2000), car elle associe des amphibolites avec des péridotites serpentinisées. Elle constituerait donc, elle aussi, un témoin du plancher d'un océan Galice-Massif central. Cette unité constitue le troisième ensemble de roches mafiques et ultramafiques étudié dans le cadre de cette thèse.

L'unité des Mauges représente une partie de l'autochtone supérieur des modèles de reconstitution géodynamique ; elle pourrait donc appartenir au socle de la partie méridionale de la microplaque Armorica. Il s'agit d'une unité mal connue, mais probablement précambrienne et d'affinité cadomienne. Elle comprend principalement des micaschistes épizonaux d'origine pélitique, alternant avec des micaschistes de type métagrauwacke (Wyns *et al.* 1998; Thiéblemont *et al.* 2011). Chimiquement, ces métasédiments ont des caractères intermédiaires entre des roches d'origine strictement sédimentaire et des roches d'origine ignée (Wyns *et al.* 1998) ou tout au moins dont l'origine est issue de l'altération de matériel magmatique, probablement associé au démantèlement d'un arc (Thiéblemont *et al.* 2011). D'autre part, elle comprend aussi un ensemble de roches mafiques (Formation de Beaupréau) constitué de schistes amphiboliques et de métadolérites (Thiéblemont *et al.* 2011). Ces roches ont une affinité subalcaline (Thiéblemont *et al.* 2011), ce qui les rapporte à un magma mis en place en contexte extensif (Thiéblemont *et al.* 2011). De ce fait, et compte tenu de l'âge cadomien de l'Unité des Mauges, une origine *pro parte* similaire à celle des séries volcaniques de l'Unité de Saint-Brieuc (Domaine cadomien nord breton) est envisagée par Thiéblemont *et al.* (2011). Ceci situerait la mise en place de l'Unité des Mauges dans un contexte extensif arc-arrière arc compatible avec l'origine des sédiments associés. Cette hypothèse est, de plus, confortée par les datations obtenues par U-Pb/Zr sur des filons rhyolitiques recoupant l'Unité des Mauges et lui fixant un âge à 591 ± 9 Ma, soit néoprotérozoïque supérieur (Thiéblemont *et al.* 2011). Notons que cet âge est comparable aux âges obtenus par Egal *et al.* 2005 pour les métavolcanites de la Formation de Lanvollon (Domaine cadomien nord breton) datées à 588 ± 11 Ma.

L'unité des Mauges est déformée dans les conditions de l'épizone avec, pour les micaschistes, un assemblage minéralogique à muscovite chlorite et quartz (Thiéblemont *et al.* 2011) passant à l'approche de l'Unité de Champtoceaux, à des conditions plus mésozonales. Pour les amphibolites, une paragenèse à actinolite, plagioclase et épidote (faciès schiste vert) est

décrite (Wyns *et al.* 1998; Thiéblemont *et al.* 2011). Cette déformation est matérialisée par le développement d'une schistosité plus ou moins fruste orientée au 120° à pendage de 60 à 70° vers le sud-est (Thiéblemont *et al.* 2011). Elle est attribuée à l'orogène cadomienne (Wyns *et al.* 1998; Thiéblemont *et al.* 2011) et elle est reprise par une phase de plissement au cours de l'orogène varisque, contemporaine du Fonctionnement de la faille de Cholet, en contexte de transpression dextre (Thiéblemont *et al.* 2011).

L'unité de Cholet-Thouars affleure directement au sud de l'Unité des Mauges sur laquelle elle repose en discordance (Fig. II-2). Essentiellement de nature volcano-plutonique, cette unité débute néanmoins par une formation conglomératique à quartzitique d'âge cambrien qui pourrait représenter des sédiments plus ou moins grossiers déposés dans un bassin intracontinental immergé et dont les produits d'alimentation pourraient correspondre à l'érosion de l'Unité des Mauges (Thiéblemont *et al.* 2011). Elle se poursuit par la mise en place d'un vaste ensemble volcano-plutonique : le Complexe de Cholet – Thouars dont certains granites sont datés par la méthode U-Pb/Zr à 519 ± 10 Ma (Thiéblemont *et al.* 2011). Le magmatisme de ce complexe présente des caractéristiques très largement intermédiaires à acides avec la mise en place de dacite, de rhyolite et de microgranites à caractère alcalin. Plus localement, tels au sud de Vihiers, des termes mafiques peuvent aussi être rapportés à ce complexe. Ces derniers sont apparentés à des magmas de type tholéiites continentales (Thiéblemont *et al.* 2011) témoignant donc de phases extensives cambriennes dans le Domaine nantais.

L'Unité nord du Haut Bocage affleure directement au sud de l'Unité de Cholet-Thouars (Fig. II-2), dont elle est séparée par la faille de Cholet (Thiéblemont *et al.* 2011). Dans sa partie nord, elle comprend des termes métamorphiques paradérivés fortement déformés et migmatitisés (Formation de la Tessouale). L'âge et l'origine de cette formation ne sont pas connus, tout juste sait-on qu'elle a enregistré un métamorphisme de pression significative compatible avec la stabilité du feldspath potassique au détriment de la muscovite ainsi qu'avec celle du grenat (Rolin *et al.* 2004; Thiéblemont *et al.* 2011). Dans sa partie sud, l'Unité nord du Haut Bocage intègre un vaste ensemble granodioritique d'âge carbonifère, daté autour de 350 Ma (Thiéblemont *et al.* 2011).

Cette unité est principalement déformée dans sa partie septentrionale, à proximité de la faille de Cholet où des bandes de cisaillement métriques à plurimétriques apparaissent. Elles sont caractérisées par le développement d'une schistosité protomylonitique verticale orientée au 120° (Rolin *et al.* 2004), souligné localement par des plans S-C (Le Métour *et al.* 1989) et

portant une linéation d'étirement subhorizontale ou légèrement inclinée vers l'est, compatible avec une déformation en décrochement dextre (Rolin *et al.* 2004; Thiéblemont *et al.* 2011).

L'Unité sud du Haut Bocage est séparée de l'unité nord par la faille en décrochement de Mauléon-Bressuire (Fig. II-2). Dans sa partie occidentale, elle est en contact tectonique (détachement) avec le massif granitique de Mortagne. Elle comprend principalement des micaschistes paradérivés plissés et affectés d'une schistosité de flux en plan axial des plis (Rolin *et al.* 2000, 2004). La déformation est contemporaine d'un métamorphisme dans le faciès schiste vert avec des assemblages à biotite, chlorite et muscovite (Formation de Courlay et Formation de Saint-Amand-sur-Sèvre), qui passent à l'approche des massifs granitiques, à des assemblages de plus haut degré à muscovite, biotite, grenat et staurolite (Formation de Cirière) (Rolin *et al.* 2004) et au contact des granites, à des faciès cornéifiés.

Les plutons anté-varisques constituent de grands ensembles granitiques recoupant principalement l'Unité du Haut Bocage (Fig. II-2). Ils regroupent les massifs de Bressuire, Pin et Parthenay, les massifs du Haut Bocage et enfin, le massif de Pouzauges. Ce dernier a été daté par la méthode U-Pb/zircon à 456 ± 5 Ma (Rolin *et al.* 2004).

Les plutons varisques sont principalement situés le long de la branche sud du Cisaillement sud-armoricain et peuvent être regroupés en plusieurs grands ensembles cogénétiques (Chantraine *et al.* 2003) :

- Les massifs du Choletais, intrusifs dans les unités de Cholet-Thouars et de la Tessouale, ils sont datés vers 340 ± 5 Ma (Thiéblemont *et al.* 2011) ;
- Les massifs intrusifs dans l'unité des Mauges que sont le massif de Chemillé, le massif de la Mouclerie et le massif de la Pommeraye. Ils ne sont pas datés, mais leur mise en place pourrait se situer autour de 320-310 Ma (Wyns *et al.* 1998) ;
- Le massif de Mésanger, intrusif dans l'Unité d'Ancenis et daté par la méthode U-Pb/zircon à 319 ± 3 Ma (Ducassou *et al.* 2011b)
- Le massif d'Orvault-Mortagne-Châteaumur, qui constitue l'un des plus importants massifs granitiques du domaine nantais. Ses contours cartographiques en sigmoïde témoignent de sa mise en place au cours du fonctionnement dextre de la branche sud

du cisaillement sud-armoricain. Il serait daté à environ 315 Ma (Chantraine *et al.* 2003).

II.3 Le Domaine varisque sud-armoricain

Le Domaine varisque sud-armoricain affleure tout le long du littoral sud-breton, depuis la pointe du Raz en Finistère jusqu'aux confins de la Vendée et des Deux-Sèvres (Fig. II-4). À l'image du Domaine varisque nantais, dont il est séparé par la branche sud du Cisaillement sud-armoricain, ce domaine comprend de nombreuses unités lithostructurales, fortement déformées, métamorphisées et écaillées au cours de la construction de la Chaîne varisque. Au large, ce domaine se poursuit sous les dépôts sédimentaires continentaux de la marge est-atlantique. Au sud-est, il se prolonge sous le Seuil du Poitou et rejoint les unités métamorphiques et magmatiques du Massif central. Majoritairement composé de roches métamorphiques acides, ce domaine a aussi la particularité de présenter au moins deux unités ophiolitiques plus ou moins démembrées : l'Unité d'Audierne à l'Ouest et l'Unité des Essarts à l'Est, pour lesquelles, des reliques de paragenèses éclogitiques et granulitiques ont été décrites (Peucat 1973; Marchand 1982; Godard 2001; Schulz *et al.* 2002). En son centre, ce domaine se singularise aussi par la présence d'une unité d'origine océanique métamorphisée dans le faciès schiste bleu : l'Unité de Groix-Céné, dont les principaux affleurements se situent sur l'Ile de Groix et en Vendée. En plus de ces unités métamorphiques, le domaine sud-armoricain comprend de nombreux massifs granitiques plus ou moins déformés et associés au fonctionnement du Cisaillement sud-armoricain.

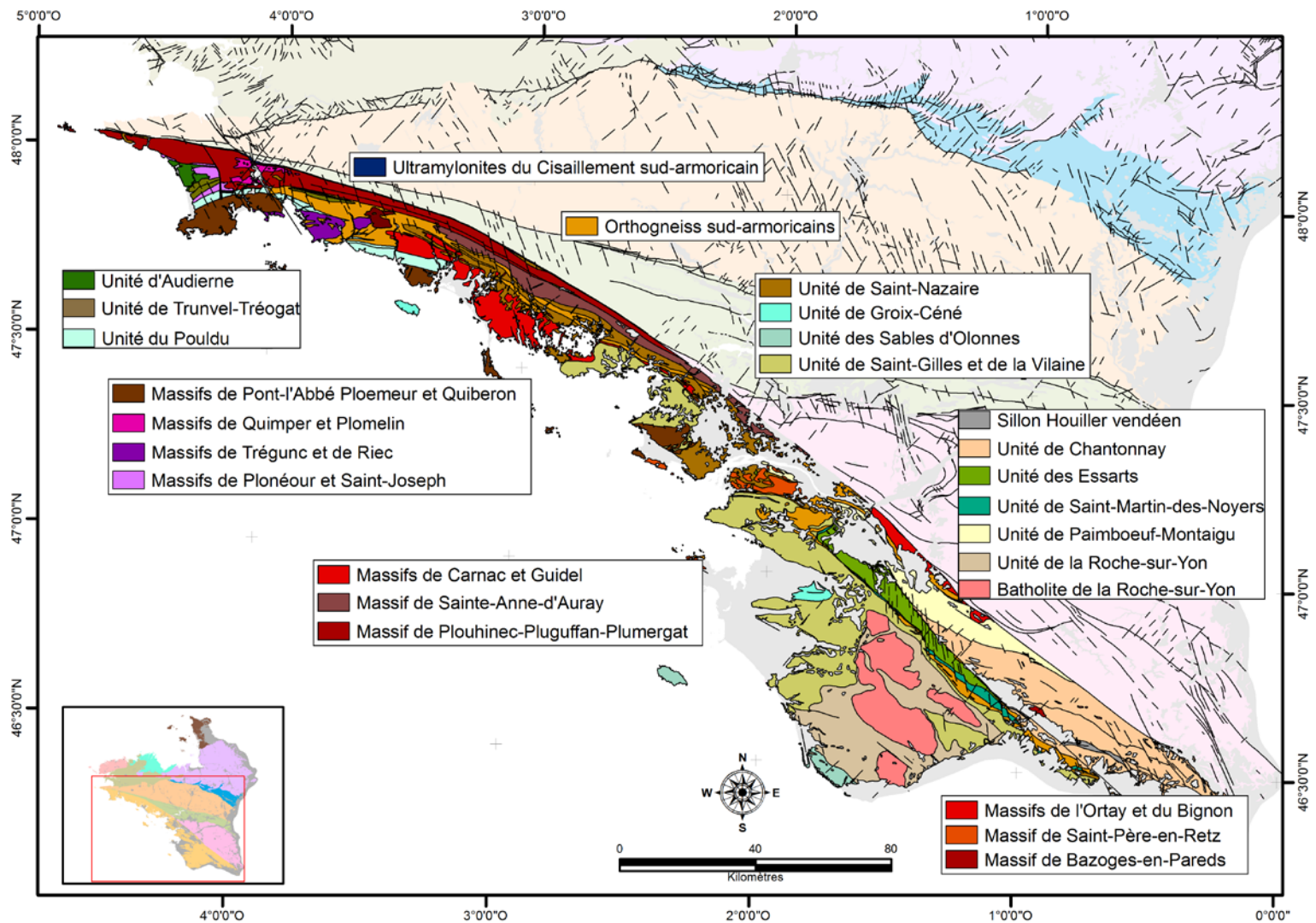


Fig. II-4 : schéma structural du Domaine varisque sud-armoricain. Modifié d'après Chantraine *et al.*, 2003.

II.3.1 Les unités métamorphiques septentrionales à structure verticalisée

L'Unité d'Audierne affleure à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (Fig. II-4) où elle est limitée sur son flanc nord par les granites associés au Cisaillement sud-armoricain et, sur son flanc sud, par l'Unité de Trunvel-Tréogat qu'elle chevauche.

Dans sa partie nord, elle comprend des micaschistes (Formation de Penhors) dans lesquels sont souvent incluses des lentilles hectométriques d'amphibolite dont les caractères géochimiques sont compatibles avec le type N-MORB (Béchenec *et al.* 1999). L'âge de cette formation n'est pas connu, mais puisqu'elle est recoupée par l'orthogneiss de Saint-Joseph qui est daté à 338 Ma, un âge plus ancien s'impose (Béchenec *et al.* 1999).

Dans sa partie sud, cette unité comprend des termes mafiques et ultramafiques (Formation de Peumerit et Formation de Ty-Lan) considérés comme d'origine ophiolitique (Peucat 1973). Le contact de ces formations avec celle de Penhors est souligné par une lame orthogneissique dont l'âge de mise en place se situe entre 470 et 480 Ma (Béchenec *et al.* 1999). La Formation de Peumerit est affectée par un premier métamorphisme granulitique daté à 384 ± 6 Ma et associé à une paragenèse à grenat + clinopyroxène + plagioclase + zoïsite + rutile (Béchenec *et al.* 1999). Il est repris au carbonifère par deux épisodes successifs, l'un dans le faciès amphibolite, et l'autre dans le faciès schiste vert (Béchenec *et al.*, 1999). La cinématique de la déformation associée à ces différents événements métamorphiques n'est à ce jour pas connue. Cependant, la déformation enregistrée dans l'orthogneiss de Saint-Joseph, compatible avec un cisaillement dextre (Béchenec *et al.* 1999), permet de supposer une déformation *pro parte* comparable pour les amphibolites. Ceci impliquerait que cette déformation soit contemporaine du métamorphisme général associé à la collision varisque.

Dans les modèles de reconstitution géodynamique, l'Unité d'Audierne pourrait représenter les reliques d'une zone de suture de l'orogène varisque ; elle correspondrait alors au plancher océanique d'un océan Galice-Massif central (Ballèvre *et al.* 2009, 2013, 2014). D'autre part, les relations entre cette unité ophiolitique et celle décrite au sein du complexe de Champtoceaux restent à ce jour hypothétiques, car aucune de ces unités n'a fait l'objet d'études pétrostructurale et géochimique permettant de les associer ou de les différencier.

L'Unité de Trunvel-Tréogat affleure directement au sud de l'Unité d'Audierne par laquelle elle est chevauchée (Fig. II-4). Dans sa partie nord, cette unité comprend des schistes verts

amphiboliques associés à des amphibolites prasinitiques ainsi qu'à des ovardites (Formation de Tréogat). Dans sa partie Sud, elle comprend des micaschistes albitiques incluant de fréquentes intercalations leptynitiques ainsi que des passées plus gneissiques (Formation de Trunvel). L'ensemble de cette unité est affecté par une déformation ductile D1 matérialisée par le développement d'une schistosité S1 à pendage plus ou moins fort (50 à 80°N). Cette première déformation est reprise par une déformation D2 associée à une schistosité de crénulation S2 subhorizontale (Béchenec *et al.* 1999). Dans la Formation de Trunvel, la déformation est associée à un métamorphisme dans le faciès amphibolite avec une paragenèse à quartz-biotite-muscovite-grenat-albite (Béchenec *et al.* 1999). En revanche, dans la Formation de Tréogat, la paragenèse apparaît de plus bas degrés et atteint le faciès schiste vert (Béchenec *et al.* 1999). D'autre part, le chimisme des roches de cette formation les apparente à des tholéiites d'arc ou de bassin arrière arc. Ainsi, un environnement de dépôt en contexte arc-arrière arc peut être envisagé pour l'unité de Trunvel-Tréogat (Béchenec *et al.* 1999). La Formation de Tréogat et l'Unité d'Audierne précédemment décrite constituent le quatrième et dernier ensemble de roches mafiques et ultramafiques étudié dans le cadre de ce travail.

L'Unité du Pouldu affleure uniquement dans la partie occidentale du domaine sud-armoricain où elle forme plusieurs bandes d'axe est-ouest recoupées par l'intrusion de nombreux massifs granitiques (Fig. II-4). Cette unité intègre deux grands ensembles : le groupe de Nerly à l'Ouest et le groupe Merrien à l'Est.

Le groupe de Nerly est composé principalement d'unités métasédimentaires acides (micaschistes et gneiss micacés) à nombreuses intercalations mafiques, plus rarement ultramafiques (Béchenec *et al.* 1996, 1999). Deux types de métabasites au chimisme différent ont pu être définis dans ce groupe (Béchenec *et al.* 1999). L'un présentant des caractères comparables aux basaltes alcalins à transitionnels et l'autre, présentant des caractères géochimiques compatibles avec des tholéiites de type N-MORB. De ce fait, ces roches pourraient représenter les degrés d'évolution différents d'un système extensif allant d'un rifting intracontinental à l'ouverture d'un bassin marginal. Deux protolithes sont envisagés par Béchenec *et al.* 1999 pour les méta-ultrabasites de cette unité : soit elles correspondent à d'anciens cumulats, soit elles correspondent à d'anciennes péridotites mantelliques. Quoi qu'il en soit, leur origine géotectonique demeure énigmatique et leur insertion dans l'Unité du Pouldu reste inconnue.

Le groupe de Merrien comprend principalement des micaschistes datés entre 470 et 490 Ma (Formation de Merrien), associés à des métavolcanites acides et mafiques (Formation de

Raguenez et Formation du Pouldu). Ces métavolcanites mafiques se différencient de celles du groupe de Nerly par leur affinité géochimique de type arc insulaire.

Ces deux groupes ont d'abord été considérés comme d'origine différente (Béchenec *et al.* 1996). Néanmoins, ils ont rapidement été considérés comme provenant d'environnements géotectoniques très proches (Béchenec *et al.* 1999). Leur mise en place pourrait alors s'être faite en contexte de bassin intracontinental de type Basin and Range, expliquant ainsi le caractère bimodal des séries mafiques de cette unité (Béchenec *et al.* 1999).

L'ensemble de cette unité est affecté par une déformation matérialisée par le développement d'une schistosité S1 subverticale, orientée entre N070 et N080°, à laquelle est associée une paragenèse à quartz-biotite-muscovite-grenat \pm albite caractéristique du faciès schiste vert à amphibolite qui passe localement à une paragenèse de plus haut degré à staurolite \pm andalousite et cordiérite. Cette paragenèse pourrait traduire l'influence thermique des massifs orthogneissiques de cette région (Béchenec *et al.* 1999).

Les Ultramytonites du Cisaillement sud-armoricain constituent non pas une unité lithologique à par entière, mais bien un marqueur tectonique du fonctionnement de la branche sud du Cisaillement sud-armoricain. Ces ultramytonites forment une fine bande jalonnant cet accident (Fig. II-4). En largeur, cette bande n'excède pas quelques centaines de mètres, mais, en revanche, elle se suit sur plusieurs centaines de kilomètres depuis la pointe du Raz en Finistère jusqu'à la région Nantaise en Loire-Atlantique. Cette bande comprend un ensemble de roches principalement granitiques ayant subi une déformation plus ou moins intense. Il est ainsi possible de reconnaître des faciès cataclastiques, protomylonitiques, mylonitiques et ultramylonitiques. Lorsqu'elle est ductile, la déformation se caractérise par une schistosité subverticale portant une linéation est-ouest à faible pendage compatible avec un régime en décrochement dextre (Jégouzo 1980; Jégouzo et Rosello 1988).

Les Orthogneiss sud-armoricains constituent une série de formations dessinant une lanière discontinue au cœur de tout le Domaine sud-armoricain, depuis le Finistère jusqu'en Deux-Sèvres (Fig. II-4). Il s'agit pour l'essentiel d'orthogneiss ordoviciens peralumineux à calco-alcalins voir alcalins, mise en place entre 490 et 470 Ma (Chantraine *et al.* 2003). Certains sont plus anciens et datés autour de 500 Ma. L'origine de ces orthogneiss est mal comprise. D'autre part, si certains d'entre eux caractérisent sans aucun doute le contexte extensif de la région occupé à l'Ordovicien par le Domaine sud-armoricain, les autres et notamment les termes franchement peralumineux, s'oppose à une telle interprétation. Ainsi, ce vaste ensemble pourrait avoir plusieurs origines et sa position actuelle pourrait résulter de la

collision varisque. De la même manière que les sédiments dans lesquels ils se sont mis en place, toutes ces formations orthodérivées sont métamorphisées. Elles présentent toutes des paragenèses métamorphiques à quartz, feldspath, biotite, muscovite, grenat avec plus rarement développement de paragenèses à sillimanite. Notons que les termes alcalins de ce vaste ensemble ne sont pas sans rappeler, tant en termes d'âge que de métamorphisme, les rares orthogneiss alcalins décrits dans l'Unité de Champtoceaux (cf. paragraphe II.2.2).

L'Unité de Saint-Nazaire, encore nommée Unité du Morbihan, elle affleure principalement dans la partie centrale du Domaine sud-armoricain (Fig. II-4) où elle est recoupée par différents massifs granitiques. Cette unité comprend des termes paradérivés et orthodérivés dont l'âge et l'origine ne sont pas connus. Cependant, compte tenu de leur position structurale, il pourrait s'agir de protolithe protérozoïque supérieur à paléozoïque inférieur. Quoi qu'il en soit, l'Unité de Saint-Nazaire se singularise par une migmatitisation très développée, que ce soit dans les termes paradérivés (Formation de muzillac) comme orthodérivés (Formation de Kervignac). Cette migmatitisation pourrait résulter d'un processus d'exhumation associé à une décompression (passant de 8kb à 4 kb) adiabatique autour de 700-800°C (Chantraine *et al.* 2003).

L'Unité de Chantonay affleure dans la partie sud-orientale du domaine sud-armoricain (Fig. II-4). Au nord, elle est séparée de l'Unité du Haut-Bocage (Domaine varisque nantais) par le Cisaillement sud-armoricain. Elle est interprétée comme une vaste structure synclinale et comprend principalement des séries sédimentaires d'âge cambrien à dévonien (Wyns *et al.* 1989). La sédimentation débute au Cambrien par de puissants dépôts schisto-gréseux de nature volcano-sédimentaire (niveaux rhyolitiques et tufs volcaniques) et détritiques (schiste et grès) (Formation de Montournais). Elle se poursuit ensuite par un puissant ensemble pélique (Formation des Gerbaudières) et passe au Cambrien supérieur à une série schisto-gréseuse comprenant, dans sa partie sommitale, de rares niveaux rhyolitiques et ignimbricitiques (Formation du Bourgneuf). Le passage du Cambrien à l'Ordovicien est marqué par des dépôts essentiellement volcaniques, de nature soit rhyolitique, soit ignimbricitique (Formation de la Châtaigneraie). Ces volcanites présentent des caractéristiques géochimiques alumineuses à peralumineuses fortement potassiques et pourraient être issues de processus d'anatexie crustale (Wyns *et al.* 1989). À l'Arénigien, la sédimentation redevient détritique et un puissant ensemble gréseux apparenté à la Formation du grès armoricain se dépose (Wyns *et al.* 1989). À partir de l'Ordovicien moyen et jusqu'au Dévonien, la sédimentation devient plus fine et, tout au long de cette période, se dépose un puissant ensemble schisto-pélique (Groupe de Réaumur) à rares intercalations carbonatées. Enfin, en son cœur, la structure synclinale

comprend aussi un vaste complexe volcanique composé principalement de basaltes associés à différents niveaux volcano-sédimentaires. Deux lignées ont pu être identifiées : la première présente des analyses géochimiques les apparentant au type N-MORB et la seconde à des termes calco-alcalins (Thiéblemont *et al.* 1987). Aucune distinction cartographique n'existe quant à ces deux types de volcanites (Wyns *et al.* 1989). De ce fait, Thiéblemont *et al.* (1987) suggèrent qu'ils sont contemporains l'un de l'autre et qu'ils pourraient s'être mis en place dans un contexte de type arc-arrière-arc similaire au Mariana Trough.

L'ensemble de l'Unité de Chantonay est affecté par un métamorphisme épizonal, associé à deux phases majeures de déformation (Wyns *et al.* 1998). La première se matérialise dans les roches acides par le développement de deux schistosités S1 et S2 associées à des paragenèses à séricite, chlorite et épidote. Elle n'affecte que très peu les roches mafiques. La deuxième phase majeure, probablement dévonienne (Wyns *et al.* 1998) est responsable de l'ensemble du plissement de l'Unité de Chantonay. D'autre part, dans la partie sud de l'unité, des bandes de cisaillement associées à des structures de type S-C apparaissent. Elles sont compatibles avec un décrochement en cisaillement dextre et pourraient donc être consécutives du fonctionnement des grands accidents transcurrents de la zone broyée sud-armoricaine (Wyns *et al.* 1998).

L'Unité du Sillon Houiller Vendéen affleure principalement au nord de l'Unité des Essarts où elle forme une fine lanière discontinue s'alignant sur environ 80 km (Fig. II-4). Comme le Sillon houiller de la basse Loire (cf. paragraphe II.2.1), elle comprend des terrains sédimentaires terrigènes d'âge namurien à stéphanien dont le dépôt est contrôlé par le décrochement dextre de la Faille des Essarts, individualisant tout le long de son tracé une série de petits bassins en « pull-apart ».

L'Unité des Essarts, elle forme un long couloir affleurant principalement en Vendée et dans une moindre mesure en Loire-Atlantique (Fig. II-4). Elle est limitée sur son flanc nord par l'Unité du sillon houiller vendéen qui la sépare de l'Unité de Chantonay et au sud par la Faille de Saint Pazanne – Mervent qui la sépare de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers. Elle est constituée d'un complexe para à orthogneissique encaissant un ensemble mafique-ultramafique (Formation des Essarts). Cette unité se singularise, tant dans les roches mafiques que dans les gneiss, par des reliques de paragenèse HT du faciès granulite et HP du faciès éclogite.

Dans les paragneiss, la paragenèse granulitique se caractérise par un assemblage à biotite + grenat + quartz + plagioclase + cordiérite + feldspath K + Al-sillimanite + ilménite (Godard

2001) compatible avec des pressions et des températures de 3-7 kbar pour 700-850 °C (Godard 2001). Cet assemblage est ensuite déstabilisé dans les conditions du faciès éclogite avec plusieurs réactions dont les principales sont, d'après Godard (2001):

- (i) Cordiérite → grenat + quartz + disthène ;
- (ii) Sillimanite → disthène ;
- (iii) Biotite + plagioclase → grenat + phengite + quartz + rutile ;
- (iv) Ilmenite + plagioclase → grenat + rutile + quartz ;
- (v) Monazite + plagioclase → apatite + épidote + U-Th monazite ;
- (vi) K-feldspath + biotite → grenat + phengite + quartz + rutile.

Dans les faits, ces deux paragenèses n'apparaissent que sous forme de reliques et sont largement masquées par une rétro-morphose généralisée dans le faciès amphibolite (Godard 2001).

Dans les faciès basiques, l'évènement granulitique n'a jamais été décrit. Par contre, l'évènement éclogitique est, quant à lui, bien caractérisé. Plusieurs types d'éclogite ont pu être définis (Godard 2001). Ils se différencient principalement par l'absence ou non de quartz et de disthène. Ainsi, sont décrites dans la littérature, des éclogites magnésiennes à disthène et sans quartz, des éclogites à disthène pauvres en quartz, des éclogites à quartz et des éclogites ferrotitanées à quartz. Ce métamorphisme éclogitique est compatible avec des pressions et températures de l'ordre de 14-20 kbar et 650-700°C (Godard 2001) et il est daté par la méthode U-Pb/zircon à 436 ± 15 Ma (Godard 2001). Antérieurement à cet épisode de haute pression, les metabasites de cette unité auraient enregistré des conditions pression-températures proches de celle du faciès amphibolite avec des paragenèses à quartz + épidote + pargasite + rutile + clinopyroxène + calcite + plagioclase + feldspath K (Godard 2001). Cependant, une telle paragenèse pourrait aussi être expliquée par un métamorphisme océanique (Godard 2001). Quoiqu'il en soit, ces données suggèrent que le protolithe des éclogites était une roche gabbroïque amphibolitisée et saussuritisée (Godard 2001). Géochimiquement, ces roches mafiques sont comparables à des magmas tholéitiques de type MORB (Godard 2001). Par conséquent, elles ont été interprétées comme des fragments d'une ancienne croûte océanique (Godard 2001) qui appartiendrait à l'océan Galice-Massif central (Ballèvre et al. 2009, 2013, 2014).

Les faciès ultramafiques apparaissent moins fréquemment que les gneiss et les amphibolites. Ils affleurent soit associés aux roches basiques, soit individualisés en lentilles dans la masse gneissique. Comme beaucoup des massifs ultramafiques du Massif armoricain, ceux de l'Unité des Essarts sont fortement altérés et birbiritisés. Ainsi, ils présentent souvent une croûte siliceuse peu épaisse. D'après Godard (2001), ces roches pourraient correspondre soit à d'anciens cumulats ultramafiques, soit à d'anciennes péridotites à grenat. Elles n'ont pas fait l'objet d'études pétrologiques plus approfondies et ne seront, par manque de temps pas abordées dans le cadre de ce travail.

L'ensemble de cette unité pourrait correspondre au même type d'unités présentes à l'affleurement dans l'ouest du Massif central, en Limousin (Godard 2001). Ainsi, la position actuelle de l'Unité des Essarts résulterait d'une translation de grande ampleur, sur près de 200 km, depuis une position plus méridionale. Cette translation aurait été les résultats combinés du fonctionnement de plusieurs grands accidents dextres qui sont pour les principaux : la Faille de Sainte Pazanne-Mervent, le Cisaillement sud-armoricain et la ceinture houillère vendéenne (Godard 2001).

L'Unité de Saint-Martin-des-Noyers forme une longue lanière affleurant au sud de l'Unité des Essarts avec laquelle elle est en contact tectonique (Fig. II-4). Cette unité est principalement constituée de gneiss à amphibole dans sa partie sud et d'amphibolite dans sa partie nord. L'étude pétrologique de ces roches a montré qu'elles sont métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolite (Wyns *et al.* 1989; Lahondère *et al.* 2009) dont les pressions et températures avoisinent les 7 kbar et 470-550 °C. Ce métamorphisme est associé à une déformation de la roche marquée par une foliation verticale grossièrement est-ouest. L'origine paléotectonique de cette unité n'est pas connue et son intégration dans le schéma sud-armoricain de la Chaîne varisque reste problématique. Pour autant, les données géochimiques disponibles ont montré que les amphibolites de l'unité de Saint Martin des Noyers ont des caractères des séries orogéniques de types tholéiites d'arc. Ainsi, elles pourraient représenter les termes mafiques d'un arc insulaire paléozoïque. Les termes acides de ce type de séries seraient alors représentés par les termes gneissiques qui correspondraient à d'anciennes rhyolites (Wyns *et al.* 1989). L'âge précis de cet édifice n'est cependant pas connu.

L'Unité de Paimboeuf-Montaigu est une unité relativement mal comprise. Elle forme une longue bande cartographique orientée NW-SE, limitée sur son flanc nord par la branche sud du Cisaillement sud-armoricain (Fig. II-4). Elle affleure principalement dans la région de

Montaigu, au nord de l'Unité de Chantonay (Godard *et al.* 2010) dont elle constitue la « semelle ». On la retrouve aussi, dans une moindre mesure, dans la région de Paimboeuf, au sud de la Loire (Ters *et al.* 1978), mais, les travaux cartographiques, trop anciens, ne permettent pas d'appréhender d'une manière suffisante l'organisation lithostructurale de cette unité. En revanche, dans le secteur de Montaigu, cette unité est bien mieux caractérisée. Elle comprend, dans sa partie méridionale, un vaste ensemble micaschisteux à intercalation de métavolcanites acides et basiques (Godard *et al.* 2010), métamorphisé dans les conditions du faciès amphibolite avec une paragenèse à quartz \pm plagioclase + biotite \pm muscovite + grenat (Godard *et al.* 2010). Dans sa partie septentrionale, l'Unité de Paimboeuf-Montaigu intègre un complexe leptyno-amphibolique dont les termes basiques sont apparentés à d'anciennes roches basaltiques d'arc ou d'arrière-arc (Godard *et al.* 2010) d'affinité tholéiitique. Elles sont, elles aussi, métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolites avec une paragenèse à hornblende, plagioclase et illménite, localement rétro-morphosée dans les conditions du faciès schiste vert (Godard *et al.* 2010). Ce métamorphisme est associée à une déformation matérialisée par le développement d'une foliation S1 à l'origine subhorizontale (Godard *et al.* 2010) portant une linéation d'étirement et/ou minérale orientée initialement E-W (Godard *et al.* 2010). La cinématique associée à cette déformation n'est pas connue, d'autant que cette dernière est perturbée par un second événement tectonique réorientant les plans de déformation selon une direction NW-SE avec un pendage de 30 à 50° vers le sud-ouest et les linéations selon un azimuth SSE. Plus localement, l'unité de Paimboeuf-Montaigu comprend aussi des lentilles de péridotites serpentinisées dont l'origine, encore mal comprise, pourrait être mantellique (Godard *et al.* 2010).

II.3.2 Les grandes nappes sud-armoricaines à structure subhorizontale

L'Unité de la Roche-sur-Yon forme un vaste ensemble situé dans l'extrémité sud-orientale du Domaine sud-armoricain (Fig. II-4). Elle est chevauchée sur son flanc nord par l'Unité des porphyroïdes de Saint-Gilles et de la Vilaine et constitue de ce fait une unité interprétée, dans les modèles géodynamiques globaux, comme d'origine parautochtone (Ballèvre *et al.* 2012). Elle comprend plusieurs séries sédimentaires constituées principalement de métaquartzites, de schistes (Groupe de Nieul-le-Dolent, Formation de Coex, Formation du Grosbreuil) associés à des niveaux de métaphtanites et de tufs volcaniques (Wyns *et al.* 1989; Béchenec *et al.* 2008). Cet ensemble a récemment été daté par la méthode U-Pb/zircon à 478 ± 2 Ma (Ballèvre *et al.* 2012). D'autre part, dans sa partie centrale, l'Unité de la Roche-sur-Yon comprend un vaste ensemble métavolcanique (Formation des porphyroïdes la Chapelle

Hermier) dont les relations avec le premier ensemble apparaissent complexes (Béchenec *et al.* 2008).

L'unité de la Roche-sur-Yon a été affectée dans un premier temps par une phase de plissement de grande ampleur, puis elle a été métamorphisée en conditions épizonales. Dans les régions où elle est proche des massifs granitiques, les conditions de métamorphisme deviennent cependant plus mésozonales (Wyns *et al.* 1989; Béchenec *et al.* 2008). Bien que le métamorphisme soit de bas degré, il est associé à une foliation subhorizontale ubiquiste portant une linéation d'étirement est-ouest fortement marquée à l'approche de l'Unité supérieure. Cette linéation est associée à une tectonique tangentielle compatible avec un cisaillement en transpression dextre (Béchenec *et al.* 2008).

L'Unité de Saint-Gilles et de la Vilaine affleure principalement en Vendée littorale et dans le sud de la Loire-Atlantique (sous-unité de Saint-Gilles) où elle chevauche l'Unité de La Roche-sur-Yon (Fig. II-4). Dans une moindre mesure, on la retrouve au niveau de l'estuaire de la Vilaine, à la limite entre la Loire-Atlantique et le Morbihan (sous-unité de la Vilaine).

En Vendée littorale, cette unité comprend principalement des micaschistes (Formation de Saint Gilles) et des schistes quartzo-micacés à intercalations phyllonitiques (Formation de Landevieille). Elle comprend aussi un vaste ensemble métarhyolitique (Formation des porphyroïdes de la Sauzaie), daté par la méthode U-Pb/zircon entre 477 ± 7 Ma (Béchenec *et al.* 2008) et 492 ± 12 Ma (Ballèvre *et al.* 2012). Bien que faiblement métamorphisée, cette sous-unité est fortement déformée (Béchenec *et al.* 2008). Cela se traduit par une foliation ubiquiste proche de l'horizontale associée à une linéation d'étirement orientée E-O compatible avec un épisode tangentiel de l'ouest vers l'est (Béchenec *et al.* 2008). Cet épisode pourrait être subséquent à un premier épisode orienté plutôt nord-sud compatible avec un cisaillement du nord vers le sud (Béchenec *et al.* 2008).

En Bretagne méridionale, la sous-unité de la Vilaine comprend principalement un vaste ensemble volcanosédimentaire (Formation de la Vilaine) dans lequel sont intercalés des niveaux mafiques (Formation du Moustoir) et des niveaux métavolcaniques felsiques représentés par une puissante série métarhyolitique (Formation des porphyroïdes de la Vilaine). L'âge de cette sous-unité n'est pas connu, mais par analogie avec la sous-unité vendéenne, elle pourrait être datée vers 480-490 Ma. De même, elle est aussi affectée par une forte déformation, matérialisée par une foliation subhorizontale portant une linéation d'étirement orienté est-ouest compatible avec un cisaillement de l'Est vers l'Ouest. En revanche, le métamorphisme associé à cette sous-unité diffère de celui de son équivalent

méridional. En effet, des paragenèses de plus haute pression proche du haut faciès amphibolite y sont reconnues. Elles seraient compatibles avec des pressions et températures de l'ordre de 9 kbar et 400°C (Le Hébel *et al.* 2002).

Cette unité est attribuée à la marge septentrionale du Gondwana (Ballèvre *et al.* 2012). Compte tenu de son âge, elle pourrait s'être mise en place à la même période que l'Unité de Groix-Céné.

L'Unité des Sables-d'Olonne affleure uniquement dans la partie méridionale du Domaine sud-armoricain (Fig. II-4) et comprend des termes paradérivés et orthodérivés. Elle se singularise par un métamorphisme de type Barrovien associée à une intense déformation ductile. Celle-ci se caractérise par une foliation grossièrement est-ouest à faible pendage vers le Nord. Elle porte principalement une linéation d'étirement subhorizontal est-ouest compatible avec un cisaillement sénestre. Dans une moindre mesure, une linéation d'étirement nord-sud, masquée par la précédente, peut aussi être identifiée. Celle-ci est compatible avec un régime en extension (Cagnard *et al.* 2004).

L'Unité de Groix-Céné constitue une unité essentiellement immergée au large du Morbihan. À l'affleurement, on la retrouve à l'Ile de Groix (Formation de l'Ile de Groix) et en Vendée (Formation du Bois de Céné) (Fig. II-4). Elle comprend principalement des micaschistes associés à de fréquents niveaux d'amphibolites (parfois des glaucophanites) et de prasinites. Plus rarement, des écaillés tectoniques de péridotites serpentinisées peuvent aussi être identifiées (Audren *et al.* 1993; Lahondère *et al.* 2009). Les micaschistes sont interprétés comme d'anciens sédiments pélitiques dont l'origine paléogéographique, tant au niveau de la zone de dépôt qu'au niveau de la source, reste inconnue (Ballèvre *et al.* 2013). Toutefois, ces sédiments pourraient s'être mis en place dans un bassin intracontinental peu ouvert (Ballèvre *et al.* 2013).

L'âge de ces sédiments demeure inconnu, mais des gneiss albitiques interstratifiés ont fourni un âge U-Pb/zircon à 480 ± 5 Ma (El Korh *et al.* 2012). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place du protolithe magmatique et suggère donc que les sédiments soient : ou de même âge, ou d'âge plus ancien.

Les roches mafiques sont interprétées comme d'anciens sills et dykes basaltiques mis en place dans les sédiments (Ballèvre *et al.* 2013). Leur chimisme les apparente au type E-MORB (El Korh *et al.* 2009), mais leur âge n'est pas connu. Cependant, de par leur position structurale, ces roches ne peuvent être que paléozoïque inférieur et précisément ordovicien. D'autre part,

elles auraient subi une forte altération hydrothermale (El Korh *et al.* 2013) confirmant leur forte affinité « océanique ».

L'origine des péridotites serpentinisées de cette unité reste à ce jour inconnue, que ce soit celles situées à l'Ile de Groix ou celles situées en Vendée.

Sur l'île de Groix, deux unités ont été reconnues : une unité occidentale et une unité orientale, la seconde chevauchant la première (Bosse *et al.* 2002). Elles diffèrent notamment par l'intensité du métamorphisme qu'elles ont enregistré (Fig. II-5). Bien qu'il s'agisse d'un métamorphisme précoce de HP-BT du faciès schiste bleu dans les deux cas, dans la partie ouest de l'île, cet événement est compatible avec des pressions et température de l'ordre de 16 à 20 kbar pour 500 °C alors que, dans la partie est, les pressions et températures apparaissent plus faibles, de l'ordre de 12 à 16 kbar pour 450°C (Bosse *et al.* 2005). Cet événement métamorphique est daté par les méthodes Rb-Sr et Ar-Ar sur roche totale et phengite qui ont fourni un âge autour de 370-360 Ma (Bosse *et al.* 2005). Ce métamorphisme est contemporain d'une intense déformation ductile polyphasée de l'ensemble de l'unité de Groix-Cené.

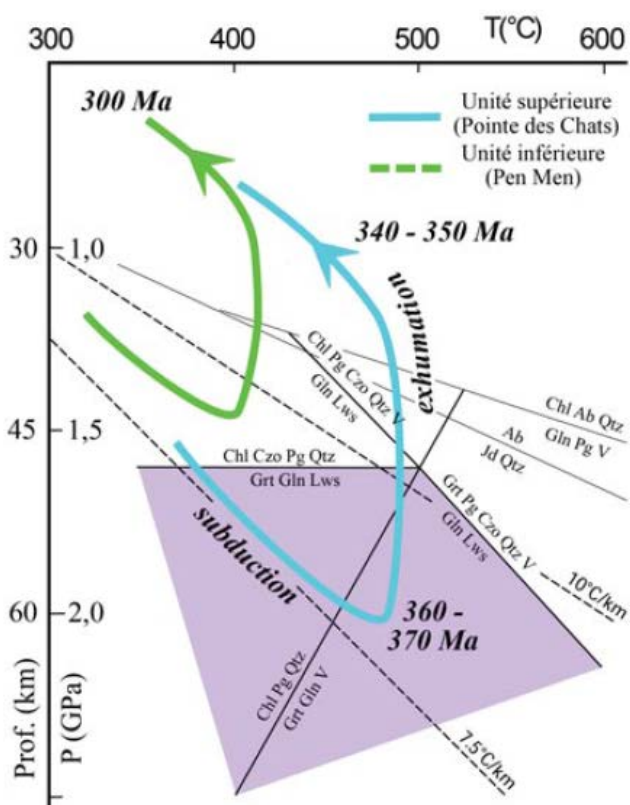


Fig. II-5 : évolution P-T des métapelites et des metabasites de la Formation de l'île de Groix. D'après Ballèvre *et al.*, 2013.

Les massifs plutoniques carbonifères, ils recoupent presque l'intégralité des unités du Domaine varisque sud armoricain (Fig. II-4). Bien qu'il s'agisse de nombreux massifs qu'il est possible d'individualiser cartographiquement, plusieurs grands ensembles peuvent néanmoins être distingués (Chantraine *et al.* 2003). Ainsi, peuvent être regroupés :

- les massifs de Pont l'Abbé-Ploemeur et Quiberon ;
- les massifs de Plouhinec, Pluguffan et Plumergat dont le deuxième a été daté par la méthode U-Pb / zircon à 318 ± 4 Ma (Béchenec *et al.* 1999) ;
- les massifs de Quimper et Plomelin ;
- les massifs de Trégunc et Riec dont le premier a été daté par la méthode Pb-Pb/zircon à 330 ± 18 Ma (Béchenec *et al.* 1996) ;
- les massifs de Plonéour et Saint Joseph dont le second a été daté par la méthode Pb-Pb/zircon à 338 ± 10 Ma (Béchenec *et al.* 1999) ;
- Les massifs de Carnac et Guidel, dont la mise en place a été daté vers 310-320 Ma
- Le massif de Saint Anne d'Auray, daté vers 310-320 Ma ;
- Les massifs de L'Ortay et du Bignon, dont le premier a été daté par la méthode U-Pb/zircon à 350 ± 11 Ma (Godard *et al.* 2010) ;
- Le massif de Bazoges-en-Pareds qui n'est pas daté.

III Les grandes lignes évolutives

Seule une infime portion du Massif armoricain témoigne du Paléoprotérozoïque : les terrains icartiens datés vers 2 Ga. Ces reliques d'un soubassement disloqué rattaché à la bordure du Gondwana, sont encaissées au sein d'un minicraton qui représente lui-même un tronçon relique d'une chaîne cadomienne d'âge protérozoïque supérieur éocambrien. Si la bordure nord du Massif armoricain résulte principalement d'une évolution précambrienne, la grande majorité des unités qui le compose ont été individualisées et structurées au Paléozoïque lors de l'orogénèse varisque.

Le Chaîne varisque (Fig. III-1), forme, à la fin du Carbonifère, une cordillère étendue sur près de 10 000 km de long. Aujourd'hui, cette chaîne est démembrée et érodée : en Europe où elle est largement représentée, elle correspond à l'ensemble des massifs cristallins qui affleure d'est en ouest depuis le Caucase jusqu'aux massifs armoricain et ibérique. Elle y constitue aussi le soubassement des grands bassins sédimentaires méso-cénozoïques.

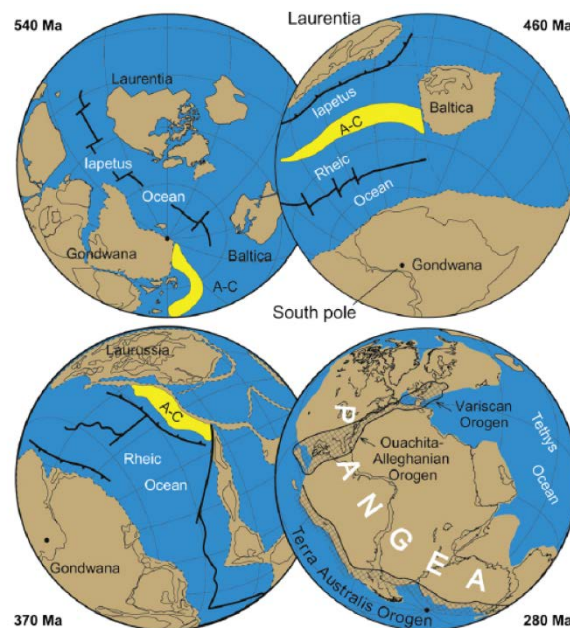


Fig. III-1 : schéma de reconstitution géodynamique pour le paléozoïque. À la fin du carbonifère, les continents sont regroupés en un super continent (la Pangée) et la Chaîne varisque est formée et centrée sur ce continent. D'après Nance *et al.* 2012.

Les modèles de reconstitution paléogéographique et géodynamique du cycle varisque sont encore largement débattus (Shelley et Bossière 2000; Cartier *et al.* 2002; Faure *et al.* 2008; Ballèvre *et al.* 2009, 2014; Guillot et Ménot 2009; Nance *et al.* 2010, 2012; Ducassou

et al. 2011a). De ce fait, il est difficile de présenter un schéma précis des évènements ayant conduit à la structuration à la fin du Carbonifère de la Chaîne varisque. Toutefois, quatre catégories de modèles existent, elles diffèrent selon trois critères :

- (1) le nombre de domaines continentaux impliqués ;
- (2) le nombre d'océans séparant ces domaines ;
- (3) la chronologie d'ouverture et de fermeture de ces différents domaines océaniques.

Nous ne traiterons pas, dans le cadre de ce travail, ces différentes catégories de modèles, car l'échelle d'interprétation prise par leurs auteurs nous semble trop imprécise compte tenu de l'échelle de notre étude. Néanmoins, le lecteur trouvera une synthèse exhaustive dans Plissart (2012) pour la Chaîne varisque et dans Ballèvre *et al.* (2013) pour le Massif armoricain. Il est à notre sens préférable de s'attarder sur les grandes étapes varisques pour le Massif armoricain et particulièrement pour sa partie méridionale. Au Paléozoïque, le Massif armoricain est structuré au cours de deux grandes phases majeures : la phase éo-varisque et la phase varisque *s.s.*

III.1 La phase éo-varisque

La phase éo-varisque représente la première grande phase géodynamique du cycle varisque armoricain. Elle débute au paléozoïque inférieur par un premier rifting cambro-ordovicien qui initie l'ouverture de l'océan Galice-Massif central et détache l'Armorica du Gondwana. Elle s'achève au Dévonien par la subduction de cet océan et la collision entre l'Armorica et le Gondwana. Au nord de la branche nord du CSA, cet évènement ne joue qu'un rôle mineur, voire négligeable. En revanche, ce rôle est majeur dans la structuration des unités qui constituent les grands domaines sud-armoricains et particulièrement les unités ophiolitiques. En effet, dans l'Unité d'Audierne cet épisode serait relativement précoce (Dévonien inférieur à Dévonien moyen) et se traduirait par le métamorphisme de hautes températures dans le faciès granulite qui est daté à 384 ± 6 Ma (Béchenec *et al.* 1999) (cf. partie II.3.1). Plus tardivement, au Dévonien supérieur, cette phase se traduirait aussi par l'empilement tectonique de l'unité de Trunvel-Tréogat (Béchenec *et al.* 1999). Dans le Complexe de Champtoceaux, l'évènement serait plus tardif (Dévonien supérieur) et se caractériserait par l'épisode éclogitique décrit dans l'unité de Champtoceaux (cf. partie II.2.2).

Les prémices de l'histoire éo-varisque du Massif armoricain pourraient correspondre à la mise en place des plus jeunes sédiments attribués au Briovérien (Unité de Bretagne centrale du Domaine varisque de Bretagne centrale) dont l'origine, protérozoïque supérieur à cambrienne, est attribuée à l'érosion des derniers reliefs cadomiens dans un bassin intracontinental de type molassique. Dans les Domaines varisque médio-armoricain oriental et sud armoricain, cet épisode extensif est souligné par la mise en place de dépôts sédimentaires et volcaniques cambriens. Les migmatites de l'Unité de Saint Nazaire pourraient signer cet amincissement crustal. Néanmoins, cet épisode extensif cambrien est limité dans l'espace et c'est à l'Ordovicien qu'il prend une importance globale ; particulièrement avec le dépôt ubiquiste de la Formation des Grès armoricains. À cette époque, le Massif armoricain doit donc être considéré comme une marge continentale active située au sud d'un bloc se détachant progressivement du Gondwana. Dans le Domaine sud-armoricain, ce paroxysme est souligné autour de 480 Ma par l'injection des nombreux orthogneiss sud-armoricains et par un volcanisme accru à l'origine des porphyroïdes des unités de Saint-Gilles, de la Roches-sur-Yon et des Sables-d'Olonne (cf. partie II.3.2). Il pourrait en être de même concernant les massifs orthogneissiques de Douarnenez, Gougastel et Plogonnec (Domaine varisque de Bretagne centrale) ainsi que pour les orthogneiss calco-alcalins identifiés dans le Domaine nantais (cf. partie II.2.2). L'injection de tels granites pourrait s'être déroulé jusqu'à 460 Ma, âge de mise en place du Massif de Lanvaux (Domaine varisque ligéro-sénan).

Au cours de l'Ordovicien inférieur, l'amincissement crustal est tel qu'il permet la remontée du manteau, sa fusion partielle et la mise en place des sills et dykes basaltiques de l'Unité de Groix-Céné (cf. partie II.3.2) dans le cadre d'un rifting continental (Fig. III-2). Très rapidement, dès l'Ordovicien moyen, l'océanisation de ce petit bassin est attestée par le développement d'une lithosphère océanique (Fig. III-2), dont les témoins pourraient être les termes mafiques et ultramafiques des unités d'Audierne, des Essarts et de Trunvel-Tréogat pour le Domaine sud-armoricain, et des unités des Folies Siffait, de Drain-le Hâvre et Pont de Barel pour le Domaine nantais. Bien que peu contraintes, il semblerait qu'une chronologie se dessine dans la mise en place de ces différents ensembles mafiques et ultramafiques. Ainsi, si l'on considère que le métamorphisme dans les Unités d'Audierne, de Groix-Céné et de Champtoceaux est d'âge dévonien (Bosse *et al.* 2000, 2002), voire d'âge silurien pour l'unité des Essarts, il semble raisonnable de penser que les roches mafiques de ces unités sont les témoins les plus anciens de ce domaine océanique. En revanche, si l'on considère la mise en place des metabasites de l'Unité de Drain vers 370 Ma (Paquette 1987), soit au Dévonien supérieur, cela suggère qu'elles appartiennent à une phase tardive de l'évolution de ce bassin,

probablement rapprochée de sa fermeture complète. Notons aussi que l'hypothèse d'un site géotectonique différent pour cette unité n'est pas à exclure. Nous verrons dans le cadre de ces travaux que cette interprétation est largement discutable.

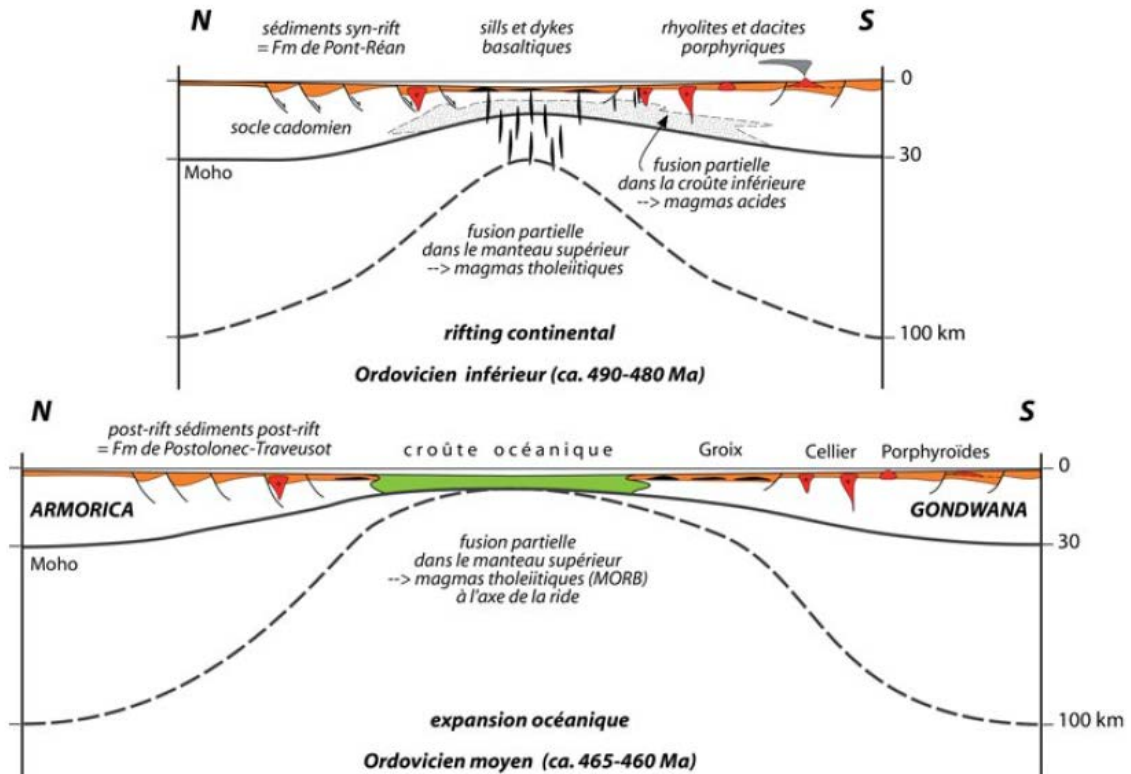


Fig. III-2 : modèle d'évolution géodynamique du Massif armoricain méridional à l'ordovicien. L'océan Galice-Massif central s'ouvre au nord du Gondwana dès l'Ordovicien inférieur. À l'Ordovicien moyen, l'océan Galice-Massif central est ouvert et la microplaque Armorica est clairement individualisée. D'après Ballèvre *et al.* 2013.

L'étendu, voire l'existence du bassin océanique ouvert dès l'Ordovicien reste sujet à controverse. Cependant, dans l'hypothèse de son existence, les auteurs s'accordent sur un domaine de petite envergure rapidement refermé et subduit. Les unités mafiques, ultramafiques et felsiques appartenant à cet ancien domaine océanique et à ses marges auraient alors enregistré des événements métamorphiques différents (Fig. III-4). En effet, au cours du Silurien puis du Dévonien, les unités d'Audierne et des Essarts enregistrent un premier épisode de métamorphisme de haute température dans le faciès granulite (Fig. III-4). Au vu des données géochronologiques disponibles, il semblerait que cet épisode ait d'abord eu lieu dans les unités vendéennes, dès le Silurien, puis dans les unités bretonnes, à partir du Dévonien. Ce métamorphisme est repris au Dévonien supérieur dans l'Unité des Essarts par un événement éclogitique (Fig. III-4). Dans le Domaine nantais, l'épisode éclogitique est très largement représenté et il est contemporain de l'épisode vendéen (Fig. III-4). Les preuves de la convergence siluro-dévonienne se retrouvent aussi dans l'Unité de Groix-Céné qui est

interprétée comme un prisme d'accrétion ayant enregistré au Dévonien supérieur un événement métamorphique compatible avec le faciès schiste bleu (Fig. III-4).

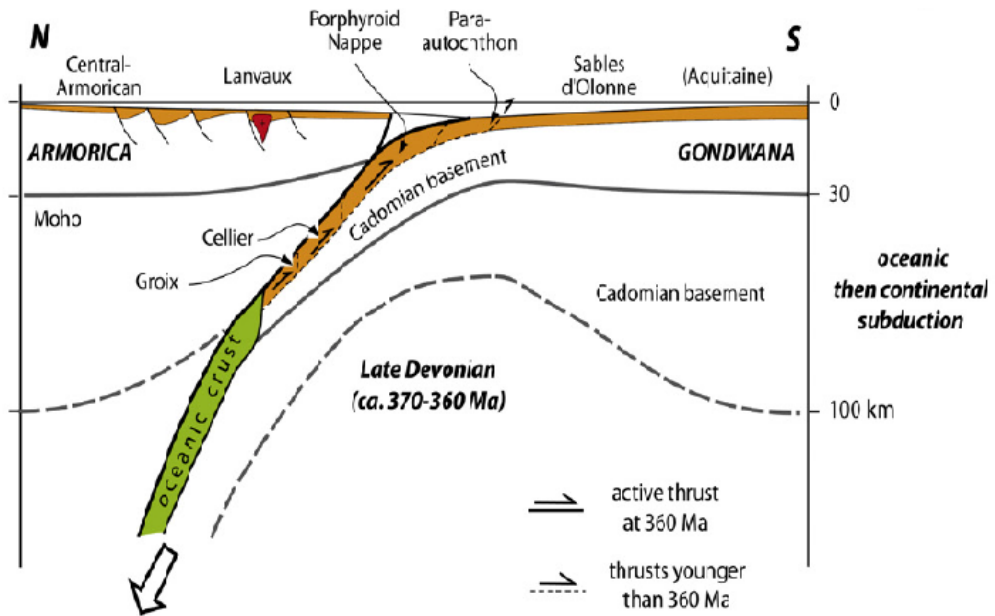


Fig. III-3 : enfouissement de la lithosphère océanique et de la marge nord gondwanienne au cours du Dévonien, vers 360 Ma. D'après Ballèvre *et al.* 2013.

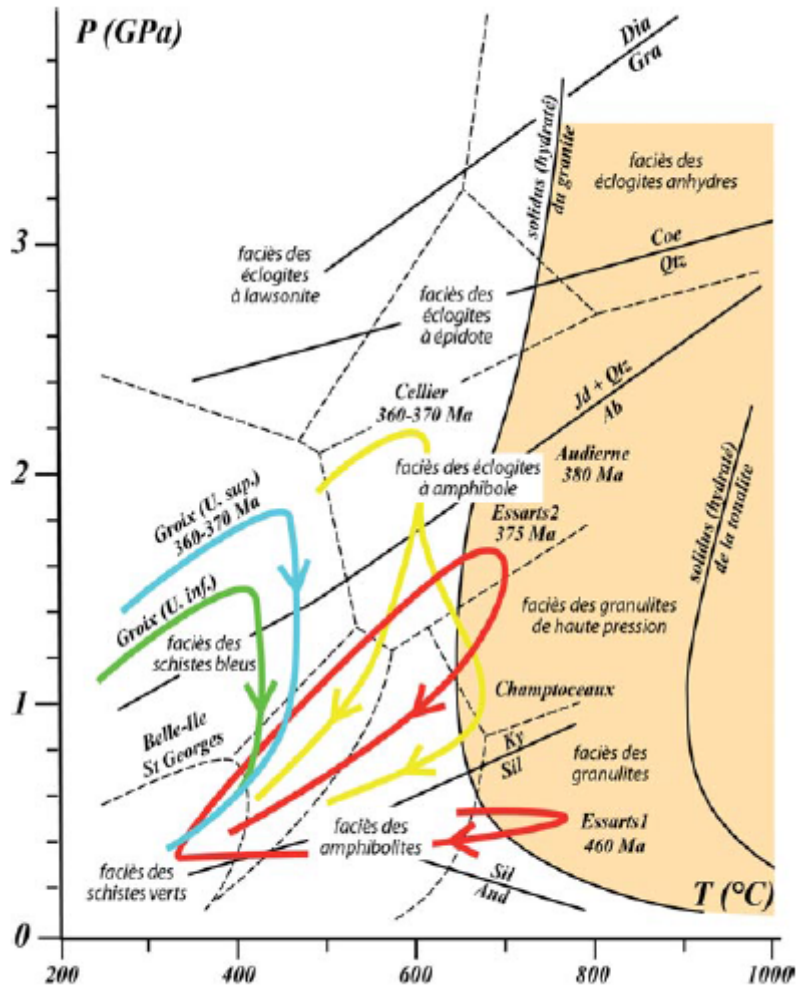


Fig. III-4 : synthèse des chemins P-T des unités HP-HT du Massif armoricain méridional. Chacun des trajets pression température souligne l'enfouissement puis l'exhumation des unités associées au rifting et à l'océanisation cambro-ordovicienne. D'après Ballèvre *et al.* (2013).

Alors que la disparition de l'océan Galice-Massif central par subduction sous l'Armorica est à l'œuvre dans les domaines sud-armoricain et nantais (Fig. III-5), dans le Domaine ligéro-séan et dans une partie du Domaine nantais, s'ouvre dès le silurien supérieur un bassin arrière arc, réceptacle des unités du Tombeau Leclerc, de Châteaupanne, de Saint-Georges-sur-Loire et de Saint-Mars-la-Jaille (Ducassou *et al.* 2011a; Ballèvre *et al.* 2013). Ce bassin arrière arc pourrait s'être ouvert de façon assez conséquente, comme l'atteste la présence des metabasites à caractère bimodal (N-MORB et E-MORB) de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Cartier 2002; Cartier et Faure 2004). Il se serait refermé dès la fin du Dévonien et au carbonifère, période durant laquelle l'Unité du Tombeau Leclerc aurait chevauché l'unité de Châteaupanne. Les traces de ce bassin sont aujourd'hui rares, néanmoins les lentilles de métavolcanites mafiques de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire pourraient en être les témoins (Cartier 2002; Cartier et Faure 2004; Faure *et al.* 2008). Concernant l'arc,

deux théories s'opposent. En effet, Faure (2008) suggère que l'ensemble de la lithosphère océanique de ce bassin et l'arc aurait disparu dans le cadre d'une subduction à vergence nord alors que Ducassou *et al.* (2011) suggère que l'unité de Chantonnay (cf. partie II.3.1) pourrait représenter cet arc.

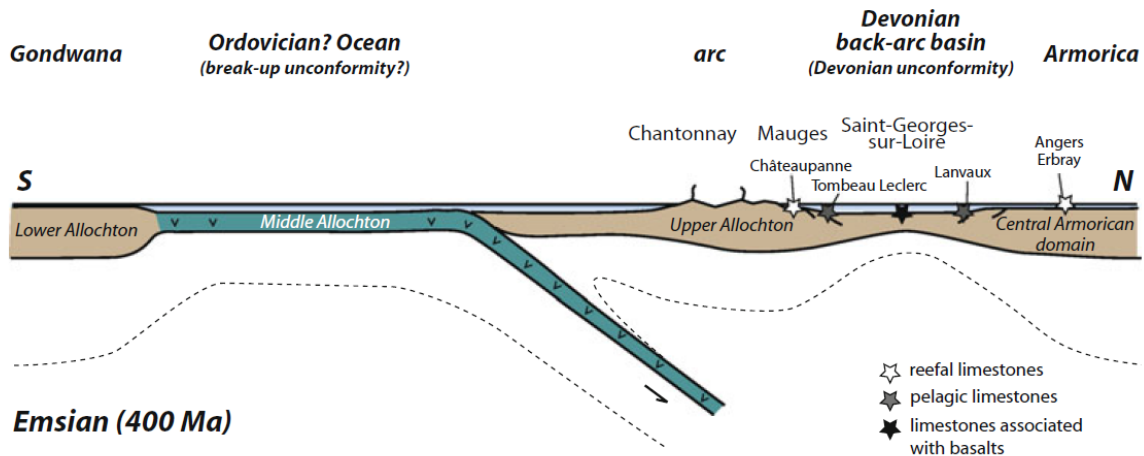


Fig. III-5 : coupe interprétative du contexte géodynamique de l'ouverture du Bassin de Saint-Georges-sur-Loire (rift du Layon) au cours du Dévonien inférieur (Emsien). Le futur Domaine ligéro-séanais représente la partie septentrionale de ce bassin. D'après Ducassou *et al.* 2011a.

III.2 La phase varisque s.s.

La phase varisque s.s. se produit principalement à la fin du Dévonien supérieur et au Carbonifère. Elle se traduit par la fermeture de l'océan rhéique qui rentre en subduction sous l'Armorica et dont on retrouve des traces au sud de l'Angleterre (ophiolite du Lizard). Dans le Massif armoricain, cette phase est principalement responsable de la création du fort relief qu'on connaît pour la Chaîne varisque (similaire à l'actuel Himalaya). Dans le sud du Massif armoricain, cet épisode se traduit par l'exhumation des unités enfouies au cours de la phase éo-varisque et par l'activation des grands accidents transcurrents telle que la faille de Nort-sur-Erdre. Cette exhumation se matérialise par un événement tectonique majeur associé à un mouvement top vers le nord-ouest dans les unités horizontales et sénestre dans les unités verticalisées par les grandes failles (Faure *et al.* 2008). Ce même mouvement contrôle aussi l'ouverture de petits bassins sédimentaires tel celui d'Ancenis. Enfin, la phase varisque s.s. s'achève à la fin du Carbonifère par l'activation des zones de cisaillement sud et nord-armoricaines et par la mise en place des nombreux granites injectés le long de ces cisaillements.

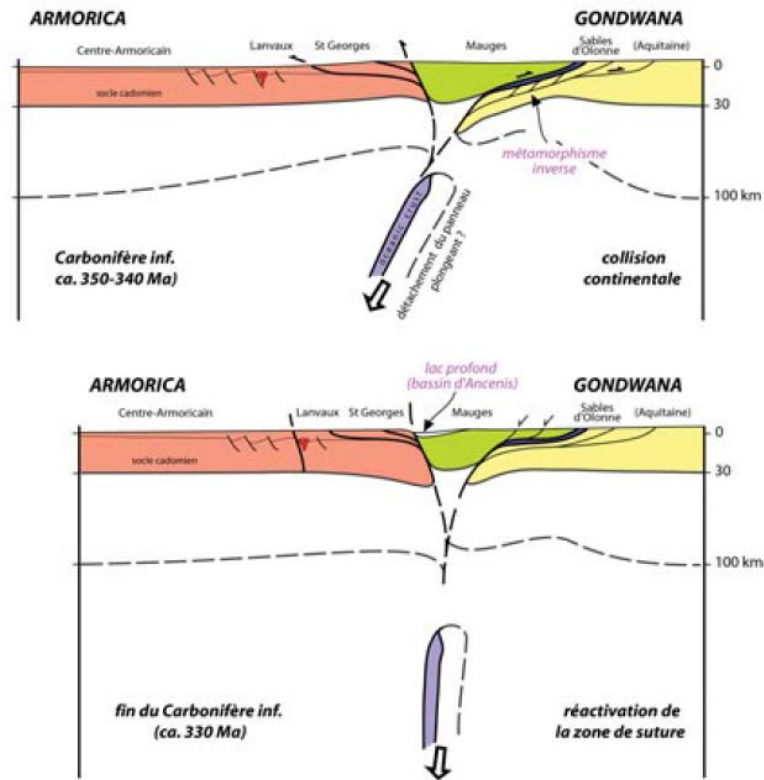


Fig. III-6 : évolution tectonique au Carbonifère inférieur de la zone de suture sud-armoricaine. D'après Ballèvre *et al.*, 2012-2013.

III.3 Les grandes phases de déformation

Au cours de du cycle varisque, plusieurs phases de déformations ont affecté les roches du Massif armoricain méridional. Elles se produisent principalement au cours du cycle éo-varisque. Ces différentes phases sont toujours discutées, notamment quant à leurs âges (Faure *et al.* 2008; Ballèvre *et al.* 2014). Faure *et al.* (2005, 2008, 2009) proposent trois phases de déformation commune pour le Massif armoricain et le Massif central.

La première, noté D0, pourrait être silurienne et serait contemporaine de l'évènement de haute pression.

La seconde, noté D1 pourrait être dévonienne et associée à l'empilement des nappes telles celles du Complexe de Champtoceaux. Elle est caractérisée par une linéation d'étirement à faible pendage vers le sud-ouest (Fig. III-7 (a)) et associée à un mouvement chevauchant top vers le sud-ouest. Cette déformation est peu représentée dans le Massif armoricain méridional.

La troisième, noté D2, reste mal comprise, mais constitue la déformation la plus visible sur le terrain. Elle serait dévonien supérieur à carbonifère inférieur et sur le terrain, elle est associée à une linéation d'étirement sud-ouest nord-ouest, à pendage vers le nord-ouest (Fig. III-7 (b)). Les critères de cisaillement de cet épisode sont compatibles avec un mouvement transtensif top vers le nord-ouest dans les unités à faible pendage, principalement dans le Massif central, et par un cisaillement sénestre dans les unités verticalisées comme dans le Massif armoricain.

Dans le Domaine varisque nantais, l'évènement D2 est responsable au Carbonifère de la structuration du bassin d'Ancenis qui constitue un « pull-apart » dont l'ouverture est contrôlée par un mouvement sénestre (Diot 1980).

Enfin, dans le Massif armoricain, une dernière phase de déformation est enregistrée lors du jeu des zones broyées nord et sud-armoricaines. Dans le Massif armoricain méridional, elle se caractérise par l'injection des granites qui jalonnent la branche sud du CSA et qui sont mylonitisées sur quelques centaines de mètres. Dans le domaine nantais, elles sont responsables du plissement en anticlinal déversé vers l'est du complexe de Champtoceaux.

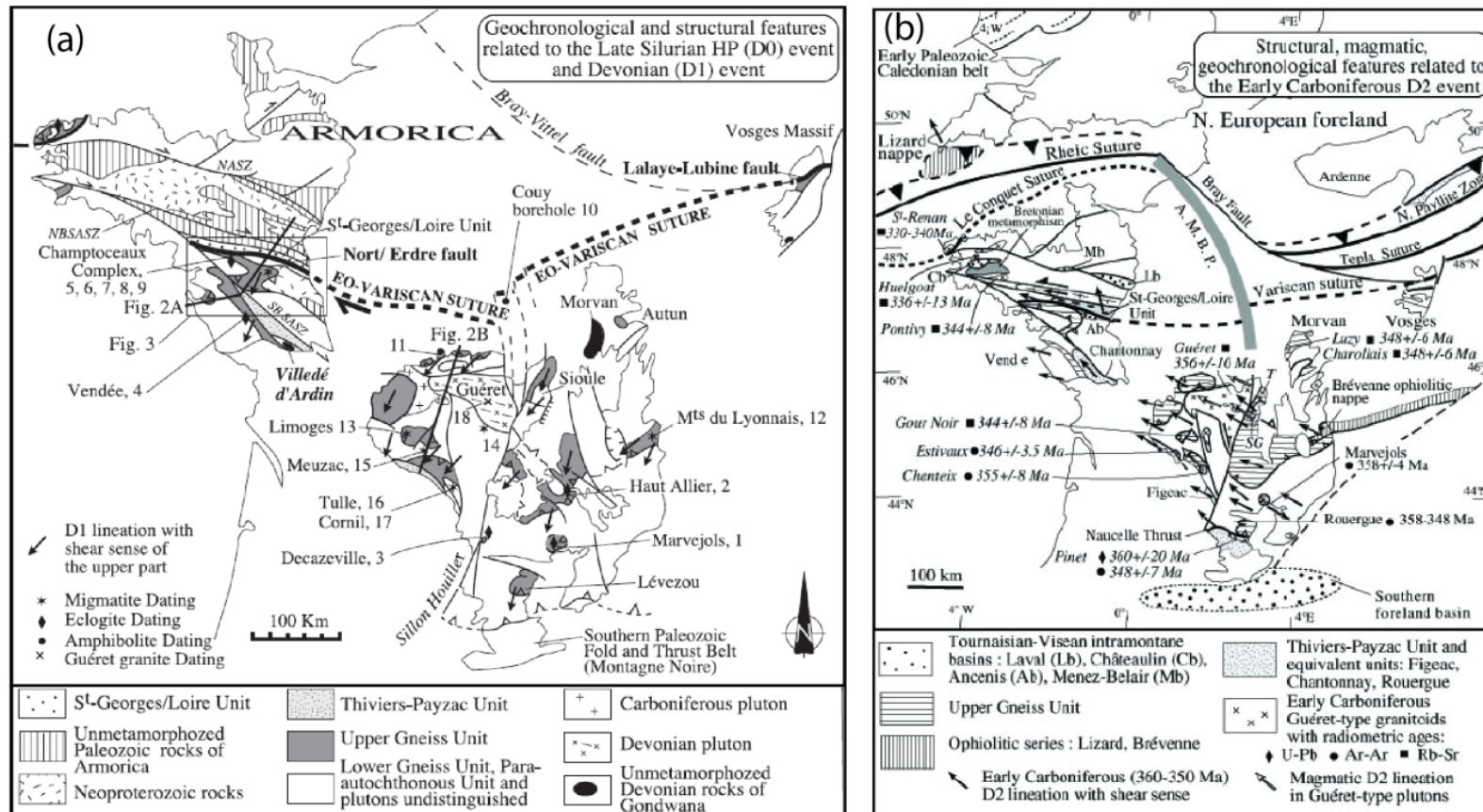


Fig. III-7 : (a) schéma géologique simplifié du Massif armoricain et du Massif central montrant les linéations d'étirement associées à l'évènement D1 (d'après Faure *et al.*, 2008). Cet évènement est principalement connu dans le Massif central. (b) schéma géologique simplifié du Massif armoricain et du Massif central montrant les linéations d'étirement associées à l'évènement D2 (d'après Faure *et al.*, 2005). Cet évènement est largement représenté dans les deux massifs.

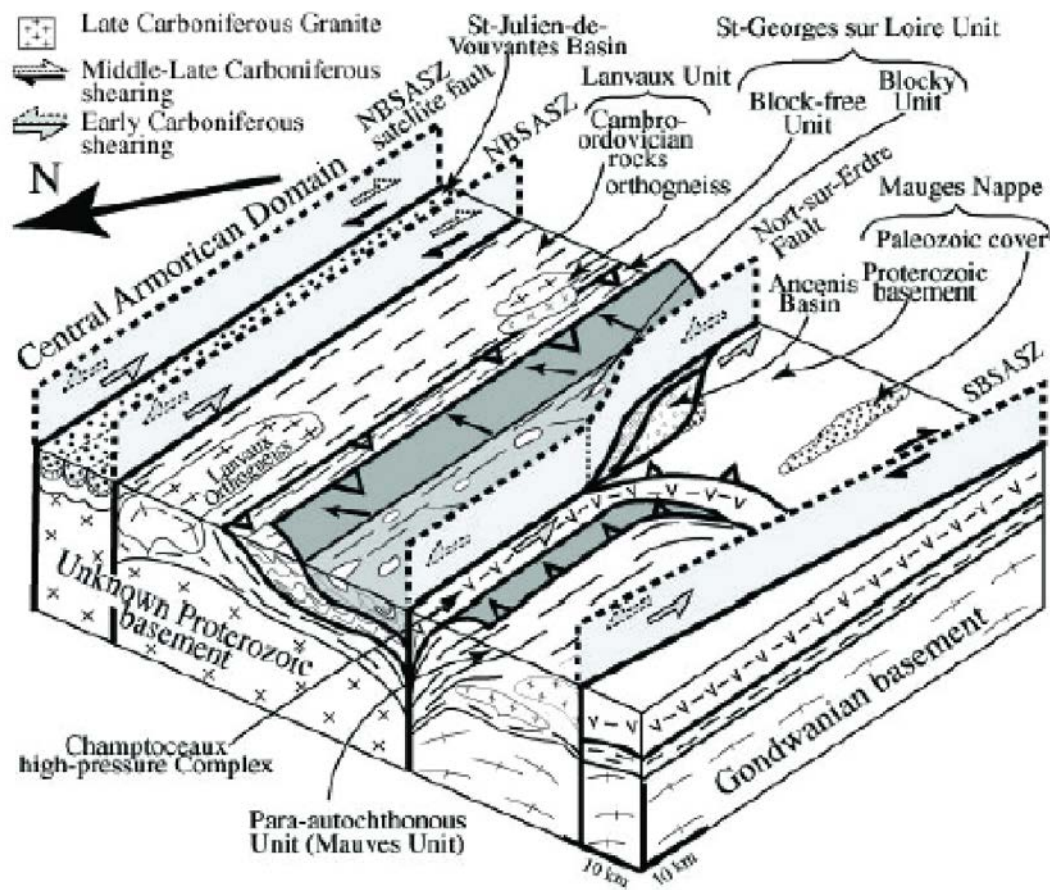


Fig. III-8 : bloc diagramme schématique illustrant la structuration du Domaine varisque nantais et l'ouverture du bassin d'Ancenis en régime sénestre au cours du carbonifère inférieur. Au carbonifère supérieur, le jeu dextre des différents accidents, soit nouveaux (CSA nord et sud) soit repris (faille de Nort-sur-Erdre) permettra entre autres le plissement du Complexe de Champtoceaux. D'après Faure *et al.*, 2005.

IV Les zones de sutures et les reliques ophiolitiques

On comprend, à la lecture des paragraphes précédents que la collision varisque qui referme plusieurs bassins océaniques se traduit par la formation de zones de suture, en particulier caractérisées par des reliques de ces bassins océaniques, c'est-à-dire des reliques ophiolitiques fortement démembrées. Au sein de la Chaîne varisque, les zones de sutures qui contiennent les reliques ophiolitiques sont structurées de manière remarquablement similaire depuis le Massif de Bohême jusqu'au Massif ibérique en passant par le Massif armoricain et le Massif central. D'une manière générale, elles sont constituées de 4 unités principales :

- (i) une unité parautochtone qui caractérise un socle continental ;
- (ii) une unité allochtone inférieure qui représente des sédiments de marge et leur substratum continental ;
- (iii) une unité allochtone moyenne qui représente une croûte océanique et des lambeaux de roches issues du manteau sous-jacent ;
- (iv) une unité allochtone supérieure polygénique comprenant à la fois des roches issues d'une croûte continentale, mais aussi des sédiments de marge et leur socle.

Dans le Massif armoricain, quatre secteurs (Fig. IV-1), peut-être cinq (Ballèvre *et al.*, 2009) montrent des indices de telles reliques ophiolitiques. Au nord, les péridotites serpentinisées et les métagabbros du Conquet (Domaine varisque du Léon) pourraient représenter la suture de la mer rhéno-hercynienne (Ballèvre *et al.*, 2009). Dans le Massif armoricain méridional, il s'agirait du complexe de Champtoceaux au sein du Domaine varisque nantais et des Complexes d'Audierne et des Essarts dans le Domaine varisque sud-armoricain. Dans une moindre mesure, les metabasaltes de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Domaine varisque ligéro-sénaise) pourraient aussi représenter la suture d'un petit bassin arrière-arc (Ducassou *et al.* 2011a). Dans le Domaine sud-armoricain, la zone de suture est représentée par les unités d'Audierne, de Trunvel-Tréogat et des Essarts. Toutes ces roches sont interprétées comme les reliques d'une croûte océanique d'un océan Galice-Massif central situé entre Gondwana et Armorica (Ballèvre *et al.* 2009, 2014). Dans le Domaine nantais, les unités caractérisant la zone de suture apparaissent fortement démembrées. Comme nous l'avons vu, les termes mafiques appartiennent à 4 formations distinctes : la Formation de

Drain, la Formation du Hâvre, la Formation des Folies Siffait et la Formation de Pont de Barel. Peu de données existent concernant ces ensembles mafiques ultramafiques. Néanmoins, on rappellera ici qu'une partie de ces unités (Formation de Drain) pourrait correspondre aux reliques d'une croûte océanique âgé d'environ 370 Ma et construite dans un contexte de supra-subduction (Ballèvre *et al.*, 2013). Cette croûte océanique appartiendrait dans ce cas à la bordure nord de l'océan Galice-Massif central. Néanmoins, cette interprétation, hypothétique, n'a jamais été démontrée ni pour la Formation de Drain, ni pour les autres ensembles de roches mafiques du Complexe de Champtoceaux. D'autre part, à l'exception d'une étude intégrant quelques serpentinites (Pitra *et al.* 2010), les termes ultramafiques de ce complexe n'ont jamais été étudiés et, de ce fait, on ne connaît ni leurs origines ni leurs évolutions tectonométamorphiques. Ainsi, les regrouper au sein d'une même suture (Ballèvre *et al.* 2009, 2014) apparait relativement incertain. Dans ce cadre, l'objectif de ce travail est d'apporter de nouvelles contraintes pétrologiques et géochimiques sur ces reliques ophiolitiques et de discuter de ces contraintes dans le cadre des modèles géodynamiques proposés dans la littérature.

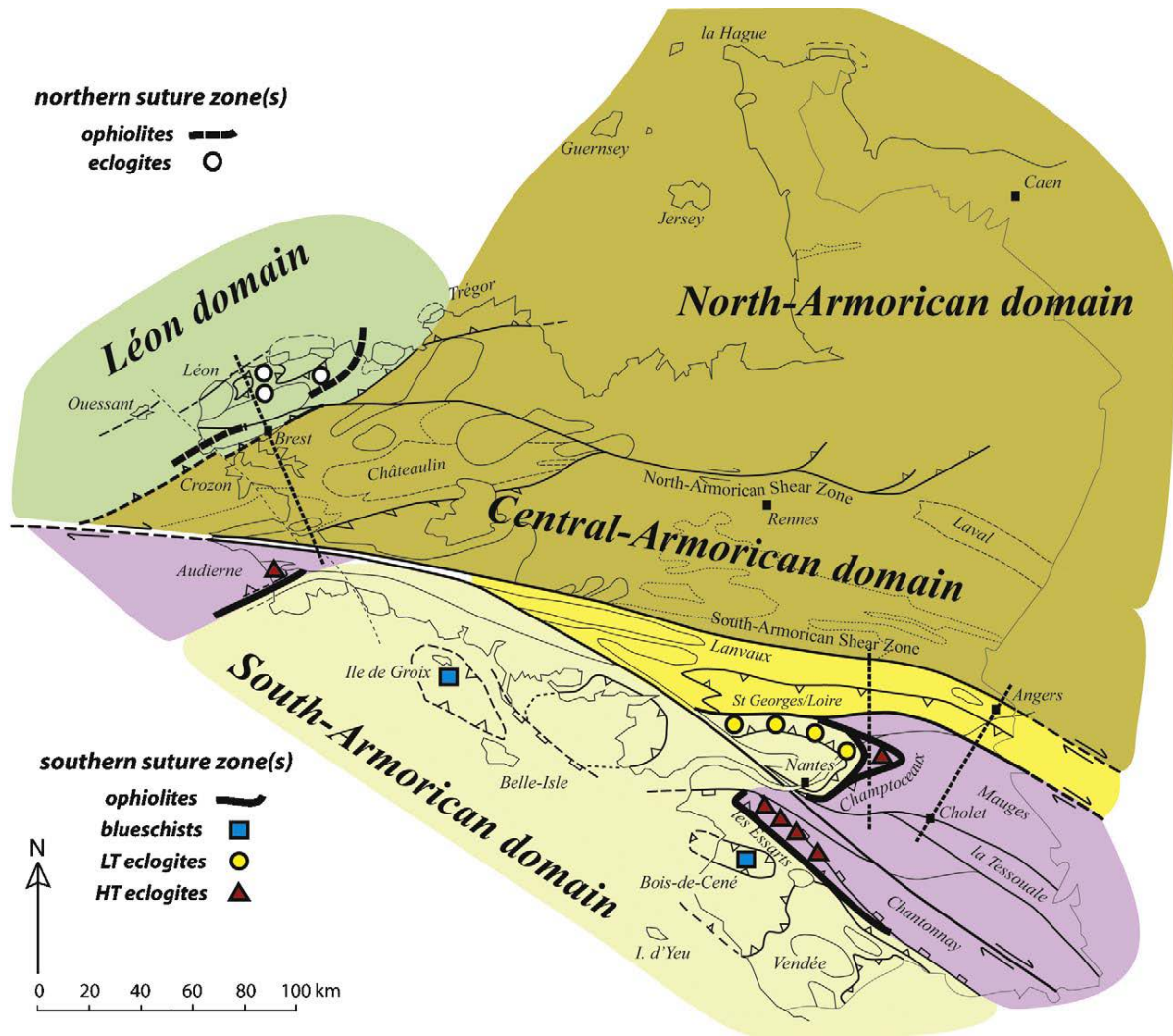


Fig. IV-1 : schéma géologique des grands domaines du Massif armoricain. Les différentes zones de sutures apparaissent soulignées par la présence de l'unité allochtone moyenne à caractère ophiolitique (traits continus ou discontinus gras) et par des reliques de métamorphisme écolitique soit de haute température, soit de basse température. D'après Ballèvre *et al.* (2009).

**Chapitre II – Étude pétrologique et géochimique des
serpentinites des Complexes de Champtoceaux et
d'Audierne**

I Introduction

Dans ce chapitre, les serpentinites seront étudiées pétrologiquement et géochimiquement. L'étude pétrologique des différents massifs de serpentinites permettra de définir les processus de serpentinitisation. Au cours de ces études, en plus des principaux polymorphes de serpentinitisation qui caractérisent les conditions thermobarométriques de la serpentinitisation, une attention particulière sera portée sur les différents réseaux de veines de serpentines qui recoupent les serpentinites, en particulier car ils sont des marqueurs importants des environnements de serpentinitisation, notamment des environnements océaniques (Andreani et al. 2007).

Les serpentinites du Massif armoricain méridional ont été étudiées dans le cadre de ce travail dans deux secteurs principaux (Fig. I-1 ; Fig. I-2) qui sont interprétés comme nous l'avons vu, comme des zones de suture démembrées au cours de l'édification de la Chaîne varisque (Ballèvre *et al.* 2009, 2013, 2014) : le complexe de Champtoceaux et le Complexe d'Audierne.

Dans le Complexe d'Audierne, une seule unité correspondant aux serpentinites de Ty-Lan a été distinguée. Ces péridotites affleurent dans trois secteurs principaux situés à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de Quimper (Fig. I-1). Les deux secteurs les plus importants (secteurs de Ty-Lan et de Kerguelmès et secteur de Kerazel) sont situés dans la moitié nord du Complexe d'Audierne et sont séparés par l'intrusion granitique de Saint-Joseph (Fig. I-1). Ces deux lentilles de péridotites sont en contact tectonique avec les amphibolites de la Formation de Peumerit sur leur flanc sud-est et avec les micaschistes de la Formation de Penhors sur leur flanc nord-ouest (Fig. I-1).

Dans le complexe de Champtoceaux, quatre unités ont été étudiées : les serpentinites de Pont de Barel, les serpentinites de l'Orgerais, les serpentinites de la Butte de la Roche et les serpentinites des Folies Siffait. Cette distinction se base principalement sur la position des unités dans l'édifice structural du Complexe de Champtoceaux, mais aussi sur la présence ou non de roches mafiques associées. Ainsi, même si les péridotites de Pont de Barel et de l'Orgerais sont géographiquement très proches, l'absence cartographique d'amphibolites associées à celles de l'Orgerais ainsi que leur position, à la limite du Bassin d'Ancenis, nous ont conduits à les étudier séparément l'une de l'autre. Par contre, les fortes similitudes

pétrologiques établies entre les péridotites de la Butte de la Roche et celles de Pont de Barel nous ont conduits à présenter les données dans une même partie.

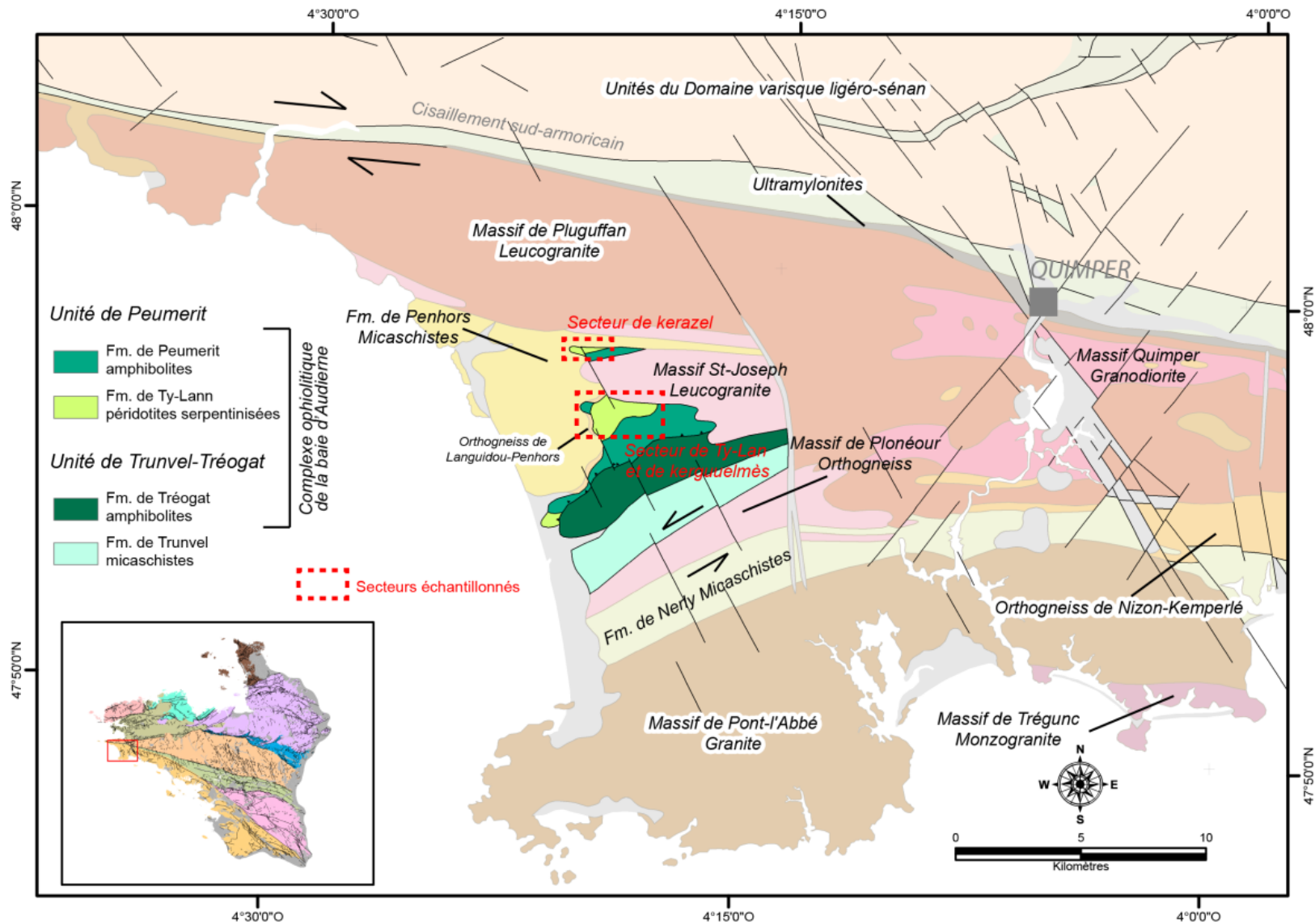


Fig. I-1 : carte géologique du Complexe d'Audierne localisant les secteurs où affleurent les serpentinites de la Formation de Ty-Lan.

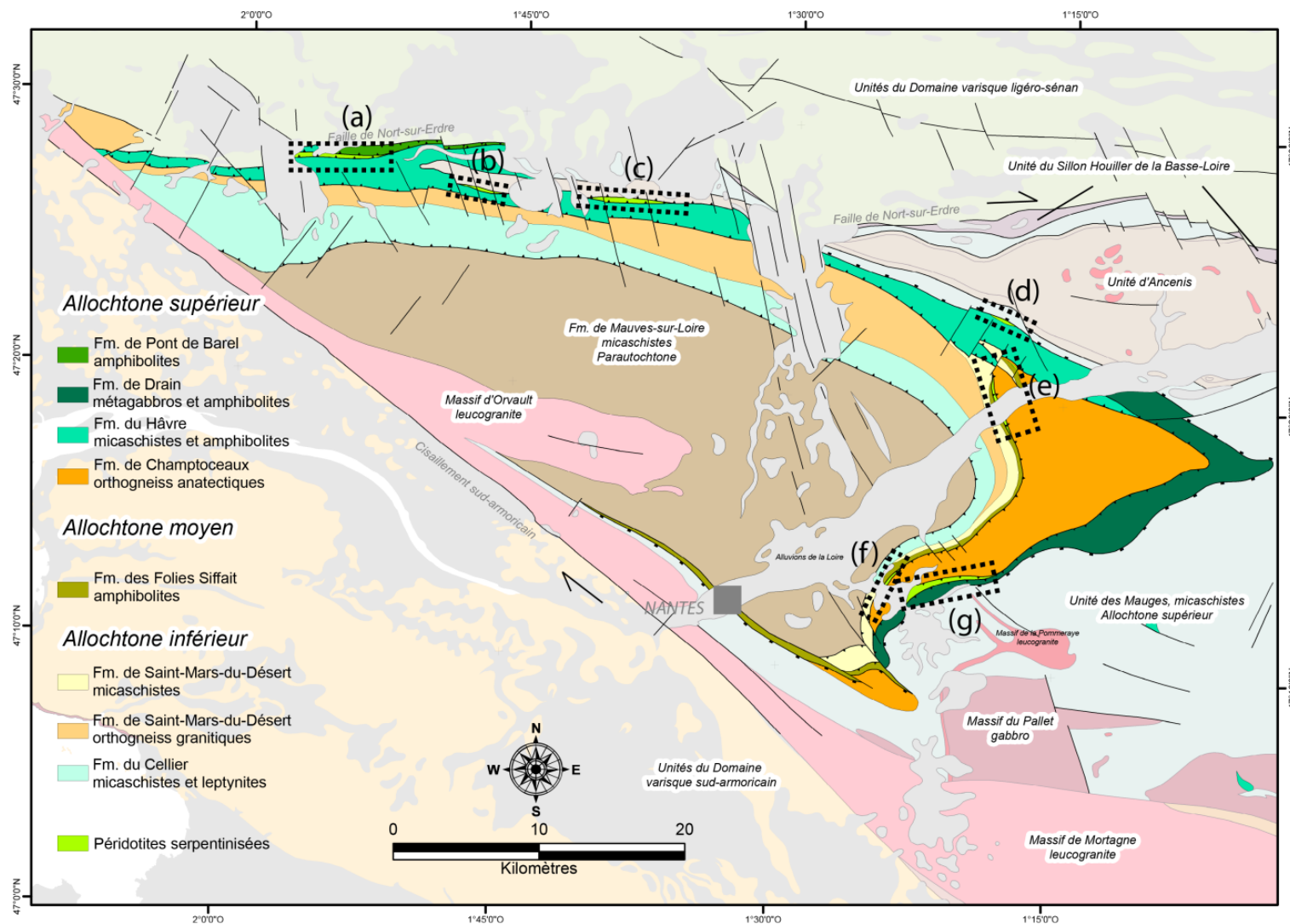


Fig. I-2 : carte géologique globale du Complexe de Champtoceaux localisant les différents secteurs où affleurent les serpentinites étudiées dans cette thèse. (a) serpentinites de Pont de Barel ; (b), (c) et (d) serpentinites de l'Orgerais ; (e) et (f) serpentinites des Folies Siffait ; (g) serpentinites de la Butte de la Roche.

Chacune des parties de ce chapitre est structurée de la même manière. La première sous-partie est consacrée à la description macroscopique des affleurements et des échantillons prélevés, la deuxième sous-partie à la description pétrologique des serpentinites étudiées. Cette dernière est toujours scindée en trois ensembles : le premier est consacré à la description de l'ensemble minéralogique qui constitue la « trame » de la roche, le second est consacré aux différents réseaux de veines métamorphiques identifiées. Nous attirons d'ailleurs l'attention du lecteur sur l'utilisation de terme « réseau » pour décrire les veines de serpentines alors que le terme « génération » est utilisé dans la littérature scientifique (e.g. Wicks et Whittaker 1977; Andreani et al. 2007; Groppo et Compagnoni 2007; Ulrich 2010; Murphy et al. 2011; B. Debret et al. 2013). Nous pensons que le terme « génération » implique une notion chronologique que nous n'avons pas toujours pu établir pour les différentes veines identifiées dans les serpentinites étudiées. Par contre, la structure de ces veines, caractérisée sur l'ensemble d'un échantillon, nous est apparue plus discriminante et c'est pourquoi nous traitons les veines dans leur ensemble, sous la forme d'un « réseau ». Enfin, la troisième partie est consacrée aux analyses chimiques des différentes phases minérales.

II Généralités sur les serpentines

Les serpentines appartiennent à la famille des phyllosilicates, minéraux structurés de façon bidimensionnelle par l'empilement de couches tétraédriques (T) et de couches octaédriques (O) (Fig. II-1). La couche T est constituée de tétraèdres occupés par un atome Si^{4+} lié à 4 O. La couche O est composée d'octaèdres occupés par un cation de nature et de charge variable.

Les serpentines, de composition théorique $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ sont composées de feuillets structurés selon un motif de type TO trioctaédrique à couche tétraédrique continue, dont l'espace interfoliaire est de l'ordre de 7.2 Å. En théorie, la couche octaédrique est purement magnésienne et la couche tétraédrique est purement siliceuse. Il existe une différence de tailles de l'ordre de 3 à 5 % entre les couches octaédriques, plus grandes, et les couches tétraédriques, plus fines, responsables d'un désaccord paramétrique entre ces couches. De ce fait, pour être stable, la structure cristallographique des serpentines doit être modulée dans le but de réduire ce désaccord. Pour cela, il existe différents processus aboutissant à des variations nanostructurales (distorsion des différentes couches par rotation des tétraèdres, modification des angles des liaisons ou encore substitution chimique au sein des couches tétraédriques ou octaédriques) qui sont à l'origine des différents polymorphes de serpentine : lizardite, antigorite, chrysotile et serpentine polygonale. Chimiquement, ces polymorphes ne montrent pas de variation notable et les substitutions sont limitées. Il s'agit principalement du remplacement du silicium (Si^{4+}) par l'aluminium (Al^{3+}) en position tétraédrique et du remplacement du magnésium (Mg^{2+}) par le fer (Fe^{2+} ou Fe^{3+}) ou l'aluminium en position octaédrique.

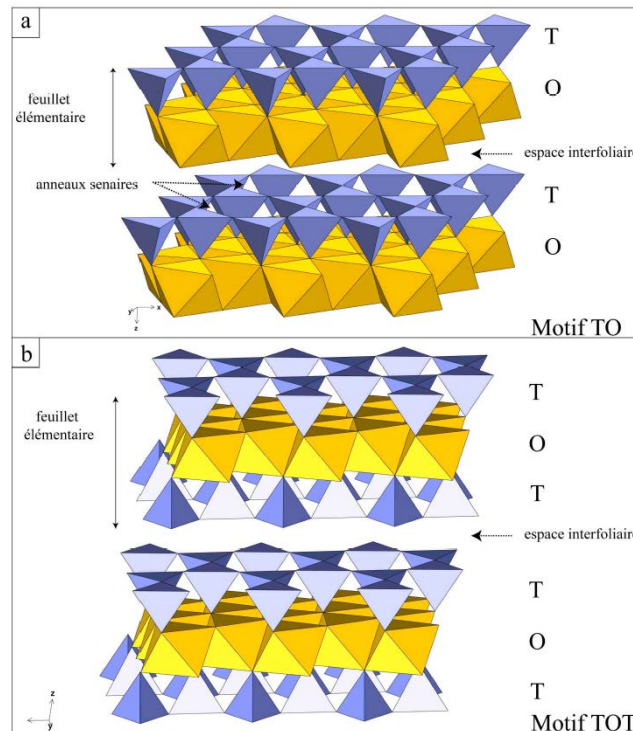


Fig. II-1 : représentation des motifs TO (a) et TOT (b) des phyllosilicates. Les serpentinites sont disposées en feuillet TO similaire au motif (a). D'après Ulrich 2012.

II.1 La lizardite

La lizardite représente la variété la plus simple des serpentines, car elle possède une structure plane proche de l'idéale. Il en existe plusieurs types qui se différencient, entre autres, par des désordres d'empilement des feuillets. Le plus fréquent et le mieux étudié de ces types de serpentine est à la lizardite de type 1T. Pour celui-ci, le désaccord paramétrique est compensé par une légère rotation des tétraèdres transformant la symétrie hexagonale en une symétrie ditrigonale, permettant ainsi le maintien d'une structure plane (Mellini, 1982 ; Mellini et Zanazzi, 1987). De plus, plusieurs types de substitution peuvent aussi contribuer à améliorer la stabilité de l'assemblage. Ainsi : (1) la substitution du silicium par un cation plus encombrant (e.g. l'aluminium) diminue le désaccord paramétrique entre les couches T et O (Wicks et Whittaker, 1975) et (2) la substitution par des cations tétraédriques et/ou octaédriques trivalents modifie l'équilibre des charges, entraînant un excès de charges positives dans les couches octaédriques et négatives dans les tétraédriques. Ce déséquilibre des charges induit alors une forte attraction électrostatique entre les couches, empêchant l'enroulement des feuillets et favorisant ainsi la formation de la structure plane (Mellini, 1982).

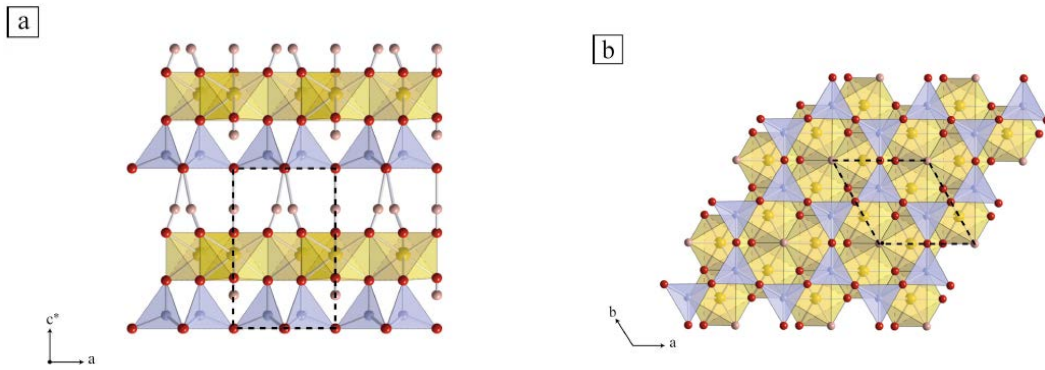


Fig. II-2 : représentation schématique de la structure de la lizardite 1T. (a) selon la direction cristallographique [010] et (b) selon la direction cristallographique [001]. Les tétraèdres sont représentés en bleu et les octaèdres en jaune. Les atomes de silicium (Si) sont en bleu, ceux de l'oxygène (O) en rouge et ceux du magnésium (Mg) en jaune. Les pointillés représentent les contours d'une maille élémentaire. D'après Ulrich 2012.

II.2 L'antigorite

Une autre manière de compenser le désordre paramétrique et de stabiliser la structure des serpentines est la courbure des feuillets en plaçant la couche octaédrique à l'extérieur. Cela se traduit par une ondulation des feuillets accompagnée d'un renversement périodique de la polarité de la couche tétraédrique. C'est le cas de l'antigorite qui possède donc une structure modulée pour laquelle une longueur d'onde caractéristique peut être définie (Fig. II-3).

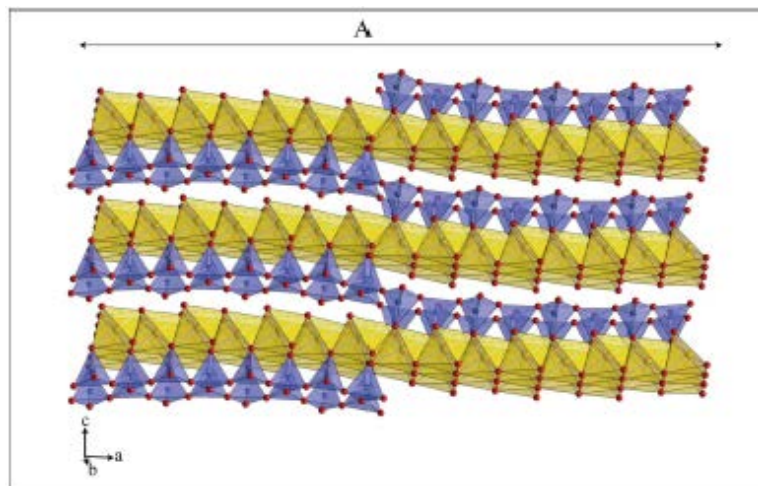


Fig. II-3 : représentation schématique de la structure de l'antigorite. Les tétraèdres sont représentés en bleu et les octaèdres en rouge. Les atomes d'oxygène sont en rouge, ceux de silicium en bleu et ceux de magnésium en jaune. La distance A correspond à la longueur d'onde de modulation de la structure.

II.3 Le Chrysotile

Le chrysotile est la variété la plus connue des serpentines. En particulier, car elle représente près de 95 % de l'amiante produit au cours du XX^e siècle et par conséquent du fait de son caractère hautement pathogène pour l'Homme. En effet, il s'agit du principal minéral responsable des maladies telles que l'asbestose ou encore le mésothéliome pleural. Cette variété de serpentines se différencie de l'antigorite et de la lizardite par son habitus fibreux, responsable soit dit en passant, de ses caractéristiques physiques remarquables (résistance à la traction, à la chaleur, etc.). Pour cette variété de serpentines, le désaccord paramétrique est compensé par un agencement cylindrique des couches TO. Ainsi, si les dimensions des feuillets restent similaires, le chrysotile présente un tube interne dont le diamètre est de l'ordre de 70 à 80 Å ; le diamètre externe n'excédent pas la centaine de nm. Par ailleurs, les processus de croissance du chrysotile ne produisent pas une stabilité complète de sa structure, ainsi, une énergie élastique « latente » est préservée jusqu'à ce que la fibre atteigne un certain diamètre (Baronnet et Devouard 1996). Passé ce seuil critique, l'énergie est libérée et le chrysotile se transforme en serpentine polygonale.

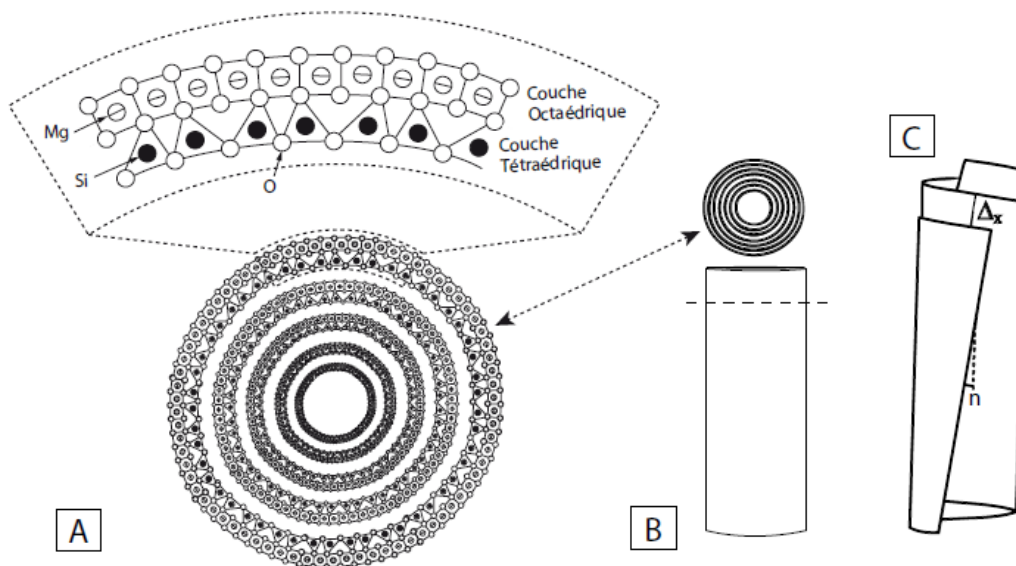


Fig. II-4 : représentation schématique de la structure du chrysotile (A). Le schéma B représente l'enroulement cylindrique le plus simple du chrysotile. Le schéma C représente un enroulement plus complexe, hélicoïdal ou en spirale, pour ce minéral. Notons que l'enroulement se fait toujours selon l'axe [100]. Schéma d'après Ulrich (2012).

II.4 La serpentine polygonale

La serpentine polygonale est une variété très similaire au chrysotile, car elle apparaît aussi sous un habitus fibreux (Cressey et Zussman 1976). Néanmoins, elle ne possède pas la structure cylindrique du chrysotile. Le désaccord paramétrique est alors compensé par un

« enroulement » polygonal des feuillets, cette structure géométrique est caractérisée par une symétrie d'ordre 5 (Baronnet et Devouard 2005). Celle-ci permet de distinguer plusieurs secteurs dont l'agencement nanostructural est semblable à celui de la lizardite (Fig. II-5). Deux types de serpentines polygonales peuvent être distingués si l'on comptabilise ces secteurs. Le premier comporte 15 secteurs et le second 30 secteurs (Baronnet et Devouard 1996). Les raisons de l'apparition de cette structure polygonale ont été investiguées par Baronnet and Devouard, 1996. Selon ces auteurs, la serpentine polygonale serait une variété issue du chrysotile. La transformation de ce dernier serait alors due à un relargage de l'énergie élastique qui aurait été emmagasinée au cours de sa croissance, permettant de ce fait une croissance radiale avec préservation du rayon de courbure. Ainsi, si le diamètre du chrysotile est limité dans l'espace, notamment du fait de cette tension élastique, celui de la serpentine polygonale est moins limité et les fibres peuvent atteindre un diamètre plus conséquent (plusieurs centaines de nm) tout en ayant un tube central de taille similaire à celui du chrysotile.

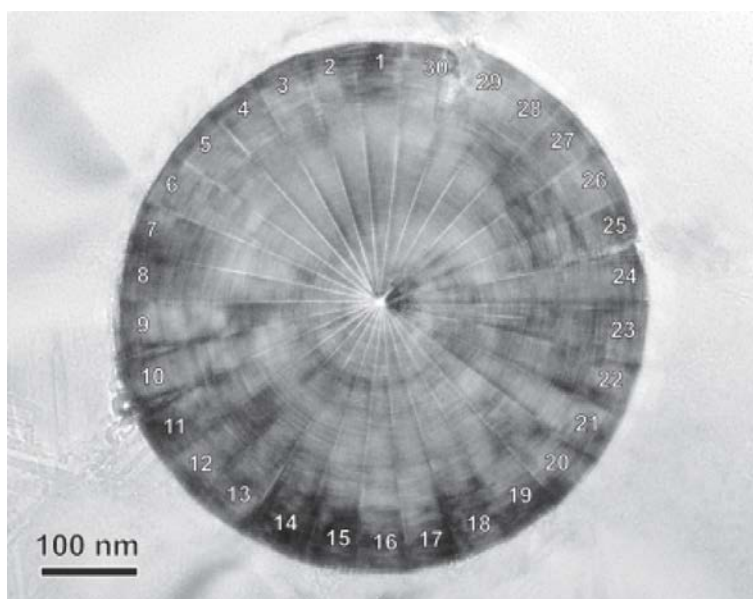


Fig. II-5 : exemple de serpentine polygonale à 30 secteurs. Chacun des secteurs est caractérisé par des feuillets TO qui possèdent la structure planaire de la lizardite. Observation selon l'axe [100]. D'après Baronnet and Devouard (2005).

III Les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche

Les serpentinites de Pont de Barel affleurent à une quarantaine de kilomètres au nord-ouest de Nantes (Fig. III-1), dans la région de Saint-Omer de Blain où elles forment une bande kilométrique orientée est-ouest (Marchand *et al.*, 1989) (Fig. III-1). Elles sont limitées sur leur flanc nord par des amphibolites de la Formation de Pont de Barel et sur leur flanc sud par les micaschistes attribués à la Formation du Hâvre (Unité de Drain - le Hâvre). Dans la partie sud de l'unité, les serpentinites sont associées cartographiquement à deux petits corps constitués par un métagabbro à grenat dont l'existence n'était, à ce jour, pas connue et qui rappelle fortement les gabbros coronitiques décrits dans le secteur de la Butte de la Roche (Lasnier 1970). Structuralement, les serpentinites de Pont de Barel se situent le long de la faille de Nort sur Erdre qui constitue une faille d'âge varisque et dont la profondeur atteint une dizaine de kilomètres (Bitri *et al.* 2003, 2010; Martelet *et al.* 2004).

Les serpentinites de la Butte de la Roche affleurent principalement à l'est de Nantes (Fig. III-1), dans la région du Loroux-Bottereau où elles constituent un relief nommé Butte de la Roche, en rapport avec la résistance à l'érosion liée à leur silicification. Cartographiquement, elles forment une bande plus ou moins continue et sont limitées au nord par les orthogneiss de la Formation de Champtoceaux et au sud par les amphibolites de la Formation de Drain (Marchand *et al.* 1969). Par ailleurs, elles incluent des lentilles de métagabbros parfois coronitiques (Marchand *et al.* 1969; Lasnier 1970). Leur position actuelle dans l'édifice structural résulte principalement du plissement tardif du Complexe de Champtoceaux au cours du Carbonifère (Lagarde 1978; Gumiaux 2003).

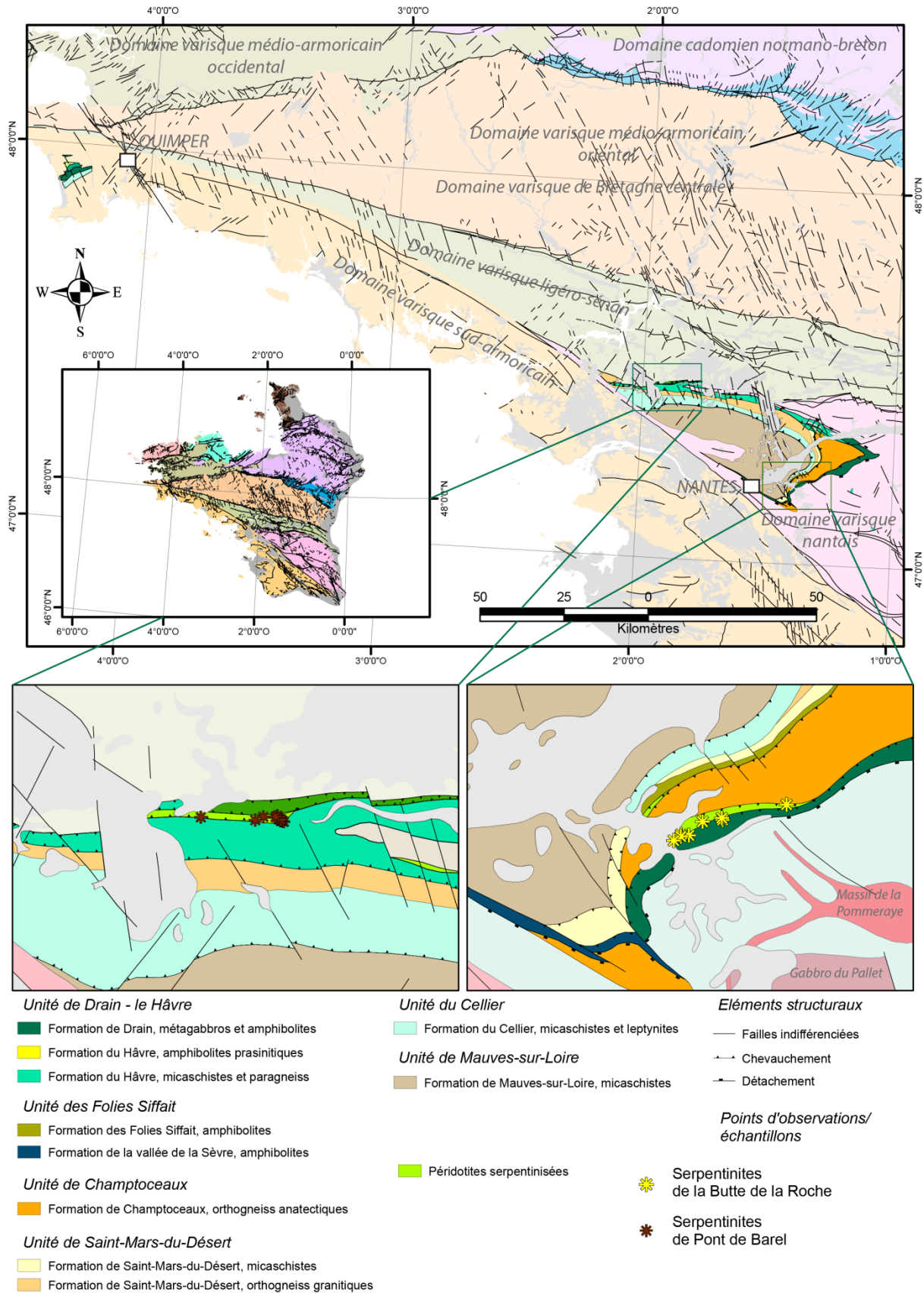


Fig. III-1 : cartes géologiques localisant les serpentinites de Pont de Barel (cartouche de gauche) et de la Butte de la Roche (cartouche de droite) dans le Massif armoricain méridional. Les étoiles représentent la localisation des points d'observation (avec ou sans prélèvement d'échantillons) réalisés au cours de cette étude.

III.1 Échantillonnage et description macroscopique

Les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche affleurent principalement en pierres volantes, dans les talus et dans les champs où elles sont souvent très fortement silicifiées (Fig. III-2 ; Fig. III-3). Quelques affleurements plus conséquents ont cependant été identifiés. Dans la carrière située au Pont de Barel, les serpentinites forment un front de taille d'environ 50 mètres (Fig. III-2 ; Fig. III-4), limité au sud par les micaschistes de la Formation du Hâvre et au nord par les amphibolites de la Formation de Pont de Barel (Fig. III-4). Dans la partie est de la Butte de la Roche, quelques affleurements plus conséquents ont été identifiés dans les talus des routes, notamment celui de la départementale 7 (Fig. III-3 ; Fig. III-5). Ils sont cependant de qualité plus médiocre que ceux de la carrière de Pont de Barel et les serpentinites présentent toujours un degré plus avancé de silicification (Fig. III-5).

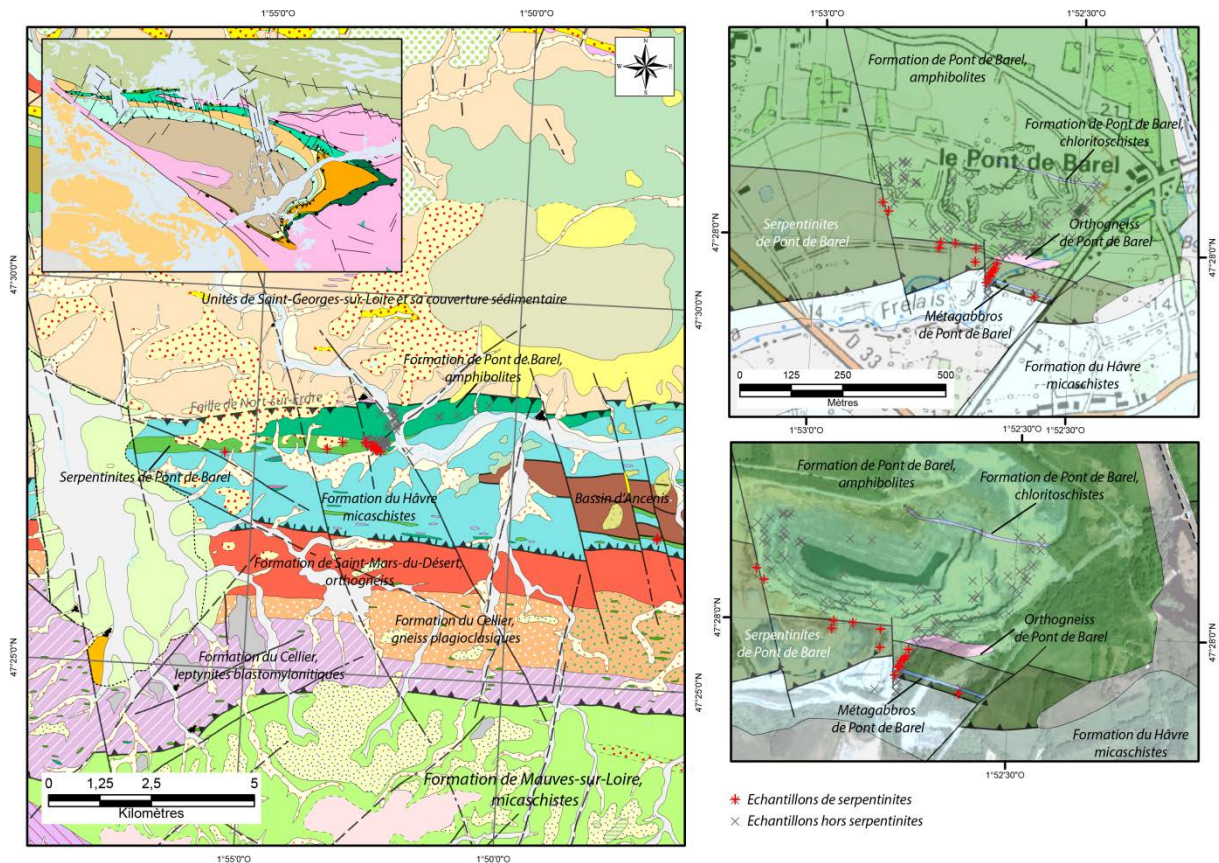


Fig. III-2 : cartes géologiques de la région de Saint-Omer-de-Blain où affleurent les serpentinites de Pont de Barel. (a) cartes géologique localisant les serpentinites de Pont de Barel. (b) localisation des échantillons de serpentinites prélevés.

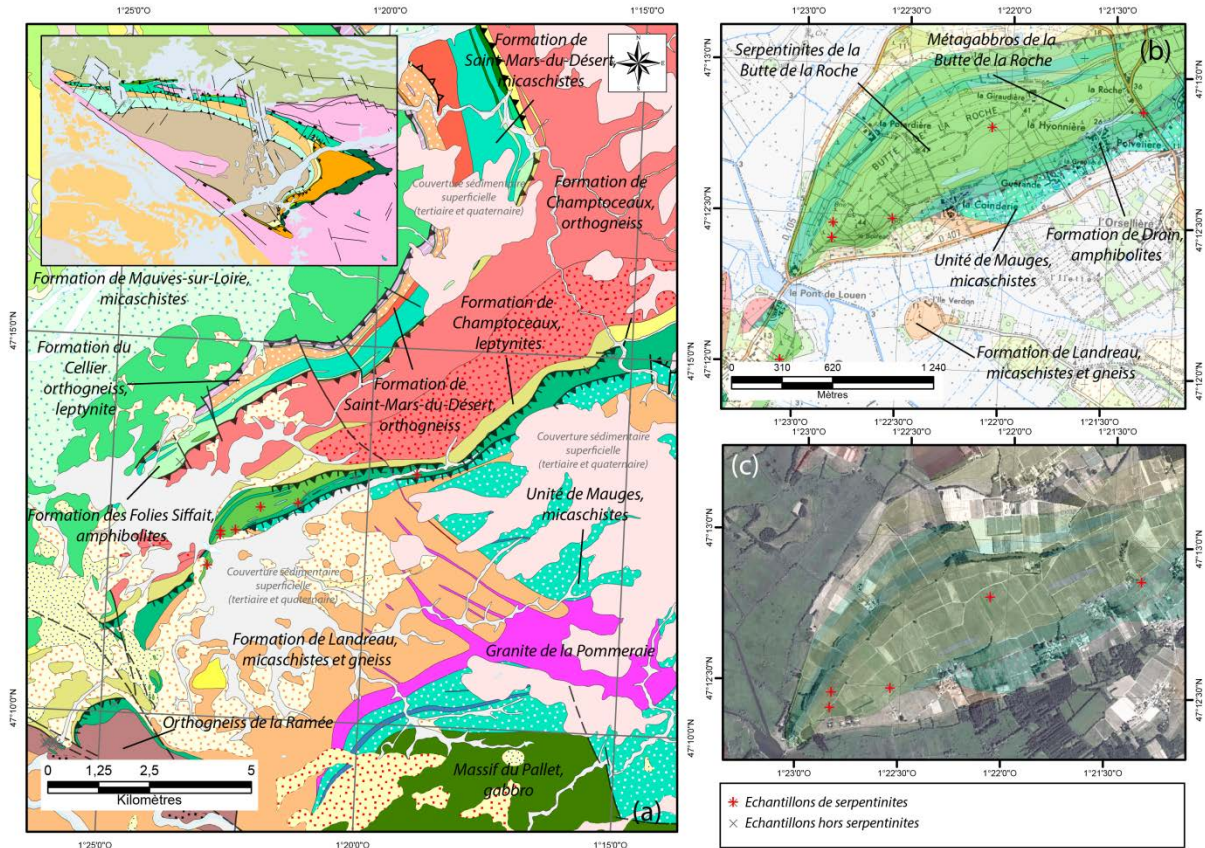


Fig. III-3 : cartes géologiques localisant les serpentinites de la Butte de la Roche.



Fig. III-4 : affleurement principal de serpentinites de Pont de Barel. Il se situe à l'entrée de l'exploitation de la carrière du Pont de Barel. La roche se débite en bloc décimétrique à pluridécimétriques d'aspect cataclase, dont les faces sont nappées de lizardite verte.



Fig. III-5 : photographies montrant le principal affleurement de péridotites serpentinisées de la Butte de la Roche. Les péridotites se situent de part et d'autre de la départementale 7, dans les talus. La roche apparaît fortement cataclase et présente un débit en bloc décimétrique.

Sur le terrain, les serpentinites montrent des degrés d'altération superficielle très variables (Fig. III-6, Fig. III-7). Cette altération conduit à la formation de serpentinites silicifiées (birbirite) présentant une structure cariée et formant une croûte irrégulière couvrant l'ensemble des massifs de serpentinites. Sa puissance en profondeur n'est pas connue, mais probablement de quelques mètres tout au plus.

III.1.1 Les serpentinites de Pont de Barel

Les serpentinites non affectées par l'altération superficielle météorique de Pont de Barel apparaissent très sombres et présentent une foliation discrète soulignée par des spinelles inframillimétriques noirs et par l'orientation des amphiboles, ce qui suggère une ancienne texture porphyroclastique, voire protomylonitique. Le maillage serpentineux se distingue facilement par des plages submillimétriques plus claires soulignées par des liserés noirs de magnétite, ce qui caractérise un processus de serpentinitisation statique (Wicks et Whittaker 1977).

Les faciès légèrement altérés se distinguent des précédents par une couleur plus verdâtre. De même, à la cassure, la texture porphyroclastique de la péridotite initiale s'identifie par l'orientation des amphiboles et des spinelles. Le maillage serpentineux se distingue mieux que dans les faciès frais. Il ressort notamment grâce à la teinte plus claire de la trame de la roche, qui contraste avec les liserés noirs qui le soulignent.

III.1.2 Les serpentinites de la Butte de la Roche

Les serpentinites de la Butte de la Roche sont très similaires à celles de Pont de Barel. Les roches les moins altérées identifiées sur le terrain correspondent aux serpentinites légèrement altérées décrites pour les péridotites de Pont de Barel (Fig. III-7 (a)). À la cassure, le cœur des blocs apparaît légèrement plus sombre et la texture du protolithe est masquée par une texture maillée pseudomorphique caractéristique d'une serpentinitisation statique (Wicks et Whittaker 1977) (Fig. III-7 (a) (b) et (c)). Cette texture est soulignée par des liserés noirs, plus ou moins continus de magnétite et souligne une foliation discrète ce qui suggère une ancienne texture porphyroclastique. Contrairement aux secteurs de Pont de Barel où le maillage serpentineux apparaît très régulier, dans le secteur de la Butte de la Roche, deux catégories de mailles ont été reconnues, la première comprend des mailles de tailles régulières, souvent inframillimétriques similaires à celle de Pont de Barel (Fig. III-7 (a) et (c)) et la seconde, des

mailles plus ou moins régulières, de tailles millimétriques à plurimillimétrique (Fig. III-7 (b)). Cette différence de taille pourrait être issue de celle des olivines originelles. Les spinelles apparaissent en taches sombres inframillimétriques parfois auréolées de chlorite, suggérant ainsi leur déstabilisation.

Par ailleurs deux autres faciès non identifiés à Pont de Barel ont été reconnus : une serpentinite rubanée et une serpentinite très fortement carbonatée. Néanmoins, ces deux faciès sont peu fréquents et n'ont été trouvés que très localement.

Les serpentinites rubanées se distinguent par un litage millimétrique à centimétrique composé de lits clairs, sombres ou chloriteux. Les lits les plus clairs présentent une texture maillée soulignant une foliation dont le plan est parallèle au litage. Les lits sombres sont plus riches en magnétite et le maillage serpentineux y apparaît plus fin et plus discret. Enfin, les lits chloriteux fournissent un aspect chromé à la roche. Ils représentent probablement d'anciens niveaux riches en spinelle (chromitite ?).

Les serpentinites carbonatées apparaissent grises et présentent un grain très fin. L'ancienne texture maillée est toujours reconnaissable et soulignée par la cristallisation de calcite (Fig. III-7 (e)). Les spinelles y forment de petites taches sombres inframillimétriques.

III.1.3 Les réseaux de veines

Toutes les serpentinites (altérées ou non) sont coupées par deux réseaux de veines de serpentine : un réseau à lizardite (R1) et un réseau à serpentines fibreuses (R2). Leurs proportions sont très variables d'un échantillon à l'autre, mais le réseau R1 est plus développé et plus important que le réseau R2.

Les veines à lizardite constituant le réseau R1 n'ont pas d'orientation préférentielle et sont à l'origine du débit de la roche. Elles sont systématiquement très sombres, ce qui suggère qu'elles renferment de très nombreux grains de magnétite. De ce fait, elles se distinguent bien par rapport à la trame de la roche, légèrement plus claire. Ces veines sont de largeur variable, mais toujours inférieure à 1 cm. Les veines les plus larges n'apparaissent qu'à la périphérie des blocs. Elles sont de couleur vert bouteille et peuvent être identifiées sur le terrain en fins placages, d'aspect strié, tapissant les faces des blocs de serpentinite. Cette structure en réseau non orientée est caractéristique d'une fracturation par augmentation du volume telle que décrite par Ulven *et al.*, 2014 et elles est décrite dans la plupart des serpentinites étudiées dans

le monde (e.g. Wicks et Whittaker 1977; Andreani *et al.* 2007; Groppo et Compagnoni 2007; Ulrich 2010; Ningthoujam *et al.* 2012; Debret *et al.* 2013).

Les veines à serpentines fibreuses forment un réseau principalement centripète s'ouvrant depuis la périphérie des blocs vers leur centre (Fig. III-6 (a) et (b)). Ces veines sont larges de quelques millimètres et cette épaisseur s'atténue au fur et à mesure qu'elles pénètrent la roche si bien qu'on ne les retrouve que très rarement au cœur des blocs de serpentinite. De même, ce réseau est souvent décrit dans la littérature (e.g. Andreani *et al.*, 2007; Debret *et al.*, 2013; Ningthoujam *et al.*, 2012; Ulrich, 2010; Wicks and Whittaker, 1977), mais son caractère centripète n'a que rarement été souligné (e.g. Andréani, 2003).

Dans les portions altérées des serpentinites, ces deux réseaux constituent des drains facilitant la circulation des fluides météoriques et la cristallisation de phases d'altération superficielle telles que les carbonates et la silice. Ces cristallisations sont souvent décrites dans les serpentinites soumises à une altération en climat tropical (e.g. Kelemen and Matter, 2008; Mervine *et al.*, 2014; Ulrich *et al.*, 2014). Dans les péridotites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche, ces phases apparaissent sous forme de veines inframillimétriques à millimétriques (Fig. III-7 (g)) ; plus rarement centimétriques (Fig. III-7 (d)). Ces dernières se forment dans des serpentinites très altérées, de couleur très claire, dans lesquelles la texture maillée est néanmoins toujours reconnaissable. Dans ces larges veines siliceuses, la serpentine montre alors un aspect fortement lamellaire (Fig. III-7 (d)). Ceci suggère que l'altération superficielle peut conduire à une dissociation des cristaux initialement non fibreux en particules fibriformes.



Fig. III-6 : photographie des différents faciès lithologiques des serpentinites de Pont de Barel. (a) faciès non altéré, recoupé par deux réseaux de veines : en noir, des veines à lizardite soulignées par la cristallisation de magnétite ; en gris vert, des veines à serpentine fibreuse en réseau centripète. (b) faciès légèrement altéré recoupé par deux réseaux de veines : en noir, des veines à lizardite soulignées par la cristallisation de magnétite ; en gris, des veines de chrysotile en réseau centripète. (c) faciès altéré recoupé par de nombreuses veines. En vert, des veines à lizardite et en couleur crème, des veines à carbonate. (d) faciès très altéré de péridotites serpentinisées recoupé par des veines à lizardite (en noir et en vert clair au niveau de la bordure gauche de l'échantillon) reprise par des veines à carbonate (couleur crème) et des veines siliceuses (quartz + calcédoine, en gris). (e) faciès silicifié à texture scoriacé (bibirite).

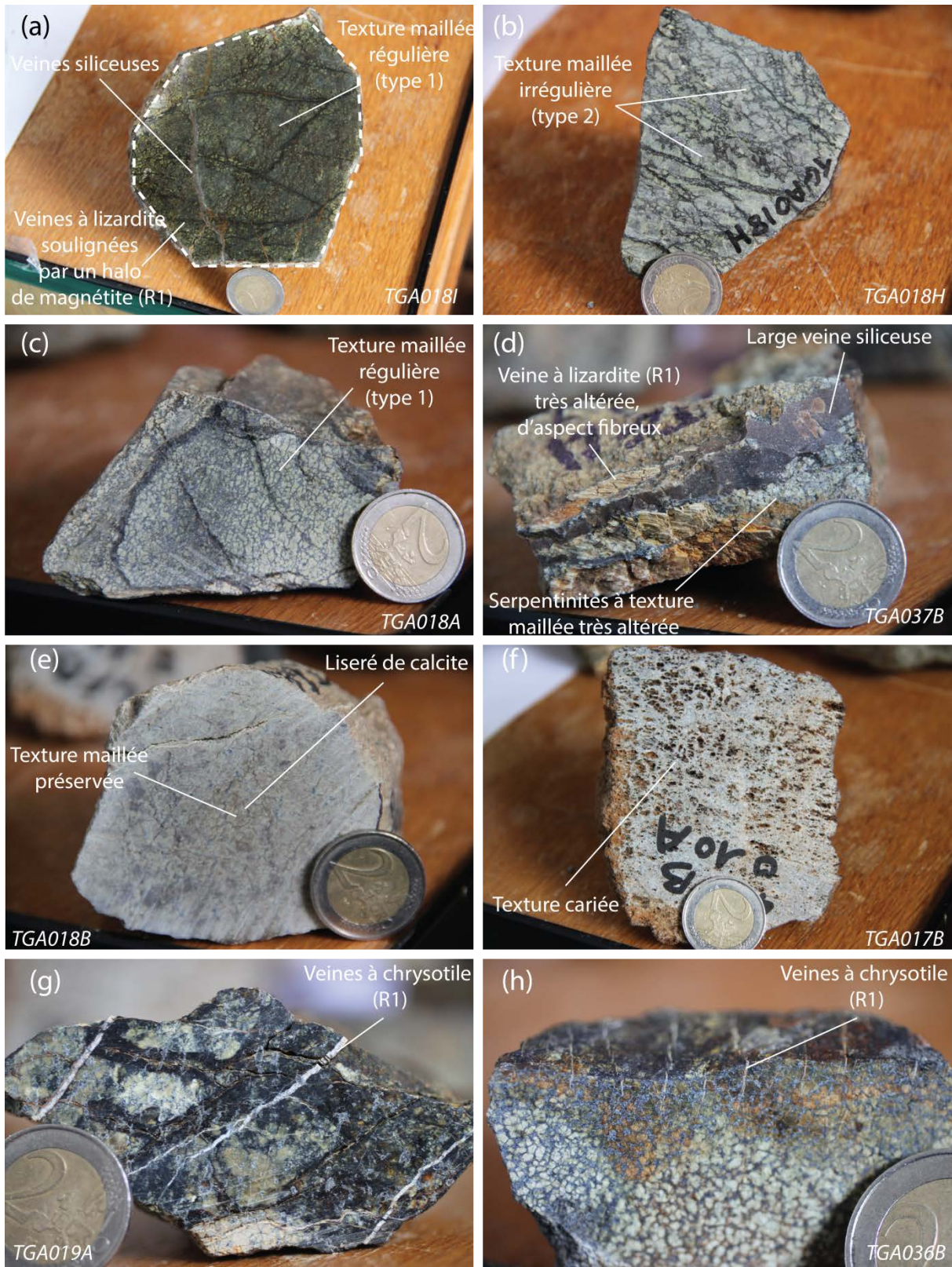


Fig. III-7 : photographie des différents faciès lithologiques des serpentinites de la Butte de la Roche. (a) faciès altéré recoupé par des veines à lizardite soulignées par la cristallisation de magnétite. La ligne en pointillés blancs souligne le débit polygonal de la roche. (b) péridotite serpentinisée altérée avec mailles hétérométriques soulignées par la cristallisation de magnétite. (c) péridotite serpentinisée altérée avec mailles régulières soulignées par la cristallisation de magnétite. (d) péridotite serpentinisée très altérée montrant une large veine siliceuse associée à une veine à lizardite très altérée. (e) serpentinites carbonatée avec texture maillée préservée et soulignée par la cristallisation de calcite. (f), birbirite à texture cariée. (g) et (h) montrent le réseau R2 à chrysotile.

III.2 Pétrologie minérale

III.2.1 La trame de la roche

III.2.1.1 Les serpentinites de Pont de Barel

Les seules descriptions pétrologiques que l'on connaisse des serpentinites de Pont de Barel sont celles de la notice de la carte géologique à 1 : 50 000^e du BRGM (Marchand *et al.* 1989). Ces auteurs décrivent des serpentinites à amphibole et relique de spinelle et grenat et interprétaient ces serpentinites comme d'anciennes lherzolites à spinelle.

Cette étude montre que les serpentinites de Pont de Barel présentent deux textures de serpentinitisation pseudomorphique à lizardite (cf. annexe IV.1.1). La première est caractérisée par la cristallisation de serpentine cryptocristalline et suggère une ancienne texture mylonitique. La seconde est caractérisée par une texture maillée, parfois en sablier, soulignée par la cristallisation de magnétite (10%) (Fig. III-8). Elle indique la serpentinitisation d'anciens porphyroclastes ou néoblastes d'olivine et confirme la nature au moins porphyroclastique à grain fin de la péridotite initiale. Le cœur des mailles est souvent isotrope et les reliques d'olivines (Fig. III-9) sont rares. Par ailleurs, aucun grenat n'a été observé dans les échantillons étudiés. Aucune relique de pyroxène n'a été identifiée dans les échantillons étudiés, mais les bastites correspondant à la pseudomorphose d'anciens orthopyroxènes ou clinopyroxènes sont abondantes et indiquent la présence d'anciens cristaux porphyroclastiques. La distinction entre les bastites issues de la pseudomorphose de clinopyroxènes et celles issues de la transformation des orthopyroxènes est cependant très difficile à faire au microscope (Wicks and Whittaker, 1977). De ce fait, la proportion de ces deux espèces minérales n'a pas pu être estimée. Les amphiboles, qui représentent jusqu'à 20% de la roche, correspondent très probablement à des pseudomorphoses de clinopyroxènes ou d'orthopyroxènes, en relation possible avec une phase d'hydratation de haute température comme cela a souvent été interprété dans la littérature (e.g. Agrinier *et al.* 1996; Fabries *et al.* 1998; Liu *et al.* 2010; Kodolanyi *et al.* 2011; Meshesha *et al.* 2011; Deschamps *et al.* 2013; Green 2015). Au cœur des blocs, les amphiboles forment des porphyroclastes orientés, parfois partiellement serpentinisés selon les plans de clivage (Fig. III-10 (a), (b), (c) et (d)). À

proximité des fractures majeures de la roche, elles sont plus rarement identifiables, mais leur ancienne présence est attestée par de nombreuses reliques au cœur d'un maillage de serpentine et parfois par des bastites (Fig. III-10 (e) et (f)).

Le chrysotile est plus rare dans la trame de la roche, mais peut s'observer en transformation de certaines bastites (Fig. III-11). Ce phénomène de transformation est rarement décrit dans la littérature, mais a déjà été observé par Wicks and Whittaker (1977) dans les serpentinites de Manitoba au Québec. Comme l'ont observés Wicks and Whittaker (1977), les observations montrent que la cristallisation de ce chrysotile est synchrone de l'ouverture des veines du réseau de chrysotile, c'est-à-dire du réseau R2 (cf. Les réseaux de veines p. 103).

Les spinelles représentent 3 à 5 % de la roche, ils sont fréquemment déstabilisés en magnétite au niveau de leur bordure, mais leur cœur reste sain et dévoile au MOLP une couleur brun-verdâtre (Fig. III-12). Notons que dans les faciès les plus intensément serpentinisés, les spinelles sont auréolés d'une couronne de chlorite, ce qui suggère que la déstabilisation de ces derniers est contemporaine de la serpentinitisation.

Finalement, deux assemblages minéralogiques principaux peuvent être distingués pour les péridotites serpentinisées associées à la Formation de Pont de Barel : (i) des serpentinites à porphyroclastes d'amphibole, de spinelle et reliques d'olivine, et (ii) des serpentinites dans lesquelles les porphyroclastes d'amphibole sont transformés en serpentine par pseudomorphose, les spinelles déstabilisés en ferritchromite et, où aucune relique d'olivine n'a été identifiée. Cette différence tient en une intensité plus importante des processus de serpentinitisation, probablement liée à des proportions plus ou moins importantes de fluide disponible au cours de la serpentinitisation et non pas à des différences pétrographiques initiales.

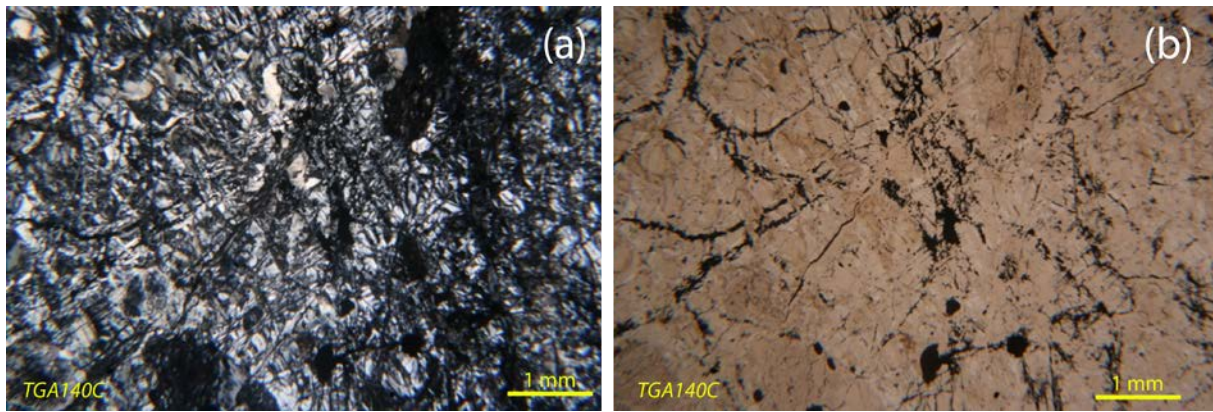


Fig. III-8 : microphotographie de la texture maillée des péridotites serpentinisées de Pont de Barel (a) LPA, (b) LPNA. Les mailles, parfois à texture en sablier sont soulignées par la cristallisation de magnétite en fins liserés plus ou moins continus, donnant un aspect réticulé à la roche. Échantillon TGA140C.

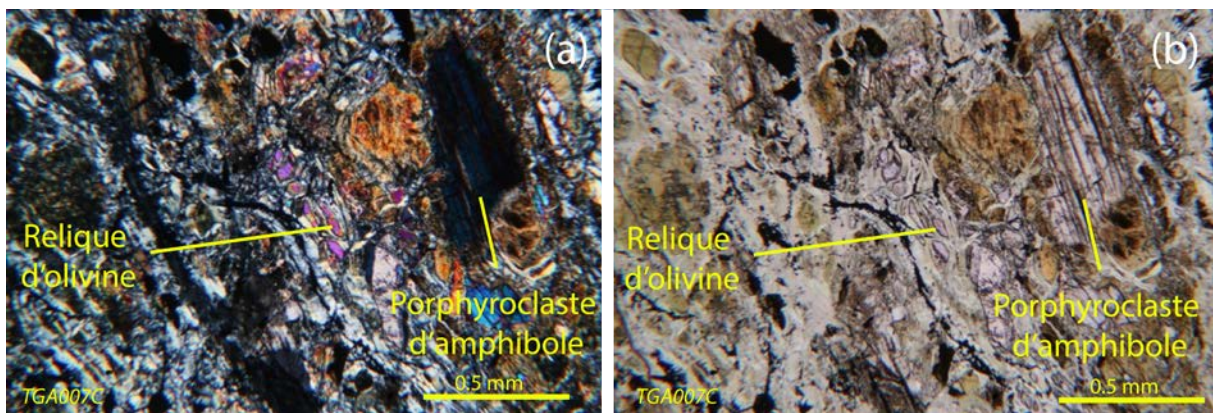


Fig. III-9 : microphotographie des olivines reliques identifiées dans les péridotites serpentinisées de la Formation de Pont de Barel. Échantillon TGA007C.

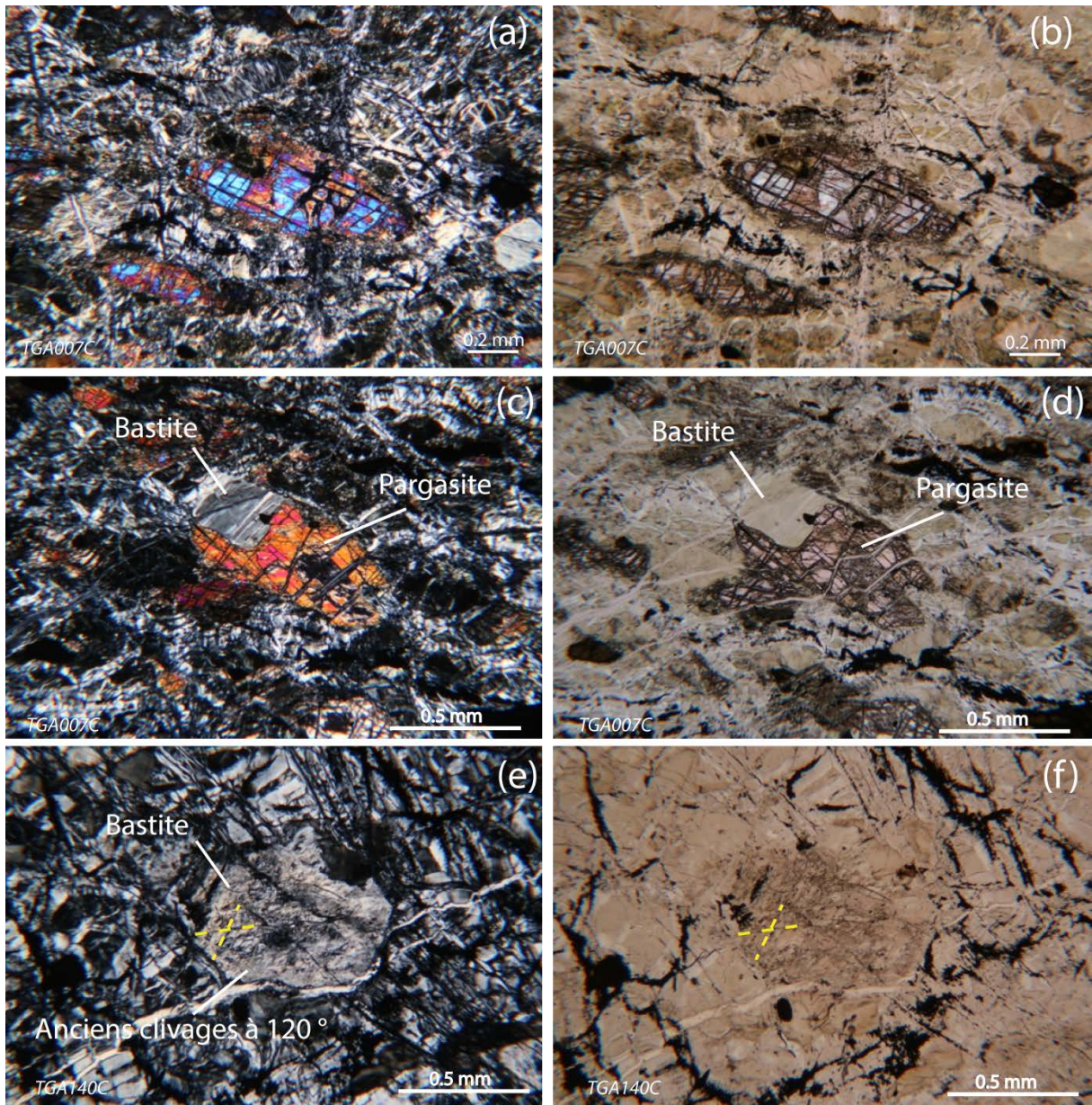


Fig. III-10 : microphotographies des porphyroclastes d'amphibole de type pargasite. (a) et (b) représentent des porphyroclastes non serpentinisés. (c) et (d) montrent un porphyroclaste d'amphibole partiellement serpentinisé (bastite). Échantillon TGA007C. (e) et (f) montrent un ancien porphyroclaste d'amphibole pseudomorphosé en serpentine de type lizardite. Les traits discontinus jaunes symbolisent les traces des anciens plans de clivage. Échantillon TGA140C.

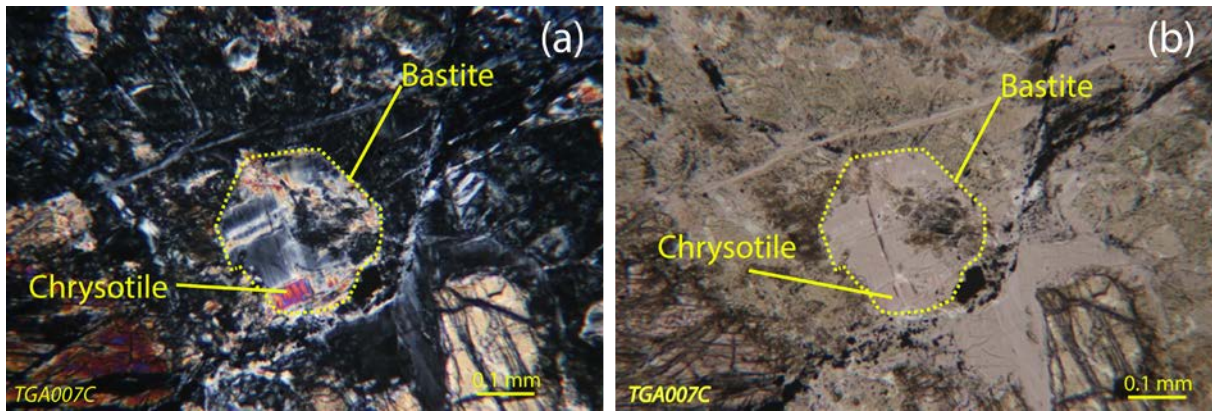


Fig. III-11 : microphotographie en LPA (a) et LPNA (b) d'une bastite en pseudomorphose d'orthopyroxène remplacée par la cristallisation de chrysotile dont la cristallisation est parallèle à celle du chrysotile des veines adjacentes. Échantillon TGA007C.

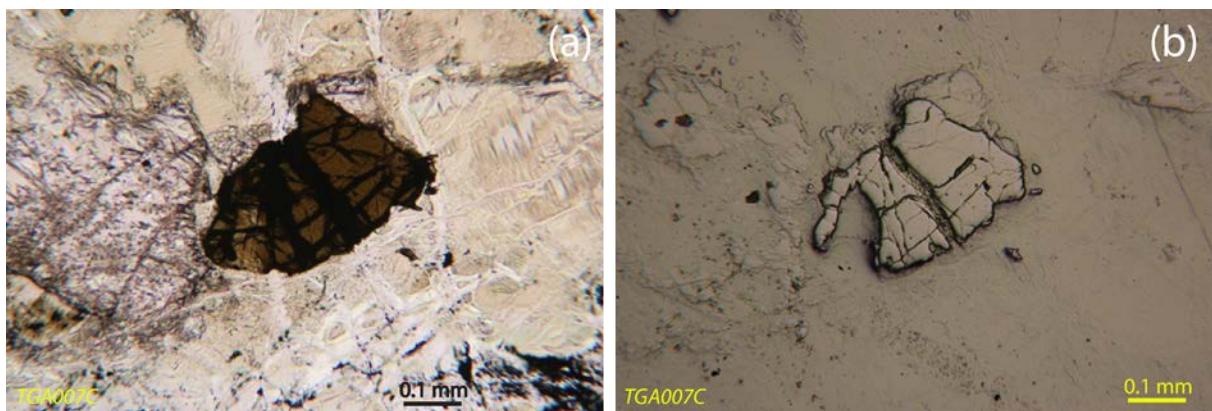


Fig. III-12 : microphotographie en LPNA (a) et lumière réfléchie (b) des porphyroclastes de spinelle des péridotites serpentinisées de Pont de Barel. Notez que les bordures des fractures sont très altérées, mais que le cœur de ces minéraux est non altéré. Échantillon TGA007C.

III.2.1.2 Les serpentinites de la Butte de la Roche

Les serpentinites de la Butte de la Roche sont très similaires à celles de Pont de Barel. Elles montrent une trame fine composée de plages de lizardite (cf. annexe IV.1.1) à texture maillée, associées à la pseudomorphose de l'olivine (60 à 80 %) (Fig. III-13). Les mailles sont soulignées par la cristallisation de grains de magnétite (5 à 15%) disposés en fins liserés. Le cœur des mailles peut localement être remplacé par la cristallisation de carbonate. Les bastites issues de la pseudomorphose des pyroxènes sont difficiles à identifier, mais pourraient représenter quelques pour cent de la roche. La chlorite (5 à 8 %) forme des plages non orientées ou cristallise en auréole autour des spinelles. Les échantillons les moins serpentinisés contiennent des porphyroclastes d'amphiboles, parfois entièrement serpentinisés en bastite par de la lizardite (Fig. III-14 (a) et (b)). La proportion de ces minéraux est difficile à estimer, mais elle pourrait être de l'ordre de quelques pour cent (10-15% ?). Tous les

échantillons étudiés au microscope contiennent des spinelles transformés en magnétite et systématiquement associés à de la chlorite, soit en plages xénomorphes, soit en auréole radiaire Fig. III-15.

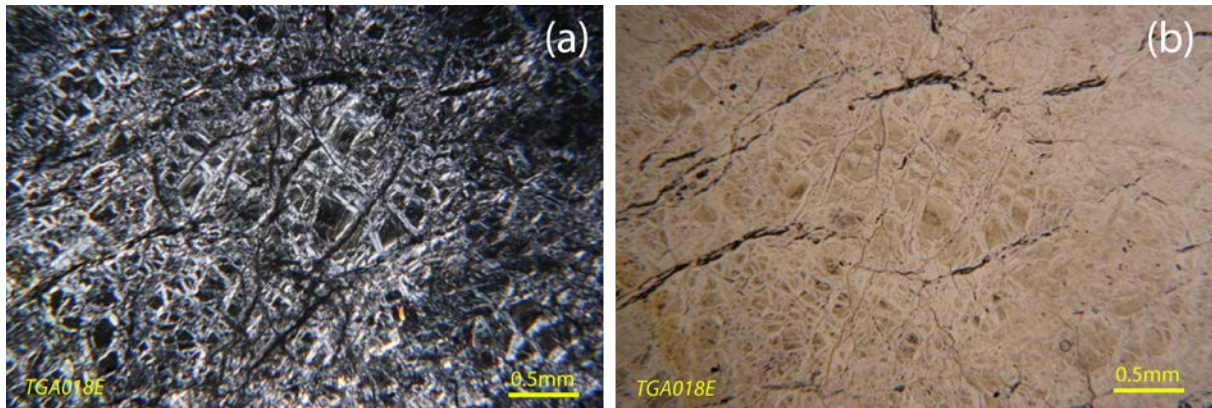


Fig. III-13 : microphotographies de la texture maillée des péridotites serpentinisées associées à la Formation de Drain. (a) LPA, (b) LPNA. Les mailles sont soulignées par la cristallisation de magnétite en liserés discontinus. Échantillon TGA018E.

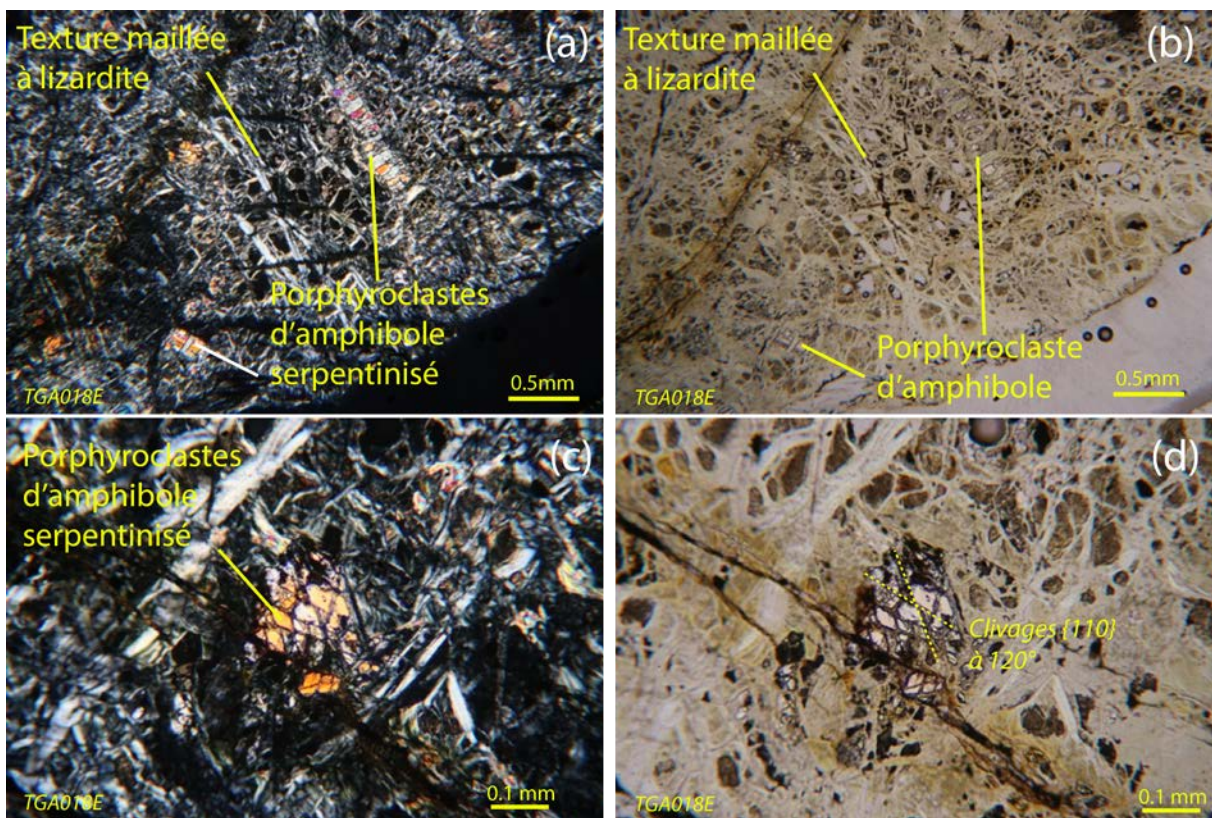


Fig. III-14 : microphotographies des porphyroclastes d'amphibole de type trémolite dans les péridotites serpentinisées de la Butte de la Roche. Photos de gauche en LPA et photos de droite en LPNA. (a) et (b) montrent des reliques d'amphiboles disséminées dans les mailles de serpentine. Les contours de minéraux sont néanmoins toujours distinguables. (c) et (d) montrent un porphyroclaste d'amphiboles partiellement serpentinisé avec préservation des plans de clivage (110). Échantillon TGA018E.

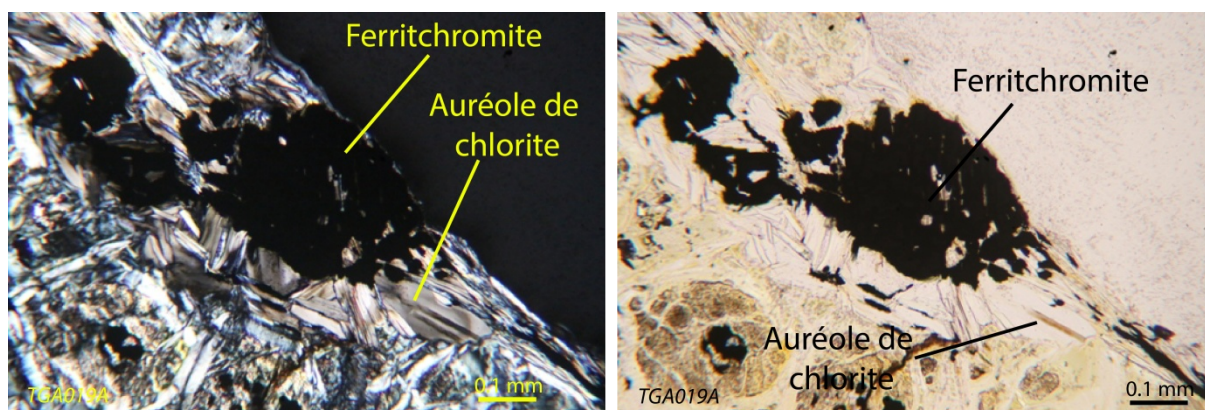


Fig. III-15 : porphyroclaste de spinelle transformé en magnétite (ferritchromite) montrant une auréole radiaire de chlorite. (a) LPA et (b) LPNA. Échantillon TGA019A.

III.2.2 Les réseaux de veines

Dans les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche, les veines du premier réseau (R1) représentent jusqu'à 10 % de la roche et sont entièrement scellées par des cristallisations de lizardite (cf. annexe IV.1.2). Ces veines à lizardite n'ont pas d'orientation préférentielle et montrent des bordures nettes, soulignées par un liseré de magnétite ainsi que par un halo millimétrique noir en lumière polarisée (Fig. III-17 (a)). Ces veines présentent toutes les caractéristiques des veines cisailantes (ou « shear veins ») décrites par Passchier et Trouw (2005), les deux extrêmes décrits par ces auteurs étant identifiés dans les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche. À la périphérie des blocs de serpentinites, les veines sont larges et les observations montrent qu'elles sont compatibles avec un grand déplacement (quelques centimètres) (Fig. III-16) : « large displacement shear veins » tels que définis par Passchier et Trouw (2005). Au cœur des blocs, les veines sont plus fines et les observations montrent qu'elles ont les critères de petits déplacements (quelques millimètres) (Fig. III-17) (« small displacement shear veins » tels que définis par Passchier et Trouw (2005). Les fines veines ont une largeur d'environ 0.5 mm alors que les large veines mesurent jusqu'à 2 mm de largeur. Dans les deux cas, elles sont remarquablement similaires aux veines de première génération décrite par Wicks et Whittaker (1977), Dilek *et al.* (1997b) ou encore Andreani *et al.* (2004). Elles présentent une organisation interne oblique par rapport aux épontes, surtout dans les veines fines (Fig. III-17), ce qui suggère qu'elles s'ouvrent et sont colmatées à la manière des veines de type « crack seal », mais en régime cisailant. Ainsi, tel que décrit par Andreani *et al.* (2004, 2007), chaque ruban peut être interprété comme correspondant à un stade d'ouverture et de

colmatage de la veine. Notons de plus que les plans de cisaillement sont soulignés par la cristallisation de magnétite.

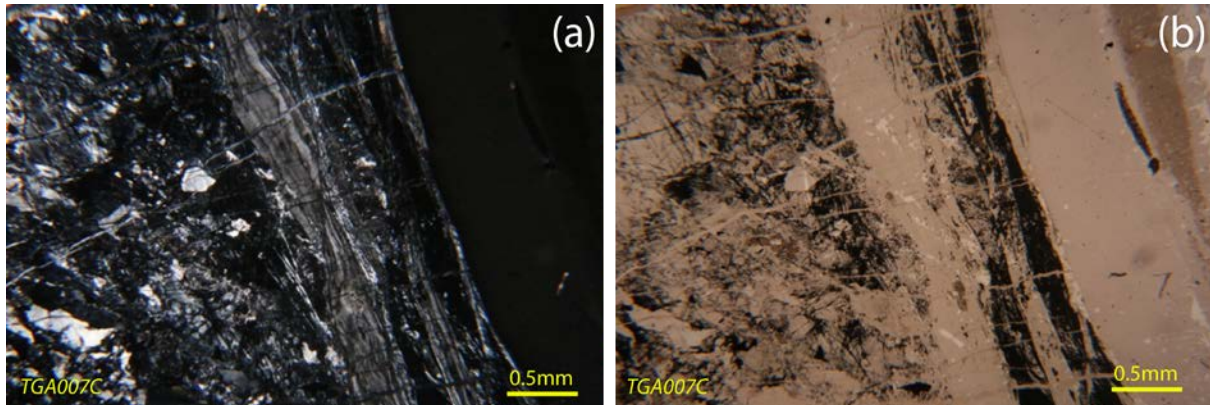


Fig. III-16 : microphotographies des veines cisailantes à grand déplacement identifiées dans les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche. Ce type de veines constitue les placages vert bouteille identifiés sur le terrain. Échantillon TGA007C.

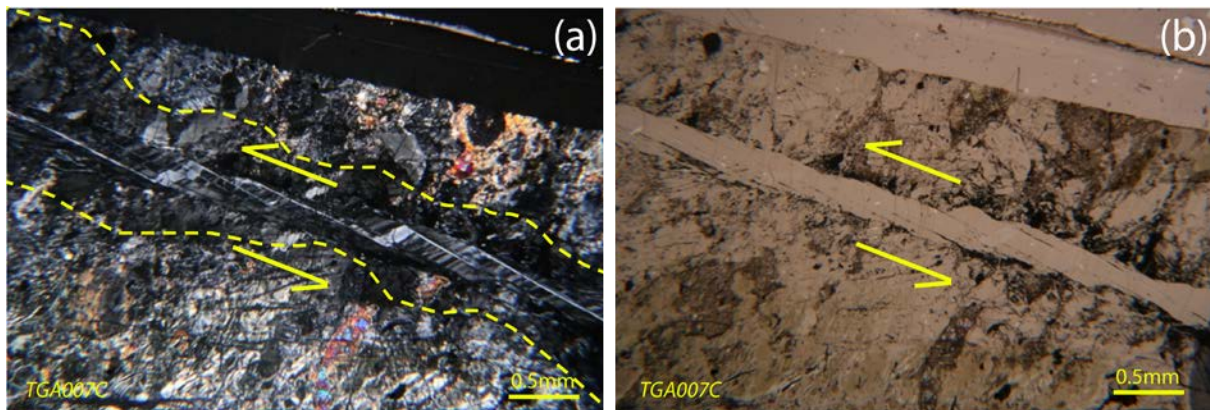


Fig. III-17 : microphotographies des veines cisailantes à petit déplacement identifiées dans les péridotites serpentinisées associées à la Formation de Pont de Barel. (a) microphotographie en LPA. Les lignes discontinues délimitent le halo sombre soulignant la veine. (b) microphotographie en LPNA. Les plans de cisaillement de la veine sont soulignés par la cristallisation de magnétite. Échantillon TGA007C.

Les veines du deuxième réseau (R2) représentent jusqu'à 7 % de la roche. Elles sont colmatées principalement par du chrysotile (cf. annexe IV.1.2) et, dans une moindre mesure, par de la serpentine polygonale et de la serpentinite polyédrale (cf. annexe IV.1.4) (Fig. III-18). Il s'agit de veines extensives à bordures nettes très similaires aux veines de seconde génération décrite par Andreani *et al.* (2004). Leur largeur est relativement constante : 0.5 à 2 mm, rarement plus. Elles sont subperpendiculaires aux principaux plans qui découpent la roche et donc subperpendiculaires aux veines du réseau R1 qu'elles coupent fréquemment (Fig. III-18). Les veines R2 sont subparallèles entre elles et séparées par une distance de quelques millimètres à 1 centimètre. Leur largeur diminue à mesure qu'elles pénètrent la roche si bien qu'on ne les observe que très rarement au cœur des blocs de serpentinites. Cependant, elles peuvent parfois être suivies de façon continue entre deux fractures majeures.

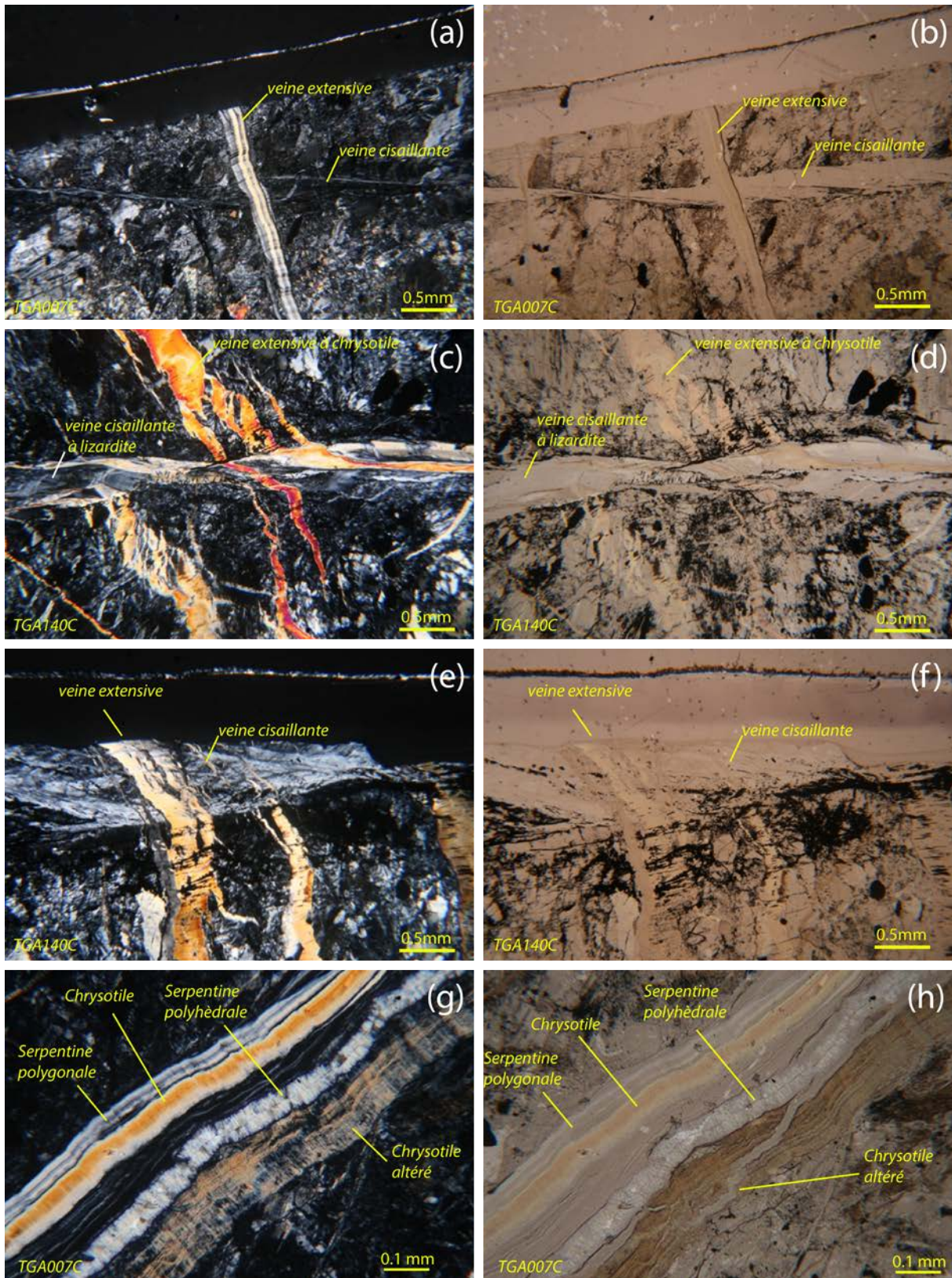


Fig. III-18 : microphotographies des veines extensives du réseau R2 recoupant les veines cisailantes du réseau R1 pour les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche. Partie droite de la figure en LPA et partie gauche en LPNA. (a) et (b) montrent une veine cisailée coupée par une veine extensive. (c) et (d) montrent la cristallisation de chrysotile dans le réseau R1. (e) et (f) montre une veine extensive cisailée par la veine du réseau R1, suggérant ainsi que ce dernier est toujours actif lors de l'ouverture des veines du réseau R2. (g) et (h) montrent plusieurs générations de serpentine (serpentine polygonale, chrysotile et serpentine polyédrale) cristallisant dans une veine du réseau R2.

Au microscope, les serpentinites à veines carbonatées se distinguent des précédentes par la cristallisation de carbonate, parfois en pseudomorphose des serpentines, parfois en cristaux xénomorphes à automorphes ou en texture fibroradiée. On les observe toujours dans les fractures de la roche (Fig. III-19). Les faciès où les lizardites des veines de R1 présentent un habitus lamellaire correspondent à un terme plus altéré de ces serpentinites à veines carbonatées. Ces faciès sont souvent recoupés par des veines siliceuses, dans lesquelles la silice précipite soit sous forme de quartz microcristallin à automorphe, soit sous la forme de calcédoine fibreuse.

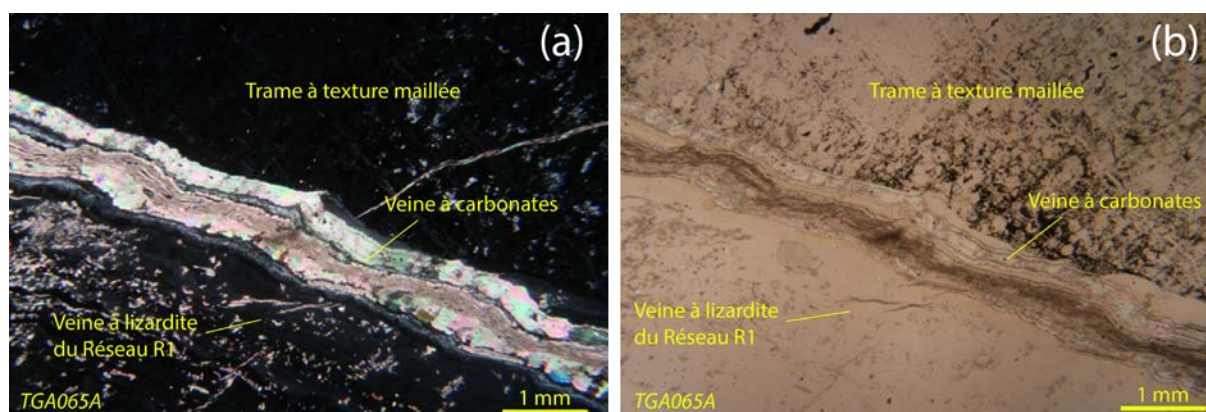


Fig. III-19 : microphotographie des veines à carbonate dans les péridotites serpentinisées associées à la Formation de Pont de Barel.

Enfin, les serpentinites les plus altérées présentent souvent des veines de quartz et de calcédoine qui recoupent l'ensemble de la lame ou reprennent les réseaux de veines R1 et R2 (Fig. III-20). L'achèvement complet de ces processus de silicification conduit à la formation du dernier faciès identifié sur le terrain : les birbirites. Au microscope, ces dernières ne présentent plus aucun vestige de la serpentinite initiale. En dehors de quelques rares spécimens reliques conservées dans les veines siliceuses, tous les minéraux ont été détruits, y compris les carbonates. Il ne reste plus que le squelette siliceux, responsable de l'aspect carié de la roche.

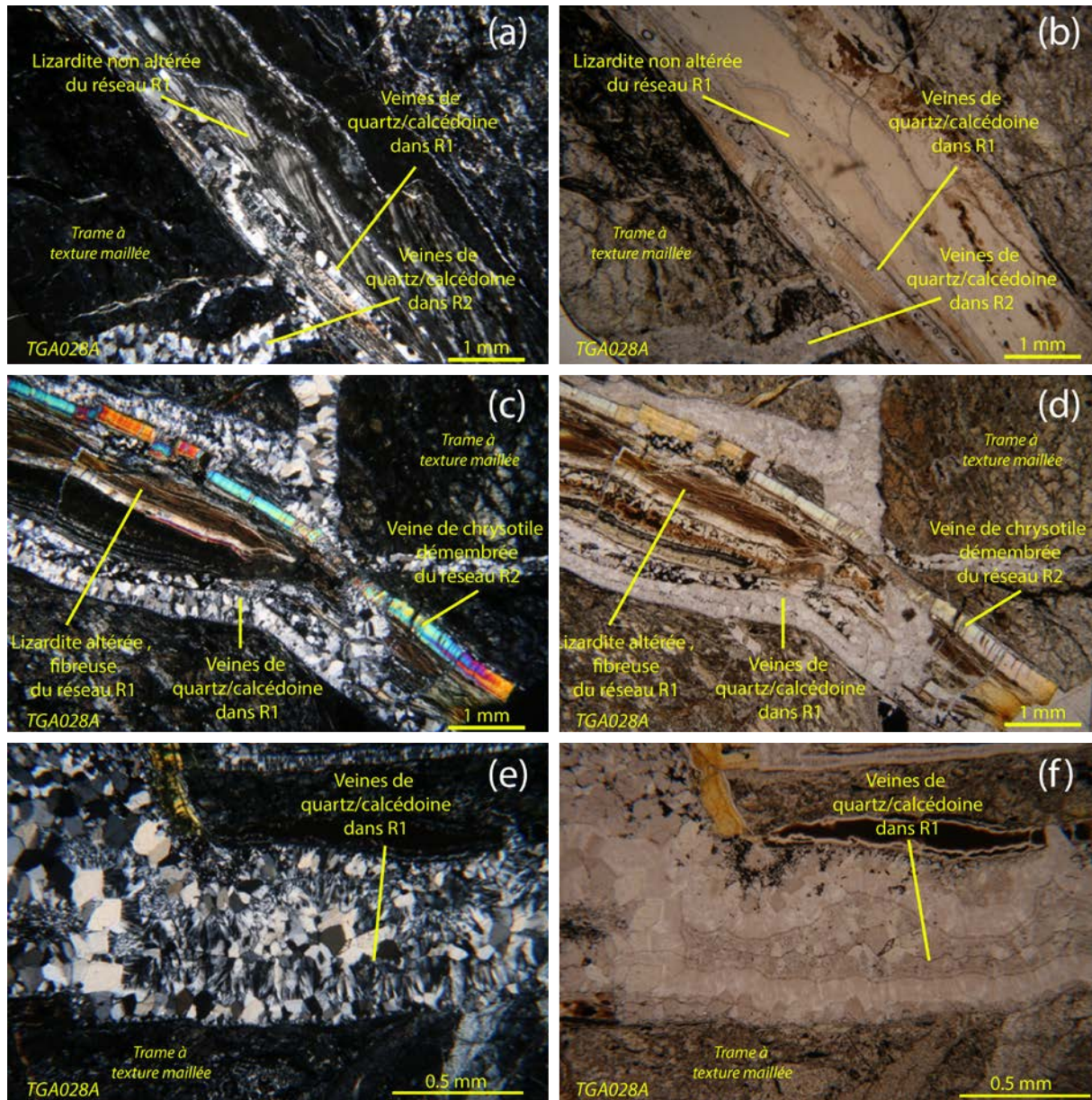


Fig. III-20 : microphotographies des veines à quartz-calcédoine reprenant les réseaux R1 et R2. (a), (c) et (e) en LPA. (b), (d) et (f) en LPNA. (a) et (b) montrent les veines à serpentinite des réseaux R1 et R2 reprise par la cristallisation de quartz. (c) et (d) montrent une veine de chrysotile du réseau R2, démembrée par la cristallisation du quartz. (e) et (f) montrent une vue détaillée d'une veine à quartz qui apparaît sous habitus xénomorphe et fibreux. Notez que le réseau de veines siliceuses individualise progressivement des plages de serpentinite (exemple : photographie (e) en haut à droite), lesquelles seront lessivées au cours de processus d'altération supergène.

III.2.3 Chimie des phases minérales

La chimie des phases minérales identifiées par microscopie optique a été déterminée à la microsonde électronique. Les conditions analytiques sont définies dans l'annexe Protocoles analytiques et méthodes. Les analyses chimiques des différentes phases minérales ont été

réalisées en fonction des différents habitus des minéraux et des structures dans lesquelles ils se trouvent.

a Les spinelles

Les analyses représentatives de ces minéraux sont présentées dans les Tab. V-1 et Tab. V-2 de l'annexe V.

Les spinelles des serpentinites de Pont de Barel ont une composition très homogène. Al_2O_3 varie entre 48,18 et 55,81 % et Cr_2O_3 entre 7,95 et 13,55 %. Fe_2O_3 varie entre 0,04 et 4,21 % et FeO varie entre 11,92 et 15,7 %. MgO est relativement constant et varie entre 16,35 et 18,47 %. Les spinelles des serpentinites de la Butte de la Roche sont en moyenne plus pauvres en Al_2O_3 (23,10 à 37,40 %) et en MgO (9,21 à 13,80 %) et plus riches en Cr_2O_3 (27,82 à 41,17 %) et en FeO (16,02 à 20,68 %).

Reportées dans un diagramme ternaire (Fe^{3+} Al^{3+} Cr^{3+}) (Fig. III-21), les compositions des spinelles des serpentinites de Pont de Barel se situent uniquement dans le champ des hercynites alors que ceux des serpentinites de la Butte de la Roche se situent dans le champ des hercynites, mais aussi dans le champ des chromites alumineuses et celui des picotites. Reportées dans un diagramme Cr# vs Mg# (Fig. III-22) les compositions des spinelles des serpentinites de Pont de Barel et d'une partie des spinelles des serpentinites de la Butte de la Roche ($0,65 < Mg\# < 0,73$ et $0,07 < Cr\# < 0,15$) se situent légèrement décalées (Mg# plus faible) par rapport au champ des spinelles de péridotites abyssales.

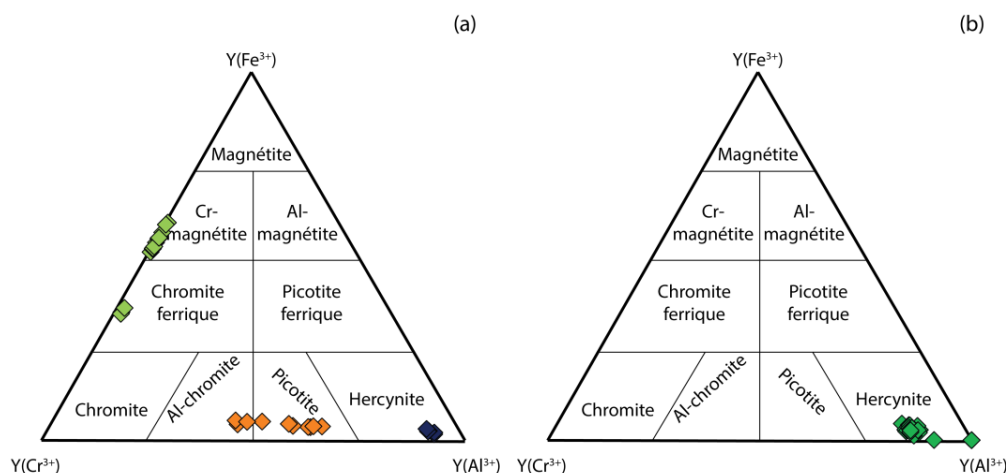


Fig. III-21 : diagrammes ternaires (Cr^{3+} - Al^{3+} - Fe^{3+}) de classification des spinelles. $Y(Cr^{3+}) = Cr^{3+}/(Cr^{3+} + Al^{3+} + Fe^{3+})$, $Y(Al^{3+}) = Al^{3+}/(Cr^{3+} + Al^{3+} + Fe^{3+})$, $Y(Fe^{3+}) = Fe^{3+}/(Cr^{3+} + Al^{3+} + Fe^{3+})$ pour les spinelles des serpentinites de la Butte de

la Roche (a) et de Pont de Barel (b). Les analyses sur les hercynites des péridotites de la Butte de la Roche proviennent de Le Mée (1999) et ont été obtenues par microscopie électronique à balayage.

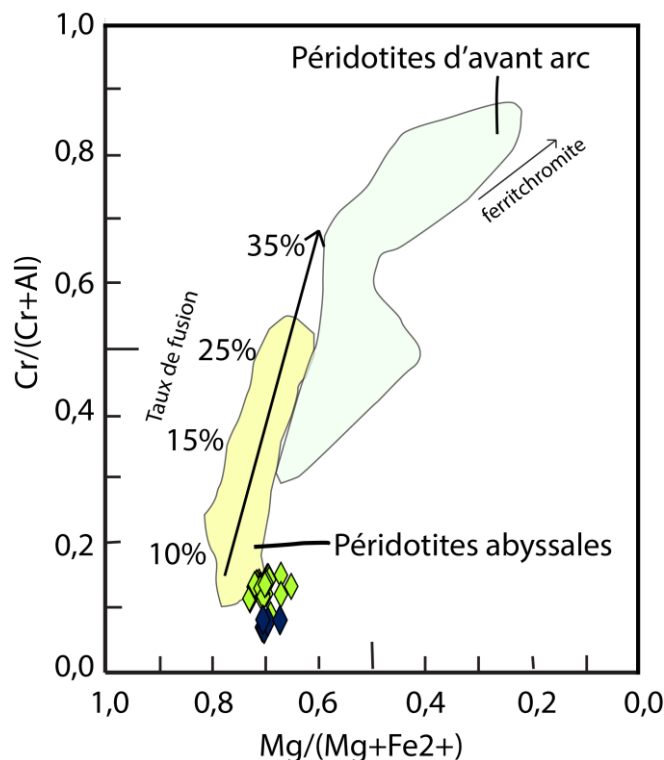


Fig. III-22 : diagramme Cr# ($Cr/(Cr+Al)$) vs. Mg# ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) pour les spinelles analysés dans les serpentinites de Pont de Barel (losange vert) et dans les serpentinites de la Butte de la Roche (losange bleu nuit). Les analyses sur les spinelles des péridotites de la Butte de la Roche proviennent de Le Mée (1999) et ont été obtenues par microscopie électronique à balayage. Le décalage du champ de données par rapport au champ des péridotites abyssales est probablement lié à une légère altération des spinelles vers le pôle ferritchromite. Champs des péridotites abyssales et d'avant arc d'après Bédard *et al.* (2009) et références citées.

b Les amphiboles

En accord avec les recommandations de l'IMA (Hawthorne *et al.* 2012), les analyses des amphiboles des serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche appartiennent au sous-groupe des amphiboles calciques. Pour celles de Pont de Barel (cf. annexe V, Tab. V-3), les résultats obtenus montrent qu'il s'agit pour l'essentiel de pargasite. La composition de ces amphiboles est assez homogène et elles ne sont pas zonées. Elles ont un Mg# variant de 93 à 98. Le titane est présent en faible quantité, variant de 0,63 à 0,78 %. Les teneurs en oxyde de calcium (CaO) et en oxyde de sodium (Na₂O) sont relativement constantes et varient respectivement entre 12,53 et 13,24 % et 2,52 et 2,73 %. L'oxyde de potassium présente des teneurs très faibles qui varient peu : 0,08 à 0,11 %. Concernant les serpentinites de la Butte de la Roche, les résultats montrent qu'il s'agit principalement de trémolites. Elles présentent des teneurs en SiO₂ très constantes, comprises entre 54,45 et 56,36 %. TiO₂ et Cr₂O₃ ont été

mesurés en faible quantité et leurs teneurs varient respectivement de 0,19 à 0,26 % et de 0,1 à 0,69 %. De même, les teneurs en NiO sont faibles et inférieures à 0,13 % . MgO, CaO et Na₂O ont des teneurs très constantes, les mesures indiquent respectivement 21,32 à 21,96, 12,35 à 12,67 et 0,4 à 0,53 %. Les teneurs en FeO varient entre 1,48 et 2,17 alors que les teneurs en Fe₂O₃¹ varient entre 0,61 et 1,47 %. Enfin, MnO et K₂O sont respectivement inférieurs à 0,13 et 0,016 %.

c La lizardite

Les analyses (cf. annexe V Tab. V-5 et Tab. V-6) ne montrent aucune différence entre les lizardites de Pont de Barel et celles de la butte de la Roche. Le cœur des mailles et la périphérie présentent une composition très similaire, les teneurs en silicium qui sont comprises entre 40,68 et 44,32 %. Les teneurs en oxyde d'aluminium varient entre 0,15 et 1,76 % indépendamment des textures considérées. L'oxyde de magnésium (35,52 à 40,19 %) et l'oxyde de fer (4,37 à 1,88 %) varient dépendamment l'un de l'autre. Le nickel varie entre 0,16 à 0,55 %, mais indépendamment des structures considérées. Les échantillons prélevés dans le secteur ouest (plus altérés) semblent cependant présenter des teneurs en nickel dans les mailles, supérieures à celles des échantillons prélevés dans la partie est de la lentille. Les analyses concernant l'oxyde de calcium (0,02 à 0,23 %) semblent aussi suivre cette tendance. Les teneurs mesurées dans les mailles de lizardite des échantillons prélevés à l'est de la lentille sont comprises entre 0,02 et 0,14 % alors que celles mesurées dans les échantillons prélevés à l'ouest sont comprises entre 0,16 et 0,23 %.

Les lizardites en pseudomorphose de l'amphibole (bastite) ont aussi été analysées. Elles se différencient des mailles par des teneurs plus faibles en oxyde de silicium (39,09 %) et nettement supérieures en oxydes de fer, titane et chrome (respectivement 10,47 ; 0,17 et 0,18 %). Al₂O₃ est aussi légèrement plus élevé (3,13 %). Cette variation de composition chimique montre que la chimie des lizardites est principalement contrôlée par la chimie du minéral pseudomorphosé.

d La lizardite du réseau R1

La lizardite a été analysée dans les veines cisailantes du réseau R1 des serpentinites de Pont de Barel. Deux profils ont été réalisés perpendiculairement à l'axe d'ouverture des

¹ Les teneurs en Fe₂O₃ sont directement calculées dans le solveur Excel de Locock (2014a)

veines. Pour les veines faiblement ouvertes, pour lesquelles le déplacement relatif des deux épontes est de l'ordre du dixième de millimètre, aucune variation majeure n'a été notée (Fig. III-23 (a)) (cf. annexe V, Tab. V-7). Les teneurs en oxyde de silicium mesurées sont relativement constantes et comprises entre 42,77 et 43,66 %. L'aluminium est moins constant, ses teneurs varient entre 0,88 et 1,45 %, et aucune corrélation avec la position dans le profil n'a été mise en évidence. Le magnésium et le fer varient peu, respectivement entre 39,18 et 40,92 % et entre 2,16 et 3,40 %. Concernant les veines pour lesquelles le déplacement relatif entre les deux épontes est important (plusieurs millimètres à quelques centimètres ?), les compositions chimiques mesurées le long du profil transverse à l'axe de la veine varient très fortement (Fig. III-23 (b)) (cf. annexe V, Tab. V-8). Pour le silicium, les teneurs sont comprises entre 32,59 et 42,92 %. Elles varient dépendamment des teneurs en aluminium qui sont comprises entre 0,59 et 14,46 %. Parmi la série d'analyses (nbr = 28), 17 % ont donné des valeurs inférieures à 39 % pour SiO_2 , qui correspondent à des teneurs en Al_2O_3 supérieures à 6 %, des teneurs en MgO inférieures à 35 % et des teneurs en Cr_2O_3 comprises entre 0,46 et 1,14 %. Les autres analyses (83 %) ont donné des valeurs beaucoup plus proches des teneurs conventionnelles en Al et Si des lizardites. L' Al_2O_3 est inférieur à 4 % et le SiO_2 supérieur à 40 %. Les teneurs en FeO varient énormément (2,87 à 18,59 %) indépendamment du profil. Les teneurs en NiO , TiO_2 et le MnO sont respectivement inférieures à 0,54, 1,15 et 0,45 %. Ces variations de composition chimique des serpentinites dans les larges veines pourraient suggérer des compositions plus complexes de fluides, dans lesquels l'apport chimique est plus variable. Il n'est pas impossible non plus que des chlorites soient associées aux lizardites et modifient les mesures effectuées.

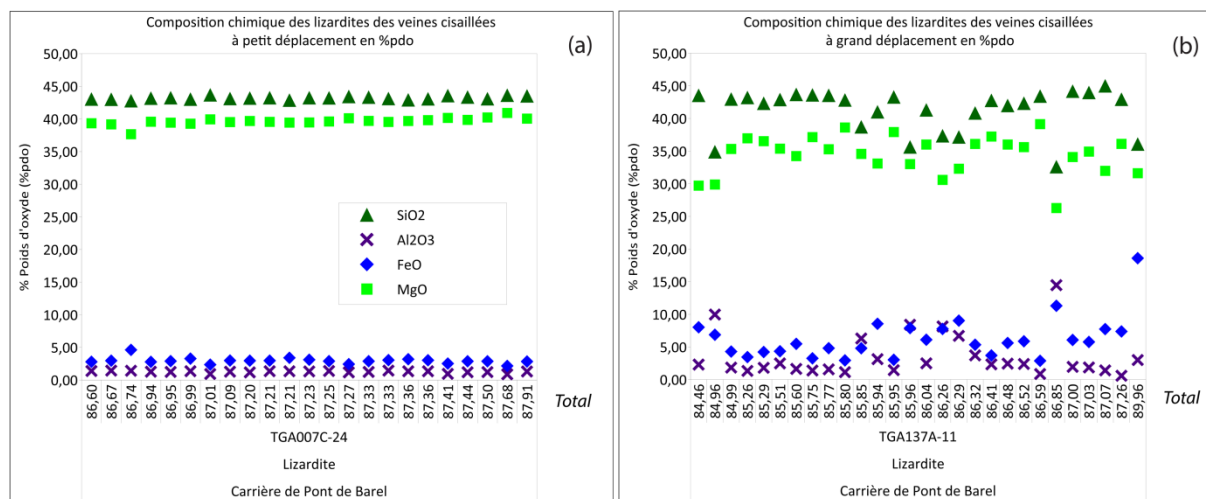


Fig. III-23 : diagramme montrant les profils d'analyses chimiques pour les lizardites des veines cisailées du réseau R1. (a) pour les veines fines à petit déplacement situées au cœur des blocs de péridotites serpentinisées. (b) pour les larges veines à grand déplacement situées au niveau des fractures majeures de la roche.

e Le chrysotile du réseau R2

Comparé à la lizardite du réseau R1, le chrysotile du réseau R2 des serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche (cf annexe V, Tab. V-9 et Tab. V-10) est en moyenne plus riche en FeO et moins riche en MgO. Une quarantaine d'analyses a été réalisée sur les serpentines fibreuses qui occupent le réseau R2. Les teneurs en SiO₂ varient entre 39,83 et 46,46 %. Environ 65 % des analyses ont montré des teneurs en Al₂O₃ inférieures à 1%. Les autres analyses ont montré des teneurs comprises entre 1 et 2.16 %. Les teneurs en FeO varient énormément entre les différentes veines analysées, entre 1,84 et 12,48 %. Les teneurs en MgO sont inversement corrélées aux teneurs en FeO et elles varient entre 30,46 et 40,06 %. Les teneurs en NiO sont très faibles, inférieures à 0,07 %. Néanmoins, quelques analyses ont montré des teneurs en NiO supérieures, comprises entre 0,07 et 0.1 %. La même observation est faite pour les teneurs en CaO qui sont inférieures à 0,09 %, sauf pour quelques analyses pour lesquelles elles sont comprises entre 0,10 et 0,15 %.

Comme pour les veines à lizardite du Réseau R1, des profils perpendiculaires à l'axe d'ouverture des veines ont été réalisés, sur 5 veines (Fig. III-24). Ces profils ne montrent aucune variation de la composition chimique du chrysotile au cours des différentes étapes d'ouverture des veines. Ceci suggère des conditions chimiques et une composition de fluide maintenues tout au long de l'ouverture et du remplissage des veines. Néanmoins, les différences en termes de composition des minéraux, notamment en FeO et MgO, suggèrent que les conditions chimiques varient d'un endroit à l'autre de la roche. Il existe alors deux possibilités : soit la composition du fluide varie localement au sein de la roche, soit c'est

l'apport, par la matrice, en éléments nutritifs nécessaires à la cristallisation qui varie localement. Pour donner des éléments de réponses, deux profils ont été réalisés à travers les veines de serpentines fibreuses du réseau R2 qui « serpentent » dans les veines à lizardite du réseau R1 et qui ne sont donc pas en contact direct avec la matrice de la roche (profils TGA140C-4 et TGA140C-6 de la Fig. III-24 (d)). Les résultats de ces profils montrent des teneurs élevées en MgO et relativement faibles en FeO, similaires à celles des lizardites de R1. D'autre part, l'absence de magnétite dans ces parties des veines, alors que ce type de minéraux est abondant dans les parties qui sont directement connectées à la matrice serpentineuse, suggère que les éléments nutritifs nécessaires à la cristallisation des serpentines fibreuses ne proviennent pas de la phase fluide, mais que leur composition chimique est contrôlée par l'apport de l'encaissant immédiat ; c'est-à-dire veines du réseau R1 pour les serpentines fibreuses pauvres en Fe et la matrice pour les serpentines fibreuses riches en Fer associées à des magnétites. De ce fait, la cristallisation du chrysotile dans les serpentinites associées à la Formation de Pont de Barel est liée à une variation de composition chimique du fluide, elle-même contrôlé par l'interaction fluide/encaissant rocheux.

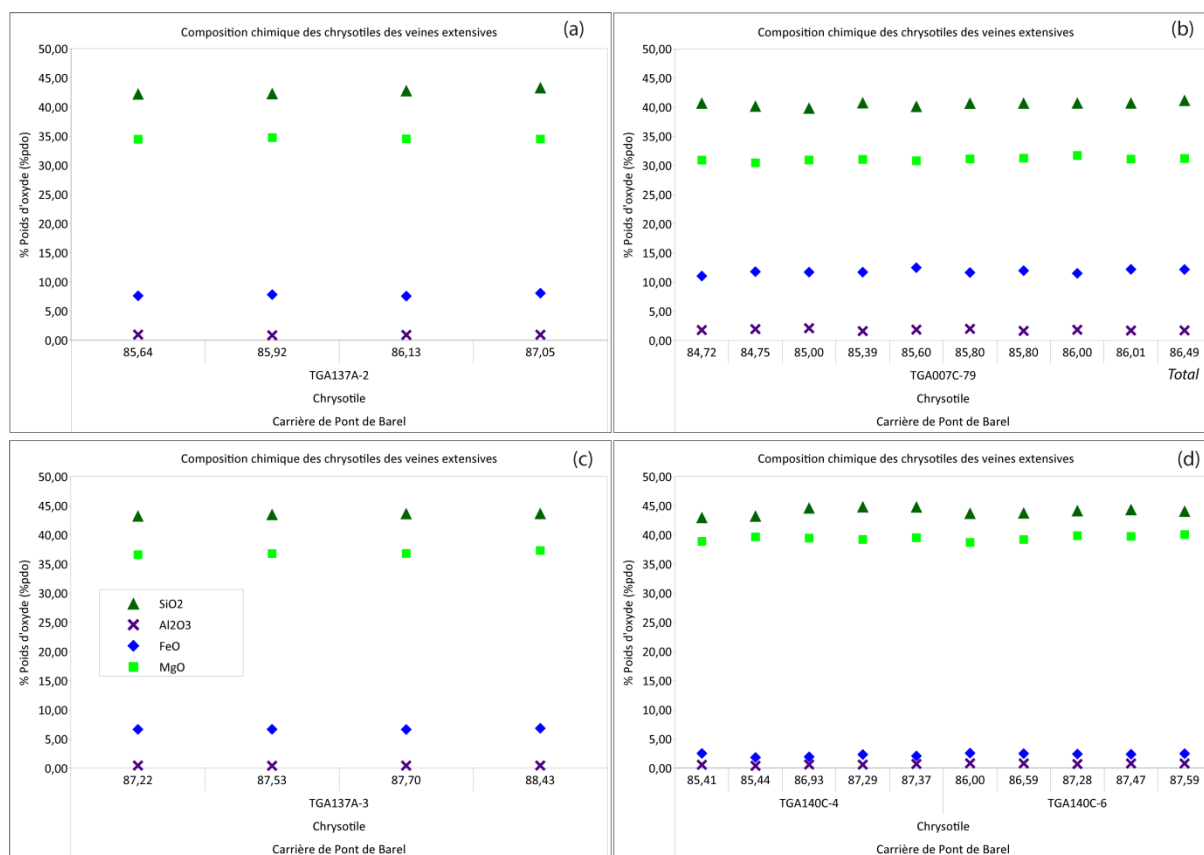


Fig. III-24 : diagramme montrant les quatre profils d'analyses chimiques réalisés sur les serpentines fibreuses des veines extensives du réseau R2.

f Les carbonates

Deux analyses ont été réalisées sur les carbonates, l'une sur les carbonates fibreux et l'autre sur les carbonates fibroradiés. Les analyses montrent que dans le premier cas, il s'agit de calcite avec des teneurs en CaO, MgO et FeO respectivement de 52,99, 1,86 et 0,65 %. Dans le deuxième cas, les analyses montrent qu'il s'agit de dolomite dont la composition chimique est légèrement sidéritique. Les teneurs en CaO, MgO et FeO sont respectivement de 28,67, 15,96 et 6,94 %. Ce type de carbonate présente aussi des teneurs en MnO (pôle rhodochrosite) de l'ordre de 1,62 %. Une troisième analyse, réalisée aussi sur les carbonates fibreux, a montré des teneurs relativement importantes en SiO₂ (7,95 %). Ceci suggère que des phases silicatées sont intimement associées aux carbonates fibreux. Il n'est donc pas exclu que ces derniers correspondent à des pseudomorphoses de serpentine fibreuse (chrysotile et serpentine polygonale).

III.2.4 Synthèse pétrologique

L'étude au microscope optique des péridotites de Pont Barel et de la Butte de la Roche a permis de montrer que ces roches sont serpentinisées à plus de 80-90 % par cristallisation de lizardite cryptocristalline, en texture maillée ou en bastites et de magnétite. Les reliques de minéraux primaires sont rares et seuls des amphiboles incolores de type pargasite, des spinelles et de très rares olivines sont préservés de la serpentinisation. L'orientation des porphyroclastes d'amphibole, leur caractère parfois maclé, ainsi que la cristallisation de serpentine cryptocristalline suggèrent une ancienne texture de tectonite, probablement porphyroclastique, voire protomylonitique. D'autre part, cette étude a montré que la serpentinisation était également contrôlée par le fonctionnement de deux réseaux de veines. Le premier (R1) est un réseau sans orientation préférentielle dont les veines sont soudées par la cristallisation de lizardite. L'apparition de ce réseau est subséquente à la serpentinisation pervasive de la roche, notamment car les veines qui le constituent coupent le maillage serpentineux. De plus, ce réseau est à l'origine du débit majeur de la roche. Le second réseau (R2) apparaît moins développé que le précédent. Les fractures qui le constituent sont toujours parallèles entre elles et s'ouvrent presque systématiquement à partir de celles du premier réseau auxquelles elles sont perpendiculaires ou légèrement obliques. Ces fractures sont colmatées par la cristallisation de serpentine polygonale, de chrysotile ou, plus rarement, de serpentine d'aspect amorphe et de serpentine polyédrale. La relation entre les deux réseaux identifiés n'est pas toujours claire, mais l'étude au microscope a montré que les veines du

premier réseau se rouvrent lors de la structuration du deuxième réseau. Ceci est en partie attesté par la cristallisation de chrysotile dans les veines de R1. Enfin, l'étude pétrographique a montré qu'à partir de la formation de ces deux réseaux de veines, l'ensemble de la circulation des fluides supergènes et la cristallisation de nouvelles phases sont contrôlées par ces réseaux préexistants qui agissent comme autant de drains. Ainsi, la carbonatation puis la silicification des péridotites de Pont de Barel s'initient dans ces veines aux dépens des serpentines qui les constituent.

Des différences notables concernant la chimie des différents polymorphes de serpentine des péridotites de Pont de Barel ont donc été mises en évidence. La Fig. III-25 récapitule les données. Concernant la lizardite constituant la texture maillée, il apparaît que le cœur des mailles est plus riche en Al_2O_3 que l'anneau périphérique (Fig. III-25 (b)). D'autre part, dans le réseau R1, la lizardite montre une composition similaire à celle de la matrice si l'on considère les veines faiblement ouvertes, mais elle est plus riche en SiO_2 , Al_2O_3 et FeO si l'on considère les veines plus ouvertes. Enfin, la lizardite en bastite apparaît plus alumineuse et moins siliceuse que les autres. Trois groupes de composition chimique peuvent être définis pour le chrysotile. Dans la matrice, ce polymorphe est plus riche en SiO_2 et moins riche en MgO que la lizardite (Fig. III-25 (b)). Concernant le chrysotile des veines du réseau R2, une partie se distingue très nettement avec des teneurs plus riches en FeO et par corolaire, moins riches en MgO. Une autre partie se distingue par des compositions en FeO identiques à la matrice, mais avec néanmoins des teneurs en SiO_2 légèrement supérieures.

Comparées entre elles les analyses réalisées sur les différents polymorphes de serpentine identifiés dans les péridotites de la Butte de la Roche présentent des différences notables (Fig. III-26). La principale concerne les teneurs en aluminium qui apparaissent plus élevées dans la lizardite en bastite par rapport à celle qui constitue les mailles en pseudomorphose des olivines (Fig. III-26 (b)). Par ailleurs, le chrysotile apparaît plus riche en Al_2O_3 et SiO_2 que toutes les autres serpentines analysées (Fig. III-26 (a) et (b)).

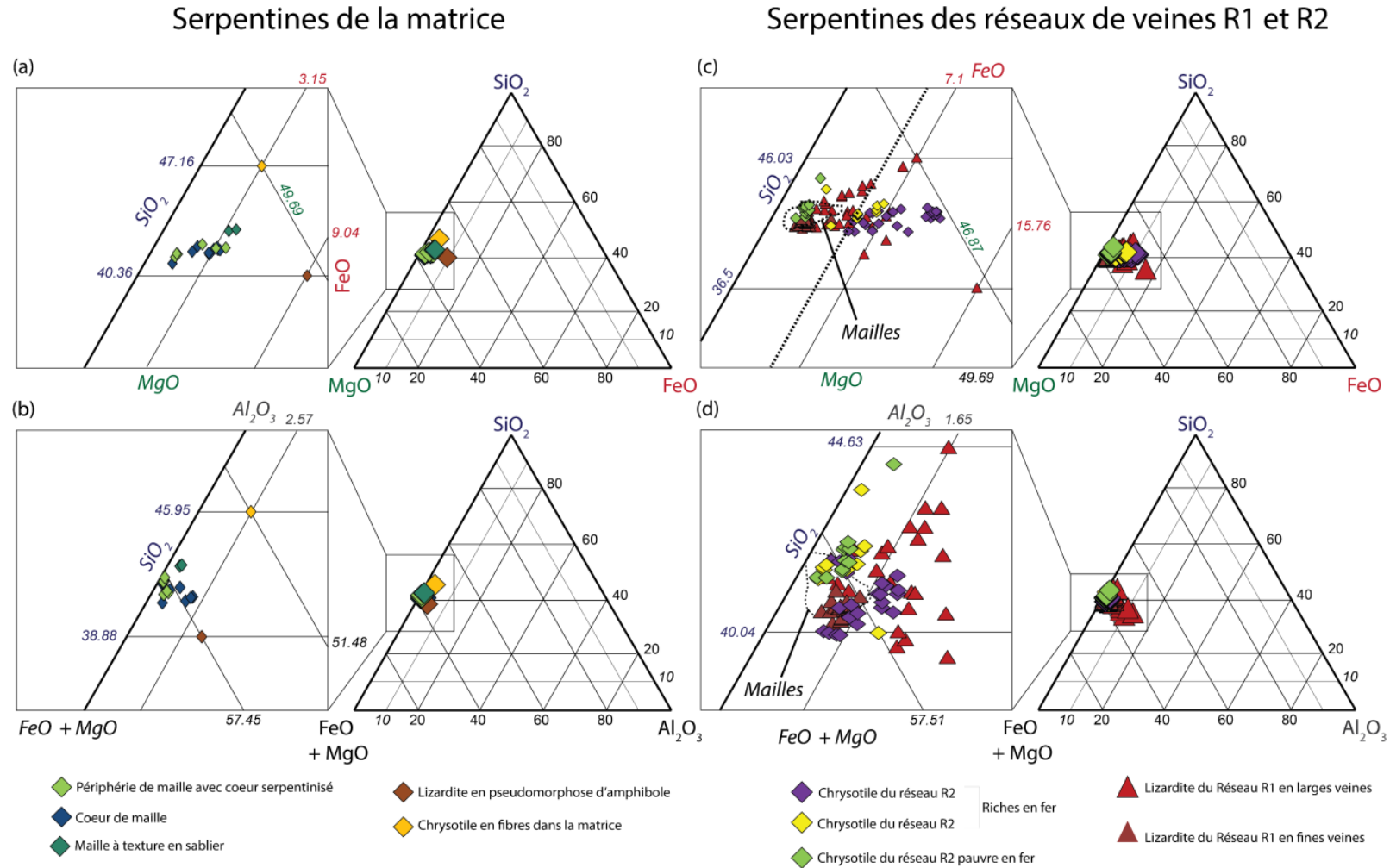


Fig. III-25 : diagrammes ternaires pour les serpentines analysées dans les péridotites de Pont de Barel. (a) et (c) diagramme SiO₂-MgO-FeO (SMF) pour les serpentines respectivement analysées dans la matrice et dans les réseaux de veines. (b) et (d) diagramme SiO₂-(MgO+FeO)-Al₂O₃ pour les serpentines respectivement analysées dans la matrice et dans les réseaux de veines.

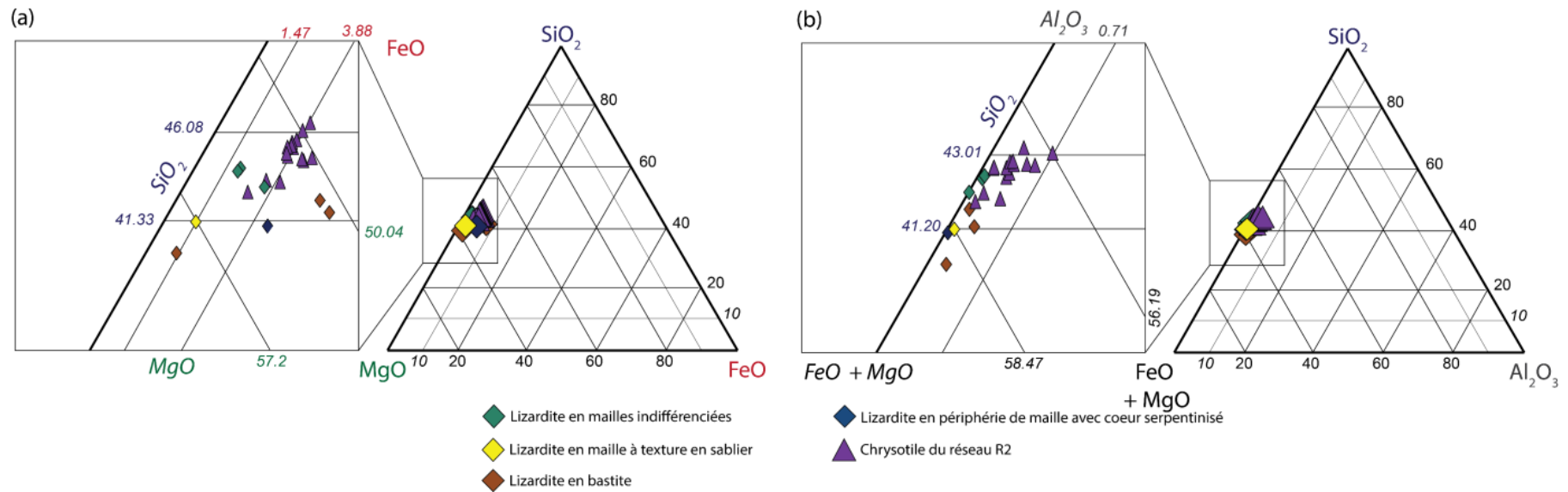


Fig. III-26 : diagrammes ternaires pour les serpentines analysées dans les péridotites de la Butte de la Roche. (a) Diagramme SiO₂-MgO-FeO (SMF). (b) Diagramme SiO₂-(MgO+FeO)-Al₂O₃.

IV Les serpentinites de l'Orgerais

IV.1 Échantillonnage et description macroscopique

Les serpentinites de l'Orgerais affleurent dans trois secteurs principaux où elles forment des lentilles d'extension kilométrique (Fig. IV-1). Les plus grandes jalonnent la limite sud du Bassin d'Ancenis, mais d'autres, plus petites, peuvent aussi se trouver emballées dans les micaschistes de la Formation du Hâvre. Les principaux affleurements identifiés se situent dans d'anciennes carrières artisanales ou dans les fossés des routes. Les serpentinites apparaissent majoritairement sous forme de pierres volantes décimétriques à pluridécimétriques, dont la forme est caractéristique du débit à l'affleurement. Dans les anciennes carrières, les affleurements sont rarement accessibles, notamment car celles-ci sont généralement noyées. De ce fait, la possibilité de réaliser de bonnes mesures structurales est très limitée. Quelques mesures ont cependant été réalisées, notamment dans la carrière de l'Orgerais où les serpentinites présentent une foliation orientée au N92 85S qui est cohérente avec l'orientation des plans de foliation des micaschistes de la Formation du Hâvre (Lagarde 1978).

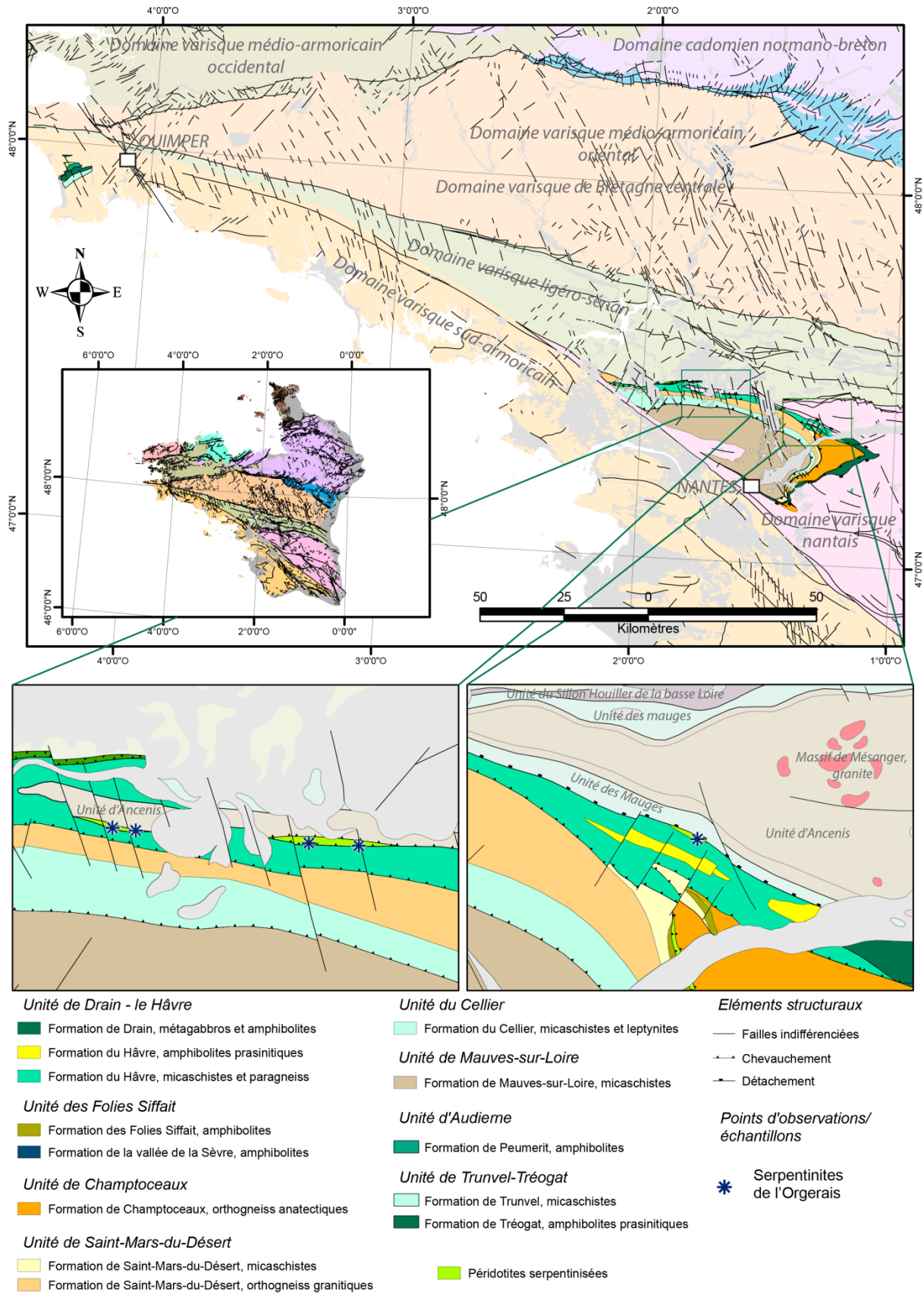


Fig. IV-1 : cartes géologiques localisant les serpentinites de l'Orgerais dans le Massif armoricain méridional. Le cartouche de gauche montre les lentilles de l'Orgerais et du Château de Dréneuf. Le cartouche de droite montre la lentille de Couffé. Les étoiles représentent la localisation des points d'observation (avec ou sans prélèvement d'échantillon). Les autres serpentinites identifiables sur le cartouche de droite représentent celles des Folies Siffait.

IV.1.1 Les blocs de serpentinites

Sur le terrain, quatre types de serpentinites ont été distingués : des serpentinites massives, des serpentinites cataclasées, des serpentinites foliées et des serpentinites mylonitiques. Aucune zone où un type serait dominant par rapport à l'autre n'a été distinguée et les observations montrent que le passage de l'un à l'autre se fait de manière progressive.

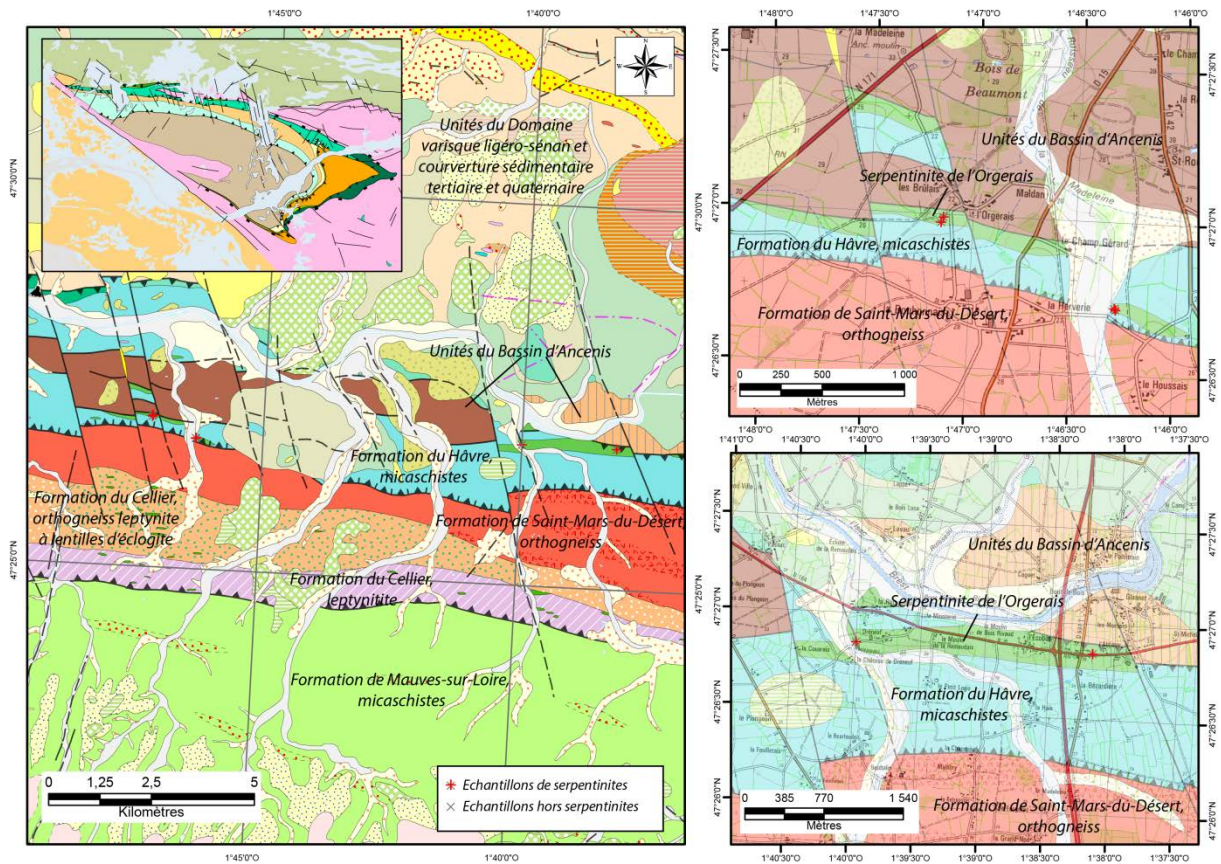


Fig. IV-2 : cartes géologiques localisant les principales lentilles de serpentinites de l'Orgerais et la localisation des échantillons prélevés. La lentille de Couffé n'a pas été représentée sur cette figure pour de raison d'échelle cartographique.

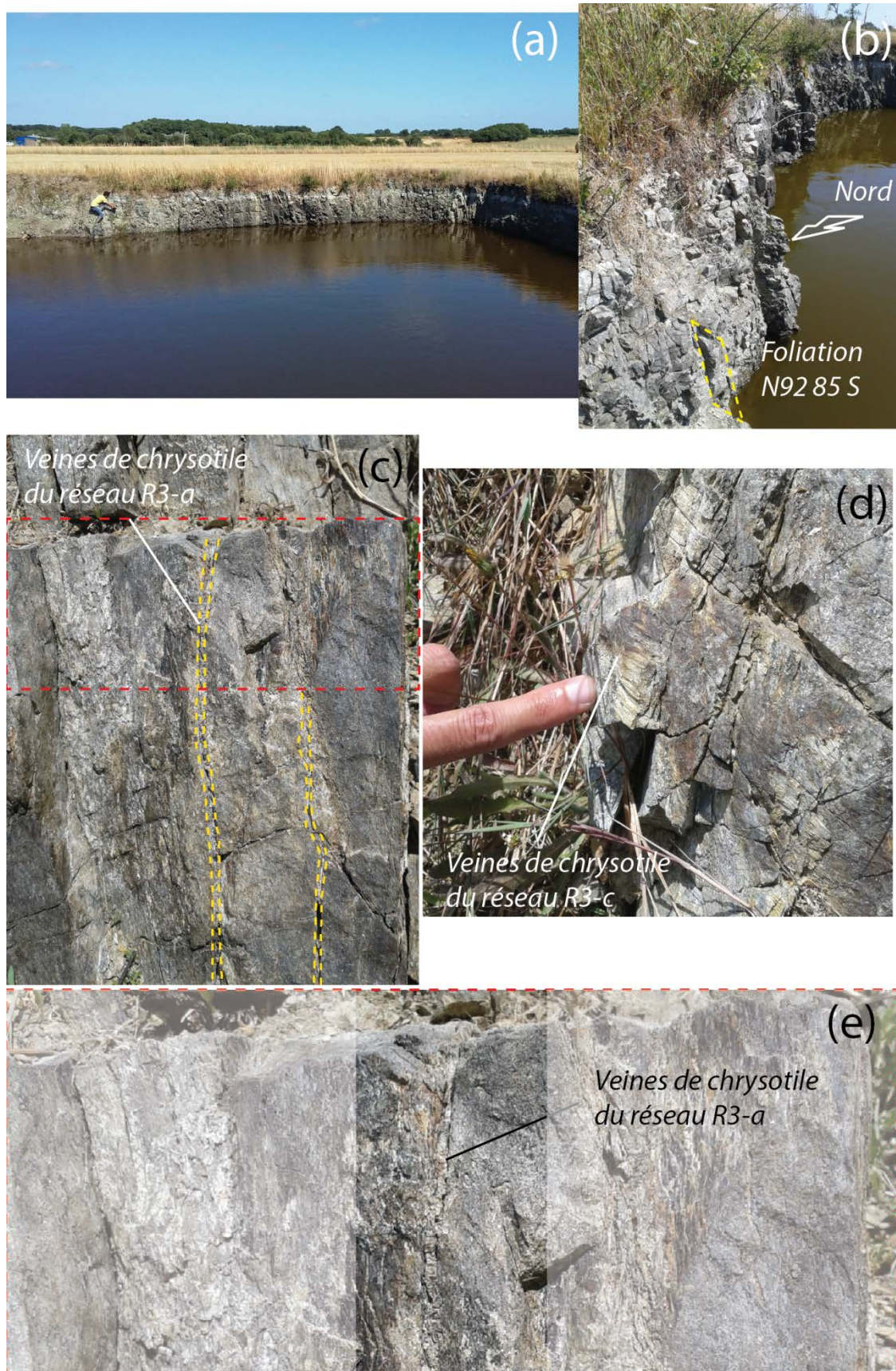


Fig. IV-3 : photographie des affleurements de péridotites dans la carrière de l'Orgerais. (a) vue d'ensemble sur le front de taille principal peu accessible. (b) vue rapprochée sur des serpentinites montrant une foliation orientée N92 85S. (c) et (e) vue rapprochée des veines de chrysotile du réseau R3-a en plans synfoliaux. (d) photographie d'une veine de chrysotile du réseau R3-c dans un faciès plus cataclasé.

Toutes les serpentinites échantillonnées dans ces différents secteurs présentent à la cassure une couleur grise et un grain très fin. Contrairement aux serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche, la texture maillée - ou en peau de serpent - typique des serpentinites est difficilement identifiable. Les serpentinites massives (Fig. IV-4 (a)) ne montrent pas de critère macroscopique de déformation ductile. Seuls les spinelles en minéraux inframillimétriques à millimétriques peuvent être identifiés à l'œil nu. Les serpentinites cataclasées (Fig. IV-4 (b)) se différencient du type précédent par un taux de fracturation plus important. Les serpentinites foliées (Fig. IV-4 (c)) présentent une foliation plus ou moins discrète soulignée par un litage diffus et discontinu. Ce litage est caractérisé par des niveaux sombres riches en magnétite, au cœur desquels se trouvent des spinelles orientés dans le plan de foliation, et par des niveaux clairs constitués de serpentine. Enfin, les serpentinites mylonitiques constituent le type le plus déformé identifié sur le terrain. Il se caractérise principalement par des niveaux mylonitiques, voire ultramylonitiques, alternant avec des niveaux protomylonitiques. Précisons que ces termes (protomylonitique, mylonitique et ultramylonitique) sont ici utilisés en dehors de leur champ de définition puisque compte tenu de la lithologie étudiée, il est difficile d'établir la proportion de matrices par rapport à celle des porphyroclastes comme définie par Passchier et Trouw (2005). Nous utilisons ces termes pour différencier des niveaux très déformés de niveaux moins déformés. Notons aussi que ce type de serpentinites est particulièrement développé dans la petite carrière de l'Orgerais.

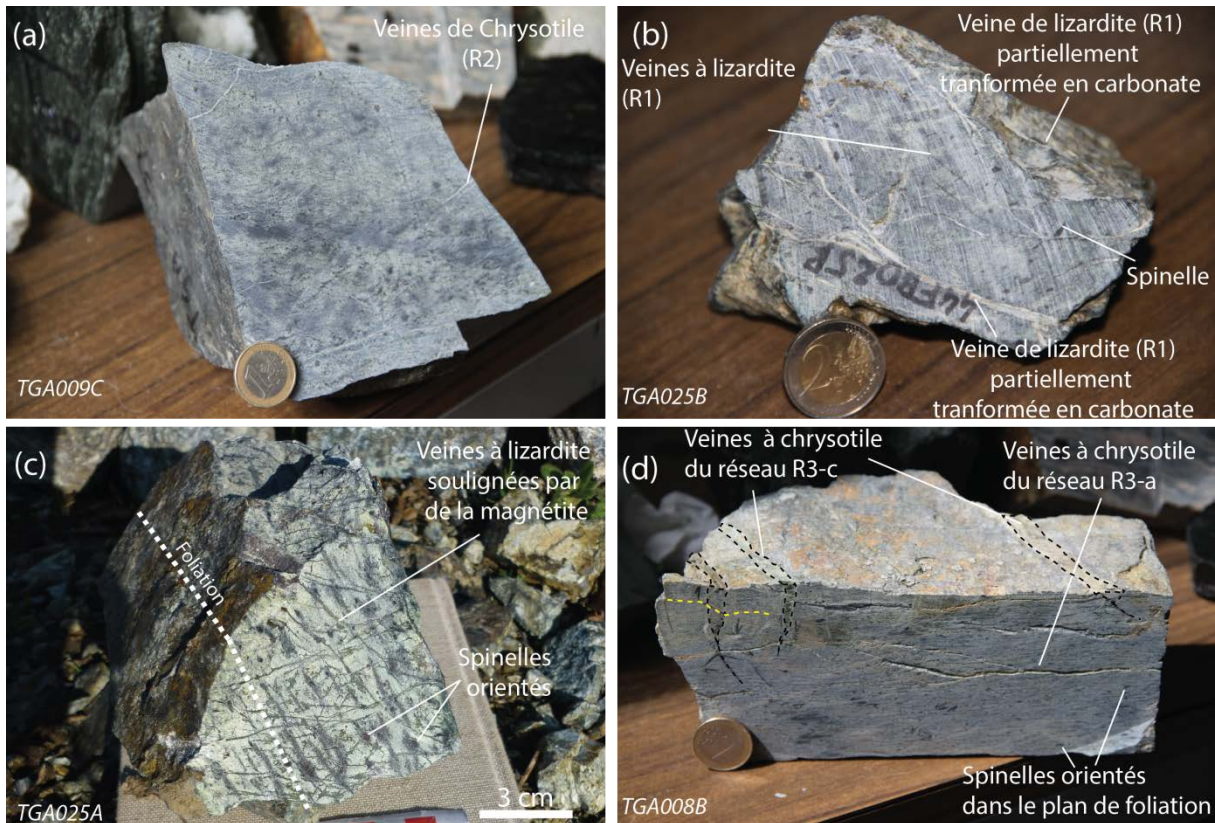


Fig. IV-4 : photographies des principaux types de serpentinites de l'Orgerais. (a) serpentinite massive à spinelles non orientés. (b) serpentinites cataclasées à spinelles orientés. (c) serpentinite foliée à litage diffus. Ces trois premiers types sont recoupés par deux réseaux de veines similaires à ceux décrits dans les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche. (d) serpentinite mylonitique, ce type de serpentinites est coupé par plusieurs veines.

IV.1.2 Les réseaux de veines

Les serpentinites massives, cataclasées et foliées sont coupées par deux réseaux de veines qui sont très similaires à ceux décrits dans les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche. Par analogie avec ces précédents secteurs, ces réseaux ont aussi été notés R1 et R2. Le réseau R1 est composé de veines de lizardite, souvent remplacée par des carbonates au cours de l'altération superficielle. Comme pour les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche, ce réseau R1 contrôle très largement le débit de la roche. Le réseau R2 est constitué de veines de chrysotile qui cristallise en fibres perpendiculaires aux épontes (cross-vein). Sa structure rappelle très fortement l'organisation centripète déjà observée dans les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche, mais cette structure apparaît ici plus discrète. Dans les serpentinites massives, les veines de chrysotiles se situent principalement à la périphérie des blocs et s'ouvrent de manière perpendiculaire par rapport aux veines du réseau R1. Dans les serpentinites foliées, ce type de veine à chrysotile a

aussi été identifié au cœur des blocs où il est toujours associé aux veinules à lizardite et magnétite à partir desquelles il s'ouvre aussi de manière perpendiculaire (Fig. IV-5).

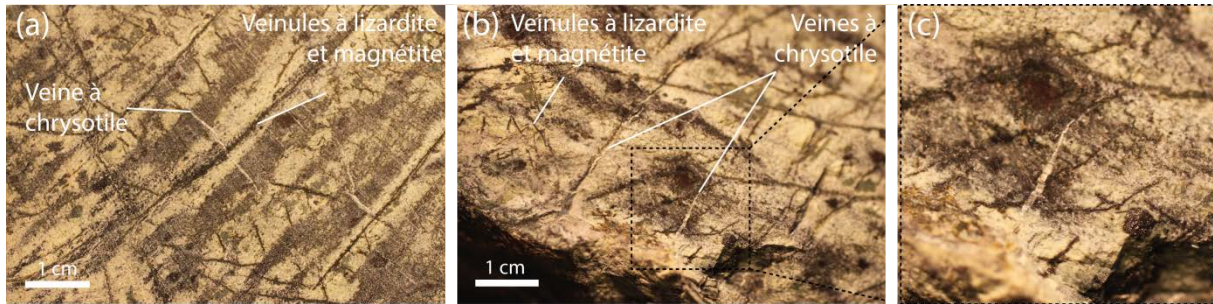


Fig. IV-5 : macrophotographie serpentinites foliées coupées par des veinules à lizardite et magnétite (R1) et par les veines à chrysotile (R2). (a), (b) et (c) veines de chrysotile perpendiculaires aux veinules à lizardite et magnétite.

Dans les serpentinites mylonitiques, nous avons identifié deux réseaux de veines. Le premier réseau correspond au réseau R1 précédemment décrit. Il est composé de veines à lizardite soulignées par la cristallisation de magnétite. Ce réseau n'est visible que dans les niveaux protomylonitiques où il apparaît plus ou moins transposé dans les plans de foliation (Fig. IV-6 (b)). Le deuxième réseau (R3) est constitué de plusieurs sous-réseaux (R3-a, R3-b et R3-c) (Fig. IV-6 (b)), tous colmatés par du chrysotile ayant cristallisé en fibres perpendiculaires aux épontes. De plus, elles correspondent toutes à des veines extensives.

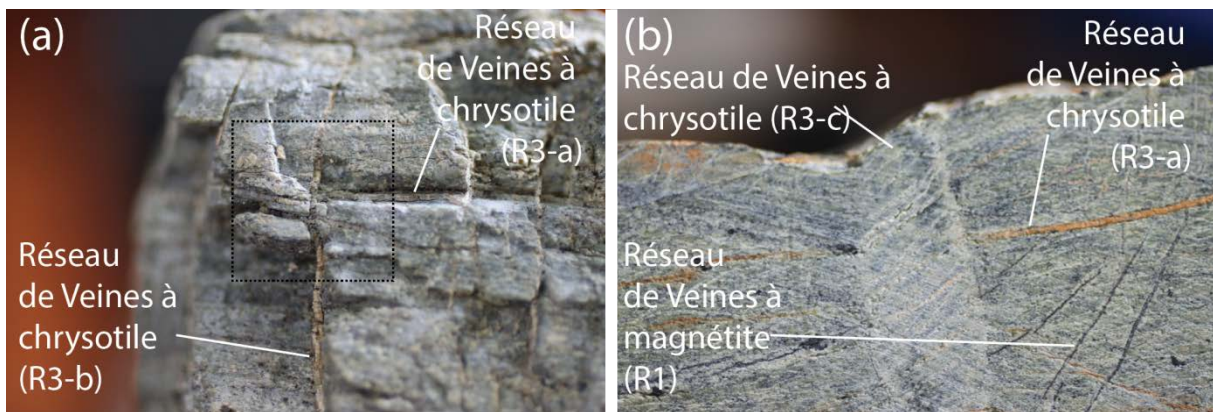


Fig. IV-6 : macrophotographie montrant les relations entre les différents réseaux de veines à chrysotile recoupant les péridotites serpentinitisées associées à la Formation du Hâvre. La photographie (a) montre le réseau R3-a recoupé par le réseau R3-b. La photographie (b) montre le réseau R3-a cisailé par le réseau R3-c.

Le réseau R3-a est constitué de veines millimétriques ouvertes en plans parallèles au plan de foliation et représente le réseau le plus développé (Fig. IV-7 (b)). Le réseau R3-b est très similaire au précédent, mais beaucoup moins développé (Fig. IV-7 (c)). Il est constitué de veines millimétriques ouvertes en plan perpendiculaire au plan de foliation et aux veines du réseau R3-a (Fig. IV-7 (c)). Le réseau R3-c est constitué de veines ouvertes en plans

perpendiculaires aux plans des réseaux R3-a et R3-b de foliation. Les veines qui le constituent s'observent donc très facilement sur les plans de foliation où elles sont parallèles entre elles et où elles présentent une largeur de quelques millimètres à 1 centimètre environ (Fig. IV-7 (d)) ; elles sont donc les veines les plus larges identifiées dans les serpentinites de l'Orgerais. Observées selon un plan perpendiculaire à leur plan et au plan de foliation (Fig. IV-7 (d)), ce type de veine apparaît peu pénétrative dans la roche, seulement quelques millimètres à quelques centimètres. De plus elles sont restreintes aux niveaux protomylonitiques. Cependant, elles sont relayées dans les niveaux mylonitiques à ultramytonitiques par des plans C' (Fig. IV-8). L'ouverture de ces trois familles de veines à chrysotile de type cross-vein, toutes subperpendiculaires l'une à l'autre, implique une ouverture dans les trois directions de l'espace.

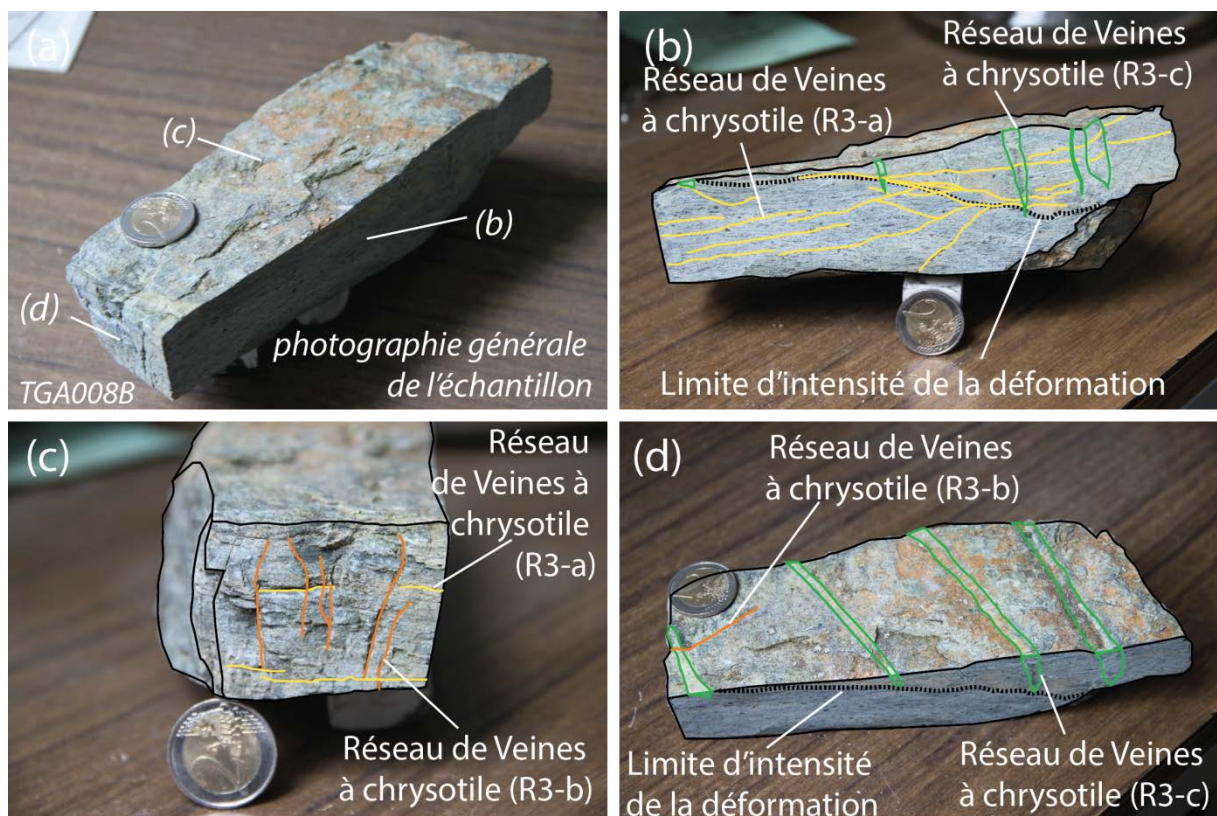


Fig. IV-7 : photographies illustrant les différents réseaux de chrysotile (R3-a, R3-b et R3-c) identifiés dans les péridotites de l'Orgerais. (a) photographie générale de l'échantillon (TGA008B). (b) plan perpendiculaire à la foliation montrant le réseau de veines de chrysotile R3-a. La limite en pointillé noir correspond à une limite d'intensité de la déformation ductile, plus intense dans la partie sud-ouest de l'échantillon et moins intense dans la partie nord-est. Les veines du réseau R3-c apparaissent en lignes continues vertes. Elles se concentrent dans les zones où la déformation est moins intense et ne semble pas affecter les zones intensément déformées. Les veines du réseau R3-a apparaissent en lignes continues jaunes, elles apparaissent majoritairement parallèles aux plans de foliation, mais quelques veines ont été identifiées en plans sécants au plan de foliation. (c) plan parallèle à la foliation montrant le réseau R3-c constitué de veines parallèles entre elles (lignes continues vertes). (d) plan perpendiculaire aux deux premiers plans (a) et (b) montrant les relations entre les réseaux de veines de chrysotile R3-a et R3-b. Les veines du réseau R3-a sont en lignes continues jaunes et celles du réseau R3-c sont en lignes continues orange.

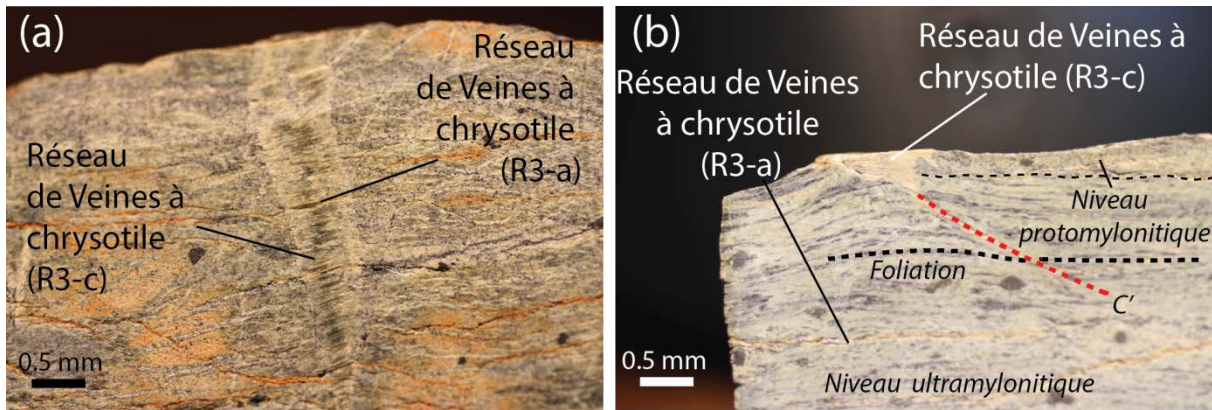


Fig. IV-8 : macrophotographie montrant les relations entre les différents réseaux de veines à chrysotile recoupant les péridotites associées à la Formation du Hâvre. La photographie (a) montre le réseau R3-c recoupé par le réseau R3-a. La photographie (b) montre la connexion entre les réseaux R3-a et R3-c. Le réseau R3-c apparaît peu pénétratif et se prolonge dans les parties ultramylonitiques de la roche par le réseau R3-a qui apparaît sous forme de plan C'.

IV.2 Pétrologie minérale

IV.2.1 Les serpentinites massives

Ce type de serpentinites présente une remarquable texture maillée très régulière à lizardite (cf. annexe IV.2.1) (50 à 60 %) caractéristique des pseudomorphoses d'olivine, soulignée par des liserés de magnétite (10 %) (Fig. IV-9), ce qui suggère une serpentinisation statique (Wicks et Whittaker 1977). Les mailles sont souvent composées d'un cœur de lizardite à texture en sablier entouré d'un anneau périphérique de lizardite. Cependant, de l'antigorite (cf. annexe IV.2.2) (15 à 20 %) est souvent présente à la périphérie des mailles et cristallise en fines lamelles radiaires. Les bastites ont rarement été identifiées dans ces serpentinites, elles représentent tout au plus 1 à 2 % ce qui pourrait suggérer que les serpentinites sont d'anciennes dunites. Enfin, comme suggérés par les observations effectuées sur le terrain, aucun litage et aucune orientation préférentielle ne sont décelables au microscope.

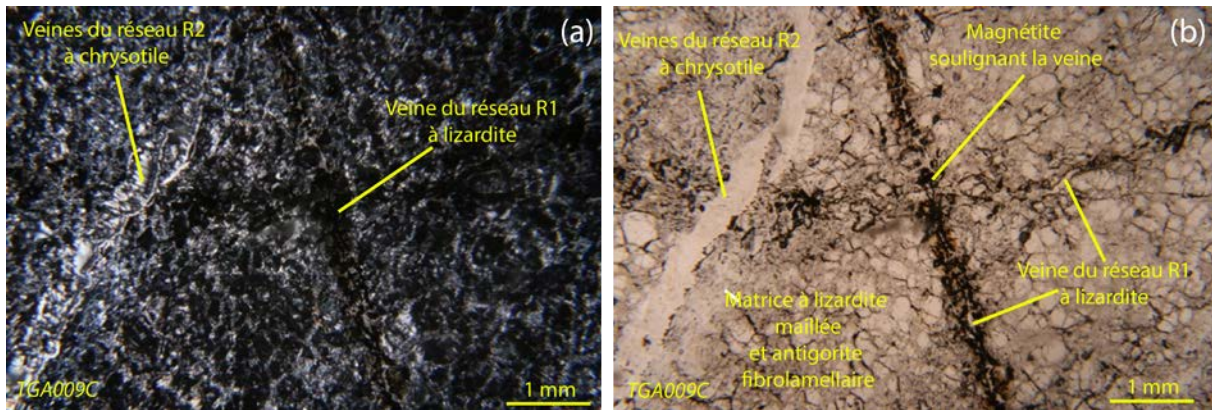


Fig. IV-9 : microphotographies (a) en LPA et (b) en LPNA, des veines du réseau R1 soulignées par des halos de magnétite et coupées par les veines du réseau R2.

IV.2.2 Les serpentinites cataclasées et foliées

Les serpentinites cataclasées présentent une texture maillée caractéristique (Fig. IV-10) des pseudomorphoses d'olivine et de rares bastites. L'antigorite est beaucoup plus abondante (55 à 65 %) que dans les serpentinites massives et se développe de la même manière, c'est-à-dire en lamelles radiaires et aux dépens de la lizardite (Fig. IV-10 (a)) qui ne représente alors que 20 à 35 % de la roche. Les spinelles (1 à 2 %) forment des porphyroclastes xénomorphes (Fig. IV-11). Ils sont très fracturés et montrent des bordures déstabilisées en chromite ferrique, mais leur cœur reste sain et présente une couleur brun rouge en lumière naturelle. Les serpentinites foliées sont assez similaires en termes de composition modale aux serpentinites cataclasées, elles s'en distinguent par l'alternance de lits clairs et de lits sombres soulignant la foliation. Les lits clairs présentent une texture maillée soulignée par des liserés de magnétite (Fig. IV-13 (a) (b)). Les mailles sont constituées de lizardite, parfois à texture en sablier, présentant l'aspect classique des pseudomorphoses d'olivine en contexte statique. Plus localement de l'antigorite fibrolamellaire est identifiable (Fig. IV-13 (e)). Elle se développe de façon radiaire aux dépens de la lizardite ce qui pourrait suggérer qu'elle se développe au cours d'un métamorphisme prograde en température. Les lits sombres sont caractérisés par une proportion plus importante de magnétite (Fig. IV-13 (a) (b)). Ils contiennent aussi d'anciens porphyroclastes de spinelles complètement transformés en chromite ferrique. De plus, dans ces lits sombres, les mailles de serpentine apparaissent étirées et la lizardite est complètement transformée en antigorite fibrolamellaire.

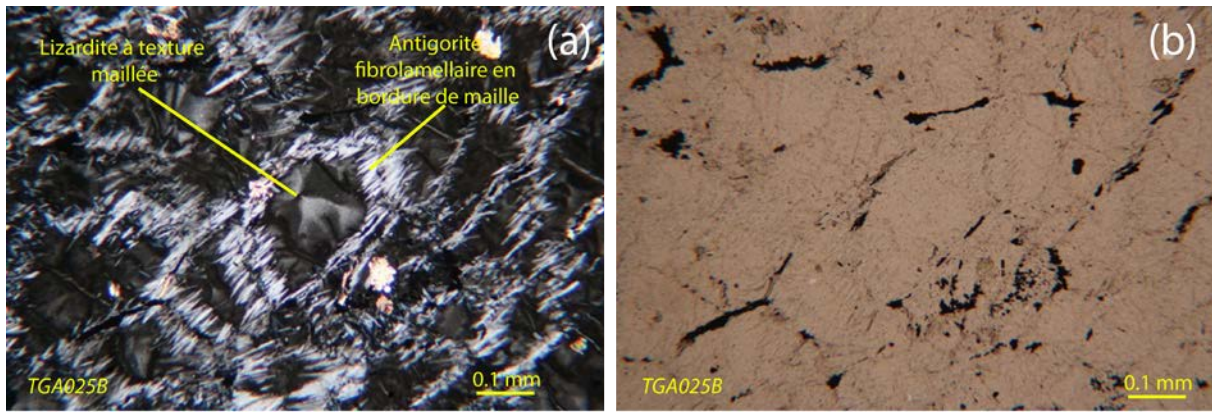


Fig. IV-10 : microphotographies en LPA (a) et LPNA (b) des mailles de lizardite à texture en sablier, remplacées par la cristallisation centripète d'antigorite fibrolamellaire. Échantillon TGA025B.

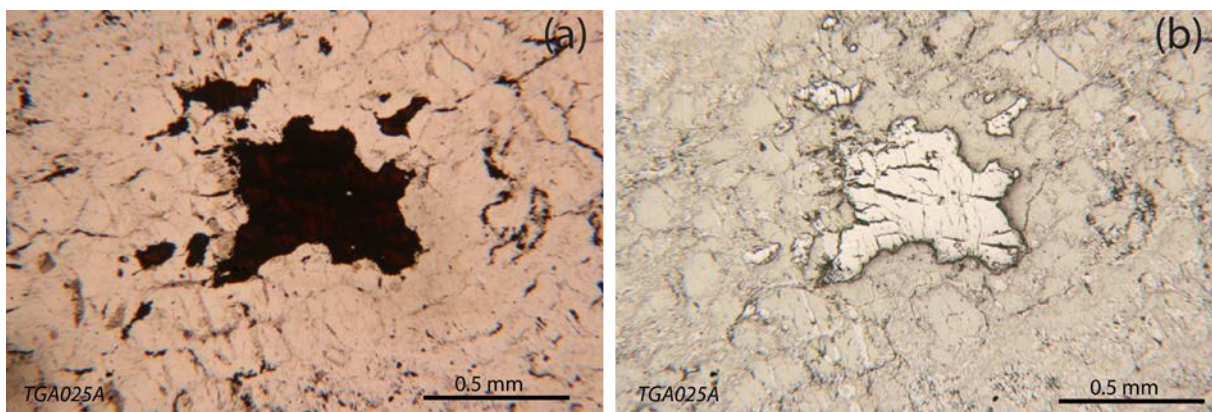


Fig. IV-11 : microphotographie des spinelles identifiés dans les péridotites serpentinisées associées à la Formation du Hâvre. (a) en LPNA et (b) en lumière réfléchie. Ils montrent une texture xénomorphe.

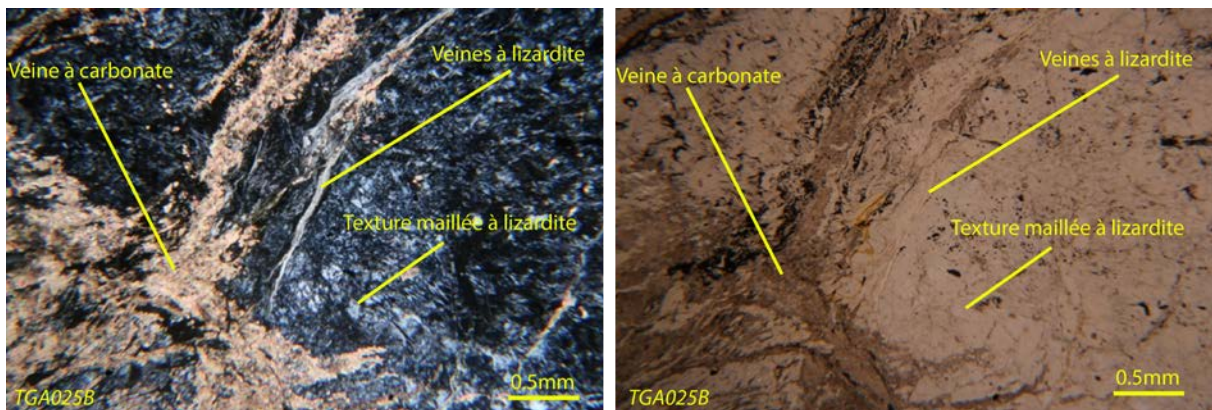


Fig. IV-12 : microphotographie des veines de carbonates reprenant le réseau des veines à lizardite dans les péridotites serpentinisées associées à la Formation de Pont de Barel. (a) en LPA et (b) en LPA.

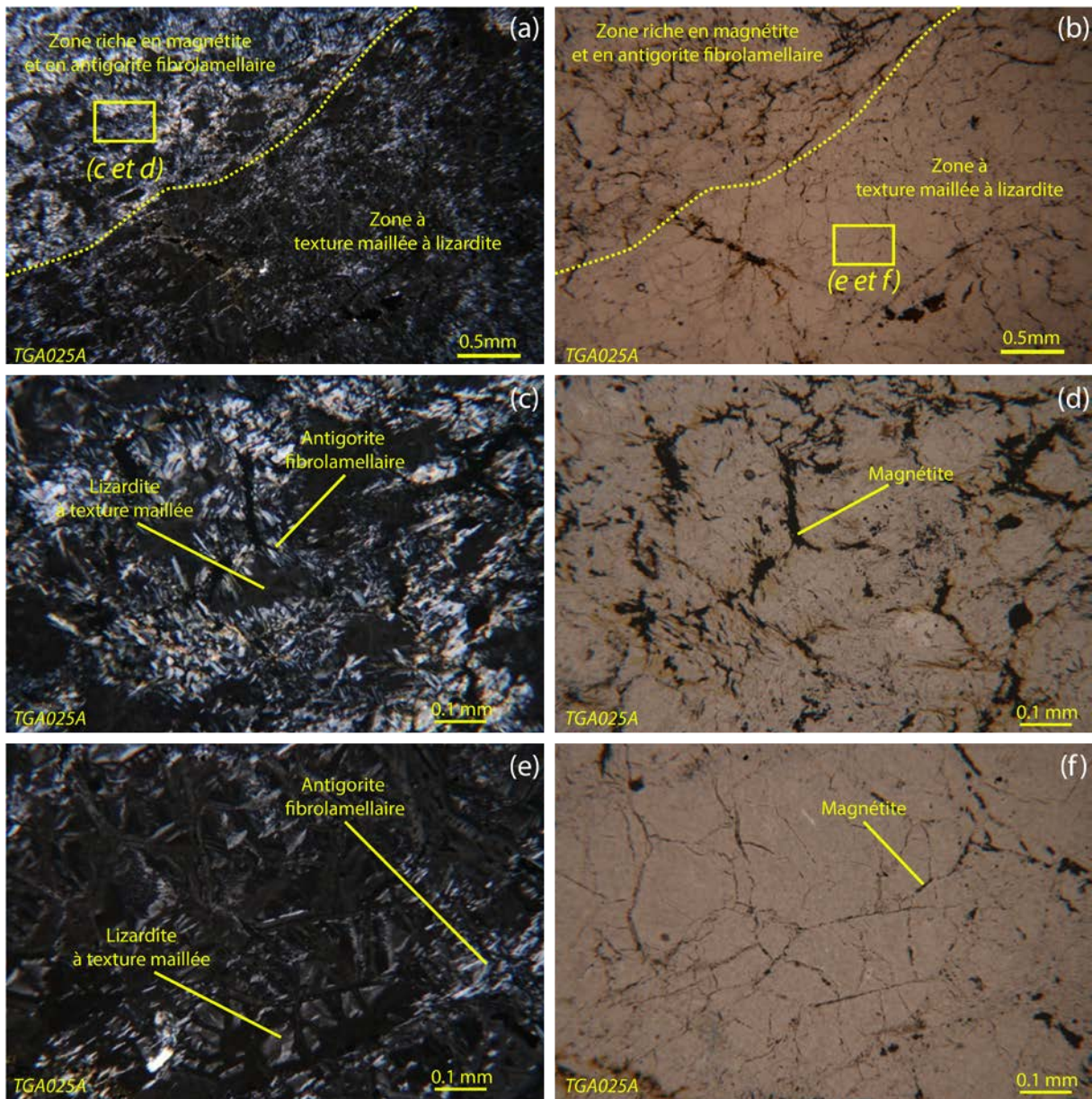


Fig. IV-13 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, des différents niveaux sombres et clairs identifiés à l'échelle de l'échantillon. (a) et (b) montrent la limite (ligne en pointillés) entre deux de ces niveaux. Les niveaux sombres sont riches en antigorites fibrolamellaires et en magnétite alors que les niveaux clairs sont constitués de lizardite à texture maillée et sont plus pauvres en magnétite. Les photographies (c), (d), (e) et (f) sont des zooms sur ces différents niveaux.

IV.2.3 Les serpentinites mylonitiques

Dans les serpentinites mylonitiques, deux types de textures microscopiques ont été distinguées : une texture protomylonitique et une texture mylonitique. Elles s'observent au sein d'un même échantillon et le passage de l'une à l'autre apparaît progressif.

Les niveaux protomylonitiques montrent une texture maillée caractéristique des pseudomorphoses d'olivine (Fig. IV-14). La composition modale de ces niveaux est très similaire à celle des serpentinites foliées. Les mailles sont constituées d'un cœur de lizardite montrant parfois une texture en sablier. De plus, elles sont orientées et soulignées par de fins liserés de magnétite. L'antigorite est faiblement développée dans ces niveaux, mais elle apparaît néanmoins en fines lamelles radiaires cristallisant aux dépens des mailles de lizardite. Les niveaux ultramytonitiques se caractérisent par la disparition progressive de la texture maillée et la lizardite est largement transformée en antigorite (jusqu'à 80 %).

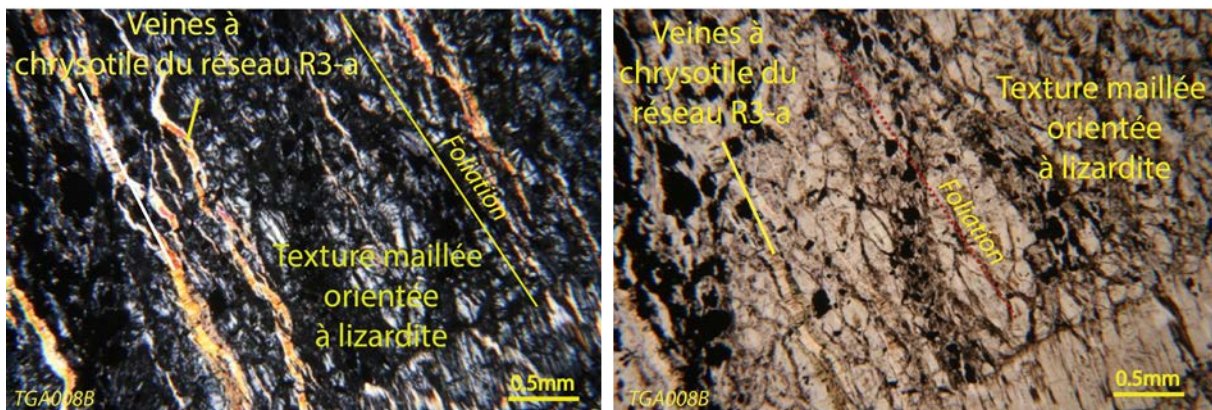


Fig. IV-14 : microphotographies (a) en LPA et (b) en LPNA, montrant la texture maillée orientée des péridotites serpentinitisées de l'Orgerais. Les mailles sont principalement constituées de lizardite et dans une moindre mesure d'antigorite fibrolamellaire. Échantillon TGA008B.

IV.2.4 Les réseaux de veines

Dans les serpentinites massives, cataclasées et foliées, les veines du réseau R1 (5 à 10 %) sont particulièrement bien identifiables. Ces veines R1 sont composées de lizardite et apparaissent principalement au niveau des fractures majeures de la roche où elles présentent une structure rubanée (Fig. IV-15). Au cœur des blocs, elles sont souvent soulignées par un halo riche en magnétite (Fig. IV-16). Les veines du réseau R2 (1 à 3%) sont parallèles entre elles et colmatées par du chrysotile qui cristallise en fibres perpendiculaires aux épontes (cross-vein). Les observations au microscope optique n'ont pas révélé de structure rubanée de type « crack seal » pour ces veines. Ceci suggère qu'elles se sont ouvertes et colmatées en une seule fois. Par ailleurs, ce deuxième réseau coupe généralement les veines du réseau (R1), mais, parfois, du chrysotile a été identifié dans les veines de ce dernier (Fig. IV-17). Ceci suggère une connexion entre les deux réseaux. Ainsi, ils peuvent donc correspondre, comme

les réseaux identifiés dans les péridotites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche, à deux réseaux développés l'un après l'autre dans le cadre d'un même processus de serpentinisation.

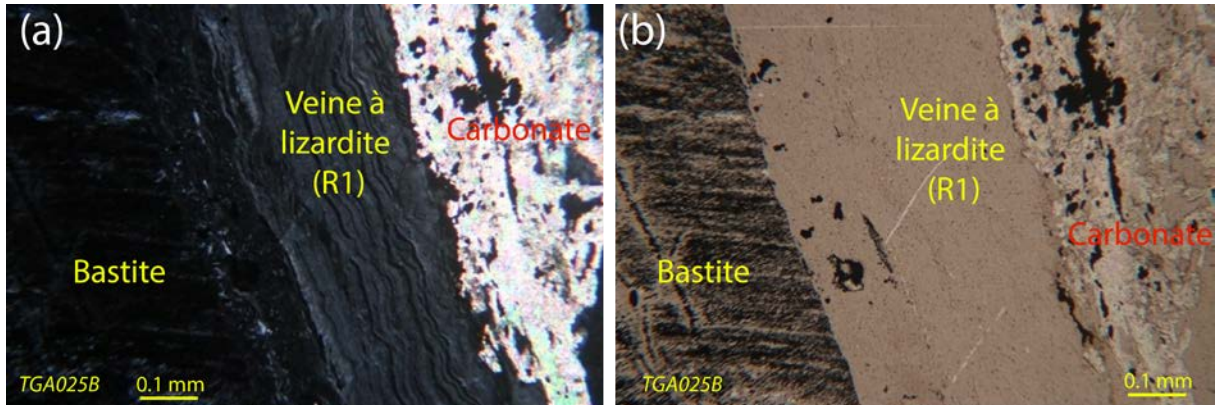


Fig. IV-15 : microphotographies (a) en LPA et (b) en LPNA, des veines du réseau R1 montrant une texture rubanée. La veine correspond au placage visible sur les faces des blocs.



Fig. IV-16 : microphotographies (a) en LPA et (b) en LPNA, des veines du réseau R1 soulignées par des halos de magnétite.

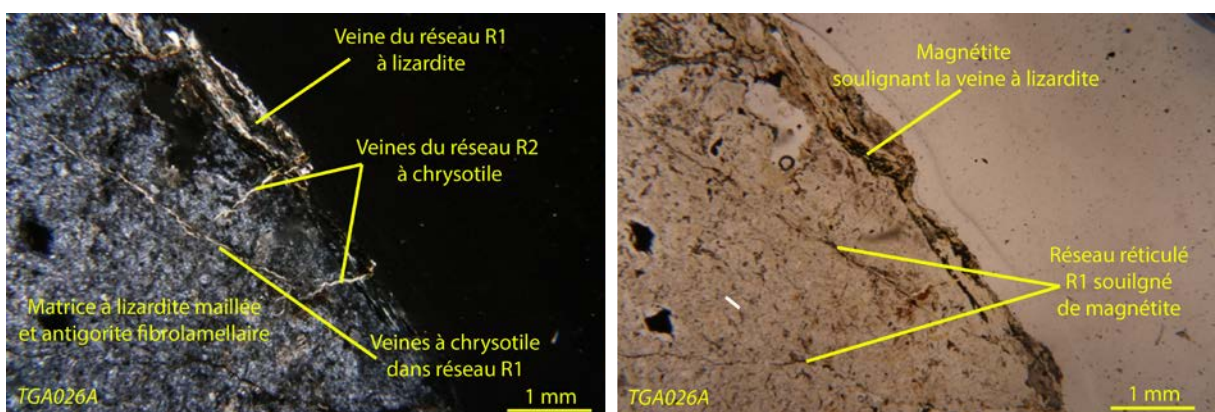


Fig. IV-17 : microphotographies (a) en LPA et (b) en LPNA, des veines du réseau R2 des péridotites serpentinisées des faciès réticulé de l'Orgerais, coupant les veines à lizardite du réseau R1.

Dans les serpentinites mylonitiques, ces deux premiers réseaux ne sont quasiment plus identifiables, particulièrement le réseau R2 qui même ou développé dans une foliation naissante n'a jamais été identifié. Comme suggéré par les observations macroscopiques, le réseau R1 est transposé dans la foliation. Par contre, le réseau R3 et les sous-réseaux R3-a, R3-b et R3-c qui le constituent sont particulièrement bien identifiables au microscope. Ils sont tous colmatés par du chrysotile (cf. annexe IV.2.3) en fibres perpendiculaires aux épontes, ce qui confirme les observations macroscopiques. Le réseau R3-a (5 à 10%) est composé de veines très fines, d'environ 0.1-0.2 mm ouvertes en plan parallèle au plan de foliation (Fig. IV-18). Le réseau R3-b (<5%) est similaire au précédent. Néanmoins, les veines s'ouvrent en plan perpendiculaire au plan de foliation. Sur la Fig. IV-18, ce plan correspondrait au plan des photographies. Le réseau R3-c n'a été identifié que dans les niveaux protomylonitiques où il représente 10 à 15 %. Ce sous-réseau s'ouvre en plan perpendiculaire aux plans de deux premiers sous-réseaux et s'en distingue :

- (i) par des veines beaucoup plus larges, jusqu'à 1 cm ;
- (ii) par des inclusions de serpentine de la matrice ;
- (iii) par des fibres très longues ;
- (iv) par des épontes « floues ».

Tout ceci suggère que les veines de ce sous-réseau s'ouvrent de manière plus lente que celles des autres sous-réseaux et probablement légèrement après.

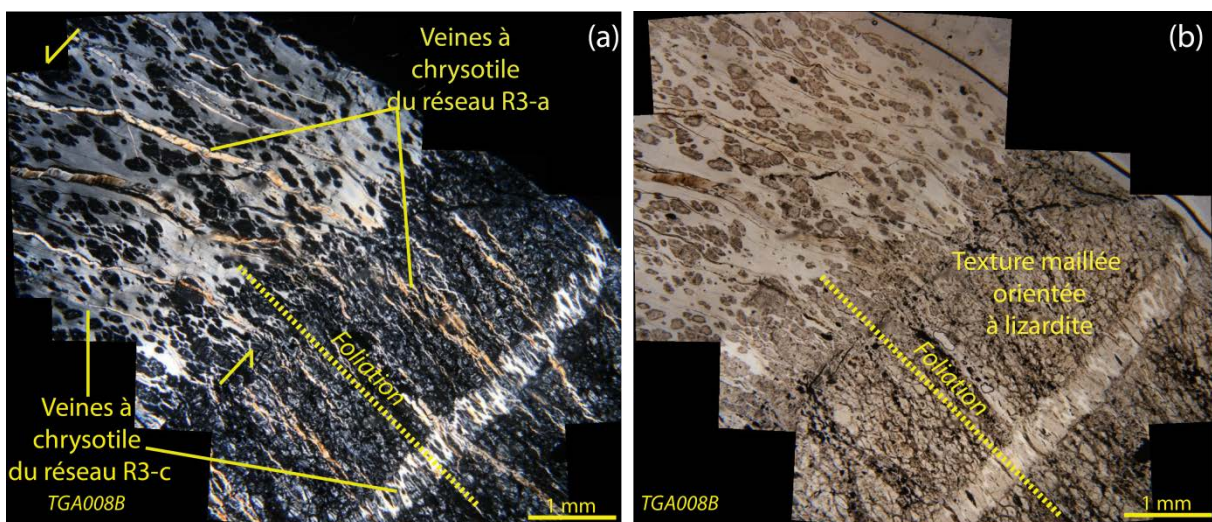


Fig. IV-18 : microphotographie (a) en LPA et (b) en LPNA, des réseaux R3-a et R3-c à chrysotile coupant les péridotites de l'Orgerais. Le réseau R2 est constitué de veines en échelons plus ou moins anastomosées et parallèles au plan de foliation. Le réseau R3 est constitué de veines extensives perpendiculaires au plan de foliation et cisailant légèrement les veines du réseau R2.

IV.2.5 Chimies des phases minérales

La chimie des phases minérales identifiées par microscopie optique a été déterminée à la microsonde électronique. Les conditions analytiques sont définies dans l'annexe : Protocoles analytiques et méthodes. Les analyses chimiques ont été réalisées en fonction des différents habitus des minéraux et des structures dans lesquelles ils se trouvent.

a Le spinelle

Les spinelles des serpentinites de l'Orgerais ont une composition homogène avec néanmoins quelques variations notables (cf. annexe V Tab. V-11). Al_2O_3 varie entre 16,93 et 30,63 % et Cr_2O_3 entre 36,57 et 50,72 %. Fe_2O_3 ² varie entre 1,01 et 8,49 % et FeO, plus constant, varie entre 17,98 et 21,65 %. MgO est relativement constant et varie entre 8,61 et 11,93 %. TiO_2 et MnO varient peu ; ils ont des teneurs qui sont respectivement inférieures à 0,18 et 0,43 %. Reportées dans un diagramme ternaire (Fe^{3+} Al^{3+} Cr^{3+}) (Fig. IV-19), les valeurs se situent principalement dans le champ des chromites alumineuses (Al-chromite) et débordent légèrement dans le champ des picolites.

Les rapports Mg# ($\text{Mg\#} = \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ (apuf)) et Cr# ($\text{Cr\#} = \text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$) sont respectivement compris entre 38 et 54 et 45 et 67. Ceci montre le caractère fortement résiduel de la péridotite initiale. Reportées dans un digramme Mg/Mg+Fe en fonction de Cr/Cr+Al (Fig. IV-20) les données se situent dans le champ des péridotites d'avant-arc et sont compatibles avec un taux de fusion très élevé ($\approx 25\%$).

² Les teneurs en Fe_2O_3 ont été estimées dans le respect de la balance des charges.

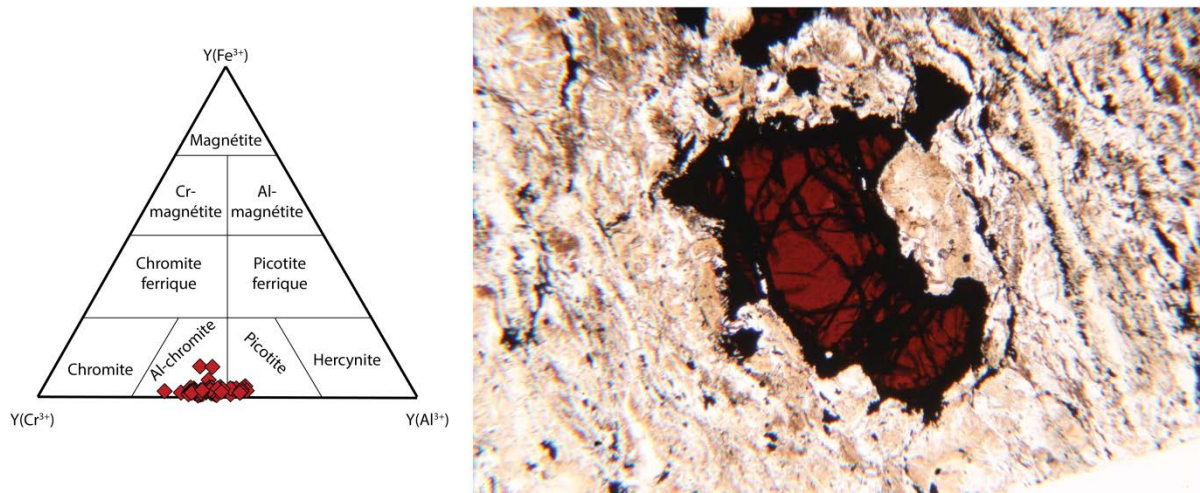


Fig. IV-19 : diagramme ternaire (Cr^{3+} - Al^{3+} - Fe^{3+}) de classification des spinelles. $Y(\text{Cr}^{3+}) = \text{Cr}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})$, $Y(\text{Al}^{3+}) = \text{Al}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})$, $Y(\text{Fe}^{3+}) = \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})$ et microphotographie d'un spinelle caractéristique de ces analyses.

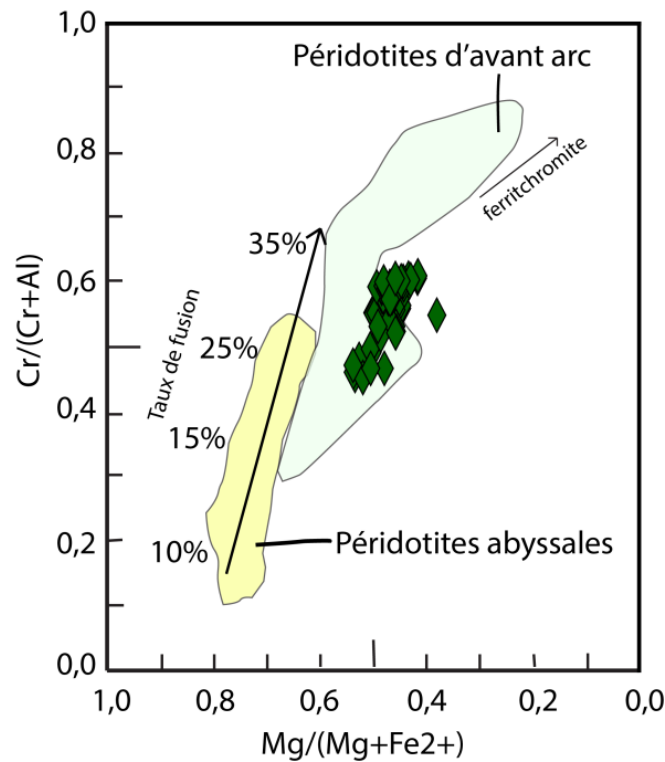


Fig. IV-20 : diagramme Cr# ($\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$) vs. Mg# ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$) pour les spinelles analysés dans les péridotites de l'Orgerais. Diagramme modifié d'après Bédard *et al.*, 2009.

b La lizardite

La lizardite a principalement été analysée au cœur des mailles où l'antigorite n'est pas développée. Une analyse a été réalisée sur des lizardites en bastite (cf. annexe V Tab. V-12). Les lizardites du maillage ont une composition relativement constante. SiO_2 varie entre 42.01 et 44,28 %. Al_2O_3 est principalement inférieur à 0,32 %. Deux analyses ont fourni des teneurs

légèrement plus élevées pour cet élément (0,82 et 1,46 %). MgO varie entre 35,06 et 40,64 et FeO entre 1,63 et 3,60. CaO, MnO et NiO sont respectivement inférieurs à 0,12, 0,20 et 0,55 % et Cr₂O₃ n'a pas été détecté dans les lizardites du maillage. La lizardite en bastite se différencie principalement par des teneurs légèrement inférieures en SiO₂ (≈41,85 %), et supérieures en Al₂O₃, Cr₂O₃ et FeO, respectivement 1,47, 0,86 et 4,25 %. Le total des pourcentages d'oxydes est compris entre 83,52 et 86,91, ce qui suggère une proportion importante d'eau.

c L'antigorite

Les antigorites fibrolamellaires ont été analysées dans les serpentinites peu déformées, mais aussi dans les serpentinites ultramylonitiques (cf annexe V Tab. V-13). Aucune différence n'a été notée entre ces deux types de faciès. Comparées aux lizardites du maillage serpentineux, les antigorites fibrolamellaires paraissent en moyenne plus riches en SiO₂ et MgO, respectivement compris entre 43,30 et 45,43 % et 38,54 et 40,74 %. Les teneurs en FeO (1,73 à 3,02 %) et en Al₂O₃ (0,06 à 1,73) sont relativement similaires à celles des lizardites, tout comme les teneurs en NiO qui sont inférieures à 0,32 %. En revanche, le total des pourcentages de poids d'oxydes, compris 86,72 et 88,69, apparaît légèrement supérieur à celui des lizardites et suggère une proportion légèrement inférieure en eau.

d Les veines à chrysotile

La seule différence entre les trois sous-réseaux est la teneur en Al₂O₃, inférieur à 0,81 % pour le chrysotile des réseaux R3-a et R3-b et d'environ 2.2 % pour le chrysotile du réseau R3-c. Les autres éléments mesurés ont des teneurs similaires (41,68 < SiO₂ < 46,15 % ; 36,70 < MgO < 41,90 % et 1,43 < FeO < 2,54 %) (cf. annexe V Tab. V-14).

IV.2.6 Synthèse pétrologique

L'étude pétrographique des péridotites de l'Orgerais a permis de reconstituer les différents stades d'une même évolution polyphasée, prograde en température. Seuls des spinelles ont été identifiés en minéraux reliques. Leur nature clastique suggère une ancienne péridotite à texture porphyroclastique et leur composition chimique indique une péridotite initiale fortement réfractaire. La présence d'une texture maillée en pseudomorphose de l'olivine suggère un premier stade de serpentinitisation statique dans le champ de stabilité de la

lizardite, probablement aussi responsable de la chloritisation locale des spinelles. De plus, l'omniprésence d'antigorite fibrolamellaire cristallisant aux dépens des mailles de lizardite montre que cette première étape de serpentinitisation a été suivie d'une seconde étape de serpentinitisation dans le champ de stabilité de l'antigorite, c'est-à-dire au cours d'un métamorphisme prograde en température. La corrélation entre la proportion modale de ce minéral et la mylonitisation de la roche indique que l'antigorite a cristallisé au cours d'une phase de déformation qui se traduit par l'apparition des différents faciès identifiés sur le terrain (massif, cataclasé, folié et mylonitique). Par ailleurs, 3 réseaux de veines ont été identifiés. Les deux premiers réseaux s'identifient principalement dans les serpentinites peu déformées et sont très similaires aux réseaux R1 et R2 identifiés dans les serpentinites de Pont de Barel et dans celles de la Butte de la Roche. Le troisième réseau est clairement postérieur aux deux précédents et n'affecte que les serpentinites les plus déformées. Il est composé de trois sous-réseaux qui pourraient correspondre aux 3 vecteurs de contraintes principales (σ_1 , σ_2 et σ_3). Enfin, l'étude pétrographique a montré que ces serpentinites avaient été plus localement affectées par des processus de carbonatation-silicification qui postdatent les épisodes de serpentinitisation et affectent principalement les veines de serpentine (lizardite et chrysotile).

Les données concernant les analyses des serpentines des serpentinites de l'Orgerais sont récapitulées dans la Fig. IV-21. Aucune différence n'est notée concernant la lizardite en pseudomorphose des olivines. En revanche, la lizardite en bastite est clairement plus riche en fer (Fig. IV-21 (a)). De même, l'antigorite fibrolamellaire se démarque de la lizardite par des teneurs en Al_2O_3 supérieures. Enfin, le chrysotile des veines des réseaux R3-a et R3-b est plus riche en SiO_2 que toutes les autres serpentines identifiées, alors que celui du réseau R3-c apparaît clairement plus riche en Al_2O_3 (Fig. IV-21 (b))

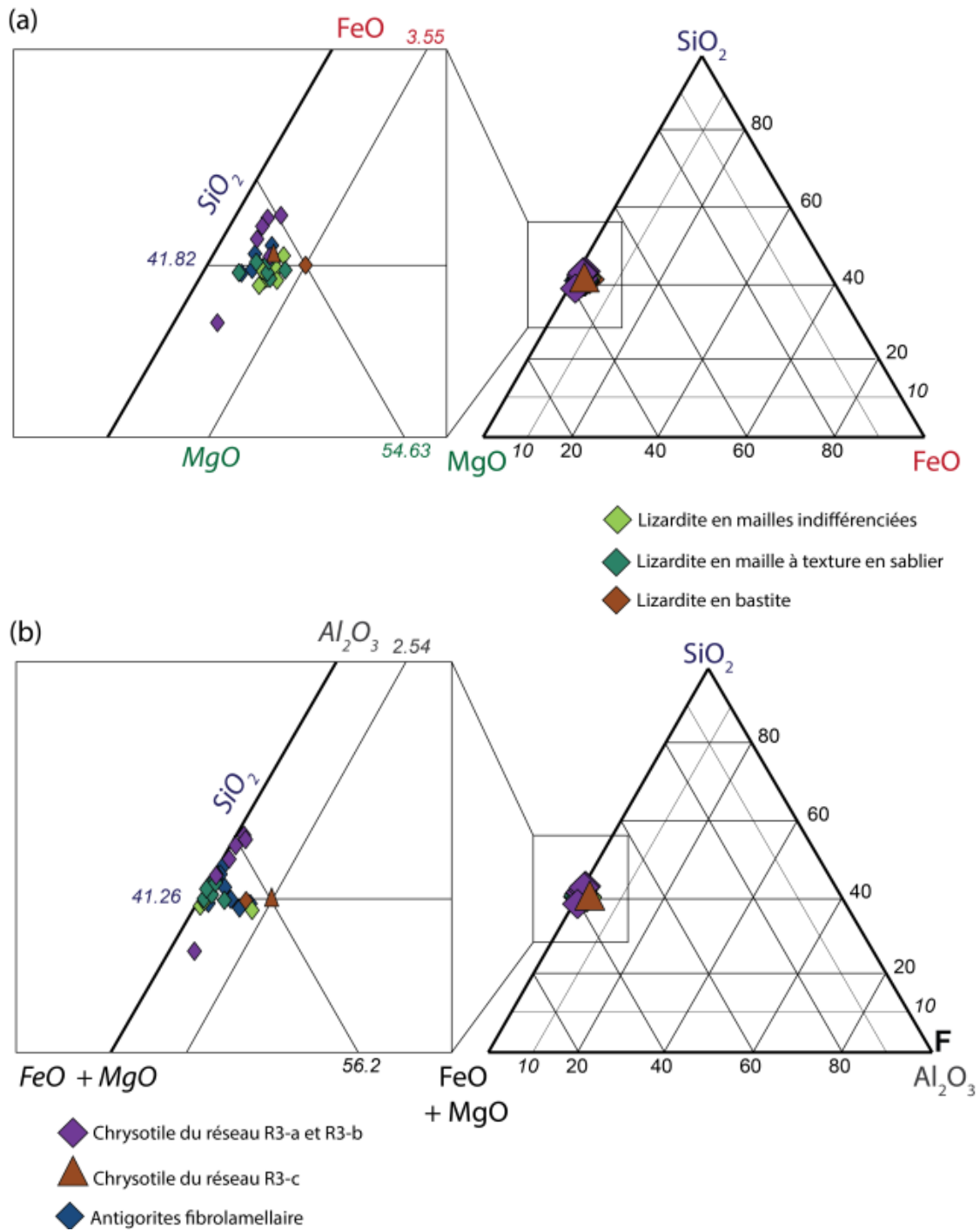


Fig. IV-21 : diagrammes ternaires pour les serpentinites analysées dans les péridotites de l'Orgerais. (a) diagramme SiO_2 - MgO - FeO (SMF). (d) diagramme SiO_2 - $(\text{MgO}+\text{FeO})$ - Al_2O_3 .

V Les serpentinites des Folies Siffait

Les serpentinites des Folies Siffait jalonnent le contact avec les orthogneiss de la Formation de Champtoceaux. Elles affleurent dans deux secteurs principaux (Fig. V-1). Le premier secteur se situe environ 25 km au nord-est de Nantes et le second secteur (Fig. V-1) se trouve à environ 10 km à l'est de cette même ville. Dans le premier secteur, les serpentinites constituent une écaille tectonique orientée nord-sud, en contact anormal à l'ouest avec les amphibolites de la Formation des Folies Siffait et à l'est avec les orthogneiss de la Formation de Champtoceaux. Dans le deuxième secteur, elles forment une seconde écaille, d'axe sud-ouest - nord-est, emballée dans les amphibolites de la Formation des Folies Siffait.

V.1 Échantillonnage et description macroscopique

Dans le premier secteur, les péridotites forment un petit affleurement fortement masqué par la végétation et visible dans le parc des Folies Siffait, en rive droite de la Loire (Fig. V-2). Cet affleurement, orienté nord-sud, s'étend sur une dizaine de mètres de largeur pour une trentaine de mètres de longueur. La roche apparaît relativement massive, mais présente une schistosité bien marquée orientée au N170 70E. Le débit de la roche est contrôlé par cette schistosité et de ce fait, en pierre volante, elle apparaît en dalles d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique. Les surfaces de ces dalles sont nappées de chlorite, ce qui donne un aspect soyeux à la roche. Les plans de schistosité sont soulignés au sein de la roche par une légère décoloration liée à l'altération superficielle. La linéation d'étirement portée par la schistosité est orientée N94 70E. À l'échelle de l'affleurement, aucun critère de cisaillement n'a pu être identifié sur le terrain. Dans le deuxième secteur, la roche affleure en petites lentilles plurimétriques à décamétriques dans un encaissant d'amphibolite. Les affleurements sont de très mauvaise qualité et apparaissent souvent rasants. La schistosité est toujours identifiable, mais la roche est très altérée et transformée en birbirite. De ce fait, seules ont été étudiées les serpentinites du premier secteur (Fig. V-1).

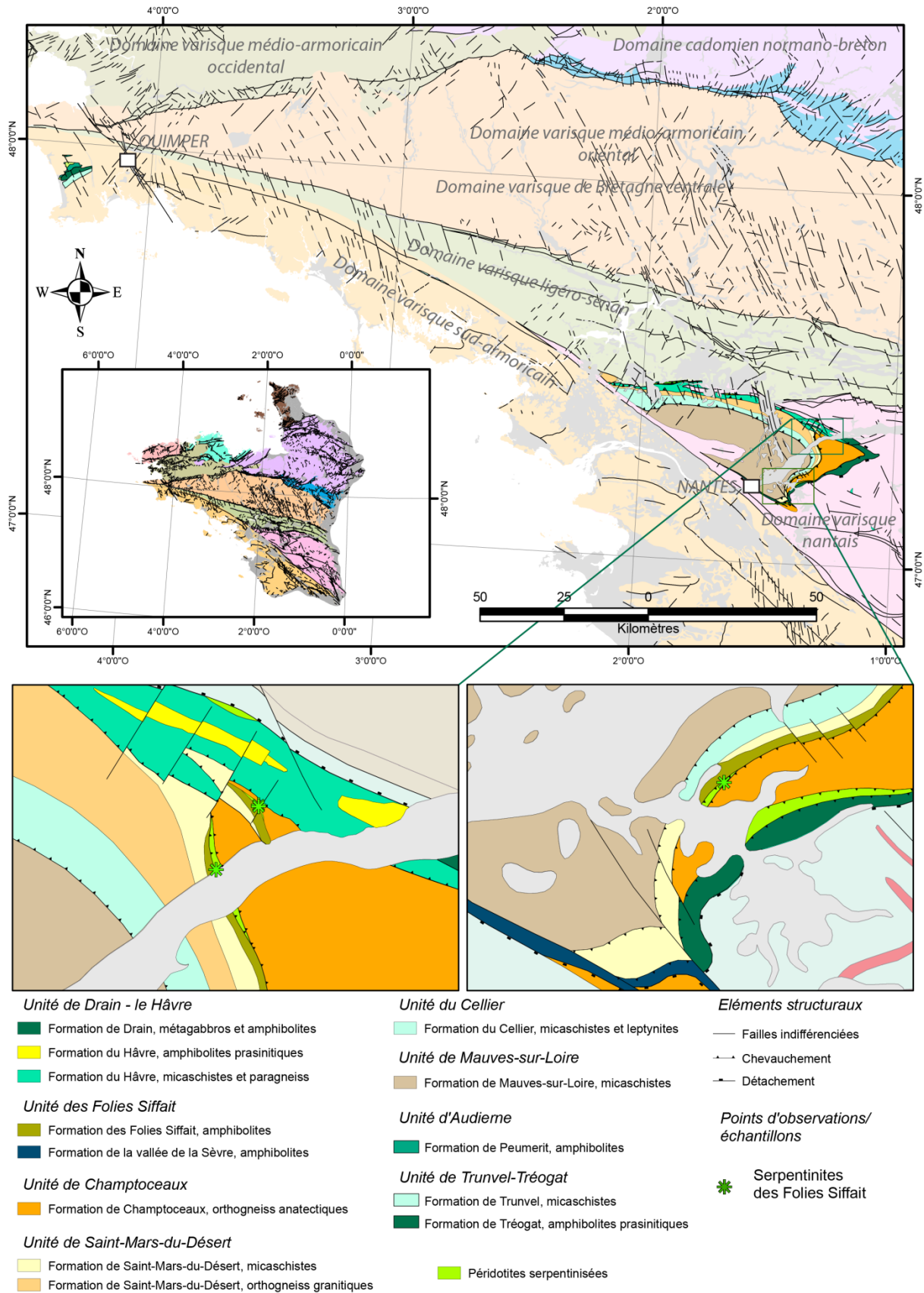


Fig. V-1 : cartes géologiques localisant les serpentinites des Folies Siffait dans le Massif armoricain méridional. Les étoiles représentent la localisation des points d'observation (avec ou sans prélèvement d'échantillons) réalisés au cours de cette étude.

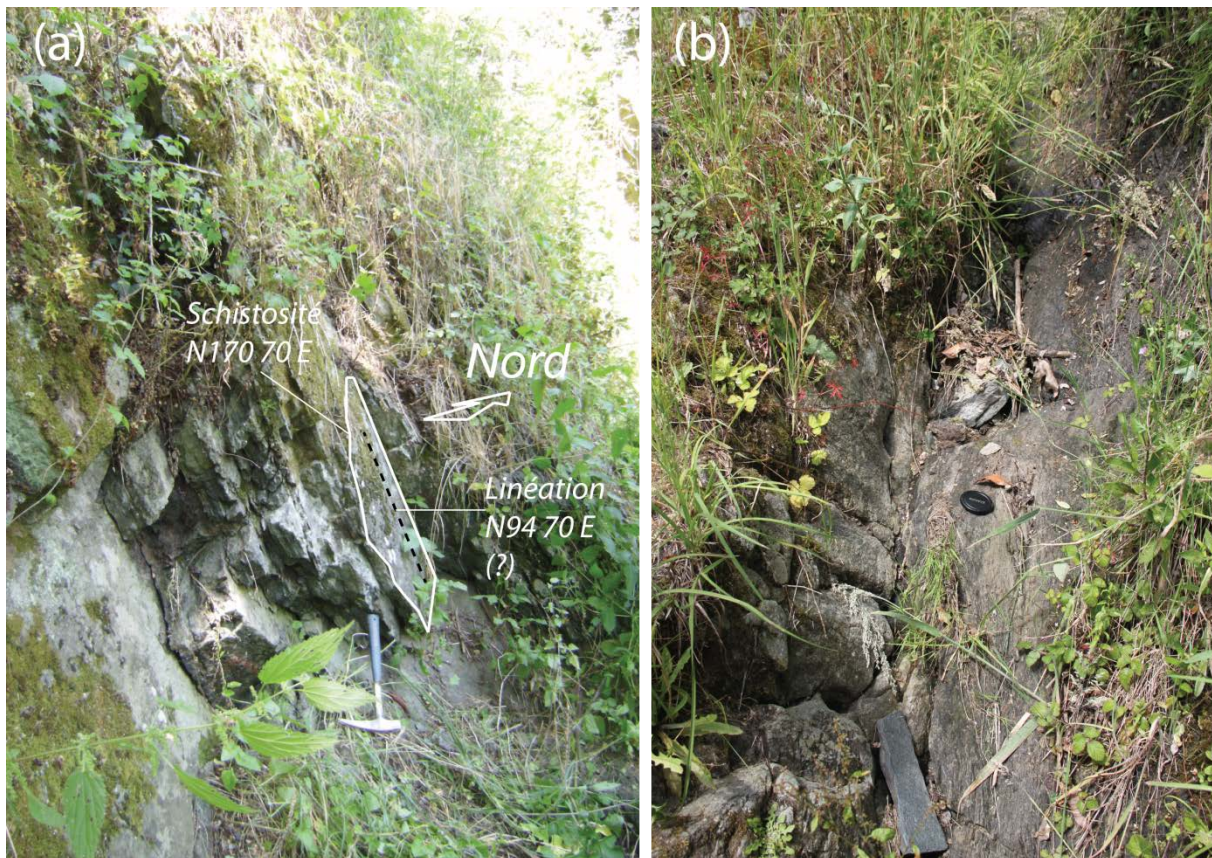


Fig. V-2 : (a) photographie de l'affleurement principal de serpentinites des Folies Siffait. (b) photographie d'un affleurement rasant de serpentinite situé une vingtaine de mètres plus au nord.

La roche est une péridotite fortement serpentinisée dont la texture initiale est peu reconnaissable du fait de la schistosité. On distingue néanmoins des plages claires plus ou moins arrondies qui suggèrent la persistance d'une texture maillée après pseudomorphose de l'olivine. La roche présente une couleur gris noir et a un grain très fin. À l'échelle de l'échantillon, la schistosité est soulignée par l'orientation des lamelles de chlorite qui apparaissent en fines lignes discontinues et ondulantes. Sur les plans de schistosité, ces chlorites apparaissent en placages très fins, de dimension centimétrique et d'aspect chromé (Fig. V-3 (b)). En coupe ou à la cassure, ces péridotites présentent des zones plus sombres dans lesquelles la déformation semble moins importante (Fig. V-3 (a)).

Trois réseaux de veines ont été identifiés dans ces péridotites serpentinisées. Le premier réseau (R1) est assez rare et n'est visible que dans les zones dans lesquelles la déformation est moins importante. Les veines de ce réseau sont discontinues et tronçonnées par la schistosité qui les décale de quelques millimètres et individualise ainsi des tronçons (Fig. V-4 (a)). La largeur de ces veines est de l'ordre du millimètre et elles ne se suivent que

sur quelques centimètres de longueur. Le deuxième réseau (R2) est constitué de petites veinules de largeur inframillimétrique et de longueur millimétrique. Elles sont constituées de chrysotile en fibres perpendiculaires aux épontes (cross-vein) et leur axe d'ouverture est perpendiculaire à celui des veines du premier réseau (Fig. V-4 (a)). Ces veinules sont parallèles entre elles et peuvent soit recouper les veines du réseau R1, soit être connectées à ces veines et s'ouvrir à partir de leur éponte. Le troisième réseau (R3) est le réseau le plus facilement identifiable sur le terrain, car il s'observe principalement sur les plans de schistosité associés aux plans chloriteux. Ce réseau est constitué de veines subparallèles au plan de schistosité. Leur largeur n'excède pas le millimètre et leur longueur atteint plusieurs centimètres. Ces veines sont comblées de chrysotile en fibres perpendiculaires aux épontes (cross-vein).

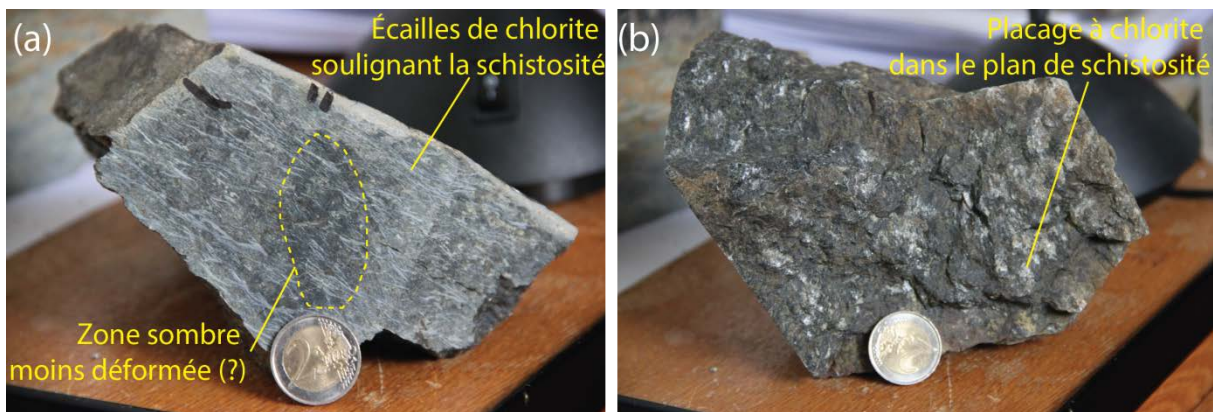


Fig. V-3 : photographie des serpentinites des Folies Siffait. (a) Échantillon scié selon un plan perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation. (b) Surface correspondant au plan de schistosité du même échantillon. Échantillon TGA126A.

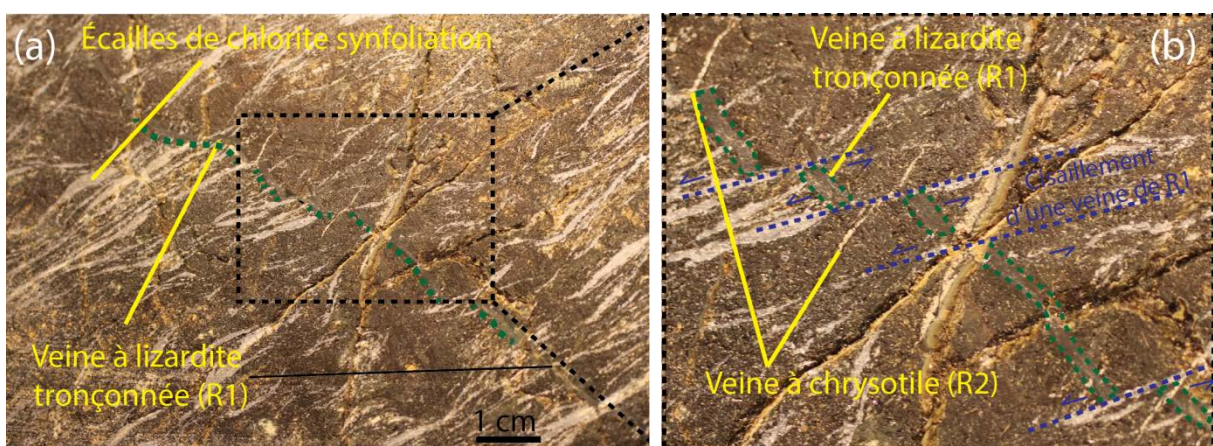


Fig. V-4 : photographie des serpentinites des Folies Siffait. Les plages blanches très allongées et ondulantes correspondent aux chlorites soulignant la foliation. La ligne discontinue verte souligne la veine à lizardite du réseau R1, tronçonnée par l'apparition de la schistosité. La figure (b) est un agrandissement de la partie centrale de la figure (a). Elle montre les relations entre le réseau de veines à lizardite R1 et celui de veine à chrysotile R2.

V.2 Pétrologie minérale

V.2.1 La trame de la roche

Au microscope, les serpentinites des Folies Siffait présentent deux textures de serpentinisation. La première est une texture pseudomorphique caractérisée par des mailles de lizardite (cf. annexe IV.3.1) cristallisées aux dépens des cristaux d'olivine (Fig. V-5) et par des bastites développées sur le site des anciens pyroxènes (Fig. V-6). Ces mailles sont soulignées par la cristallisation de petits grains de magnétite et sont caractéristiques d'une serpentinisation en contexte statique (Wicks et Whittaker 1977). Le cœur de ces mailles montre parfois une texture en sablier, mais peut aussi être isotrope. Très localement, des reliques d'olivine ont aussi été identifiées (Fig. V-5). Cette première texture est difficile à interpréter, mais semble dériver d'une ancienne texture granulaire en mosaïque, probablement caractéristique d'une péridotite initialement peu déformée. La deuxième texture de serpentinisation est aussi une texture pseudomorphique qui se caractérise par des bastites en pseudomorphose d'amphiboles (Fig. V-7). Les amphiboles sont soit partiellement pseudomorphosées (Fig. V-7 (a) et (b)), soit complètement pseudomorphosées (Fig. V-7 (c) et (d)). La serpentinisation de ces amphiboles souligne presque systématiquement les plans de clivage et, selon les sections à un seul clivage, elle est responsable de la cristallisation de lizardite (cf. annexe IV.3.2) en lamelles orientées (Fig. V-8). Dans la trame, le chrysotile peut aussi être localement identifié. Il apparaît sous forme de fibres en remplacement des bastites de pyroxène (Fig. V-9) et constitue de ce fait une serpentine non pseudomorphique. Notons par ailleurs qu'il cristallise exclusivement aux dépens des bastites de pyroxène situées à proximité des plans de schistosité à chlorite (Fig. V-9).

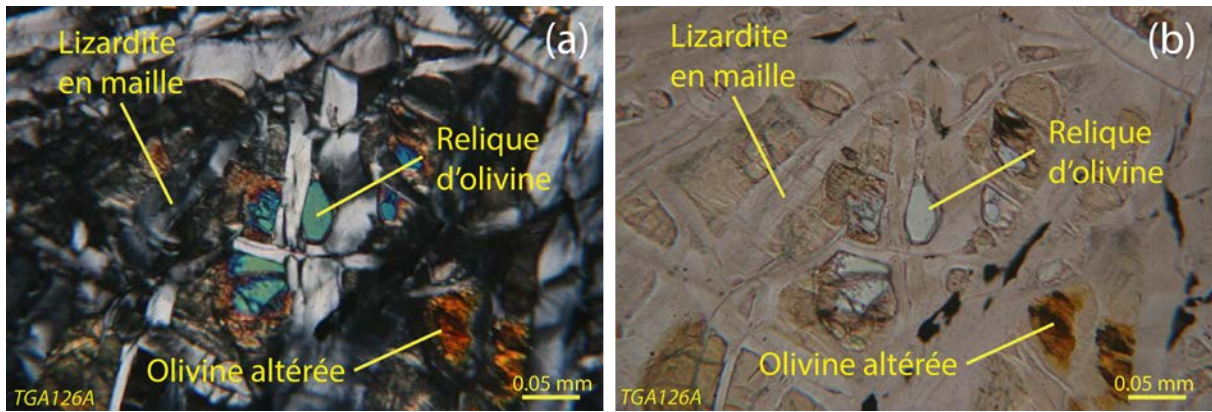


Fig. V-5 : microphotographie en LPA (a) et LPNA (b) illustrant les reliques d'olivine préservées au cœur des mailles de lizardite.

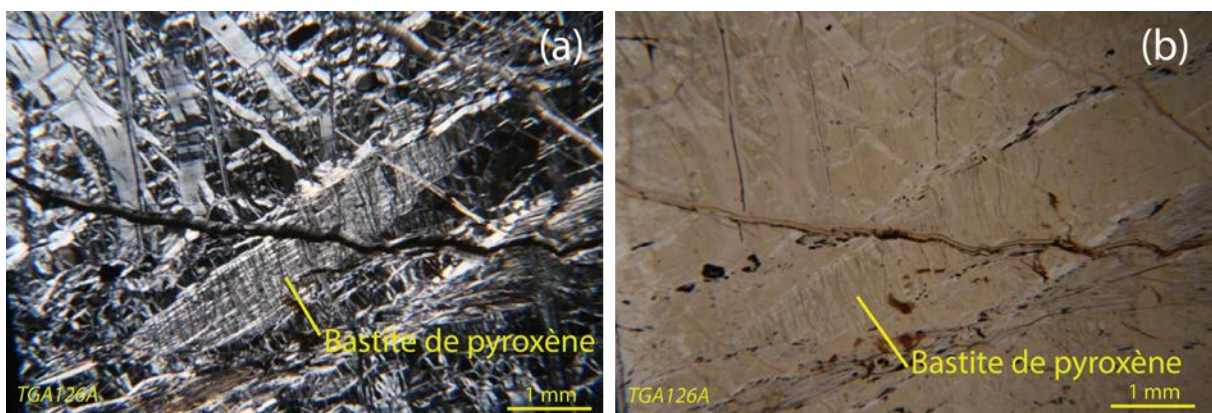


Fig. V-6 : microphotographie en LPA (a) et LPNA (b) illustrant les bastites issues de la pseudomorphose de pyroxène.

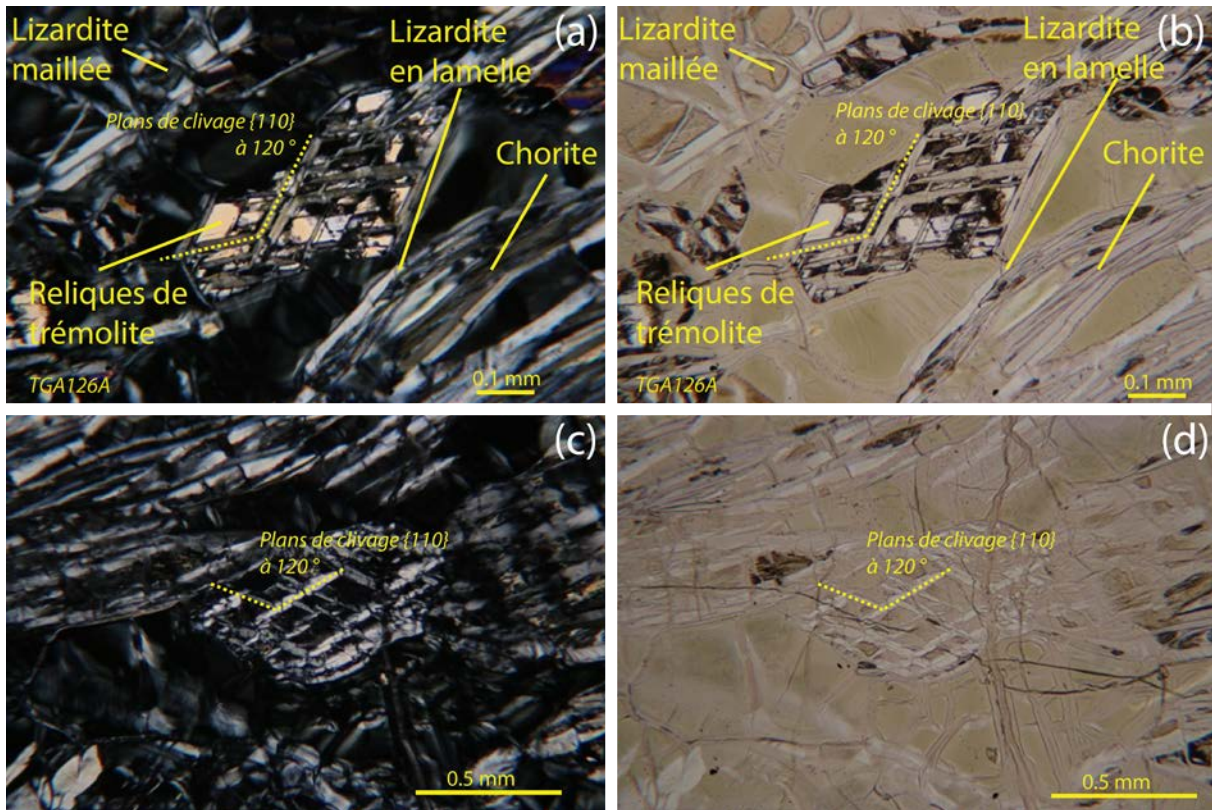


Fig. V-7 : microphotographies des porphyroclastes d'amphibole identifiés dans les péridotites serpentinisées des Folies Siffait (a) et (c) en LPA et (b) et (d) en LPNA. (a) et (b) montrent un porphyroclaste partiellement serpentinisé pour lequel la serpentinisation emprunte les plans de clivage (110). Le cœur des mailles est composé de reliques de trémolite. (c) et (d) montrent un ancien porphyroclaste d'amphibole complètement serpentinisé. La forme des mailles suggère les anciens clivages des amphiboles. Échantillon TGA126A.

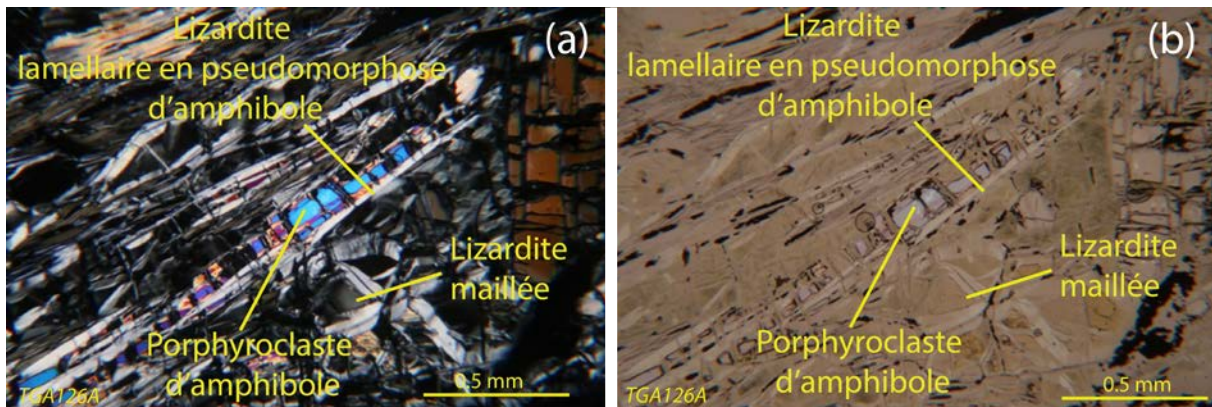


Fig. V-8 : microphotographie en LPA (a) et LPNA (b) illustrant la cristallisation de serpentinite lamellaire en pseudomorphose d'amphibole. Échantillon TGA126A.

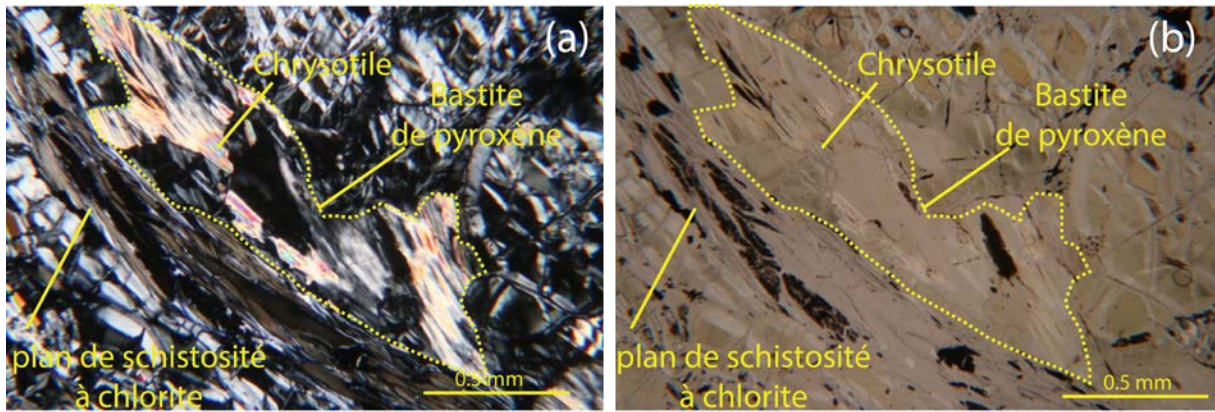


Fig. V-9 : microphotographie en LPA (a) et LPNA (b) illustrant la cristallisation de chrysotile non pseudomorphe aux dépens des bastites de pyroxène. Échantillon TGA126A.

V.2.2 Les réseaux de veines

Comme suggéré par les observations macroscopiques, trois réseaux de veines ont été identifiés au microscope. Le premier réseau (R1) est constitué de veines non orientées recoupées par les plans de schistosité (Fig. V-10 (a) et (b)). Deux textures différentes ont été identifiées dans ces veines (Fig. V-10 (c) et (d)) ; notons que ces deux types de texture ont parfois été observés en contexte océanique (Andreani *et al.* 2007). La première est une texture sphérique et c'est la texture qui domine dans ces veines R1. La seconde est une texture lamellaire. En accord avec les interprétations d'Andreani *et al.* (2007) pour les serpentinites de la ride médio-atlantique (site 920), ces deux textures de serpentines pourraient constituer des fragments de lizardite de forme triangulaire. Le second réseau (R2) est constitué de veines fibreuses entièrement colmatées de chrysotile en fibres perpendiculaires aux épontes (cross-vein). Ces veines à chrysotile recoupent très nettement les veines du réseau R1 auxquelles elles sont perpendiculaires ou légèrement obliques. De même que les veines (R1) de telles veines à chrysotile sont souvent décrites en contexte océanique (e.g. Andreani *et al.*, 2007). Le troisième réseau (R3) est constitué de veines de chrysotile en fibres perpendiculaires aux épontes. Ces veines sont très similaires à celles du réseau R2, mais s'ouvrent en plans parallèles au plan de schistosité et semble contemporaine de la déformation.



Fig. V-10 : microphotographies, LPA à gauche et LPNA à droite, d'une veine du réseau R1. (a) et (b) illustre une veine recoupée par les niveaux à chlorite. (c) et (d) illustre les deux types de texture identifiées pour les veines du réseau R1. Échantillon TGA126A.

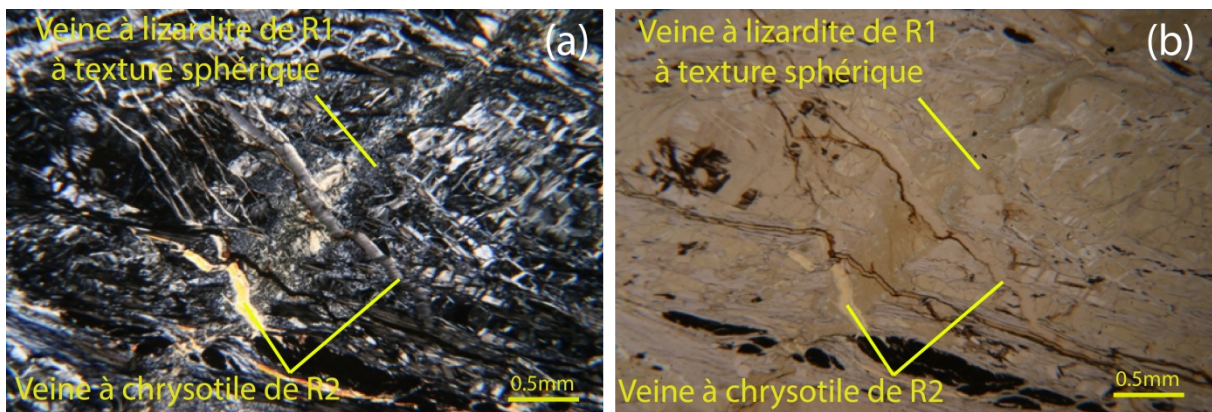


Fig. V-11 : microphotographies, LPA à gauche et LPNA à droite, du réseau R2 dont les veines coupent les veines du réseau R1. Échantillon TGA126A.

V.2.3 Structure microtectonique de déformation

Au microscope, la déformation qui affecte les serpentinites des Folies Siffait se matérialise principalement par la disposition à plat des lamelles de chlorite et de lizardite. À plus faible grossissement, l'orientation de ces minéraux dessine des structures sigmoïdales plus ou moins enchevêtrées les unes dans les autres, individualisant ainsi des agrégats polycristallins de serpentine maillée. Ces structures sigmoïdes sont limitées par les plans de schistosité, lesquels sont également soulignés par la cristallisation de grains de magnétite. D'autres structures, de type delta, ont aussi été mises en évidence (Fig. V-13). Leur cœur est essentiellement composé de lizardites à texture maillée ou en rubans. Ces structures de type delta sont recoupées par des veinules très fines, soulignées par la cristallisation de magnétite et leur donnant ainsi un aspect réticulé. Ces veinules sont orientées perpendiculairement au plan de schistosité et sont limitées aux seules structures sigmoïdales. Ceci suggère qu'elles sont antérieures à la déformation. Par ailleurs, les chlorites occupent les queues de cristallisation associées à ces structures. Enfin, la lecture du cisaillement associé à ces structures microtectoniques est compatible avec un cisaillement sénestre.

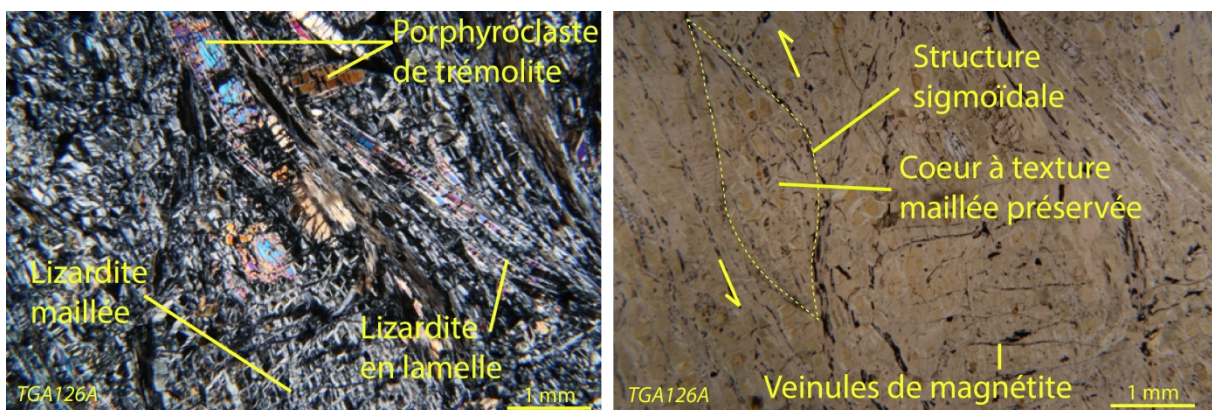


Fig. V-12 : microphotographie en LPA (a) et LPNA (b) des structures microtectoniques sigmoïdales identifiées dans les péridotites serpentinitisées des Folies Siffait. Le cœur de ces sigmoïdes est constitué de lizardite à texture maillée recoupée par des veinules de magnétite en plan perpendiculaire au plan de schistosité.

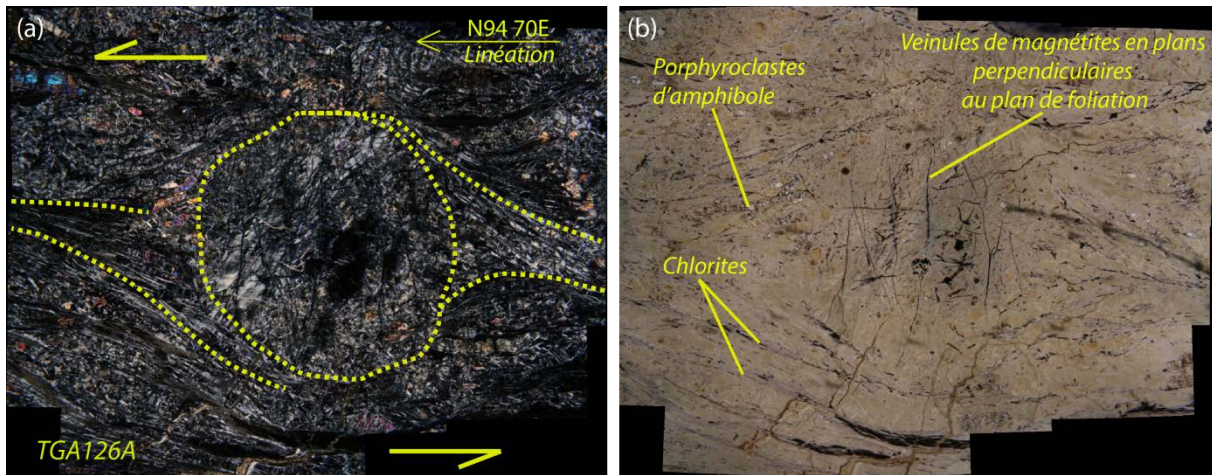


Fig. V-13 : microphotographie en LPA (a) et LPNA (b) d'une structure microtectonique de type delta dans les péridotites serpentinisées des Folies Siffait. Échantillon TGA126A.

V.2.4 Chimie des phases minérales

a L'olivine

L'olivine n'a pu être analysée qu'à partir de très rares reliques. Les résultats (cf annexe Tab. V-15) montrent une composition de forstérite avec un Mg# de 89. Les teneurs en FeO et en MgO sont très constantes et comprises respectivement entre 10,61 et 10,89 % et 48,13 et 48,85 %. Ces olivines n'apparaissent ni chromifères ni titanifères et faiblement nickélicifères (NiO compris entre 0,27 et 0,39 %). Enfin, SiO₂ varie entre 40,67 et 41,50 %.

b Le spinelle

Les analyses sur les spinelles montrent qu'il s'agit de chromite ferrique, avec des teneurs en Cr₂O₃ de l'ordre de 38 % et des teneurs en FeO et Fe₂O₃ d'environ 28 et 27 % respectivement.

c L'amphibole

Une seule espèce d'amphibole a été identifiée dans les péridotites serpentinisées des Folies Siffait. Les analyses (cf. annexe Tab. V-16) montrent qu'il s'agit de trémolite d'après la classification proposée par l'IMA (Hawthorne *et al.*, 2012), dont la composition apparait relativement constante. Les teneurs en SiO₂ sont caractéristiques de cette espèce d'amphibole (57,64 – 58,36 %). Les teneurs en Al₂O₃ sont faibles, inférieures à 0,82 %, et celles en Cr₂O₃

et TiO₂ mesurées à la limite du seuil de détection (<0,09 %). Les teneurs en FeO et en MgO varient très faiblement, respectivement entre 2,13 et 2,29 % et entre 23,49 et 23,90 % et au final, Mg# est très constant (96-97)

d La lizardite

Les analyses réalisées sur la lizardite constituant le maillage serpentineux montrent qu'elles ont une composition chimique proche de l'idéal. Elles présentent des teneurs en SiO₂ d'environ 42,5 % pour des teneurs en MgO et FeO de l'ordre de 2,4 et 40,84 %. Seul NiO a été identifié en plus de ces premiers éléments. Sa valeur est de l'ordre de 0,35 %.

V.2.5 Synthèse pétrologique

Les observations au microscope montrent que l'évolution des péridotites des Folies Siffait est polyphasée. Les seuls minéraux primaires identifiés sont des olivines qui occupent le cœur des mailles de lizardite. Ces olivines présentent des compositions chimiques (Mg# = 0,89) indiquant une péridotite initiale plutôt fertile. La présence de trémolite suggère un premier épisode d'hydratation, probablement dans les conditions du faciès schiste vert. Par ailleurs, la présence de mailles dans les pseudomorphoses des olivines suggère une première étape de serpentinisation dans les conditions de stabilité de la lizardite, en conditions statiques. L'étude pétrographique a montré que ces mailles étaient préservées dans des corps sigmoïdes limités par des plans de schistosité, ce qui indique que la serpentinisation est antérieure à cette déformation. L'étude pétrographique a aussi montré que la déformation de ces péridotites serpentinisées s'accompagnait également de la cristallisation de serpentines. La cristallisation de la chlorite est quant à elle clairement syncinématique. Les critères microtectoniques observés dans la roche indiquent une cinématique de type normal à vergence vers l'Est si on remet la schistosité à plat. Enfin, les observations ont également montré la présence de trois réseaux de veines serpentineuses. Le premier (R1) est constitué de lizardite, les deux autres (R2 et R3) sont colmatés par des fibres de chrysotile cristallisées perpendiculairement aux épontes (cross-vein).

VI Les péridotites serpentinisées et les serpentinites et de Ty-Lan

VI.1 Échantillonnage et description de terrain

Les échantillons ont été prélevés dans deux des trois secteurs identifiés (Kerguelmès, Ty Lan) (Fig. VI-1). Dans le secteur nord, les péridotites serpentinisées et les serpentinites affleurent en pierres volantes ou en petits chicots dans les talus. Dans la lentille principale, les échantillons ont été prélevés dans trois zones correspondant à deux anciennes petites carrières et à un talus routier. Ce talus, d'axe grossièrement nord-sud, se situe à l'extrémité ouest de la lentille de serpentinite. Quelques centaines de mètres à l'est, se situe la carrière dite du Moulin de Pontalan qui constitue l'affleurement principal de ces serpentinites. Enfin, la carrière dite de Kerguelmès se situe à l'extrémité est de la lentille de serpentinites. Elle est de dimension plus réduite que la précédente.

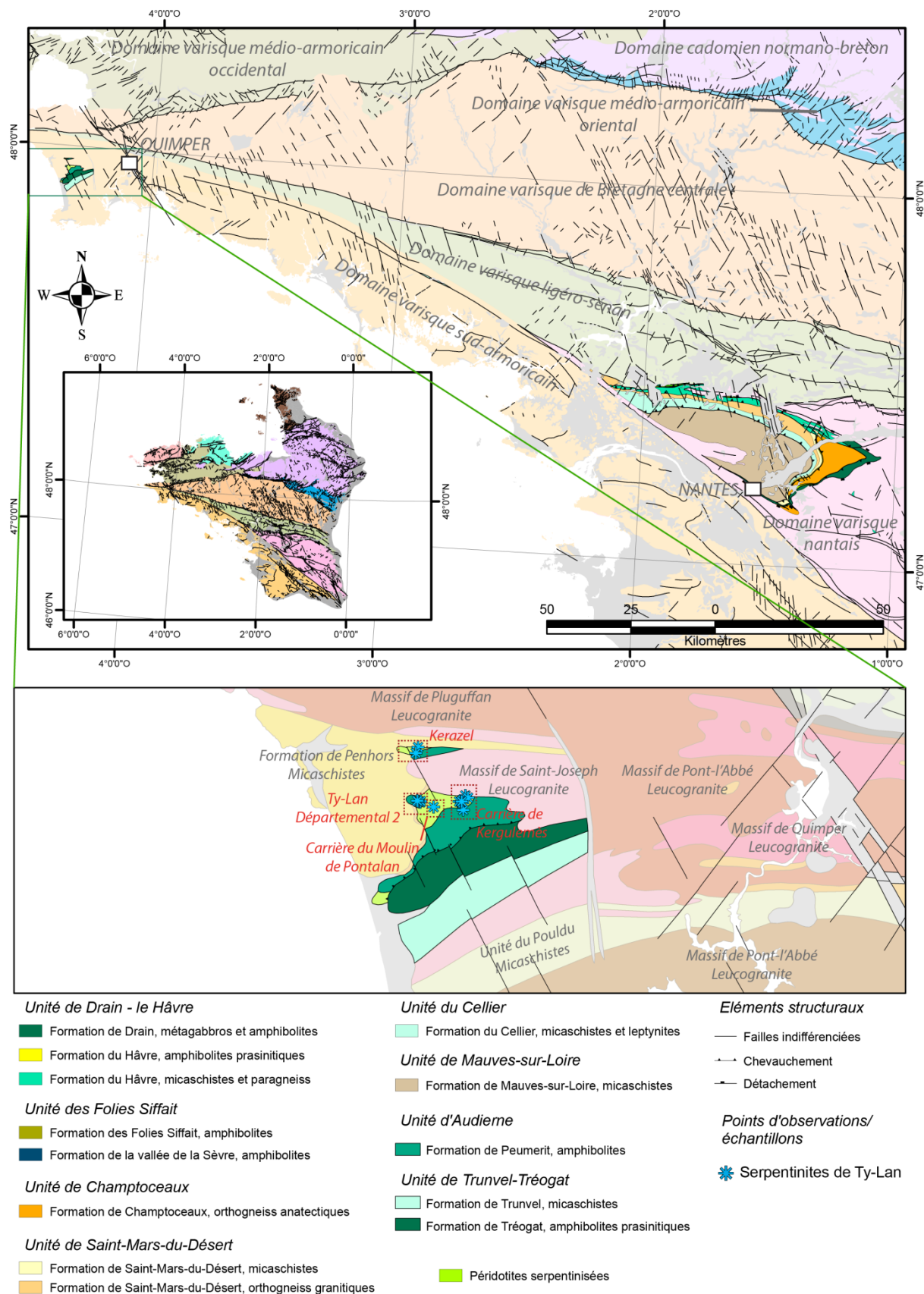


Fig. VI-1 : cartes géologiques localisant les serpentinites de Ty-Lan dans le Massif armoricain méridional. Les étoiles représentent la localisation des points d'observations (avec ou sans prélèvement d'échantillons) réalisés au cours de cette étude.

VI.1.1 Secteur de Kerguelmès

Dans la carrière située la plus à l'est (carrière de Kerguelmès), les affleurements sont limités à de petits fronts de taille, fortement masqués par la végétation, de 3-4 mètres de hauteur au maximum (Fig. VI-2 (a)). Les serpentinites apparaissent massives, mais fortement fracturées (Fig. VI-2 (b)). Ces fractures montrent systématiquement un tapissage vert clair à blanc crème constitué par une serpentine d'aspect fibreux (Fig. VI-2 (c)). Ces veines serpentineuses contrôlent le débit de la roche en blocs grossièrement parallélépipédiques et sont recoupées par un second réseau de veines (Fig. VI-2 (e)). Celles-ci sont millimétriques, parallèles entre elles et peuvent parfois former une structure maillée induisant un débit en cailloutis. Elles sont entièrement scellées par des cristallisations de chrysotile en fibres perpendiculaires à leurs épontes (cross-vein) (Fig. VI-2 (f)).

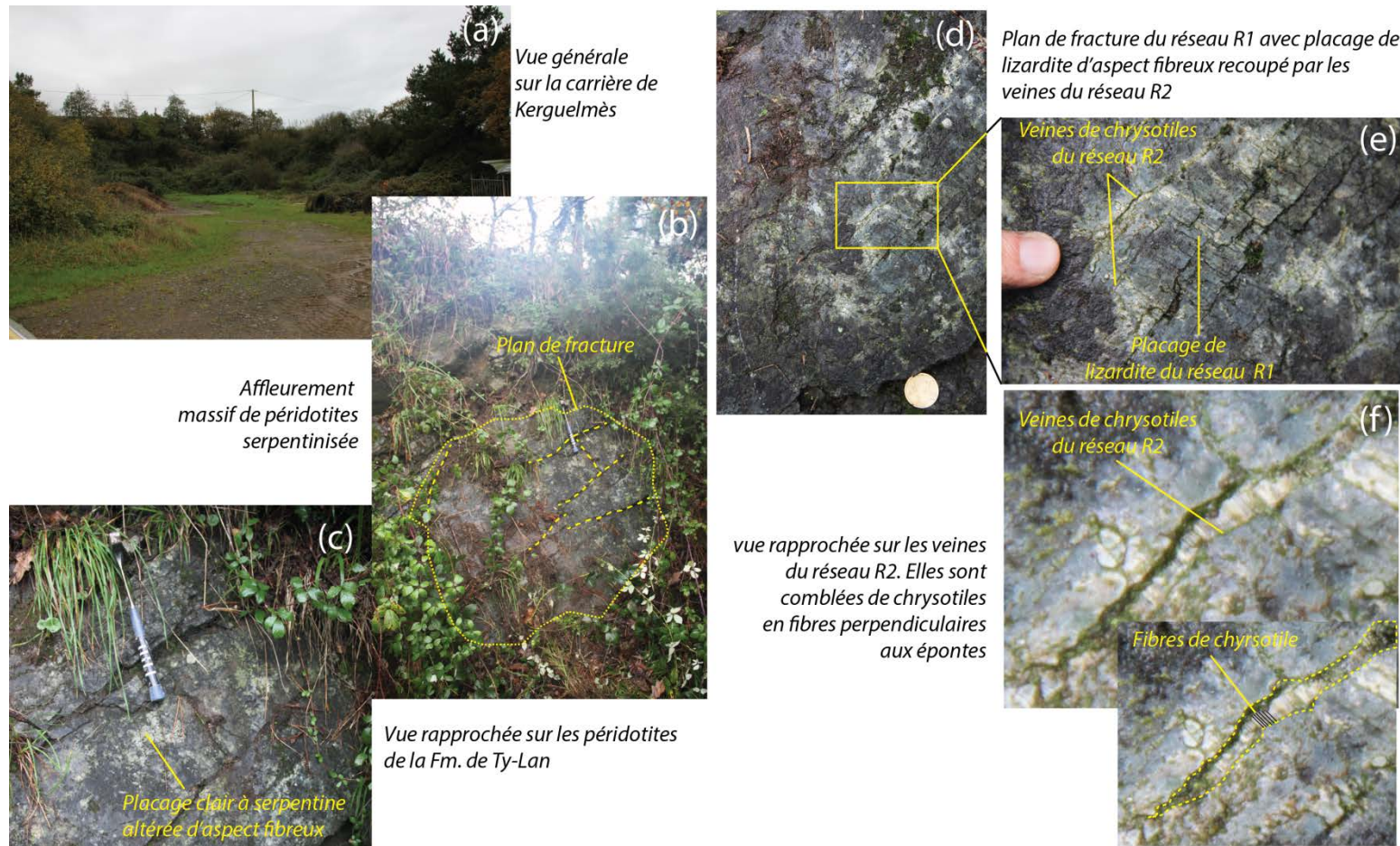


Fig. VI-2 : photographies des affleurements de la carrière de Kerguelmès. (a) vue générale sur les fronts de taille fortement végétalisés n'excédant pas 3 à 4 mètres de hauteur. (b) affleurement d'aspect massif recoupé par plusieurs fractures. En tirets, plusieurs fractures dont le plan est à proximativement perpendiculaire à celui de la photographie. En pointillés, un plan de fracture perpendiculaire aux plans précédents. Celui-ci est localement tapissé d'une serpentine d'aspect fibreux (c). (d) (e) et (f) montrent les veines de chrysotile (cross-vein) recoupant les placages de lizardite. Affleurement TGA341.

Dans la carrière de Kerguelmès, plusieurs faciès ont été identifiés. La majorité des péridotites serpentinisées apparaissent de couleur noire, à grain très fin. De plus, elles montrent systématiquement un halo de décoloration blanc crème qui souligne les fractures principales de la roche (Fig. VI-3). Ces fractures correspondent au débit préférentiel de la roche et donc au réseau R1 identifié à l’affleurement. En coupe ou à la cassure, ces péridotites présentent une foliation fruste définie par l’orientation des spinelles qui apparaissent allongés et aussi auréolés de chlorite. Ils témoignent ainsi de la texture porphyroclastique du protolithe. Le réseau de veines R2 n’est pas toujours identifiable, mais certains échantillons sont apparus fortement affectés par ce réseau. Il s’identifie préférentiellement au niveau des fractures majeures de la roche où sa structure centripète est clairement visible, mais aussi au cœur des blocs où les veines s’organisent alors en échelon. Dans les deux cas, les veines sont comblées par du chrysotile et par une serpentine blanc crème d’aspect amorphe. Plus rarement, des péridotites entièrement chloritisées (choritites) ont été identifiées. D’un point de vue macroscopique, elles se distinguent néanmoins très difficilement par rapport aux autres péridotites serpentinisées.



Fig. VI-3 : photographies des faciès de péridotites prélevées dans la carrière de Kerguelmès. (a) péridotite serpentinisée avec placage blanc crème du réseau R1 correspondant à la fracturation principale de la roche. (b) péridotite serpentinisée à cœur sombre, recoupé par des veines du réseau R1 soulignées par une décoloration de la roche. Notons que ces veines apparaissent souvent lessivées de leur contenu.

VI.1.2 Secteur de Ty-Lan

Les affleurements situés dans la carrière ouest (carrière du Moulin de Pontalan - Fig. VI-4 (a)) sont plus importants et mieux exposés que ceux de la carrière de Kerguelmès. La péridotite apparaît très intensément fracturée et se débite de façon très remarquable en blocs polygonaux décimétriques à pluridécimétriques (Fig. VI-4 (b)). Comme dans la carrière de

Kerguelmès, cette fracturation ne semble pas avoir d'orientation préférentielle et caractérise un premier réseau de veines (R1). En plan, la serpentine forme un placage vert clair à blanc crème d'aspect fibreux. D'autre part, les épontes de ces veines apparaissent fortement décolorées par rapport à la roche. Le réseau R2 a aussi été identifié dans ce secteur. Il est formé de veines de chrysotile qui recoupent les veines du réseau R1.

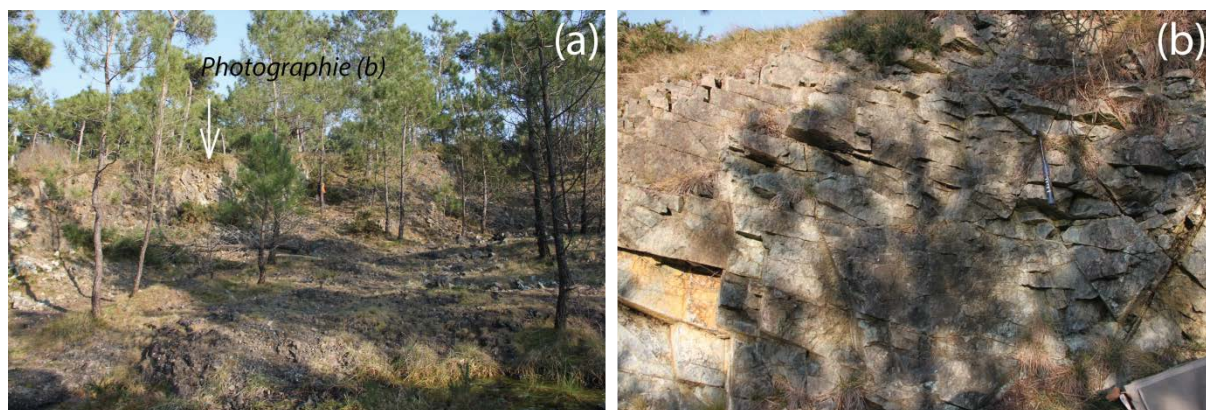


Fig. VI-4 : photographies d'ensemble de la carrière de Ty-Lan (a) et du réseau de fractures (R1) affectant les péridotites serpentinisées de la Formation de Ty-Lan (b). Le débit en blocs polygonaux est ici particulièrement remarquable. Affleurement TGA358.

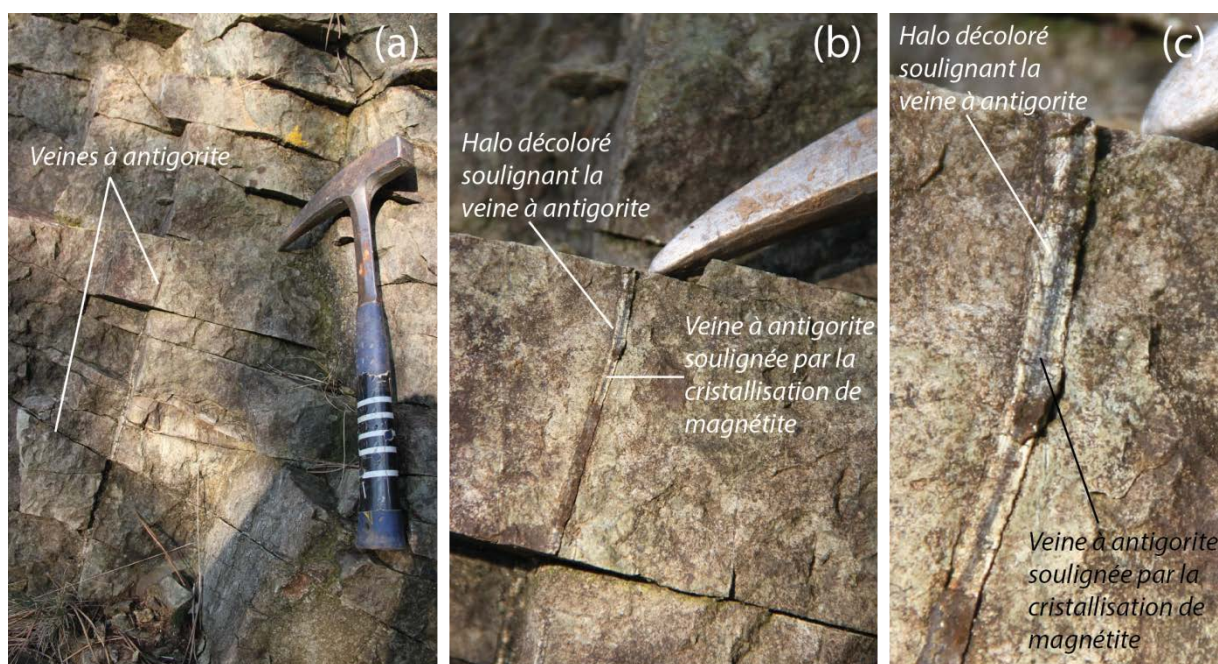


Fig. VI-5 : photographies rapprochées de la fracturation associée au réseau de veines R1 dans les péridotites serpentinisées de la Formation de Ty-Lan.

Les affleurements identifiés plus au nord-ouest, le long de la départementale 2 sont très similaires à ceux de la carrière de Ty-Lan. La péridotite apparaît massive et fortement fracturée (Fig. VI-6 (a)). Néanmoins, contrairement aux deux autres secteurs, une catégorie de

fractures se distingue très clairement. Ces dernières sont orientées N145 70N et individualisent des bancs parallèles entre eux de 20 à 30 centimètres de puissance (Fig. VI-6 (b)). Ces bancs montrent un aspect fortement cataclasé et se débitent facilement en petits cailloutis. Le même type de placage à serpentine verte d'aspect parfois fibreux peut être observé dans ce secteur. Ils s'observent sur les plans de fracture et sont souvent recoupés par des veines de serpentine fibreuse indéterminée (Fig. VI-7 (b)). D'autre part, la roche montre localement un litage net constitué de veines claires avec en leur centre un liseré noir de magnétite. Ces veines sont parallèles entre elles et à la fracturation majeure de la roche (Fig. VI-8 (a)). Par ailleurs, elles semblent subperpendiculaires à la foliation. Un second réseau composé du même type de veine a localement été identifié, il apparaît sécant au premier et le coupe avec un angle d'environ 120° individualisant ainsi des polygones (Fig. VI-8 (b)).



Fig. VI-6 : photographies du talus de la départementale 2 constitué de péridotite serpentinisée. Le plan de fracturation principale est orienté N145 70N (a). Il individualise des bancs pluridécimétriques de péridotites d'aspect cataclasé à débit en cailloutis (b).

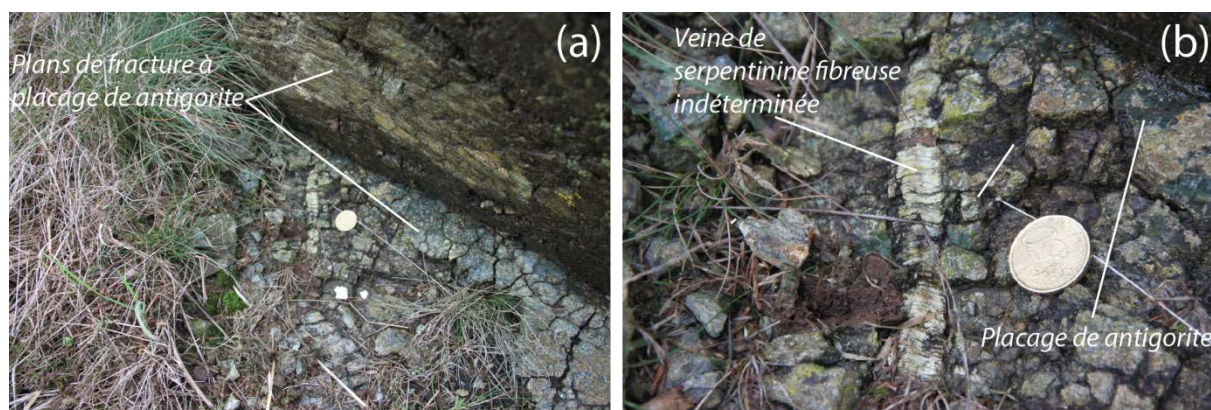


Fig. VI-7 : (a) photographie de deux plans de fracture nappés de serpentine de type lizardite. Le plan positionné dans le quart N-E de la photo apparaît plus altéré et d'aspect fibreux. Le plan situé dans le quart S-E de la photo apparaît de couleur verte et ne présente pas d'aspect fibreux. Ces deux plans sont recoupés par une des veines qui forment un réseau dont la structure ressemble à des fentes de dessiccation. (b) Plus rarement, des veines centimétriques de serpentine fibreuse recoupent ces réseaux.

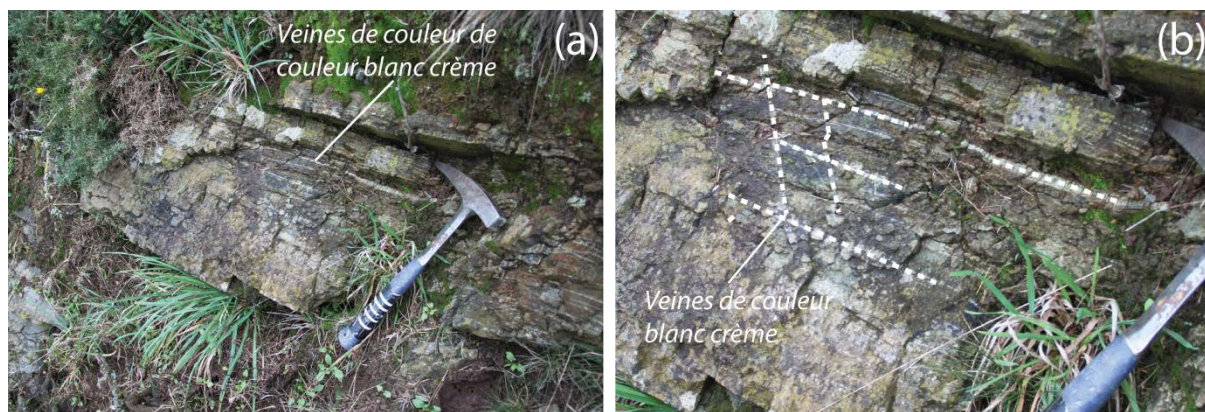


Fig. VI-8 : photographie d'un « banc » de péridotites serpentinisées montrant un litage net défini par la présence de veines infracentimétriques blanc crème en plan parallèle aux plans de fracturation majeure de la roche. Un second réseau faisant un angle de 120° avec le premier est localement identifiable.

Plusieurs types de faciès ont été reconnus dans la carrière du Moulin de Pontalan et le long de la départementale 2. En plus de serpentinites similaires à celles décrites dans le secteur de Kerguelmès (Fig. VI-11 (g) et (h)) qui présentent les mêmes réseaux R1 et R2, trois autres faciès ont été identifiés.

Le premier faciès apparaît fortement serpentinisé et présente des plans de fracture nappés de serpentine verte à blanc crème d'aspect plus ou moins fibreux (Fig. VI-9). Ces placages sont recoupés par un réseau de veines colmatées par du chrysotile associé à une serpentine verte translucide (Fig. VI-10). En coupe ou à la cassure, la roche montre une couleur vert sombre relativement terne qui contraste avec les faciès de Kerguelmès (Fig. VI-11 (a) et (b)) et elle présente un litage irrégulier et diffus associé à une variation granulométrique (Fig. VI-11). Le litage est souligné par des spinelles alignés, de forme subcirculaire à ogivale, et systématiquement auréolés par une chlorite grisâtre. Cette variation granulométrique suggère un protolithe à texture porphyroclastique, voire mylonitique, pour les parties les plus fines. Toujours en coupe ou à la cassure, les observations montrent que les veines du réseau R2, colmatées par des fibres de chrysotile et par une serpentine d'aspect amorphe, sont très peu pénétratives et ne suivent généralement que sur quelques millimètres à quelques centimètres (Fig. VI-11 (b)).

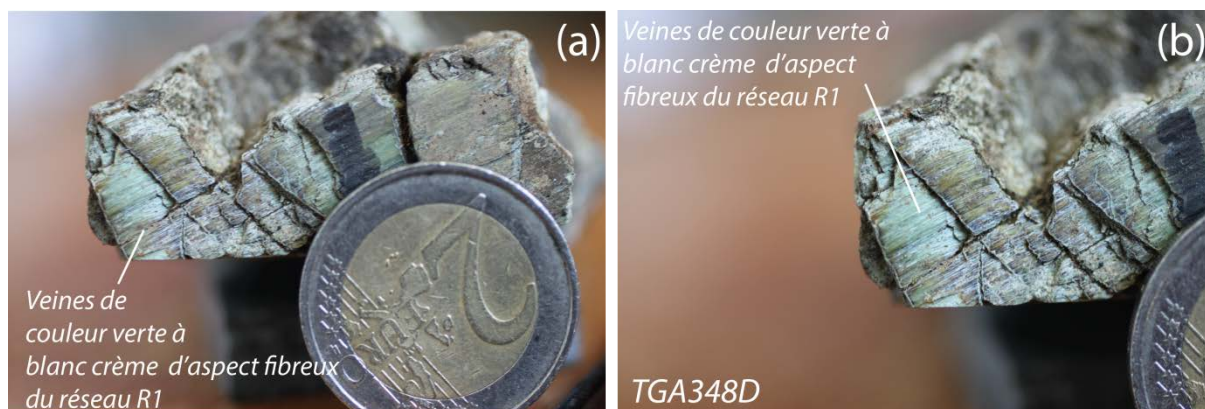


Fig. VI-9 : macrophotographies des veines à serpentines de couleur verte à blanc crème, d'aspect fibreux constituant le réseau R1 dans les péridotites échantillonnées dans le talus de la départementale 2 et dans la carrière de Ty-Lan. Échantillon TGA348D.

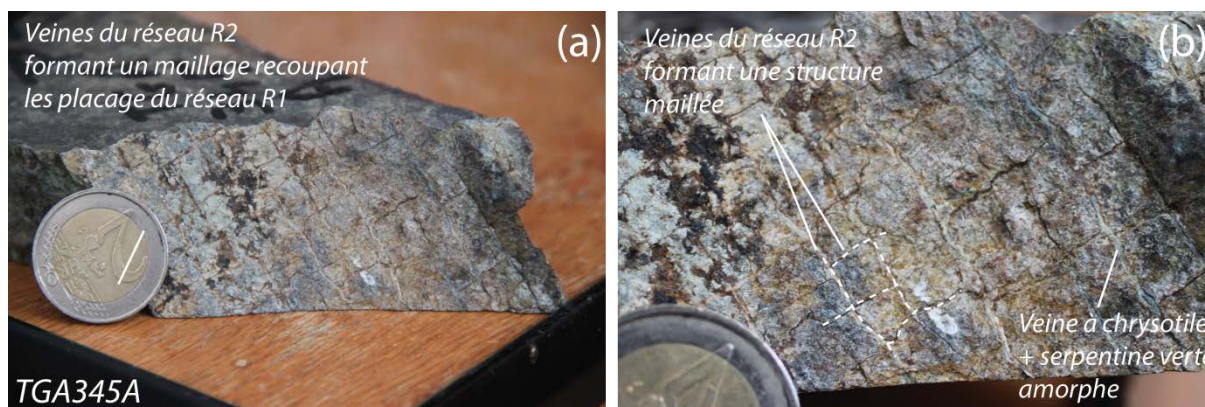


Fig. VI-10 : photographies des veines du réseau R2 formant une structure maillée recoupant les placages de serpentines claires du réseau R1. Les veines du réseau R2 sont comblées de chrysotile et de serpentine gris vert amorphe. Échantillon TGA345A.

Le deuxième faciès est aussi un faciès à grain fin, mais de couleur plus sombre que le premier (Fig. VI-11 (c) et (d)). En coupe ou à la cassure, outre une foliation discrète soulignée par l'orientation des spinelles, ce faciès montre un zonage centimétrique à pluri centimétrique comprenant un cœur et 2 couronnes. La couronne externe présente une couleur vert clair et est recoupée par des veines parallèles entre elles. Elle peut localement être très développée et affecter la totalité de la péridotite ((Fig. VI-11 (d)). La couronne interne est riche en reliques de minéraux ferromagnésiens et montre une couleur orange rouille. À l'inverse, le cœur, fortement serpentinisé et donc pauvre en reliques de minéraux ferromagnésiens, apparaît de couleur gris noir. L'ensemble de la roche est recoupé par un réseau de veines souligné par la cristallisation de magnétite. Ce réseau n'a pas d'orientation préférentielle et découpe la roche en structures polygonales.

Le troisième faciès, beaucoup plus rare, est un faciès plus grossier que les précédents à texture granuloblastique (Fig. VI-11 (e)). Il s'en distingue aussi par l'absence de foliation ou de litage. La roche présente une couleur orange rouille suggérant l'abondance de relique de minéraux ferromagnésiens. La serpentinisation apparaît néanmoins évidente et fournit un aspect réticulé à la roche. Par ailleurs, les spinelles en minéraux millimétriques présentent systématiquement une auréole de chlorite. Enfin, quelques petites veines tardives de carbonate, disposées en échelon, ont également été observées.

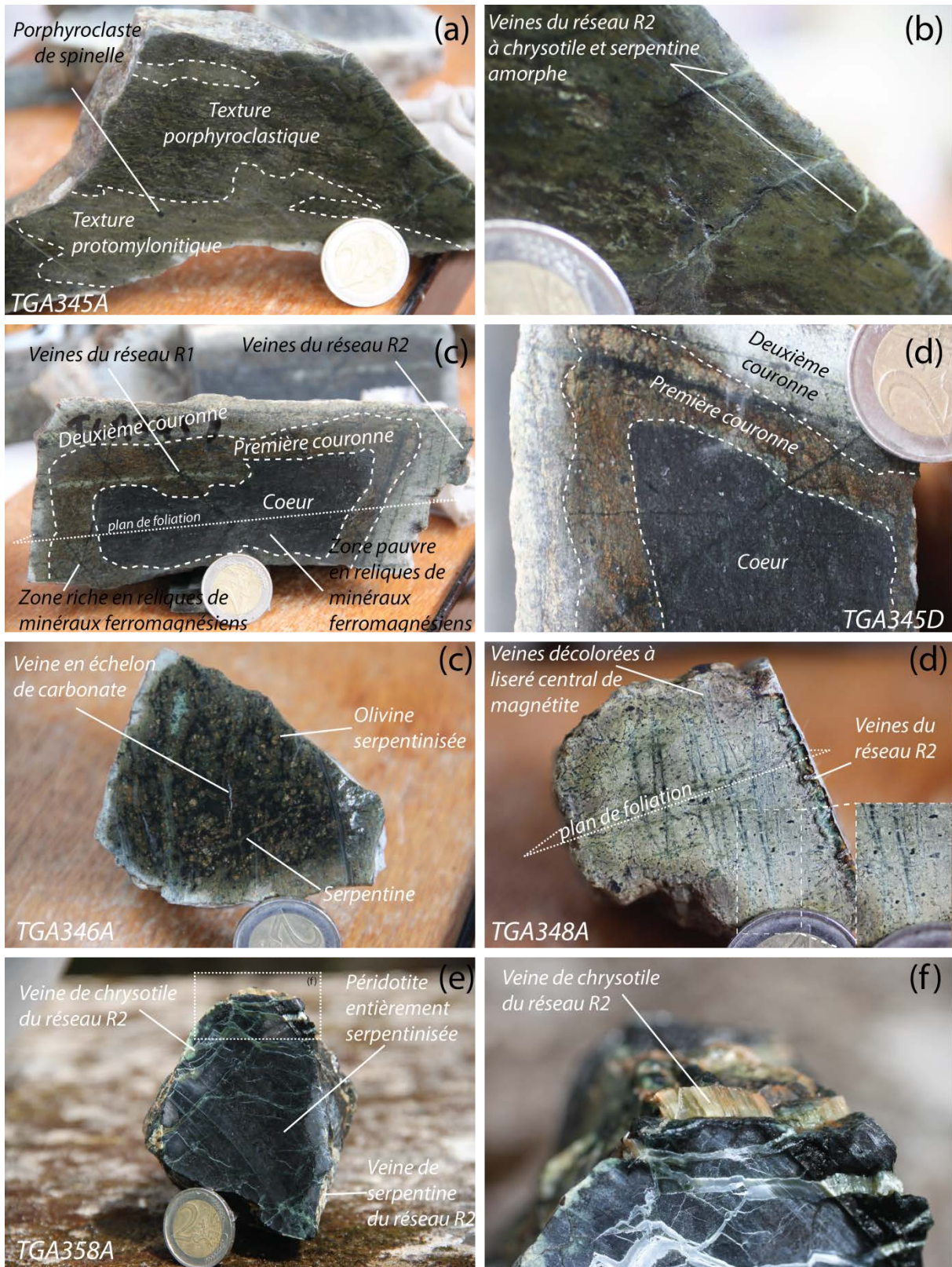


Fig. VI-11 : photographies des différents faciès prélevés dans le secteur de Ty-Lan (carrière de Ty-Lan et Talus de la départementale 2). (a) et (b) montrent un faciès de couleur vert sombre présentant un litage irrégulier, porphyroclastique à protomylonitique. (c) et (d) montrent un échantillon de péridotite à cœur fortement serpentinisé avec une première couronne riche en reliques de minéraux ferromagnésiens et une deuxième couronne claire. (e) montre une péridotite serpentinisée à texture protogranulaire. (f) montre une péridotite de couleur verte fortement serpentinisée, recoupée par des veines perpendiculaires aux plans de foliation. (g) et (h) montrent une péridotite entièrement serpentinisée dans laquelle le réseau R2 est fortement développé. Le réseau R1 apparaît en placages clairs ; il est recoupé par le réseau R2.

VI.1.3 Secteur de Kerazel

Dans le secteur nord, la roche apparaît principalement en pierres volantes et plus rarement en affleurement dans les talus. Un seul faciès de péridotite a été reconnu dans ce secteur. La roche est fortement patinée et de couleur rouille. En coupe ou à la cassure (Fig. VI-12), elle montre une gangue de quelques millimètres à 1 centimètre entourant un cœur à grain fin de couleur noire. La roche présente une foliation discrète soulignée par des spinelles orientés et auréolés de chlorite.

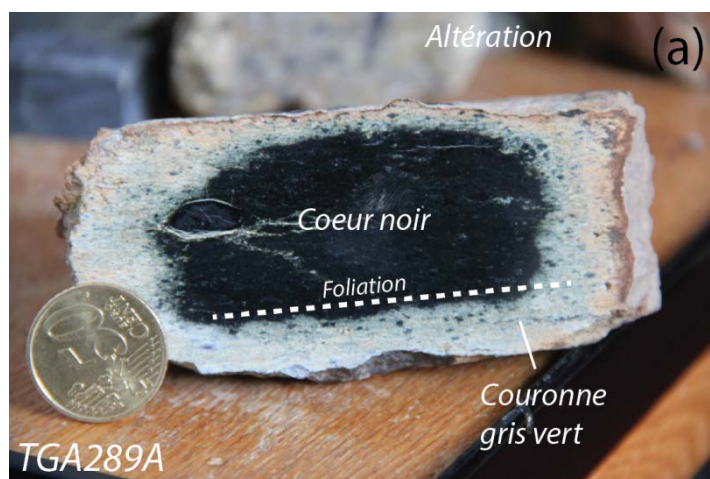


Fig. VI-12 : photographie du faciès représentatif des péridotites serpentinisées du secteur de Kerazel. La roche montre un cœur noir emballé dans une couronne gris vert.

VI.2 Pétrologie minérale

L'étude pétrologique a été réalisée dans les trois secteurs mentionnés précédemment et a concerné les différents faciès identifiés sur le terrain. Des différences notables, notamment dans la caractérisation des polymorphes de serpentine, ont été mises en évidence d'un faciès à l'autre. Les parties suivantes présentent les différents assemblages minéralogiques identifiés. Les analyses par spectroscopie Raman réalisées sur les différentes serpentines identifiées et selon les structures dans lesquelles elles ont cristallisé (matrice ou veine) sont disponibles en annexe.

VI.2.1 Secteur de Kerguelmès

VI.2.1.1 La matrice de la roche

L'étude au microscope optique des péridotites sombres échantillonnées dans le secteur de Kerguelmès confirme leur haut degré de serpentinitisation. Deux faciès différents ont été différenciés.

Le premier faciès correspond à une péridotite serpentinisée à plus de 80 %. Deux types de texture pseudomorphiques y ont été identifiés (Fig. VI-13), le premier est une texture constituée de lizardite (cf. annexe IV.4.1) très finement cristallisée, le second une texture plus grossière avec présence de structures en sablier dont les contours correspondent aux limites des anciens grains d'olivine (Fig. VI-13). La proportion de ces textures, l'une par rapport à l'autre, est relativement variable et difficilement quantifiable. Il semblerait cependant que la texture d'aspect mylonitique soit toujours prédominante.

Dans la texture maillée, le cœur des mailles est souvent isotrope et constitué uniquement de serpentines, avec présence parfois de carbonates. Par ailleurs, quelques bastites xénomorphes issues de la pseudomorphose des pyroxènes ont aussi été reconnues. Dans tous les cas, les textures de serpentinitisation sont soulignées par la cristallisation de magnétite, en microcristaux ou en fins liserés discontinus. Le chrysotile apparaît localement dans la matrice de la roche. Il cristallise en amas fibreux associé à la lizardite dont il se différencie aisément par sa biréfringence plus élevée ; il pourrait représenter 5 à 10 % des serpentines. À fort grossissement, de l'antigorite fibrolamellaire (cf. annexe IV.4.2) non pseudomorphique a localement été identifié (Fig. VI-14). Les spinelles représentent environ 4 à 6 % de la roche. Ils sont toujours altérés en ferritchromite et montrent souvent une auréole de chlorite. L'amphibole est très abondante dans ces faciès. Elle forme soit des reliques au cœur des mailles de serpentine, soit des porphyroclastes partiellement serpentinisés (Fig. VI-15). De ce fait, il est très difficile d'en estimer la proportion. Elle pourrait néanmoins avoisiner les 20%.

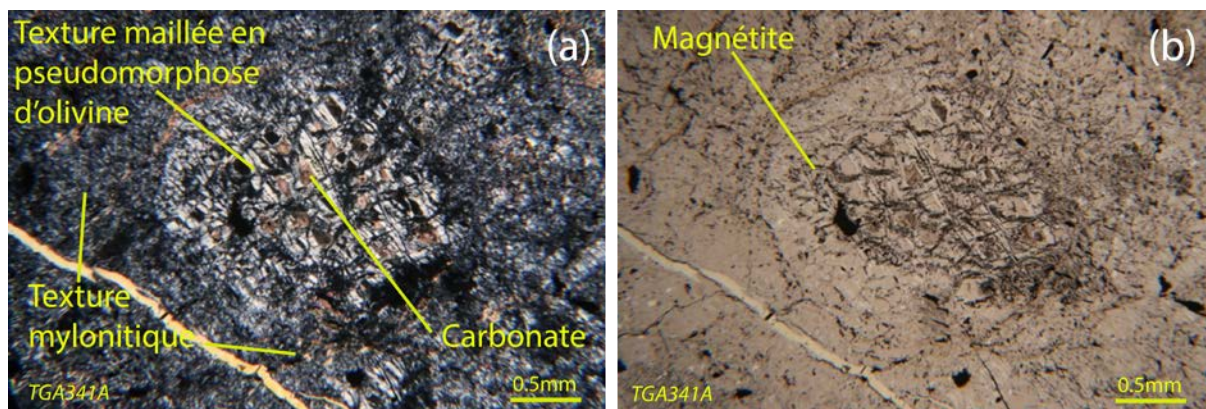


Fig. VI-13 : microphotographies des deux textures de serpentinisation reconnues dans les péridotites serpentinisées de la Formation de Ty-Lan. (a) LPA et (b) LPNA.

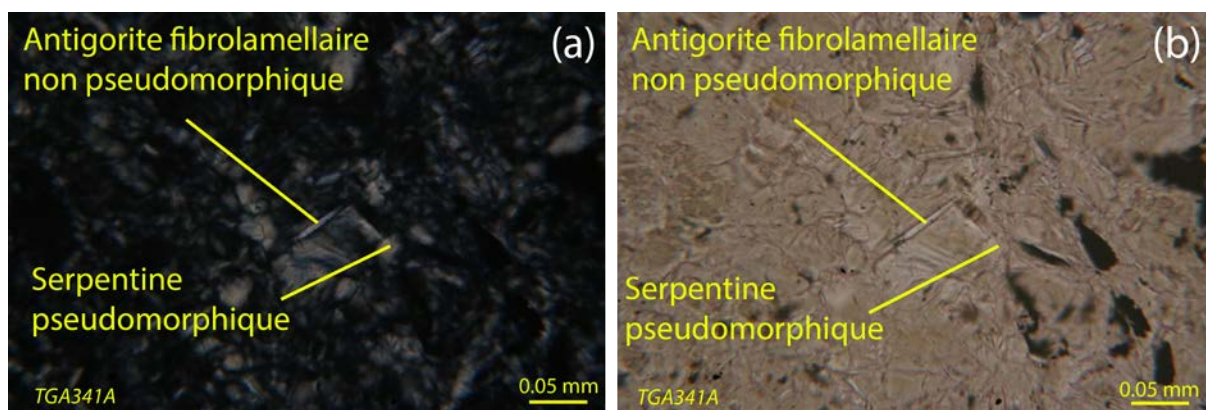


Fig. VI-14 : microphotographies d'une antigorite fibrolamellaire non pseudomorphique identifiée dans la matrice des péridotites de la Formation de Ty-Lan. (a) LPA et (b) LPNA.

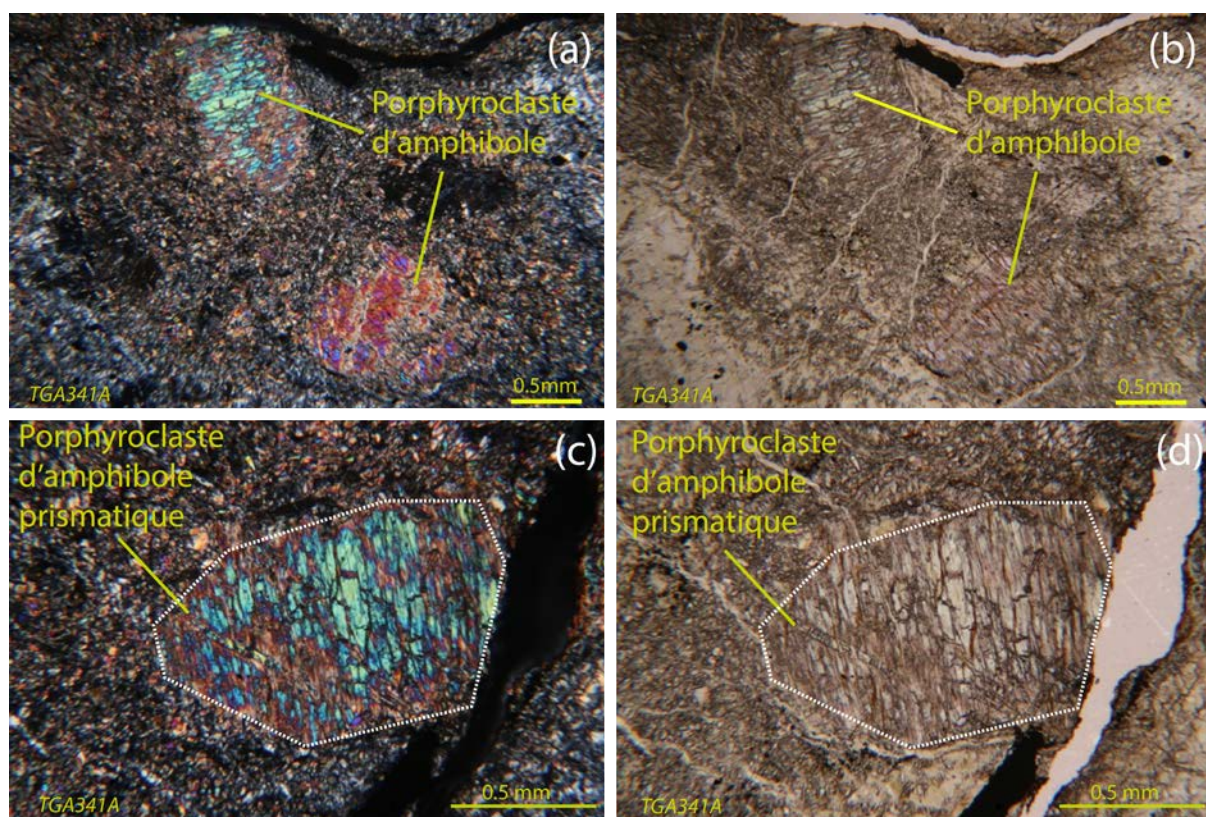


Fig. VI-15 : microphotographies des porphyroclastes d'amphiboles identifiés dans les faciès sombres des péridotites serpentinisées de la Formation de Ty-Lan. (a) et (b) montrent des porphyroclastes prismatiques altérés enchevêtrés. (c) et (d) montrent un porphyroclaste avec une inclusion d'amphibole tabulaire.

Le deuxième faciès identifié présente les mêmes textures que le précédent, il est serpentinisé à presque 100%. On y retrouve principalement une texture pseudomorphique d'aspect mylonitique constituée de serpentine très finement cristallisée et plus localement une texture maillée composée de lizardite en pseudomorphose de l'olivine. Ce faciès se distingue du précédent par l'absence de relique d'amphibole et par une proportion nettement supérieure de serpentines fibrolamellaires non pseudomorphiques. Celle-ci se développe aux dépens de la texture mylonitique et de la texture maillée. Dans le premier cas, elle forme de fines aiguilles non orientées et dans le second cas, elle cristallise depuis l'extérieur des plages à texture maillée vers l'intérieur (Fig. VI-16). Elle peut ainsi remplacer complètement ces structures, mais, la plupart du temps, elle forme une couronne entourant un cœur à texture maillée préservée (Fig. VI-16). Cette couronne s'observe facilement en LPNA (Fig. VI-16 (b)). En bordure de bloc, ce faciès se singularise aussi par un halo décoloré qui, au microscope, apparaît constitué en grande partie de serpentine fibrolamellaire.

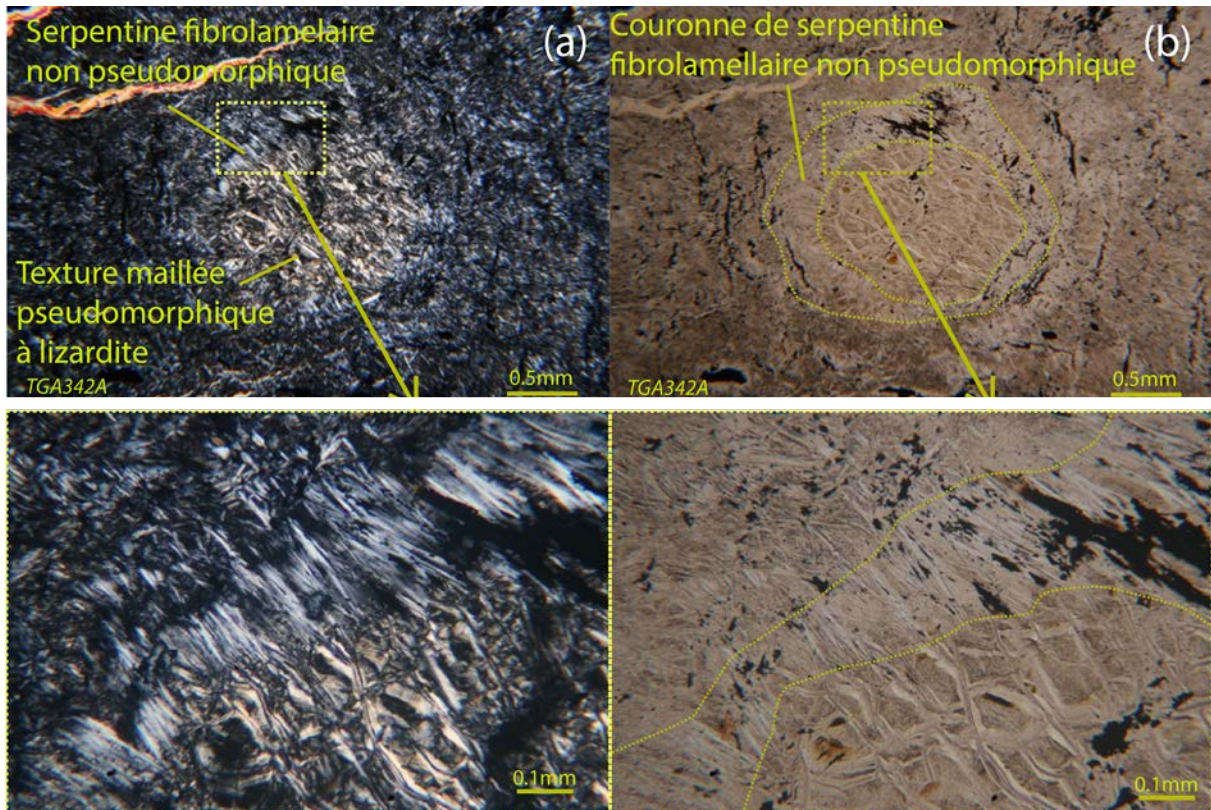


Fig. VI-16 : microphotographie de la serpentine fibrolamellaire non pseudomorphique cristallisant en remplacement de la lizardite pseudomorphique des textures maillées. Échantillon TGA342A.

VI.2.1.2 Les réseaux de veines

En accord avec les observations de terrain et l'analyse macroscopique des échantillons prélevés, l'étude au microscope optique a confirmé la présence de deux réseaux de veines dans les péridotites du secteur de Kerguelmès. Le premier réseau (R1) contrôle le débit principal de la roche. Dans les parties internes des blocs, ce réseau est composé de veines à lizardite (cf. annexe IV.4.3) soulignées par un halo sombre en LPA et par la cristallisation de magnétite en petits cristaux (Fig. VI-17). Il est recoupé par le second réseau (R2) qui est constitué de veines extensives colmatées de chrysotile (cf. annexe IV.4.4) en fibres perpendiculaires aux épontes (Fig. VI-17). Dans les parties externes, les veines du réseau R1 apparaissent plus ouvertes et ne montrent pas de halo sombre en LPA ; elles sont aussi comblées de lizardite (cf. annexe IV.4.3) (Fig. VI-18). De plus, à leurs épontes, elles présentent un fin niveau rubané connecté au réseau R2 (Fig. VI-18). Ce niveau est aussi constitué de lizardite (cf. annexe IV.4.3), mais son aspect rubané suggère une transformation du chrysotile initial. Par ailleurs, la prolongation, dans ces veines, des veines du réseau R1 montre très clairement que le chrysotile est transformé en lizardite (cf. annexe IV.4.3) (Fig.

VI-18 (e)), ce qui suggère que la lizardite est une lizardite de deuxième génération (lizardite 2) qui cristallise aux dépens de la lizardite de la première génération (lizardite 1) et du chrysotile.

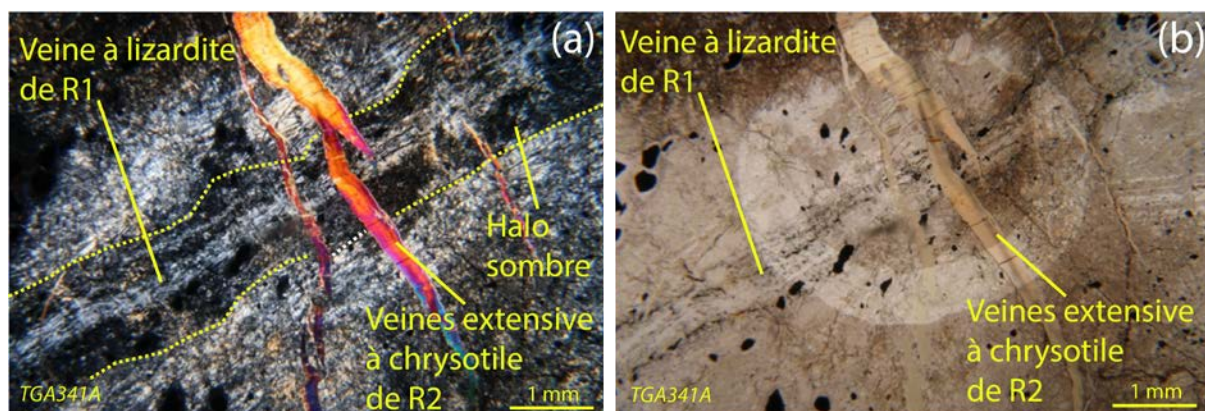


Fig. VI-17 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, des deux réseaux de veines identifiés dans les péridotites serpentinisées prélevées dans le secteur de kerguelmès. Les veines à lizardite (R1) sont soulignées par un halo sombre en LPA et recoupées par des veines de chrysotile (R2) s'ouvrant perpendiculairement aux veines à lizardite. Échantillon TGA341A.

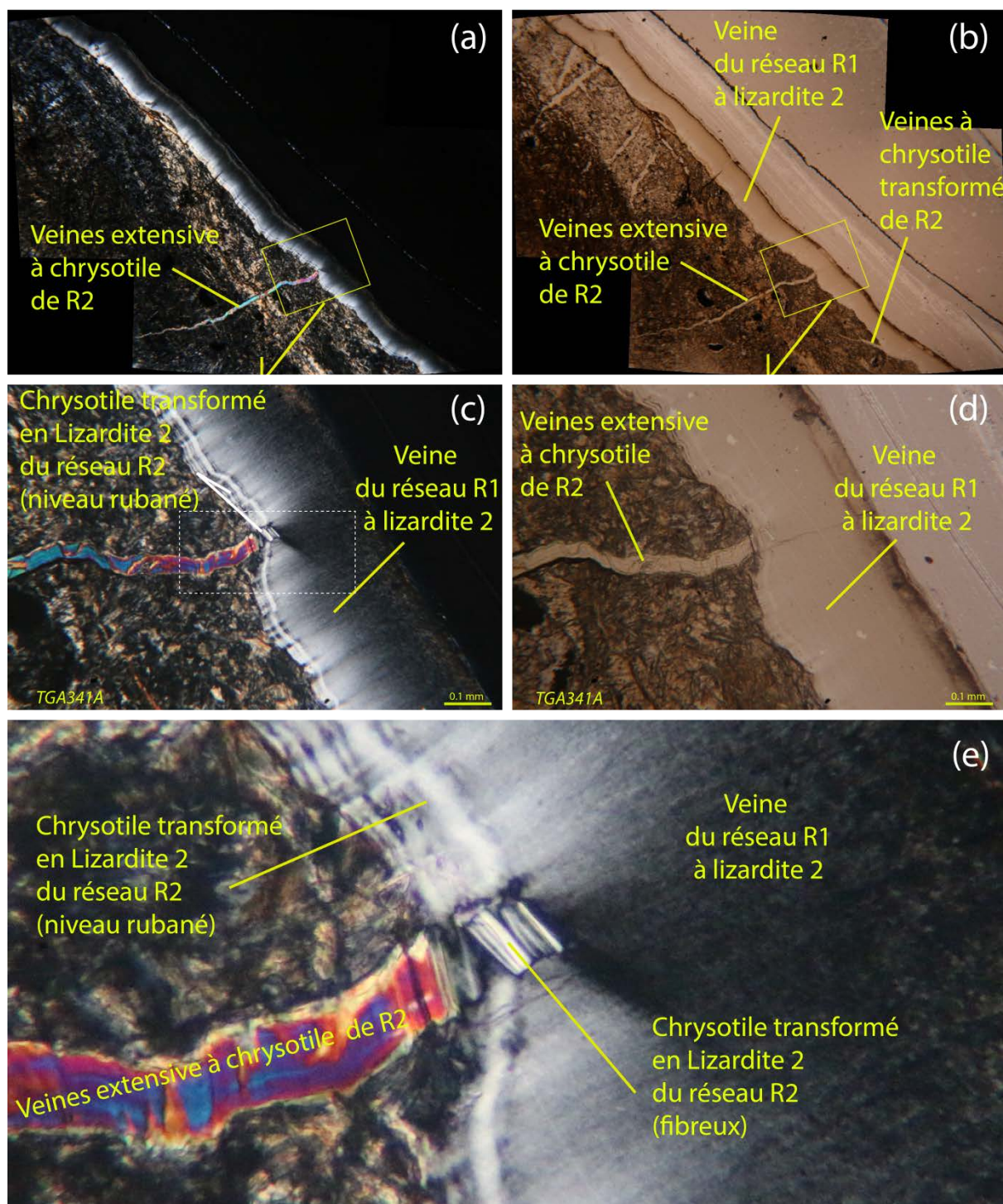


Fig. VI-18 : microphotographies des veines du réseau R1 dans les parties externes des blocs. (a) LPA et (b) LPNA. Ces veines représentent les placages verts clairs à blanc identifiés sur le terrain ou lors de l'analyse macroscopique des échantillons prélevés. Échantillon TGA341A.

VI.2.2 Secteur de Ty-Lan

VI.2.2.1 La matrice de la roche

Les observations au microscope des péridotites du premier faciès (Fig. VI-11 (a)) confirment la présence d'une variation granulométrique associée au litage. Dans les niveaux porphyroclastiques, elle se traduit par de grandes plages grossières dans lesquelles se trouvent de plus petites plages finement cristallisées (Fig. VI-18). Dans les niveaux protomylonitiques, voire mylonitiques, c'est l'inverse qui est observé. Dans les deux cas, la serpentinitisation est très importante, supérieure à 90 % et soulignée par la cristallisation de magnétite. Dans les niveaux porphyroclastiques, la texture maillée en pseudomorphose de l'olivine est largement préservée alors que dans les niveaux mylonitiques les serpentines apparaissent finement maillées, voire cryptocristallines. Ceci suggère que la variation de texture observée dans ces roches est une variation héritée du protolithe et qu'elles correspondent à une foliation mantellique. D'autre part, dans les niveaux porphyroclastiques, la composition minéralogique apparaît plus hétérogène. Ils présentent des amphiboles en porphyroclastes partiellement serpentinisés soulignant la foliation ou en reliques au cœur des mailles (Fig. VI-21). Les reliques d'olivine sont rares et aucune relique de pyroxène n'a été identifiée. Néanmoins, les bastites pseudomorphiques sont fréquentes. Elles sont souvent remplacées par du talc qui cristallise en amas de lamelles non orientées (Fig. VI-20 (a)). Ce minéral a aussi été identifié en remplacement du maillage serpentineux ou en remplacement des serpentines finement cristallisées des niveaux mylonitiques (Fig. VI-20 (b)). Moins souvent, du chrysotile en remplacement des bastites a aussi été identifié. Les spinelles représentent 3 à 5 % des roches. Ils soulignent la foliation et apparaissent toujours déstabilisés en ferritchromite. De plus, ils présentent systématiquement une auréole de chlorite. Contrairement aux auréoles identifiées dans les péridotites du secteur de Kerguelmès, celles-ci sont constituées de deux couronnes. La couronne interne est composée de chlorite marron en LPA alors que la couronne externe est composée de chlorite bleu violacé en LPA (Fig. VI-22). Dans les deux cas, elle cristallise en lamelles radiaires. Outre cette chlorite en auréole autour des spinelles, ce minéral a aussi été identifié en remplacement des serpentines de type bastite ou en remplacement de la matrice serpentineuse. Dans ce cas, elle apparaît sous forme de lamelles ou en fines aiguilles. La serpentine fibrolamellaire, abondante dans les péridotites serpentinisées du secteur de Kerguelmès n'a pas été identifiée dans ces faciès. Néanmoins, elle pourrait avoir été présente

en petite quantité et les chlorites en aiguille pourraient correspondre à leur déstabilisation (Fig. VI-23). La composition des niveaux mylonitiques est plus homogène. Ils sont constitués principalement de serpentine finement cristallisée, parfois à texture très finement maillée et localement talcifiée. Ils présentent aussi quelques rares reliques de minéraux ferromagnésiens (amphibole et olivine).

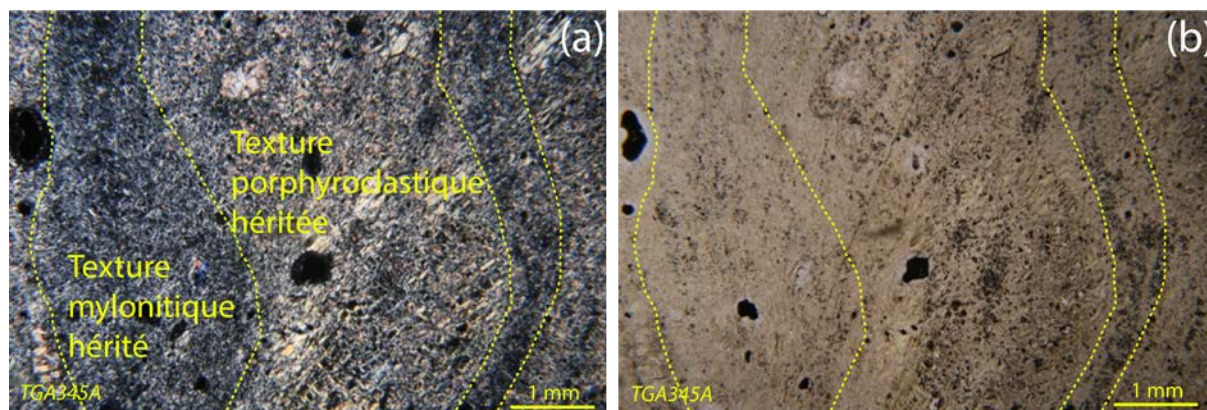


Fig. VI-19 : microphotographies des textures porphyroclastique et mylonitique héritées du protolithe identifiables dans les péridotites serpentinisées de la Formation de Ty-Lan. Secteur de Ty-Lan. (a) LPA et (b) LPNA. Échantillon TGA345A.

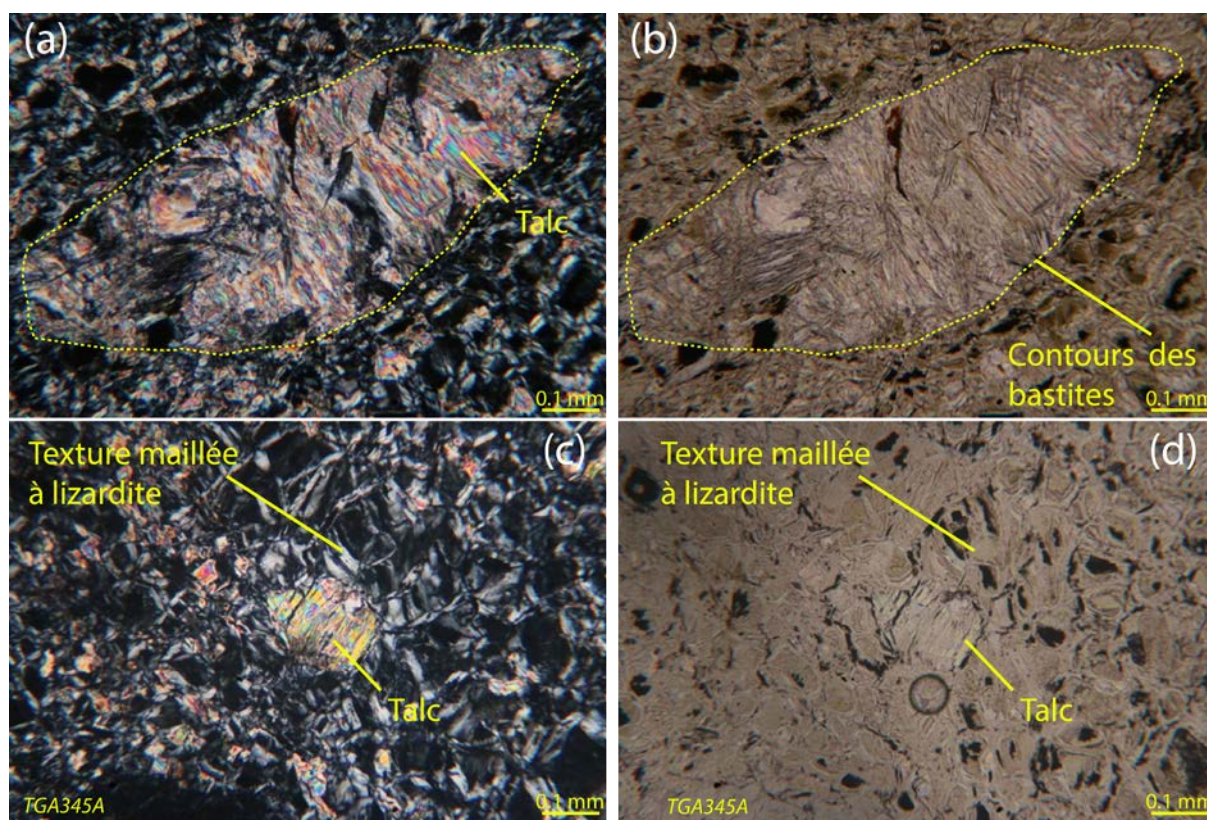


Fig. VI-20 : microphotographies ((a) et (c) LPA, (b) et (d) LPNA) de la talcification de serpentines maillées (c et d) et en bastite (a et b) dans les péridotites serpentinisées de la Formation de Ty-Lan. Échantillon TGA345A.

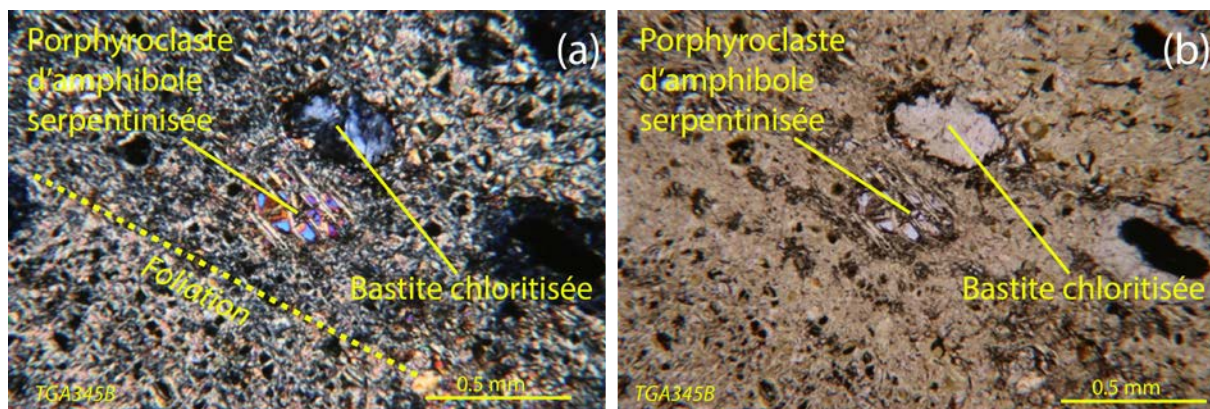


Fig. VI-21 : microphotographies en LPA (a) et en LPNA (b) montrant un porphyroclaste d'amphibole partiellement serpentinisé dont l'orientation souligne la foliation. La tache qui polarise dans les gris bleus du premier ordre correspond à une bastite en cours de chloritisation. Échantillon TGA345B.

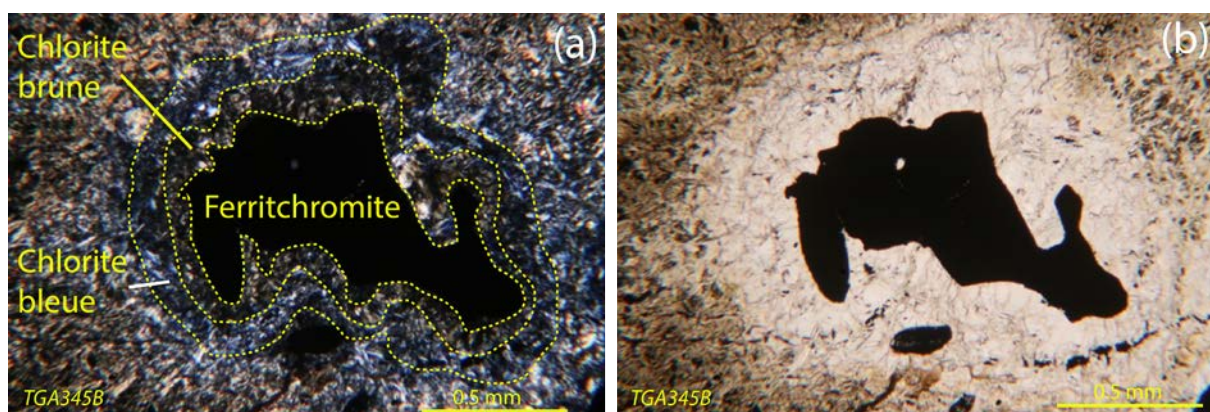


Fig. VI-22 : microphotographies (a) LPA et (b) LPNA des ferritchromites auréolées de 2 couronnes de chlorite. La couronne interne est constituée de chlorite brune et la couronne externe de chlorite bleue. Échantillon TGA345B.

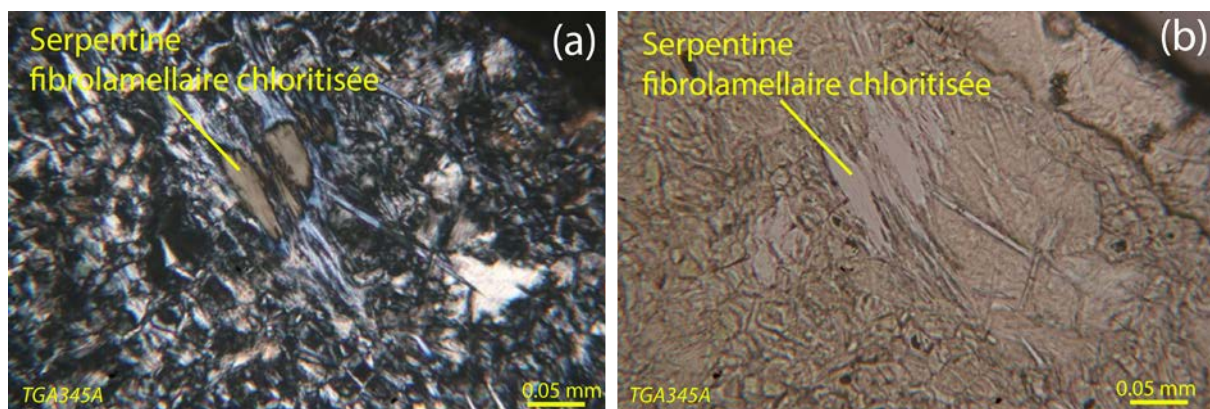


Fig. VI-23 : microphotographies (a) LPA et (b) LPNA des serpentines fibrolamellaires chloritisées. Échantillon TGA345B.

Les observations au microscope des péridotites du deuxième faciès (Fig. VI-11 (c) et (d)) confirment la présence d'un zonage associé à une variation de la proportion de minéraux ferromagnésiens. Le cœur sombre apparaît effectivement pauvre en relique d'olivine et surtout d'amphibole alors que la première couronne est très riche en amphibole. Le cœur est aussi plus riche en magnétite. D'autre part, les observations montrent une variation granulométrique entre ces différentes zones. La finesse des minéraux dans le cœur suggère une texture mylonitique alors que la présence de porphyroclastes dans les couronnes suggère une ancienne texture porphyroclastique à protomylonitique. Notons que la couronne externe présente une variation granulométrique qui se traduit par une partie plus mylonitique et une partie plus porphyroclastique. Deux textures de serpentinitisation ont été reconnues en lame mince. La première est une texture maillée pseudomorphique à lizardite après l'olivine et en bastite après les pyroxènes ; elle affecte les trois zones. La seconde est une texture non pseudomorphique caractérisée par la cristallisation d'antigorite fibrolamellaire. Elle semble d'autant plus développée que l'on se rapproche des parties externes de la roche. Ainsi, elle apparaît fortement développée dans les couronnes 1 et 2 et plus limitée dans le cœur. Les spinelles forment des porphyroclastes systématiquement auréolés de chlorite ; ils sont présents dans les trois zones et soulignent la foliation. Ils sont cependant de plus petites tailles dans le cœur ce qui confirme le caractère mylonitique de cette zone. La chlorite est largement développée dans les couronnes, particulièrement dans la couronne externe, où elle semble se former en remplacement des antigorites fibrolamellaires et en remplacement des bastites, probablement celles issues des pyroxènes. Enfin, les parties externes de ces faciès sont composées de talc qui se développe aux dépens des serpentines.

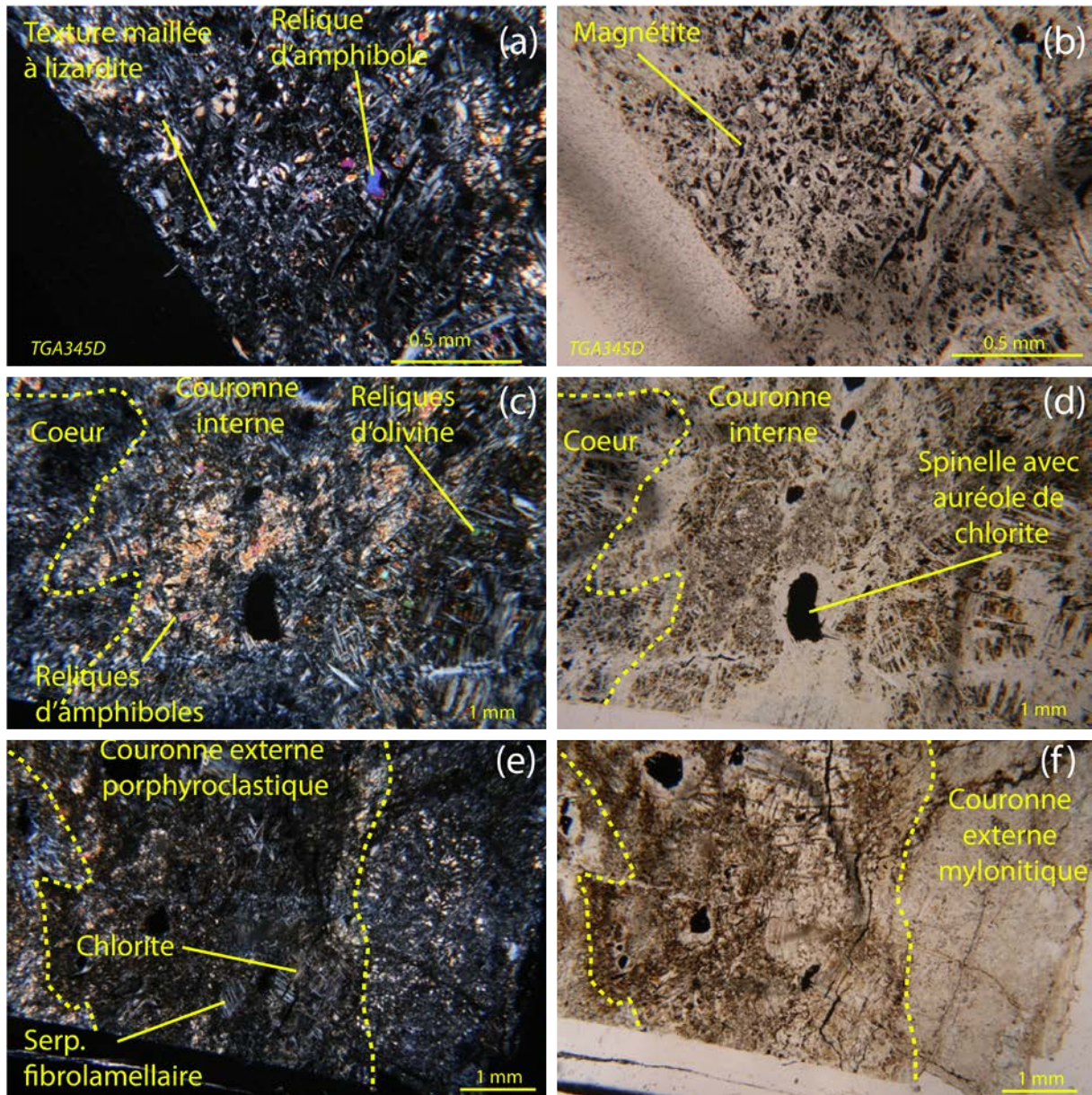


Fig. VI-24 : microphotographies des différentes zones identifiées dans les péridotites serpentinisées de type II. Photos de gauche en LPA et photos de droite en LPNA. (a) et (b) montrent le cœur de l'échantillon avec une faible quantité de reliques de minéraux ferromagnésiens. (c) et (d) montrent la couronne interne à texture porphyroclastique et riches en reliques de minéraux ferromagnésiens (amphiboles et olivines). Le quart sud-est de la photo montre le développement de serpentine fibrolamellaire. (e) et (f) montrent la couronne externe fortement chloritisée et constituée de deux parties. Une partie à texture porphyroclastique et une partie à grain fin interprétée comme une texture mylonitique. Échantillon TGA345D.

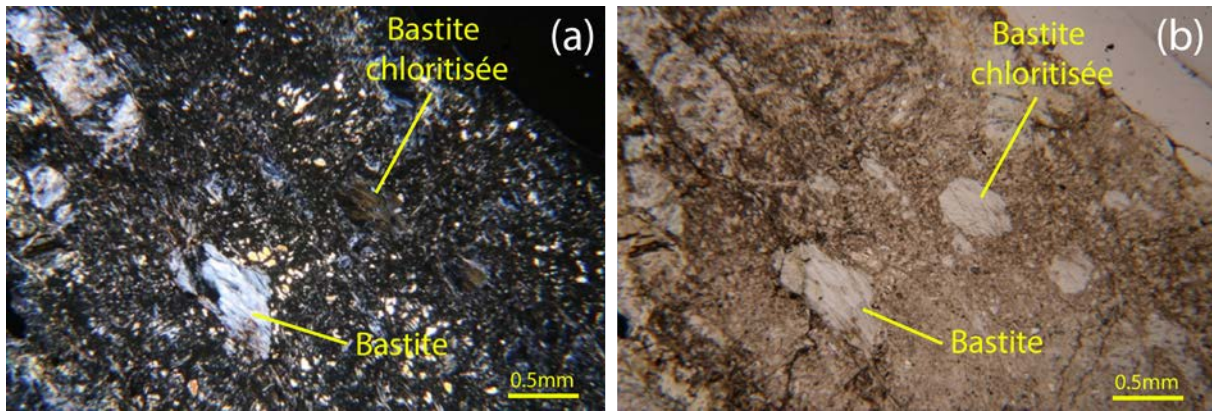


Fig. VI-25 : microphotographies (a) LPA et (b) LPNA montrant la chloritisation des bastites dans la partie mylonitique de la couronne externe.

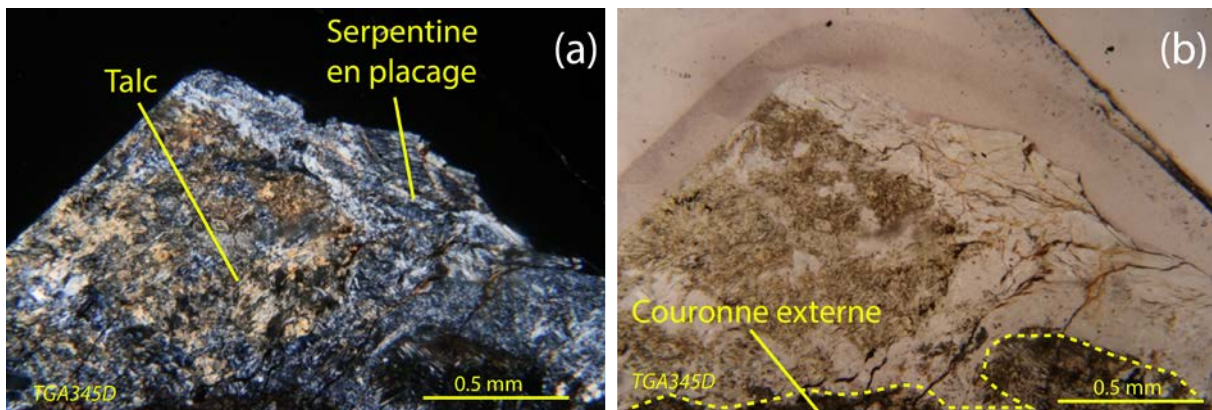


Fig. VI-26 : microphotographies (a) LPA et (b) LPNA montrant la cristallisation de talc en remplacement de la serpentine en placage soulignant le débit de la roche.

Au microscope, à la différence des deux premiers types, les péridotites du troisième faciès montrent un taux de serpentinitation plus faible, de l'ordre de 60 à 70 %. La texture de la roche est principalement mylonitique à porphyroclastique. La matrice est composée de serpentines fibrolamellaires enchevêtrée ou cryptocristalline dessinant parfois un fin maillage. Elle contient aussi de nombreuses reliques d'amphibole au cœur des mailles (Fig. VI-27 (c) et (d)), parfois regroupées en plages diffuses non orientées (Fig. VI-27 (a) et (b)). Les porphyroclastes d'olivine sont très fracturés et ne sont pas orientés. Leur serpentinitation est très variable et se développe selon les réseaux de fractures. Elle individualise ainsi des mailles dont le cœur est soit isotrope soit à relique d'olivine. Les amphiboles, incolores en LPNA, forment des porphyroclastes non orientés xénomorphes ou arrondis ; ils représentent 15 à 20 % de la roche. La serpentinitation, plus limitée que pour les olivines, s'y développe principalement selon les plans clivage. D'autre part, ces porphyroclastes apparaissent parfois maclés (Fig. VI-28 (a) et (b)) et parfois partiellement remplacés par de la chlorite (Fig. VI-28 (b) et (c)). Dans ce cas, cette dernière est caractérisée par un pléochroïsme vert à incolore en

LPNA qui la différencie nettement des chlorites associées aux spinelles (cf. ci-après). La magnétite représente environ 8 à 10 % de la roche et forme des amas de microcristaux au cœur des mailles ou des liserés discontinus soulignant les textures de serpentinitisation. Les spinelles sont tous de type ferritchromite et présentent systématiquement une auréole de chlorite bleu en LPA et incolore en LPNA. Ces chlorites forment des lamelles radiaires.

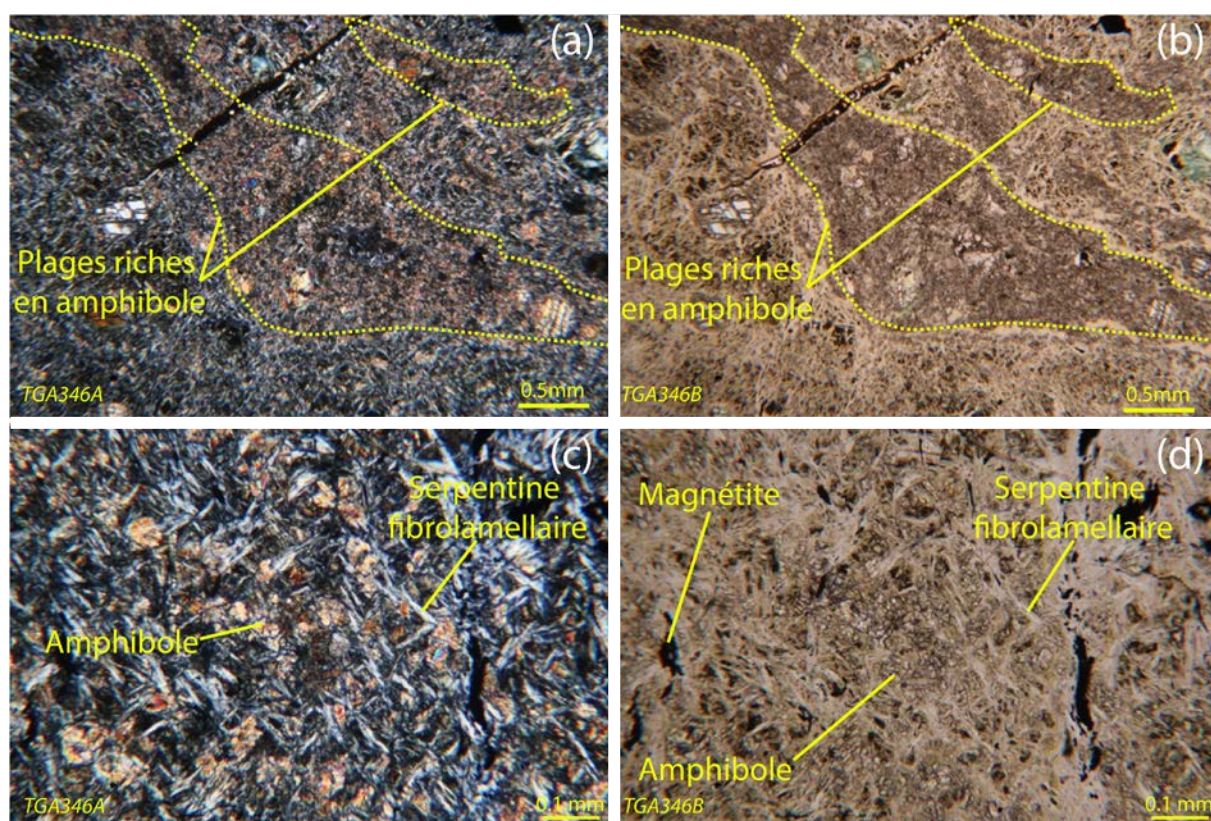


Fig. VI-27 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, de la texture mylonitique non orientée des péridotites serpentinisées de type III échantillonnées dans le secteur de Ty-Lan. La texture mylonitique est principalement constituée de serpentines fibrolamellaires plus ou moins enchevêtrées et de microcristaux d'amphibole incolore (b) et (c). Les amphiboles sont regroupées en plages plus ou moins diffuses (a) et (b).

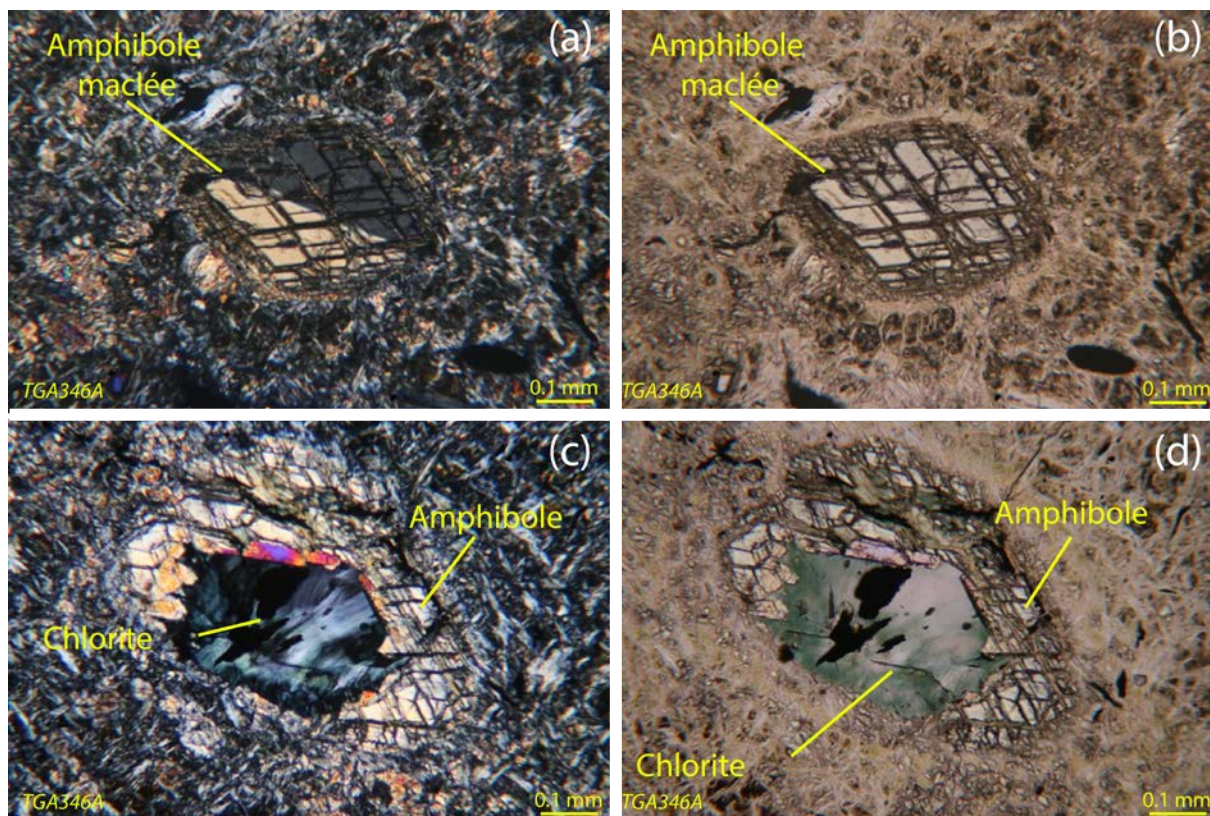


Fig. VI-28 : microphotographies des porphyroclastes d'amphibole des péridotites serpentinisées de type III échantillonnées dans secteur de Ty-Lan. (a) et (b) montrent un porphyroclaste maclé. (b) et (c) montrent un porphyroclaste chloritisé.

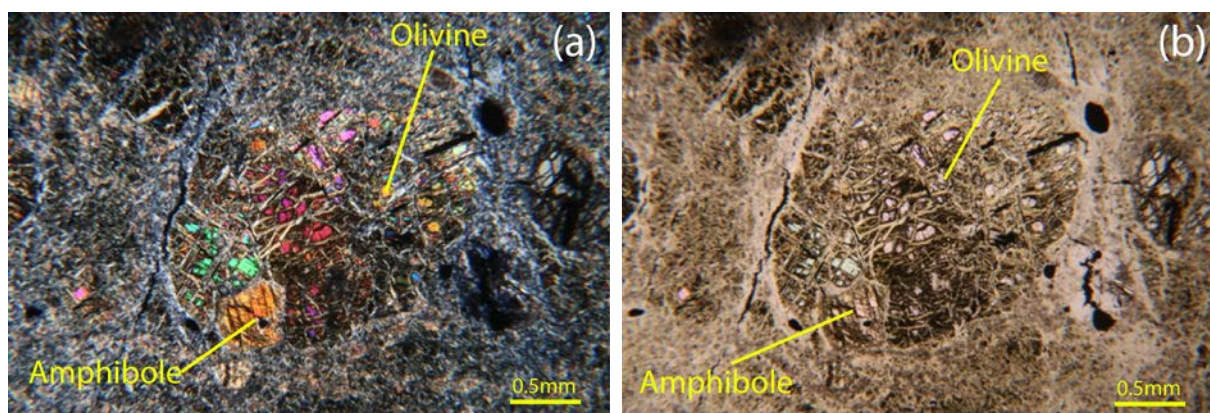


Fig. VI-29 : microphotographies (a) en LPA et (b) en LPNA, des porphyroclastes d'olivine fracturés et serpentinisés des péridotites serpentinisées du secteur de Ty-Lan.

VI.2.2.2 Les réseaux de veines

Comme suggéré par les observations macroscopiques sur le terrain, l'étude au microscope optique des péridotites du premier faciès du secteur de Ty-Lan montre qu'elles sont recoupées par deux réseaux de veines. Le premier réseau correspond au réseau R1 identifié sur le terrain (Fig. VI-9 et Fig. VI-10). En lame mince, les veines de ce réseau sont constituées d'antigorite

(cf. annexe IV.4.5) oxydée en fibres presque parallèles aux épontes de la veine (Fig. VI-30 (a) et (b)). Elles sont recoupées par les veines du réseau R2 qui sont parallèles entre elles et forment des plans subperpendiculaires aux plans des veines du réseau R1 (Fig. VI-30 (a) et (b)). Les veines du réseau R2 sont principalement constituées de serpentine d'aspect amorphe (Fig. VI-30 (b) et (c)) cristallisant en remplacement du chrysotile dont il est possible d'identifier quelques reliques (Fig. VI-30 (c)). Dans certains échantillons de ce type de serpentinite, bien que la structure des réseaux de veines soit préservée, les minéraux primaires ne sont plus identifiables. Dans les veines du réseau R1, la serpentine est remplacée par du talc et dans les réseaux R2, le chrysotile est remplacé soit par une serpentine d'aspect fibreux à teintes de polarisation plus basse, soit par une serpentine d'aspect amorphe (Fig. VI-31).

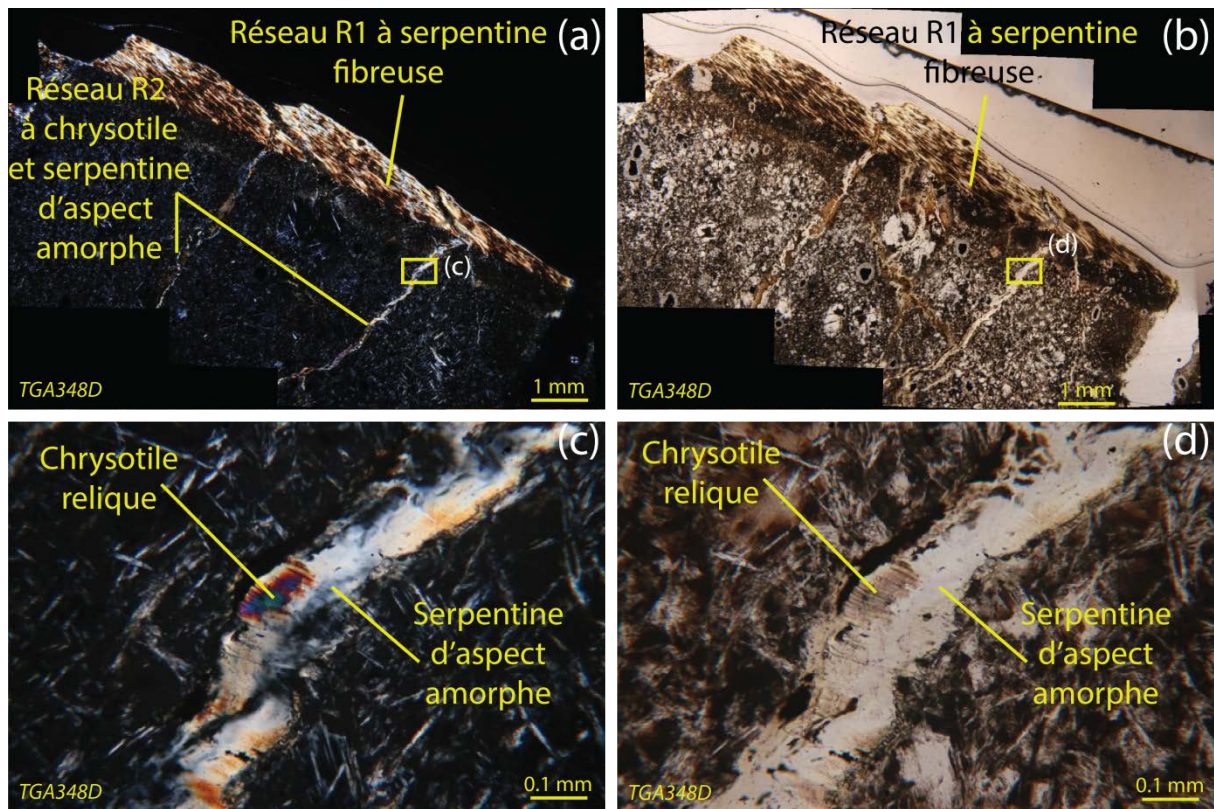


Fig. VI-30 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, des deux réseaux de veines (R1 et R2) identifiés dans les péridotites serpentinisées de la Formation de Ty-Lan, échantillonnées dans le secteur de Ty-Lan. Les veines du réseau apparaissent parallèles entre elles et coupent les veines du réseau R1 qui apparaissent fortement oxydées.

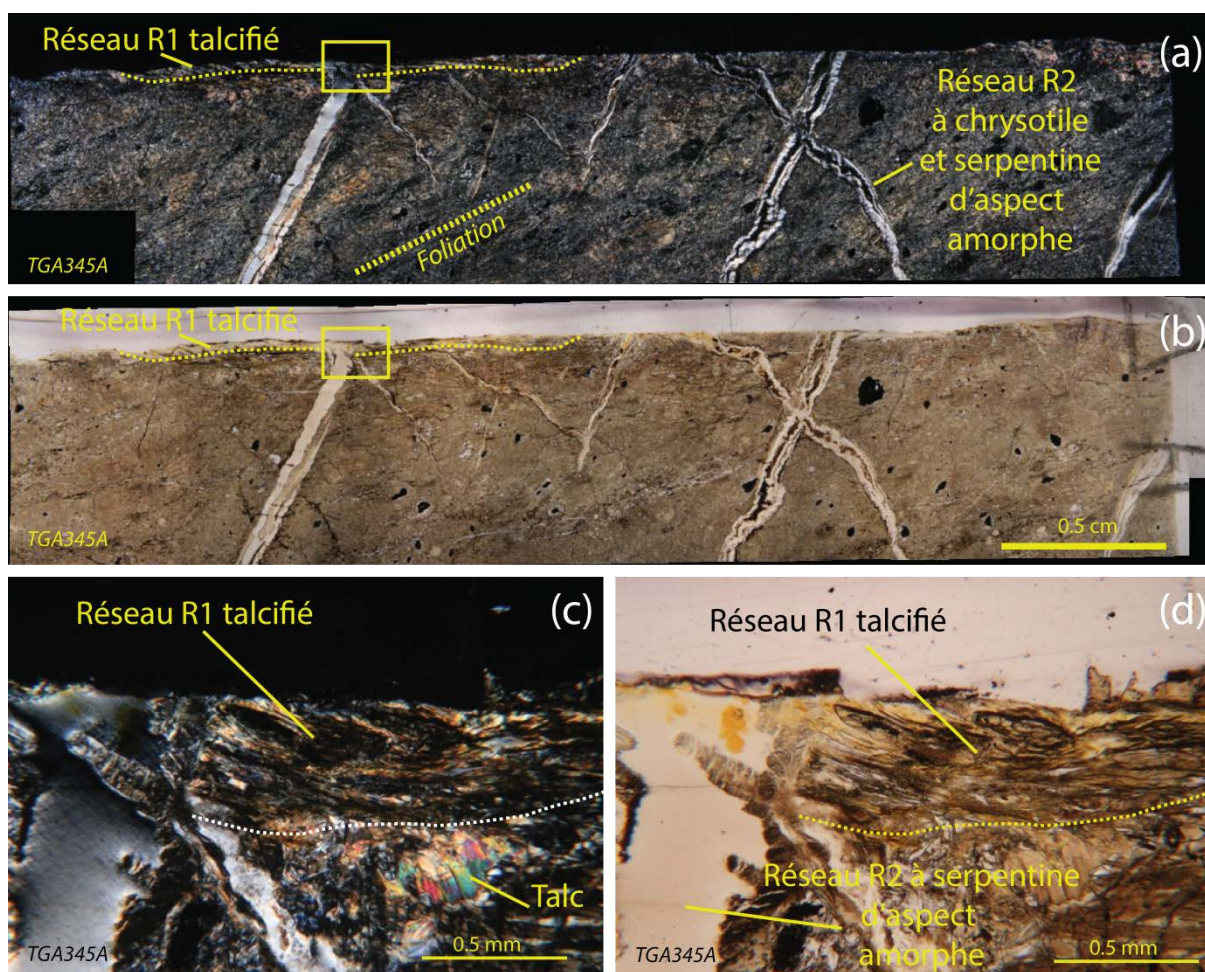


Fig. VI-31 : microphotographies (a) et (c) en LPA et (b) et (d) en LPNA, des réseaux de veines R1 et R2 montrant la talcification des serpentines du réseau R1 et la transformation du chrysotile en serpentine amorphe d'aspect gélatineux.

Tout comme dans les péridotites du premier faciès identifié dans le secteur de Ty-Lan, les observations microscopiques confirment les deux réseaux de veines identifiés lors de l'analyse macroscopique et sur le terrain. Le réseau R1 coupe indifféremment les trois zones identifiées. Dans la couronne externe, il forme des veines parallèles entre elles et comblées d'antigorite (cf. annexe IV.4.6) qui cristallisent majoritairement sous forme cryptocristalline, mais localement, aussi, sous forme fibrolamellaire.

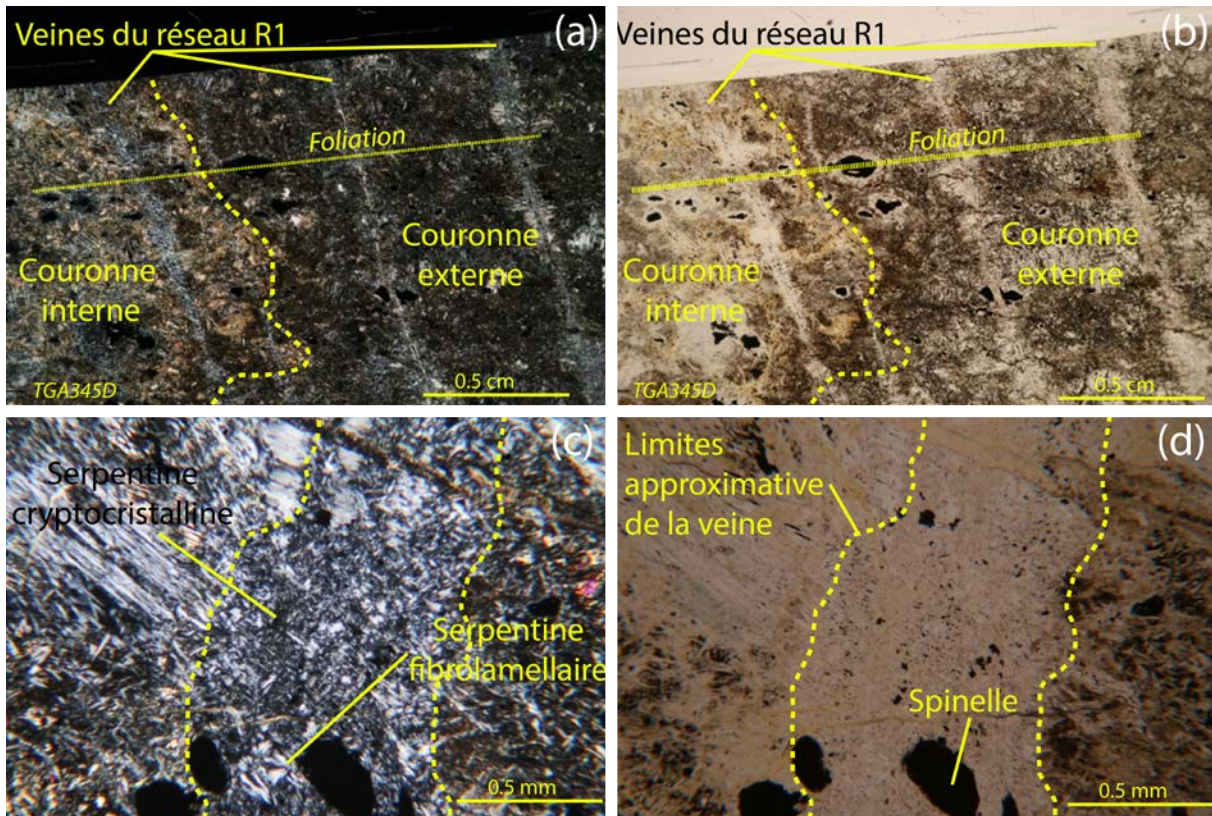


Fig. VI-32 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, des veines du réseau R1 coupant les couronnes, interne et externe, des péridotites de type II échantillonnées dans le secteur de Ty-Lan.

VI.2.3 Secteur de Kerazel

VI.2.3.1 La matrice de la roche

Au microscope, les péridotites de ce secteur sont serpentinisées à plus de 95 %. Deux textures ont été reconnues. La principale, qui constitue près de 98 % de la serpentinitisation est une texture non pseudomorphique à serpentine fibrolamellaire enchevêtrée ce qui les distingue fortement des serpentinites des autres secteurs (Ty-Lan et Kerguelmès) (Fig. VI-33). La deuxième texture, très rare, est une texture pseudomorphique de type maillée à lizardite. Ces textures sont soulignées par la cristallisation de magnétite en fins liserés continus parallèles à la foliation. Aucun porphyroclaste de minéraux ferromagnésiens n'a été identifié dans ce type de serpentinite. Néanmoins, ils apparaissent souvent en reliques dans la trame serpentineuse (Fig. VI-34). Il s'agit principalement d'amphibole incolore, probablement de type trémolite et peut-être d'olivine. Les bastites en pseudomorphose des pyroxènes sont fréquentes et souvent transformées en chlorite à pléochroïsme vert à incolore en LPNA. Les

spinelles forment des porphyroclastes soulignant la foliation. Ils sont entièrement déstabilisés en ferritchromite et possèdent une auréole de chlorite en lamelles radiaires. Contrairement aux échantillons des secteurs de Ty-Lan et Kerguelmès (cf. ci-après) la chlorite apparaît principalement de couleur brune en LPA. Par ailleurs, c'est aussi une constituante importante de la matrice ou elle se développe aux dépens de la serpentine fibrolamellaire. De ce fait elle est très intimement associée à cette dernière et sa proportion dans la roche est difficilement quantifiable. Les observations au microscope montrent aussi la cristallisation de carbonates (calcite) aux dépens de la serpentine fibrolamellaire. Ils forment alors des plages diffuses xénomorphes, plus ou moins allongées dans le plan de foliation et constituées de minéraux cryptocristallins (Fig. VI-35).

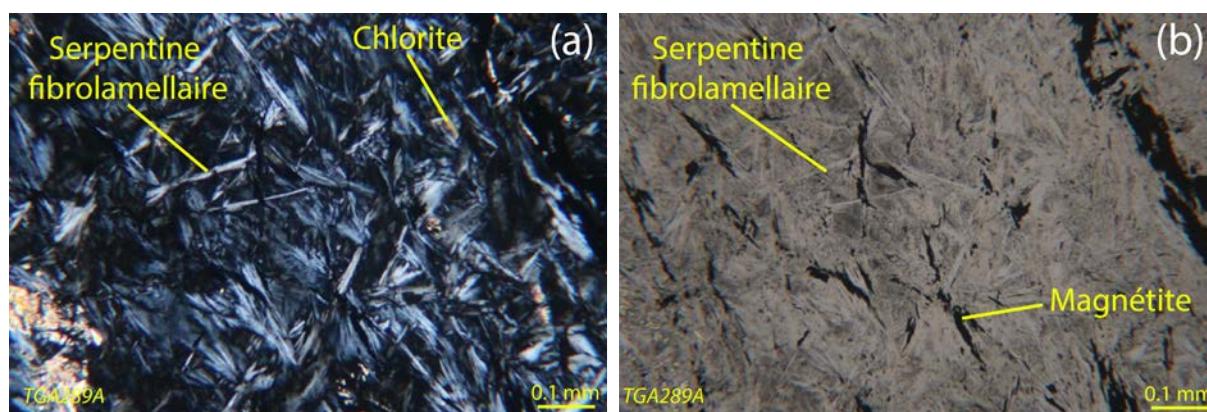


Fig. VI-33 : microphotographies (a) en LPA et (b) en LPNA, montrant la texture de serpentinisation non pseudomorphique des serpentines fibrolamellaires enchevêtrées.

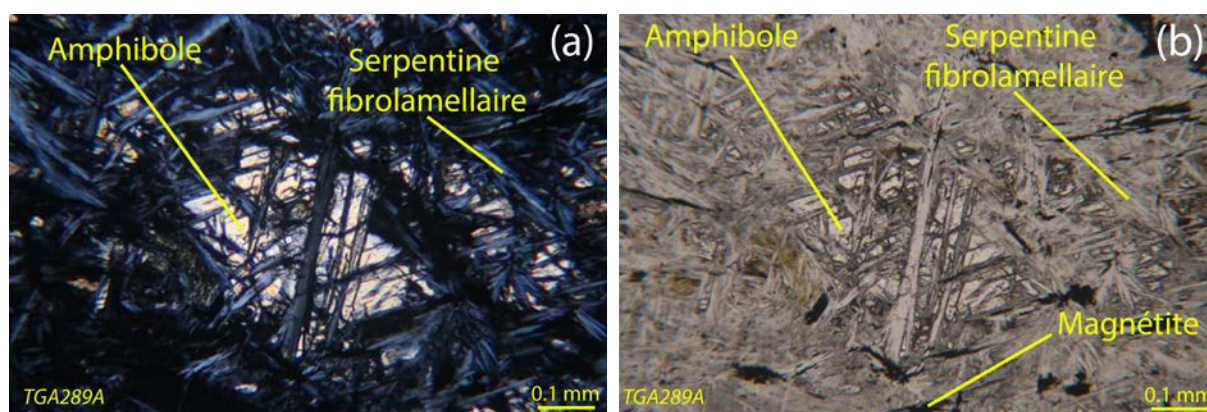


Fig. VI-34 : microphotographies (a) en LPA et (b) en LPNA, des reliques d'amphibole dans la matrice serpentineuse.

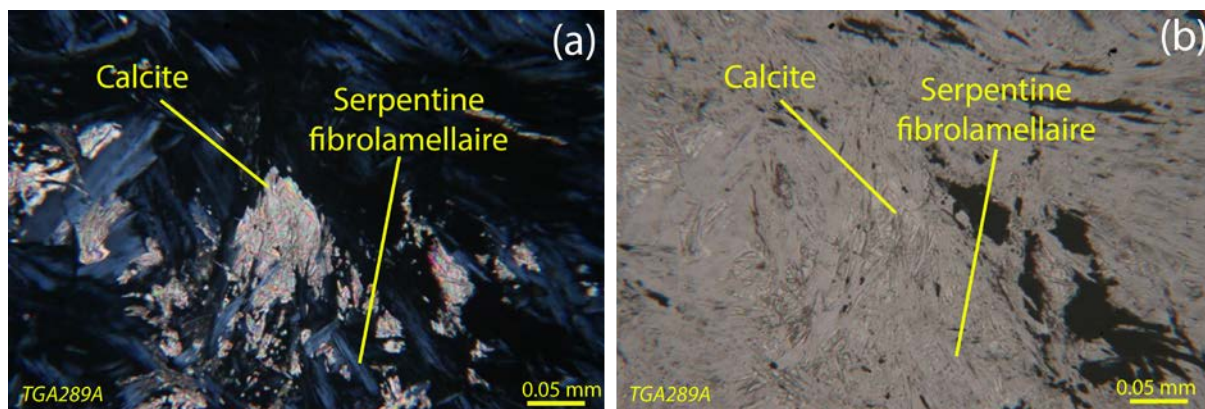


Fig. VI-35 : microphotographies (a) en LPA et (b) en LPNA, illustrant la carbonatation des serpentines fibrolamellaires dans les serpentinites échantillonnées dans le secteur nord.

VI.2.3.2 Les réseaux de veines

Un seul réseau de veines a été identifié au microscope, il s'agit de veines extensives en échelons comblées de chrysotile en fibres perpendiculaires aux épontes (Fig. VI-36(a) et (b)). Elles apparaissent souvent altérées ce qui suggère qu'elles sont antérieures à la cristallisation des serpentines fibrolamellaires. D'autre part elles recoupent les spinelles et leur auréole de chlorite ; elles sont donc postérieures à ces structures. Enfin, le chrysotile peut être localement transformé en carbonate fibreux ou cryptocristallin (Fig. VI-36 (c) et (d)).

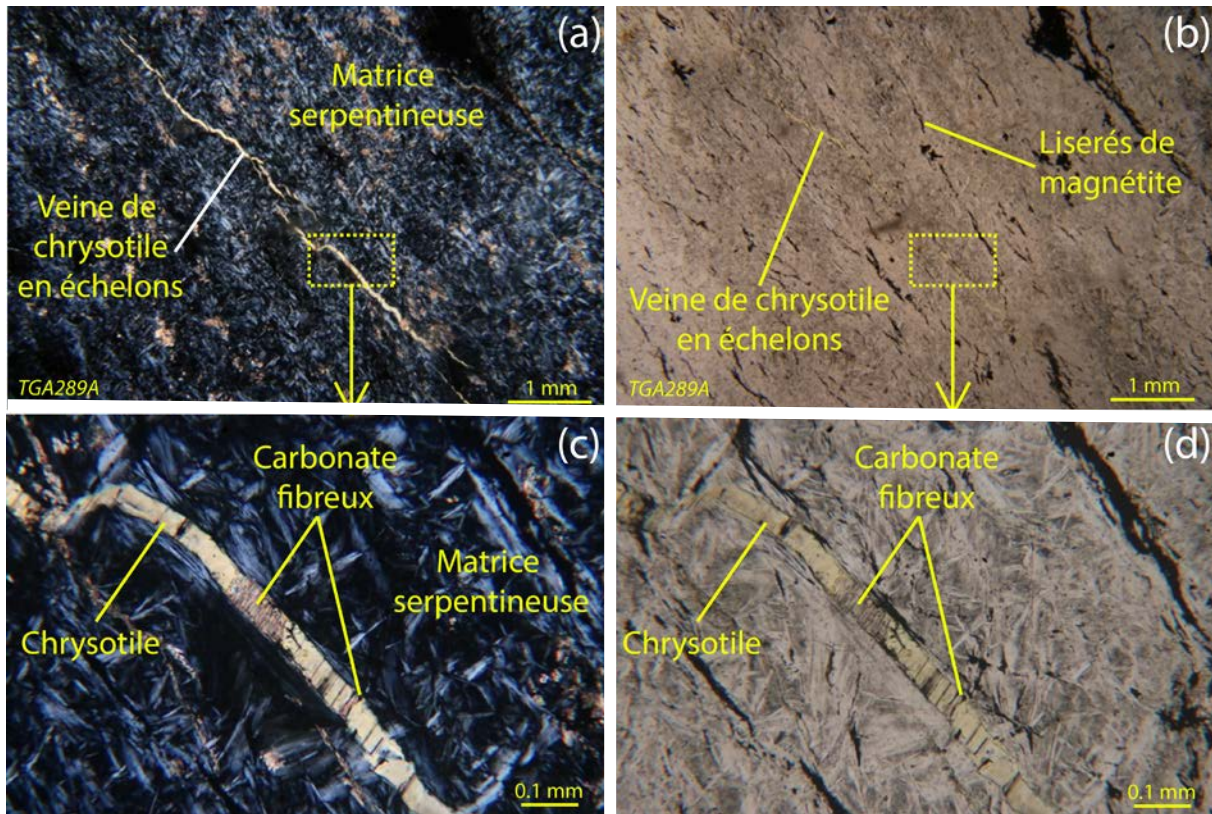


Fig. VI-36 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, des veines de chrysotiles recoupant les serpentinites prélevées dans le secteur de la Formation de Ty-Lan.

VI.2.4 Chimie des phases minérales

a L'olivine

L'olivine a principalement été analysée dans les péridotites de type III où elle se trouve en cristaux peu serpentinisés (cf. annexe V Tab. V-17). Toutes les analyses indiquent des forstérites avec un Mg# compris entre 0,89 et 0,90-0,91. SiO₂ varie entre 40,48 et 41,40 %. FeO et MgO varient respectivement de 9,18 à 10,75 % et de 48,16 à 50,13 %. Les olivines ne sont pas riches en NiO et en MnO, oxydes pour lesquels les teneurs sont remarquablement constantes et respectivement comprises entre 0,31 et 0,42 % et 0,11 et 0,22 %.

b Les amphiboles

Deux espèces d'amphibole ont été identifiées par les analyses à la microsonde électronique. Toutes les deux appartiennent au sous-groupe des amphiboles calciques comme défini par Hawthorne *et al.*, 2012.

La première espèce identifiée correspond à la pargasite (cf. annexe V Tab. V-18). Elles montrent que la composition chimique de ces pargasites est relativement constante, mais qu'elles se démarquent par des teneurs en Cr_2O_3 très élevées (1,27 – 1,57 %) et des teneurs en TiO_2 relativement faibles (0,13 – 0,28 %). SiO_2 est compris entre 44,18 et 45,30 % et les teneurs en Al_2O_3 , MgO , CaO ou même Na_2O sont restreintes à de très petits intervalles ; respectivement [12,00 ; 12,87 %], [18,24 ; 18,81 %], [12,10 ; 12,69 %] et [2,23 ; 2,60 %]. FeO et Fe_2O_3 varient respectivement de 0,73 à 2,7 et de 1,14 à 3,59 %. Une analyse (TGA346A-37) indique la présence de magnésio-hastingsite mais sa composition chimique reste très similaire à celle des pargasites. En effet, elle ne s'en distingue que par une composition légèrement supérieure en MgO (19,10 %) et légèrement inférieure en FeO (0,47 %).

La deuxième espèce identifiée correspond à la trémolite (cf. annexe V Tab. V-19). Les teneurs en SiO_2 varient entre 56,90 et 58,49 % alors que les teneurs en Al_2O_3 sont inférieures à 0,93 %. MgO et CaO sont relativement constants et respectivement compris entre 28,08 et 24,31 % et 13,02 et 13,81 %. FeO , Fe_2O_3 , Na_2O et K_2O sont respectivement inférieurs à 2,12, 1,53, 0,37, 0,13 et 0,05 %. Comparées aux pargasites, les teneurs en Cr_2O_3 (< 0,24 %) et TiO_2 (<0,11 %) apparaissent beaucoup plus basses.

c Le spinelle

Toutes les analyses à la microsonde réalisées sur les spinelles identifiés dans les péridotites de Ty-Lan montrent qu'il s'agit de magnétite parfois légèrement chromifère. Ils sont caractérisés par des teneurs en Fe_2O_3 et Cr_2O_3 respectivement comprises entre 49,82 et 59,85 % et 8,12 et 17,94 %. Les teneurs en FeO (28,31-29,07) et en NiO (0,39-0,63 %) apparaissent très constantes. Enfin, MgO , TiO_2 , MnO et Al_2O_3 sont respectivement inférieures à 1,39, 0,36, 0,41 et 0,13 %.

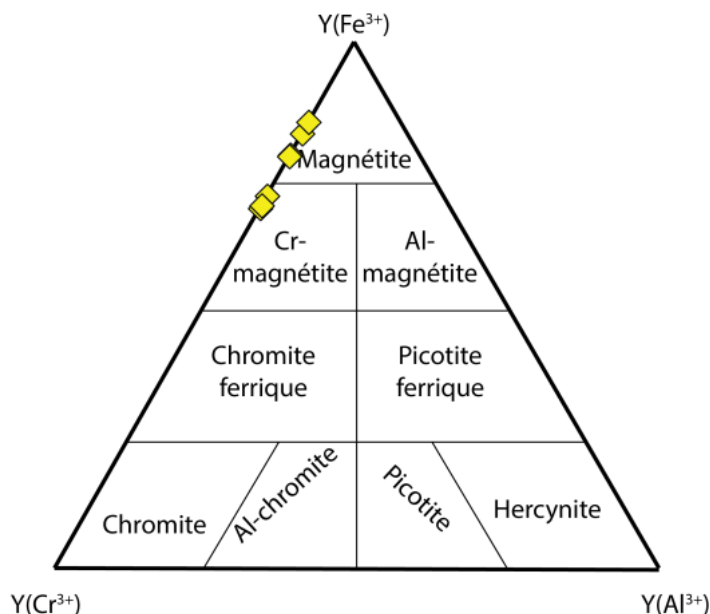


Fig. VI-37 : diagramme ternaire (Cr^{3+} - Al^{3+} - Fe^{3+}) de classification des spinelles. $Y(\text{Cr}^{3+}) = \text{Cr}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})$, $Y(\text{Al}^{3+}) = \text{Al}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})$, $Y(\text{Fe}^{3+}) = \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})$.

d Lizardite

La lizardite a été analysée dans les différentes structures où elle a été identifiée : mailles et veines. Concernant les mailles (cf annexe V Tab. V-20), plusieurs secteurs ont été différenciés. Dans un premier temps, les analyses ont été réalisées sur le cœur des mailles. Dans un second temps, elles ont été réalisées sur l'anneau périphérique et dans ce cas, le cœur était soit serpentinisé, soit à relique d'olivine. Dans un troisième temps, des analyses ont été faites sur les mailles pour lesquelles il n'est pas possible de distinguer un cœur et un anneau périphérique. Enfin, des analyses ont été réalisées sur les veines de lizardites du réseau R1.

Le cœur des mailles présente des compositions en SiO_2 et MgO relativement constantes, variant respectivement de 41,38 à 42,17 % et de 36,60 à 38,90 %. Les teneurs en FeO (4,11-5,68 %) sont relativement élevées pour ce type de structure alors que les teneurs en Al_2O_3 n'excèdent pas 0,09 %. Estimées par différence à 100, les teneurs en eau sont en moyenne l'ordre de 14,30 %.

Lorsqu'ils possèdent un cœur serpentinisé, les anneaux périphériques ne présentent pas de différences chimiques majeures avec le cœur des mailles. En revanche, lorsqu'ils entourent un cœur constitué d'olivine relique, des différences importantes ont été notées. Elles concernent principalement les teneurs en SiO_2 qui apparaissent plus faibles (35,67 – 41,55 %) et les

teneurs en H₂O qui, par différence à 100, apparaissent plus élevées (en moyenne 15,30 %). Les teneurs en Al₂O₃ sont majoritairement similaires à celles des mailles à cœur de serpentine, mais quelques analyses ont néanmoins montré des concentrations supérieures, comprises entre 0,21 et 0,61 %. Les analyses montrent aussi que FeO est plus élevé (4,30 – 11,40%). Enfin, pour ce type de structure, les analyses en NiO sont comprises entre 0,18 et 0,46 % alors que les analyses en MnO sont inférieures à 0,21 %.

Les mailles qui ne présentent pas de distinction cœur-périphérie se distinguent des structures précédentes par des teneurs en SiO₂ plus élevées (41,81-44,75 %) et des teneurs en Al₂O₃ qui semblent en moyenne supérieure ; comprises entre 0,13 et 0,46 %.

À l'exception de 3 analyses (TGA346A-14, 25 et 47), toutes les analyses réalisées sur la lizardite pseudomorphique présentent un Mg# compris entre 0,90 et 0,97.

Une analyse a été réalisée sur la lizardite du réseau R1. Elle montre une composition chimique relativement similaire à celle des mailles sans distinction cœur-périphérie.

e Le chrysotile

Le Chrysotile a été analysé seulement dans les veines du réseau R2 (cf annexe V Tab. V-21). Comparé à la lizardite pseudomorphique, ce minéral se distingue : (i) par des teneurs en SiO₂ en moyenne plus élevée, comprises entre 42,45 et 43,43 %. (ii) par des teneurs en MgO (33,23-34,24 %) qui apparaissent nettement plus faibles. (iii) par des teneurs en FeO qui sont comprises entre 7,91 et 9,06 % et qui sont donc, en moyenne, plus fortes que celles des lizardites analysées. Dans une moindre mesure, le chrysotile se distingue aussi par des teneurs en Al₂O₃ plus élevées et qui apparaissent relativement constantes.

VI.2.5 Synthèse pétrologique

L'étude pétrographique des péridotites serpentinisées de la Formation de Ty-Lan montre que ces roches ont enregistré une histoire métamorphique complexe et polyphasée. L'ensemble des textures observées suggère une ancienne péridotite à texture porphyroclastique à mylonitique. La présence d'un zonage riche en amphiboles et les spinelles déstabilisés indiquent une hydratation très précoce, antérieure à la serpentinitisation ; la nature chimique des reliques d'olivine indique quant à elle une ancienne péridotite plutôt fertile. Les reliques d'une serpentinitisation pseudomorphique sont principalement identifiables dans le secteur de Kerguelmès où la lizardite à texture maillée en pseudomorphose de l'olivine et les bastites en pseudomorphose des pyroxènes sont toujours présentes. Les observations ont aussi montré que cet épisode de serpentinitisation était associé à la structuration de 2 réseaux de veines (R1 et R2), dont le principal (R1), est constitué de lizardite, n'a pas d'orientation préférentielle et contrôle le débit de la roche. Le deuxième réseau est quant à lui moins développé. Il s'identifie principalement en petites veines qui s'ouvrent à partir du réseau R1 ; il est constitué de chrysotile en fibres perpendiculaires aux épontes. Dans le secteur de Ty-Lan et dans le secteur de Kerazel, les textures de serpentinitisation pseudomorphique sont fortement masquées par la cristallisation d'antigorite fibrolamellaire non pseudomorphique. Elle se développe principalement aux dépens de la lizardite pseudomorphique et peut localement conduire à la formation « d'antigorite » comme c'est le cas dans le secteur de Kerazel. Les réseaux R1 et R2 sont toujours identifiables et le réseau R1 contrôle toujours le débit de la roche. Néanmoins, le contenu de ces réseaux diffère par rapport au secteur précédent. Dans le réseau R1, la lizardite est remplacée par de l'antigorite fibrolamellaire et dans le réseau R2 le chrysotile apparaît souvent transformé en lizardite amorphe (protoserpentine ?) de deuxième génération. Ceci suggère que l'antigoritisation est précédée d'une recristallisation partielle des serpentines. Enfin, ces péridotites ont enregistré une ultime étape métamorphique qui se caractérise par la talcification et la chloritisation des serpentines suivit d'une carbonatation locale. Notons de plus que les phases d'antigoritisation et de talcification suggèrent un saut de température par rapport aux phases précoces à caractère pseudomorphique qui suggèrent plutôt un épisode de basse température.

Les analyses concernant la chimie des serpentines sont récapitulées dans la Fig. VI-38. Les veines du réseau R1 et la matrice de la roche semblent avoir des compositions

relativement proche (Fig. VI-38 (a) et (c)). Quelques différences peuvent être notées entre la périphérie des mailles et leur cœur. En effet, la périphérie de mailles semble plus riche en FeO que le cœur (Fig. VI-38 (a)). Le chrysotile apparaît par contre plus riche en SiO₂ et en Al₂O₃ que les autres serpentines analysées (Fig. VI-38 (b)).

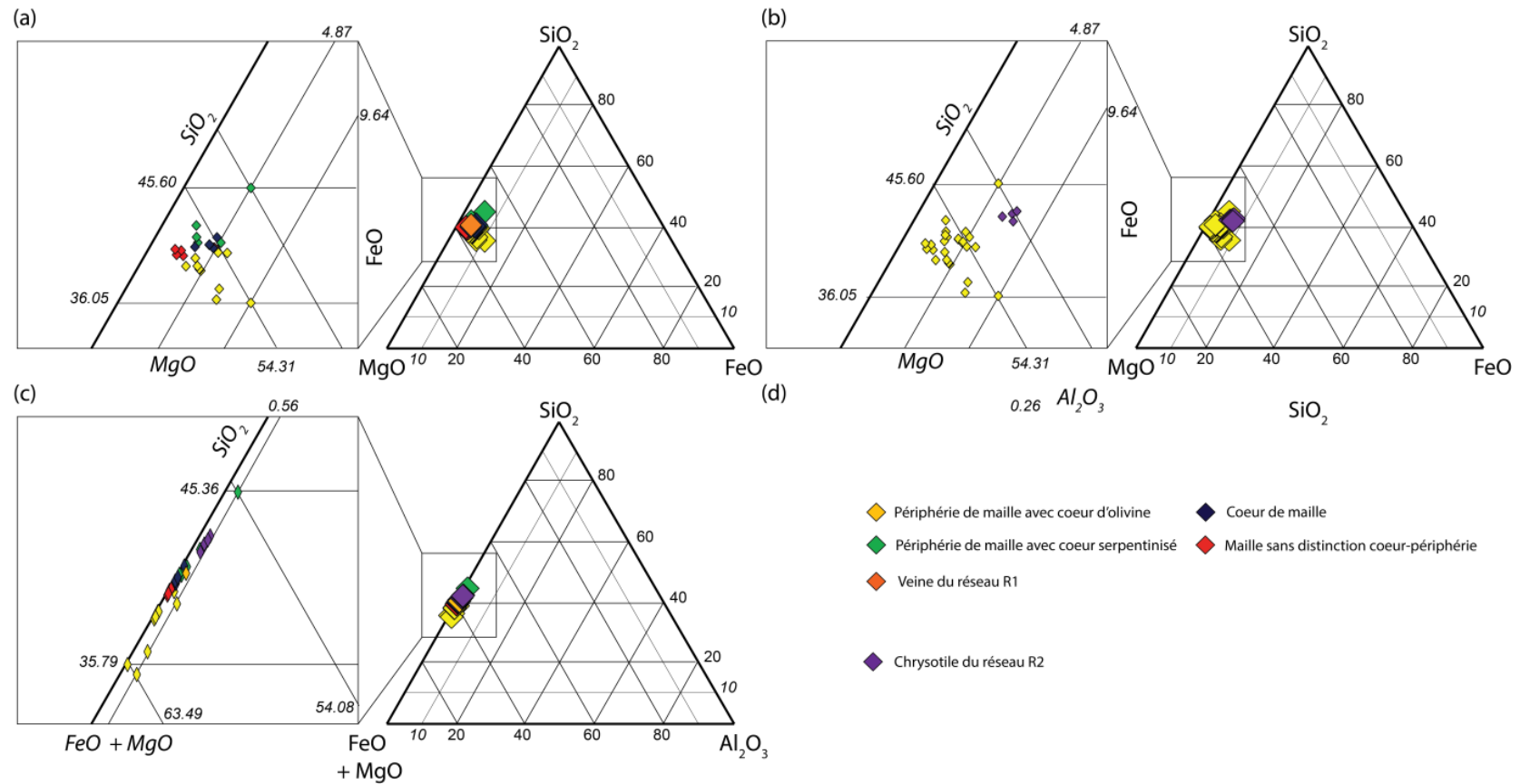


Fig. VI-38 : diagrammes ternaires de composition des serpentines des péridotites de Ty-Lan en fonction des structures de cristallisation. (a) diagramme (SiO₂-MgO-FeO). (b) diagramme (SiO₂-FeO+MgO-Al₂O₃) (c) diagramme (SiO₂-MgO-Al₂O₃). Les losanges jaunes sur le diagramme (c) représentent sans distinction les serpentines de toutes les autres structures (mailles et veines du réseau R1).

VII Étude géochimique des serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne

Cette partie présente toutes les données géochimiques acquises sur les péridotites serpentinisées du Massif armoricain. Pour le Complexe de Champtoceaux, elles constituent une base de données inédite puisqu'aucune analyse n'avait à ce jour été réalisée. Pour le Complexe d'Audierne, les analyses réalisées viennent compléter les rares occurrences disponibles dans la littérature en ce qui concerne les éléments majeurs (Peucat, 1973). Par contre, concernant les éléments en traces, l'ensemble des données acquises constitue un corpus inédit.

VII.1 Éléments majeurs

Cette partie présente les analyses en éléments majeurs effectuées sur l'ensemble de péridotites serpentinisées du Massif armoricain méridional. Les conditions analytiques et les protocoles sont fournis en annexe.

Pour toutes les serpentinites analysées, les teneurs en Al_2O_3 recalculées anhydres sont inférieures à 3,1 %. Plusieurs groupes cohérents avec le découpage lithostructural se distinguent : les péridotites de Pont de Barel présentent les teneurs en Al_2O_3 les plus élevées, comprises entre 2,82-3,11 %. Les péridotites de Ty-Lan et de la Butte de la Roche sont regroupées entre 1,16 et 1,64 %. Dans cet intervalle, les péridotites de la Butte de la Roche présentent des valeurs comprises entre 1,25 et 1,43 %. Les péridotites de l'Orgerais représentent les termes les plus pauvres ($0,60 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 0,77$ %). En plus de ces trois groupes principaux, quelques particularités doivent être soulignées. En effet, deux échantillons, l'un provenant de Ty-Lan et l'autre des Folies Siffait, présentent de très faibles teneurs en Al_2O_3 , respectivement 0,60 et 0,83 % et donc proche de celles des péridotites de l'Orgerais. Enfin, s'ajoute à ces trois groupes le deuxième échantillon des Folies Siffait qui présente des teneurs en Al_2O_3 intermédiaires entre celles des péridotites de Pont de Barel et celles du groupe de Ty-Lan – Butte de la Roche.

La Fig. VII-1 présente plusieurs diagrammes des principaux oxydes analysés (SiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , FeO , TiO_2) en fonction d' Al_2O_3 . À l'exception de FeO et SiO_2 , tous ces oxydes présentent une corrélation avec Al_2O_3 . Ces différentes corrélations sont utilisées ici

afin de préciser le caractère réfractaire ou fertile des serpentinites étudiées. Les corrélations positives établies avec CaO, Na₂O et TiO₂ sont relativement similaires entre elles (Fig. VII-1 (b) (c) et (f)). Ces corrélations sont caractéristiques d'un protolithe réfractaire à fertile (Bodinier et Godard 2013) ce qui suggère que les serpentinites de l'Orgerais, de la Butte de la Roche, des Folies Siffait et de Ty-Lan sont plutôt réfractaires alors que celles de Pont de Barel sont plutôt fertiles. La corrélation négative entre MgO et Al₂O₃ peut être interprétée de la même manière (Bodinier et Godard 2013).

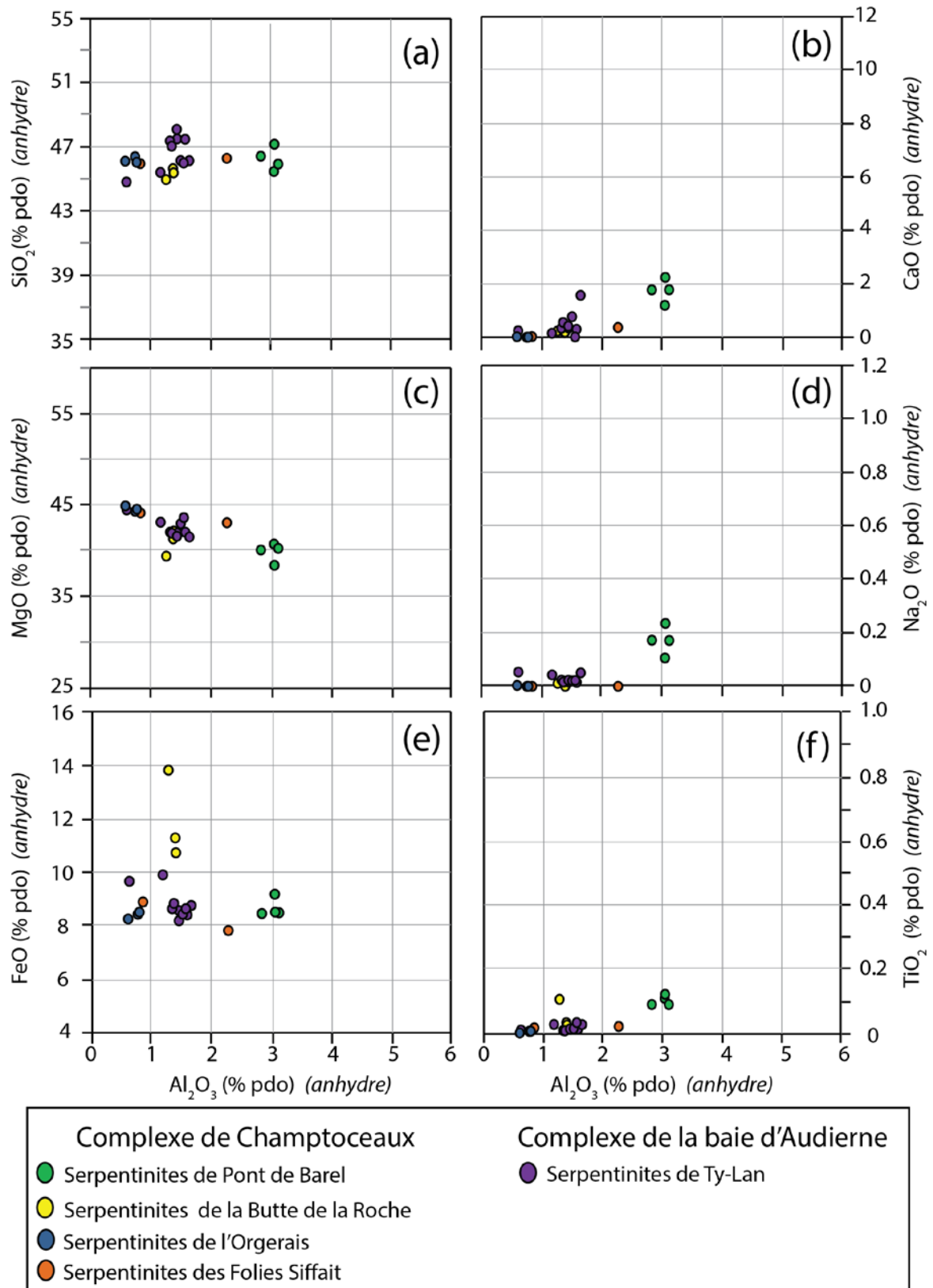


Fig. VII-1 : diagrammes binaires de compositions des péridotites serpentinisées du Massif armoricain méridional.

Les Fig. VII-2 (a) et (b) présentent MgO en fonction de FeO et MgO en fonction de CaO. Reportées dans le premier de ces diagrammes, on peut observer que les valeurs des différentes serpentinites analysées sont relativement cohérentes entre elles à l'exception des analyses concernant les serpentinites de Butte de la Roche. Par ailleurs ces valeurs sont aussi cohérentes avec la plupart des analyses des serpentinites de subduction étudiées sur terre, qui montrent des teneurs en FeO principalement comprises entre 6 et 10 % (Deschamps *et al.* 2013). La Fig. VII-2 (b) montre une corrélation négative entre CaO et MgO. Cette tendance peut soit refléter la composition du protolithe et traduire ainsi son taux de fusion partielle (Monnier *et al.* 2006; Bodinier et Godard 2013), soit être issue d'un lessivage du calcium au cours de la serpentinisation (Palandri et Reed 2004; Iyer *et al.* 2008). Il est difficile à ce stade de trancher entre l'une ou l'autre de ces deux possibilités, mais compte tenu de la cohérence entre les différents groupes de serpentinites identifiés par ces diagrammes et le découpage lithostructural, cette corrélation pourrait raisonnablement représenter un taux de fusion partielle différent entre les serpentinites de Pont de Barel, qui seraient les moins fondues et celle de l'Orgerais qui seraient les plus résiduelles.

La Fig. VII-2 (c) présente le rapport MgO/SiO₂ en fonction du rapport Al₂O₃/SiO₂. Sur cette figure, les analyses des serpentinites étudiées s'alignent sur une droite qui est globalement parallèle à la droite de différenciation théorique de la terre à partir d'un manteau primitif telle que définie par (Jagoutz *et al.* 1979). Cette caractéristique est un argument supplémentaire qui montre que la variation de composition chimique des serpentinites étudiées pourrait s'expliquer par un degré de fusion partielle différent de la péridotite initiale. Néanmoins, la Fig. VII-2 (c) montre aussi que le rapport MgO/SiO₂ est toujours plus faible que celui théoriquement attendu. Un tel rapport pourrait alors s'expliquer par une perte en MgO. En accord avec Snow et Dick (1995) cette perte pourrait soit être liée à une dissolution de la brucite après la serpentinisation, soit à une dissolution des olivines et des pyroxènes avant la serpentinisation. L'absence de brucite dans les serpentinites étudiées suggère qu'il s'agit de la deuxième possibilité. Ainsi, les péridotites auraient subi une perte importante en Mg après avoir été équilibrées.

Ces données montrent donc qu'à l'exception des serpentinites de la butte de la Roche, les teneurs en éléments majeurs dans les serpentinites du Massif armoricain méridional sont représentatives de celles de la péridotite initiale. Cependant, lorsque ces données sont comparées à celles compilées par Bodinier et Godard (2013) (Fig. VII-3) et à celles compilées par Deschamps *et al.* (2013) (Fig. VII-4), il n'est pas possible de préciser l'origine des

péridotites étudiées. En effet, la Fig. VII-3 montre que dans tous les diagrammes à l'exception du diagramme FeO vs. Al₂O₃ (Fig. VII-1), les péridotites de l'Orgerais, de la Butte de la Roche, des Folies Siffait et de Ty-Lan se situent dans la zone de recouvrement des champs des péridotites abyssales et des péridotites ophiolitiques. Si l'on considère des péridotites ophiolitiques telles que définies par Bodinier et Godard (2013), il pourrait s'agir d'anciennes harzburgites-dunites appartenant à d'anciens complexes ophiolitiques obduits sur une croûte continentale (e.g. l'ophiolite d'Oman). Les péridotites de Pont de Barel présentent des données compatibles avec la zone de recouvrement des champs des péridotites ophiolitiques et des péridotites orogéniques. Il s'agirait alors soit de lherzolites de complexe ophiolitique telle l'ophiolite ligurienne, soit de lherzolites similaires à celles des Pyrénées. De la même manière, la Fig. VII-4 montre que les données se situent dans un grand nombre de champs et aucune discrimination n'est observée. La seule conclusion qui pourrait être faite de ces données en termes d'origine géotectonique serait de dire que prise dans leur ensemble, ces roches pourraient provenir d'une zone de supra-subduction. De ce fait, il est très difficile, voire impossible de proposer un environnement géotectonique d'origine à partir des analyses des éléments majeurs.

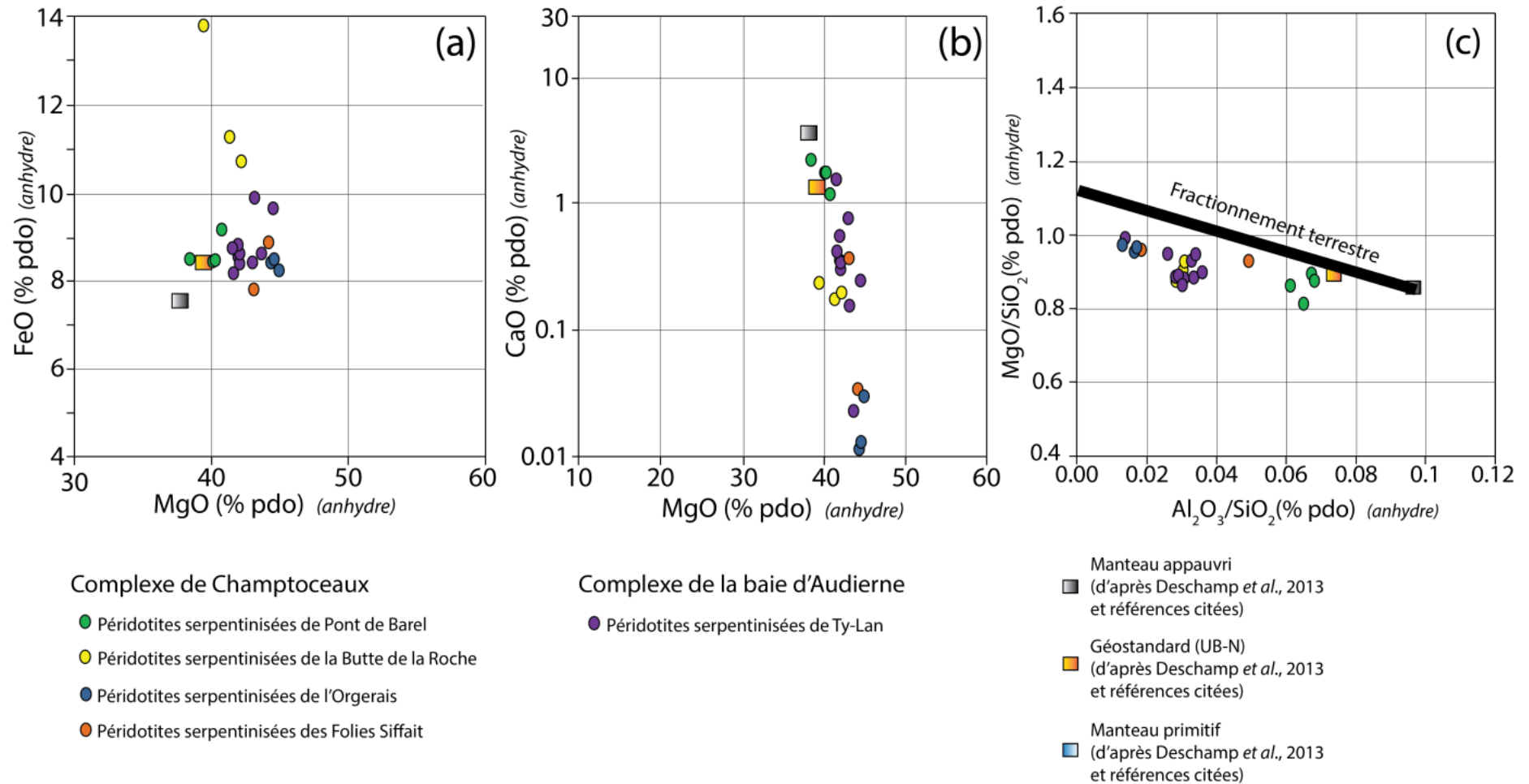


Fig. VII-2 : diagrammes binaires de compositions des péridotites serpentinisées du Massif armoricain méridional (a) FeO vs. MgO. (b) CaO vs. MgO. (c) MgO/SiO₂ vs. Al₂O₃/SiO₂. Toutes les valeurs sont données en pourcentages de poids d'oxydes recalculés sur base anhydre. La droite noire correspond à la différenciation théorique de la terre silicatée (Jagoutz *et al.* 1979).

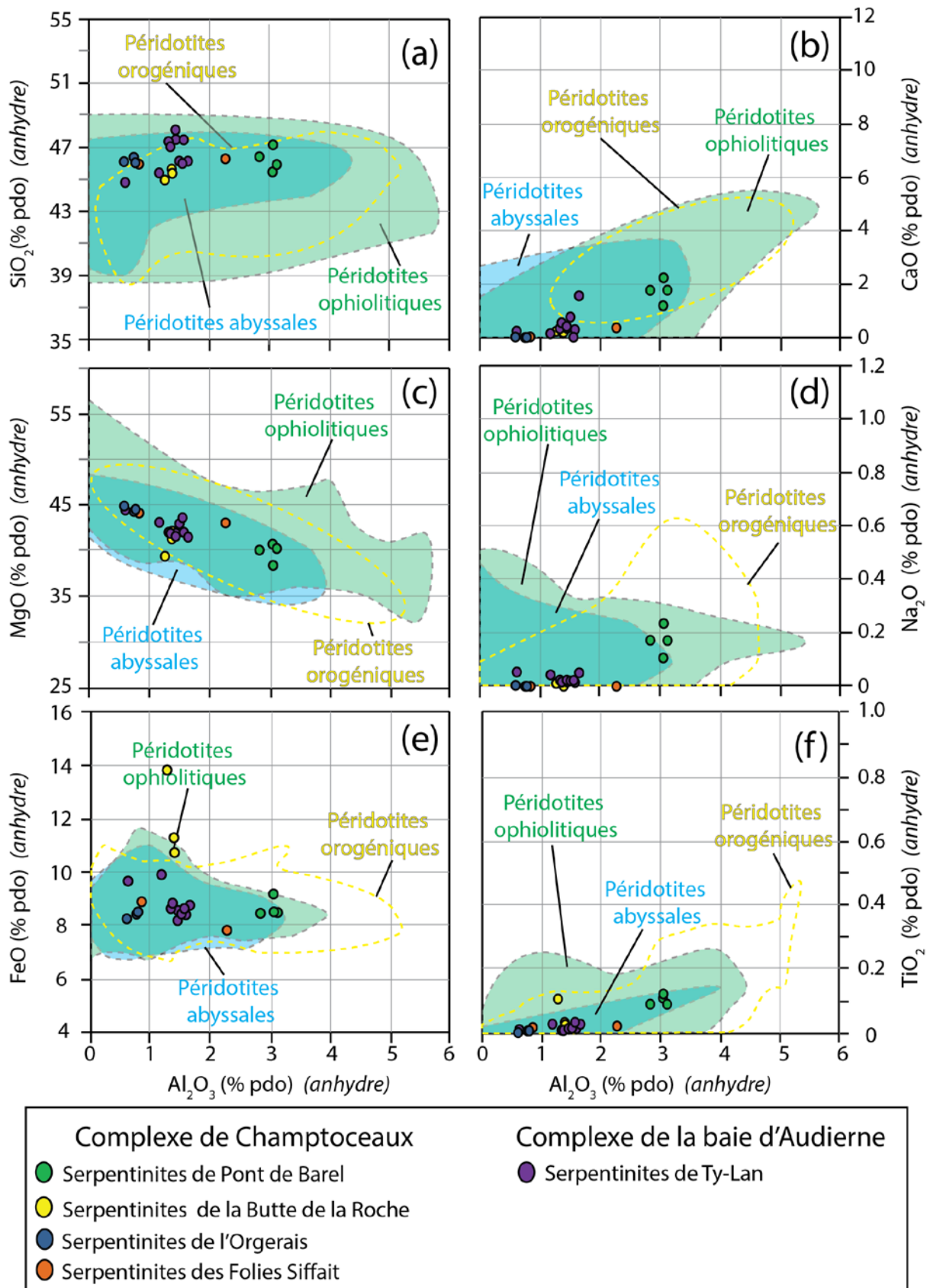


Fig. VII-3 : diagrammes binaires de compositions des péridotites serpentinisées du Massif armoricain méridional comparées aux données compilées par Bodinier and Godard, 2013. Les plages de couleurs et la ligne en tirets jaunes constituent les différents champs tracés à partir des données compilées par Bodinier and Godard, 2013.

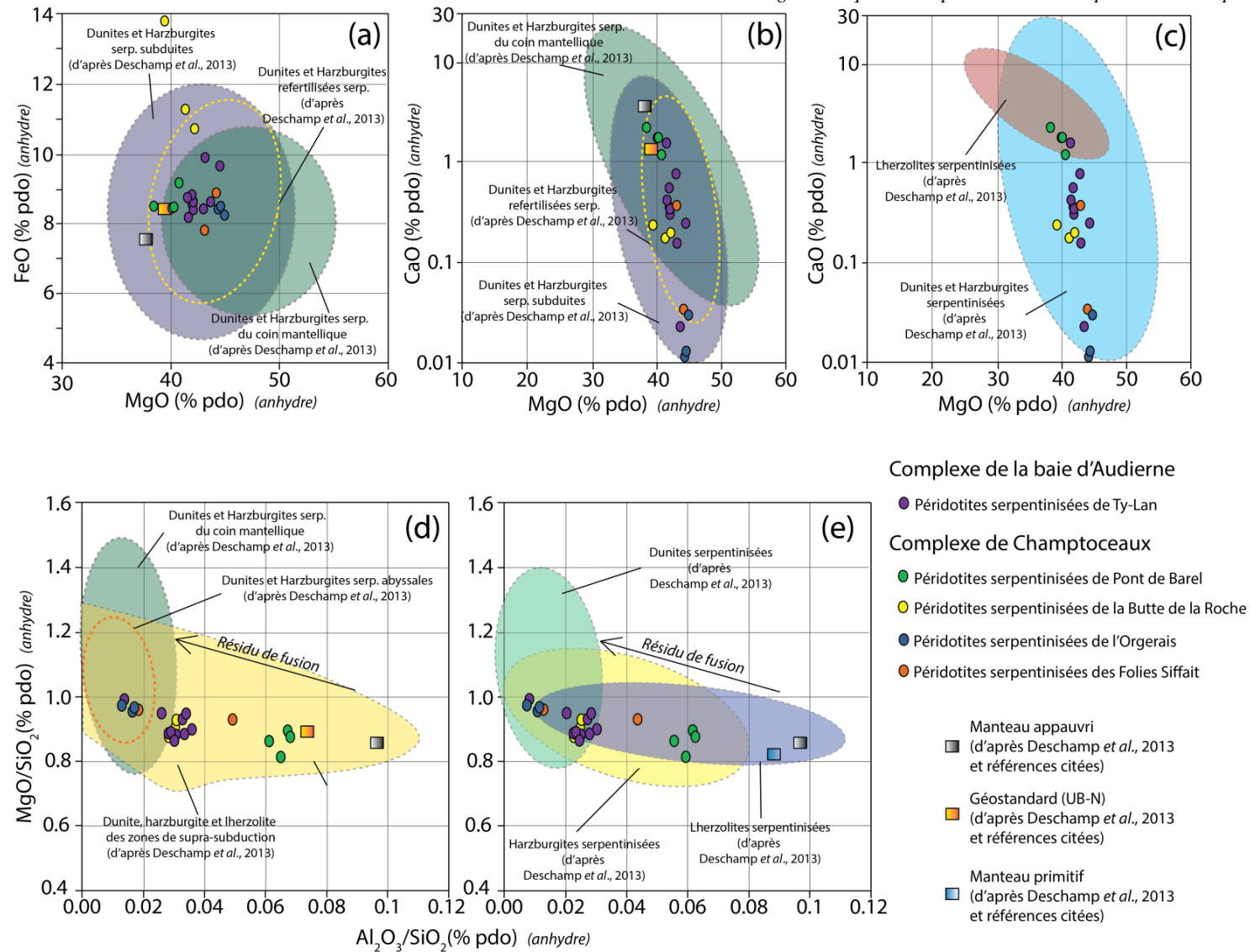


Fig. VII-4 : diagrammes binaires de compositions des périidotites serpentinisées du Massif armoricain méridional comparées aux données compilées par Deschamp et al., 2013. (a) FeO vs. MgO. (b) et (c) CaO vs. MgO. (d) et (e) MgO/SiO₂ vs. Al₂O₃/SiO₂. Toutes les valeurs sont données en pourcentages de poids d'oxydes recalculés sur base anhydre. Les champs périidotites serpentinisées sont tracés d'après Deschamps et al., 2013 et comprennent toujours au moins 95 % des données fournies par ces auteurs.

VII.2 Éléments en traces

Les analyses en éléments traces ont été effectuées sur les mêmes échantillons que les analyses en éléments majeurs. Les conditions analytiques et les protocoles de laboratoire sont présentés en Annexe V.

Quatre groupes se distinguent très clairement. Le premier groupe correspond aux serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche. Le deuxième groupe correspond aux serpentinites des Folies Siffait, le troisième groupe correspond aux serpentinites de l'Orgerais et le quatrième correspond aux serpentinites de Ty-Lan.

VII.2.1 Les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche

Les spectres des terres rares qui sont caractéristiques des serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche sont présentés sur la Fig. VII-5. Ces spectres montrent un profil relativement plats en terres rares lourdes ($0,85 < (Er/Lu)_N < 1,15$), mais légèrement enrichies en terres rares légères ($1,25 < (La/Sm)_N < 1,40$) avec pour deux échantillons des péridotites de la Butte de la Roche une anomalie négative en Cérium. Si les enrichissements en terres rares légères ($1,25 < (La/Sm)_N < 1,40$) sont largement interprétés comme étant liés à un processus métasomatique subséquent à la fusion partielle de ces roches (e.g. Tatarroti *et al.* 2002; Bodinier *et al.* 2004) comme cela a été suggéré par Wiechert *et al.* (1997), il ne peut être exclu qu'une partie de ces enrichissements soit le résultat d'un effet chromatographique (e.g. Navon et Stolper 1987; Takazawa *et al.* 2003).

Cependant, de tels rapports sont souvent décrits dans les péridotites métasomatisées, qu'elles soient océaniques (par exemple la ride médio-atlantique), orogéniques (par exemple massifs pyrénéens) ou ophiolitiques (par exemple ophiolite d'Oman) (e.g. Bodinier *et al.* 1990; McPherson *et al.* 1996; Fabries *et al.* 1998; Monnier *et al.* 2006; Junbing et Zhigang 2007; Le Roux *et al.* 2007; Ulrich 2010; Bodinier et Godard 2013; Gordon Medaris *et al.* 2015). Ce type de métasomatose pourrait s'être produit au cours des derniers stades de fusion partielle des péridotites ou encore par interaction fluide/roche postérieure à la fusion partielle. De tels processus sont décrits dans les péridotites pyrénéennes (McPherson *et al.* 1996; Fabries *et al.* 1998; Le Roux *et al.* 2007; Bodinier et Godard 2013) où ils sont caractérisés par la croissance d'amphiboles aux dépens des clinopyroxènes lors de l'interaction avec des liquides ignés. Ces observations sont parfaitement transposables aux enrichissements en terres rares légères mesurées par les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche,

d'autant que ces roches sont largement recoupées par des liquides magmatiques (cf. Chapitre III). Comparés aux spectres des lherzolites fertiles de Lanzo (Fig. VII-5), les concentrations de terres rares lourdes des serpentinites étudiées - environ 2 fois les valeurs chondritiques - traduisent un faible taux de fusion partielle (<10%) (Bodinier et Godard 2013). Ces données semblent être en accord avec la nature des spinelles très fortement alumineux (hercynites) identifiés dans ces roches.

En conclusion, les formes spectrales de ces serpentinites de Pont de Barel-Butte de la Roche sont caractéristiques des péridotites orogéniques fertiles, faiblement métasomatisées selon des processus d'intégration liquide magmatique/roche tout à fait similaire à des massifs péridotitiques d'origine sous-continentale, tels les massifs de Lherz et de Ronda par exemple (Bodinier et Godard, 2013 et références citées). Lorsque ces péridotites sont associées à des roches mafiques, elles sont dites orogéniques comme celles du massif de Lanzo dans les Alpes (Bodinier et Godard, 2013). Dans ce cas, elles sont interprétées comme étant issues d'anciennes zones de transition océan-continent.

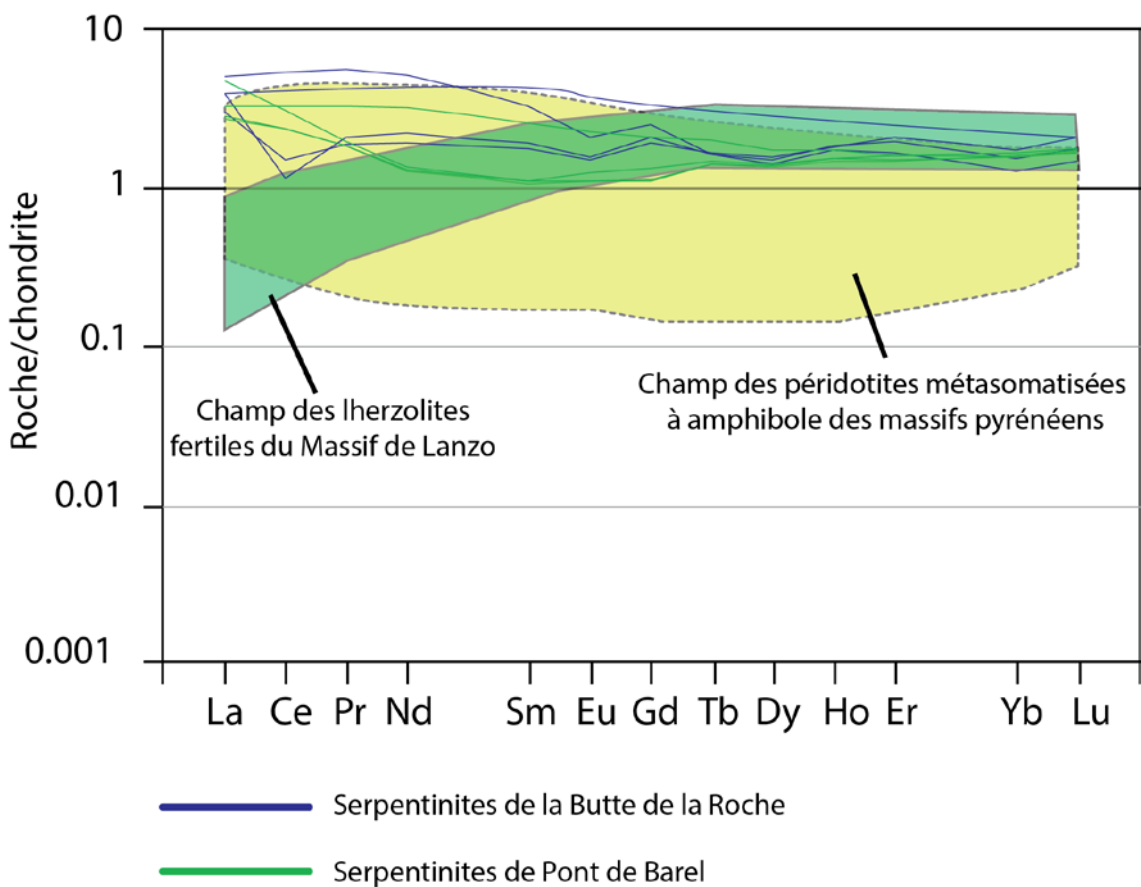


Fig. VII-5 : compositions en terres rares représentatives des serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche. Normalisation par rapport aux chondrites d'après Sun et Mc Donough, 1989. Champ des péridotites métasomatisées et des lherzolites fertiles de Lanzo d'après Bodinier et Godard (2013).

VII.2.2 Les serpentinites des Folies Siffait

Les péridotites des Folies Siffait présentent des concentrations en terres rares largement inférieures aux valeurs chondritiques. Avec de faibles concentrations en terres rares lourdes $0,9 > (Yb)_N > 0,4$ et de très faibles rapports de concentration en terres rares lourdes ($0,61 < (Er/Lu)_N < 0,75$). Ces spectres sont caractéristiques de péridotites résiduelles.

Comparés aux spectres des péridotites de Nouvelle-Calédonie (Ulrich 2010; Ulrich *et al.* 2010) ou encore à celles des îles de Seram-Ambon en Indonésie (Monnier *et al.* 2003), les spectres des serpentinites des Folies Siffait présentent des formes spectrales comparables. Dans tous les cas, ces formes sont interprétées comme caractéristiques d'une métasomatose associée à des liquides magmatiques de suprasubduction soit en position d'avant arc intraocéanique (Ulrich 2010; Ulrich *et al.* 2010), soit en position arrière arc (Monnier *et al.* 2003).

Bien qu'il soit difficile de préciser la localisation originelle des serpentinites des Folies Siffait, ils semblent qu'elles pourraient correspondre à d'anciennes harzburgites refertilisées (harzburgites riches en Cpx ?) issues d'un contexte de subduction. À la différence des harzburgites décrites par Ulrich *et al.* 2010 en Nouvelle-Calédonie, celles étudiées ici auraient, subi un taux de fusion partielle inférieur, c'est-à-dire inférieur à 15 % (puisque les estimations du taux de fusion des péridotites du Massif Boum sont estimées entre 15 et 22 % par Ulrich *et al.* (2010)).

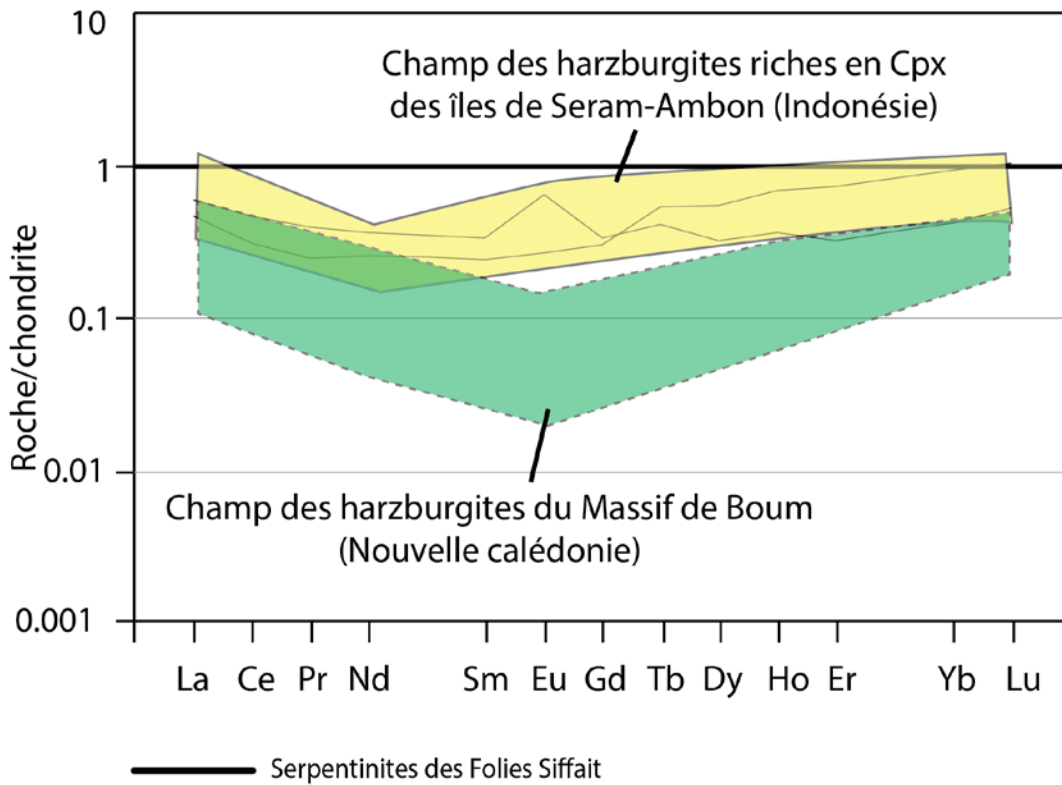


Fig. VII-6 : spectres des terres rares représentatifs des serpentinites des Folies Siffait. Normalisation par rapport aux chondrites d'après Sun et Mc Donough, 1989. Champ des harzburgites du Massif de Boum (Nouvelle-Calédonie) d'après Ulrich *et al.* (2010) et champ des harzburgites riches en cpx des îles de Seram-Ambon (Indonésie) d'après Monnier *et al.* (2003).

VII.2.3 Les serpentinites de l'Orgerais

Les spectres des serpentinites de l'Orgerais (Fig. VII-7) présentent des formes spectrales très appauvries avec une forme concave en U caractérisée par un fort appauvrissement en rapport de concentration des terres rares lourdes ($0,3 < (Er/Lu)_N < 0,4$) et un fort enrichissement en terres rares légères ($5,5 < (La/Sm)_N < 8,3$).

Par ailleurs, les deux spectres les plus enrichis en terres légères montrent une anomalie négative en europium et les trois spectres les moins enrichis présentent une anomalie négative en cérium. Les interprétations concernant les différentes concentrations de spectre des terres rares lourdes et des terres rares légères ainsi que les enrichissements observés dans ces dernières, correspondent aux observations et descriptions faites sur les serpentinites des massifs préalablement décrits.

Compte tenu des très faibles concentrations en terres rares lourdes ($0,15 > (Yb)_N > 0,09$), les taux de fusion partielle atteints par ces roches sont des plus importants. Basé sur le

Cr# des spinelles ($0,45 < Cr\# < 0,67$), elles se situeraient aux alentours de 25-30% soit des taux de fusion partielle largement supérieurs à ceux enregistrés dans les serpentinites de Pont de Barel-Butte de la Roche et des Folies Siffait.

Comparés aux spectres disponibles dans la littérature (Monnier *et al.* 1999; Bodinier et Godard 2013; Deschamps *et al.* 2013), les concentrations des terres rares sont tout à fait comparables à celles des péridotites de l'avant-arc Izu Bonin (Fig. VII-7), ou bien aux harzburgites du coin mantelliques (Deschamps *et al.* 2013), ou encore aux péridotites du massif des Cyclops en Irian Jaya (Indonésie) (Monnier *et al.* 1999) aussi considérées comme étant avant arc.

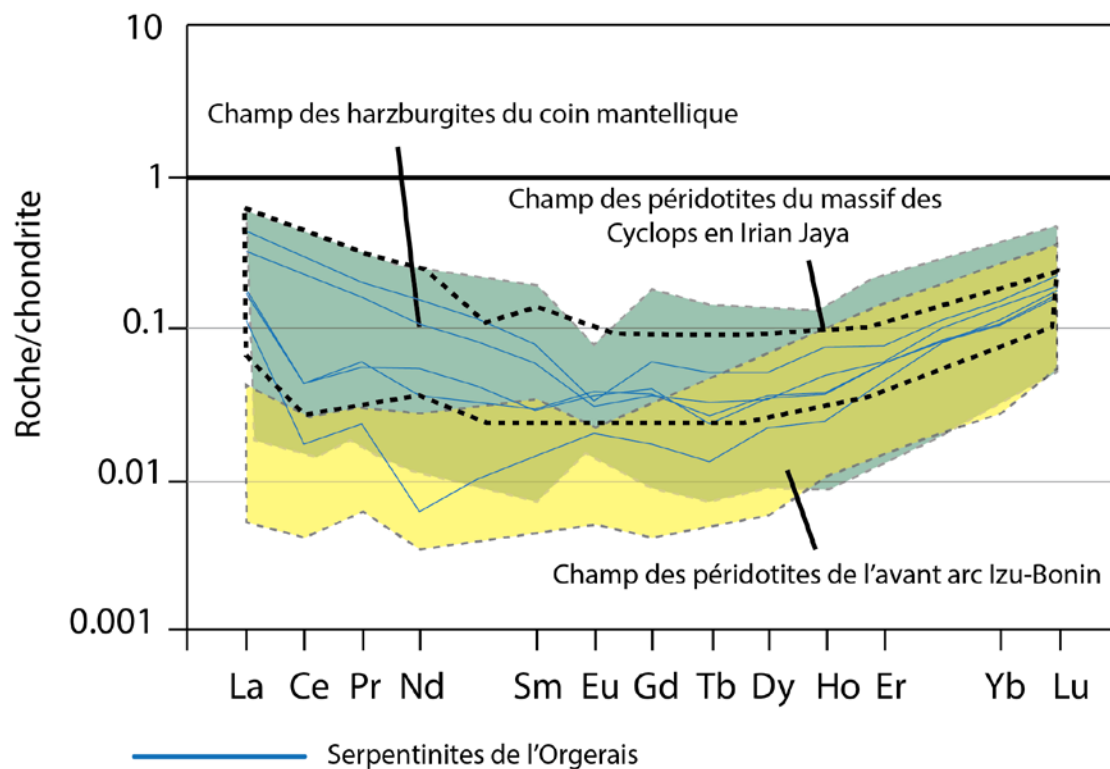


Fig. VII-7 : spectres des terres rares représentatifs des serpentinites de l'Orgerais. Normalisation par rapport aux chondrites d'après Sun et Mc Donough (1989). Champ des péridotites de l'avant-arc Izu-Bonin d'après Bodinier et Godard (2013) et champ des harzburgites du coin mantellique d'après Deschamps *et al.* (2013).

VII.2.4 Les serpentinites de Ty-Lan

Les péridotites de Ty-Lan (Fig. VII-8) présentent des concentrations en terres rares légères largement supérieures aux valeurs chondritiques ($34,0 > (La)_N > 1,6$) et de faibles concentrations en terres rares lourdes ($4,1 > (Yb)_N > 0,1$).

Si les rapports de concentrations des terres rares lourdes ($0,6 < (Er/Lu)_N < 1,3$) sont comparables à celles des lherzolites et des harzburgites du Massif de Lanzo (Fig. VII-8), ils s'en distinguent clairement par les rapports de concentration très élevés des terres rares légères et intermédiaires ($1,7 < (La/Sm)_N < 5,8$). En revanche, ces derniers rapports sont tout à fait comparables à ceux des péridotites métasomatisées des massifs pyrénéens (Fig. VII-8).

Comme pour toutes les serpentinites vues précédemment, les enrichissements en terres rares légères et intermédiaires pourraient parfaitement être dus par des processus métasomatiques similaires à ceux qui sont responsables de la refertilisation des péridotites pyrénéennes, c'est-à-dire par interaction entre les péridotites déjà résiduelles et des liquides magmatiques.

Enfin, comme cela a été mentionné précédemment, les faibles concentrations en terres rares lourdes sont à associer à des taux de fusion importants, mais intermédiaires entre ceux obtenus dans les serpentinites de Pont de Barrel/Butte de la Roche et ceux des Folies l'Orgerais.

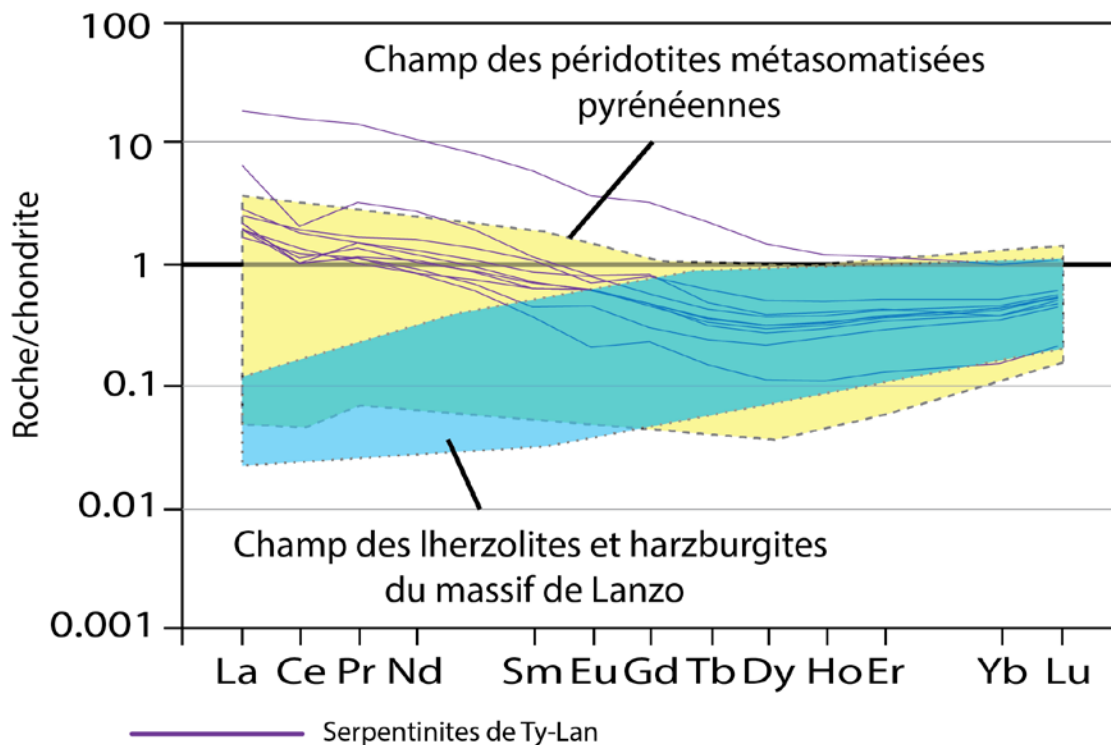


Fig. VII-8 : spectres des terres rares représentatifs des serpentinites de Ty-Lan. Normalisation par rapport aux chondrites d'après Sun et Mc Donough (1989). Champ des péridotites métasomatisées pyrénéennes et du massif de Lanzo d'après Bodinier et Godard (2013).

VII.2.5 Synthèse et conclusions

Cette étude géochimique des serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne a permis de montrer que les quatre unités principales (Pont de Barel-Butte de la Roche, l'Orgerais, Folies Siffait et Ty-lan) présentaient des signatures géochimiques différentes. Ces quatre unités se distinguent notamment par leurs concentrations en terres rares lourdes différentes qui traduisent des taux de fusion partielle différents. Pour les serpentinites de Pont de Barel, les taux de fusion partielle obtenus sur les spinelles (< 10 %) sont en accord avec les fortes concentrations en terres rares lourdes, alors que pour les serpentinites de l'Orgerais (taux de fusion \approx 25-30 %) les très faibles concentrations en terres rares lourdes sont cohérentes avec la nature chromifère des spinelles analysés. Quant aux serpentinites des Folies Siffait et de Ty-Lan, les taux de fusion partielle sont compris entre ces deux extrêmes.

Les serpentinites étudiées présentent toutes des enrichissements en terres rares légères qui se caractérisent par des rapports $(La/Sm)_N$ supérieurs à 1 avec parfois de très fortes concentrations en terres rares légères. Si, ces enrichissements peuvent parfois s'expliquer par des processus chromatographiques, la plupart des cas ce sont les processus métasomatiques similaires aux processus décrits dans les péridotites pyrénéennes (interactions liquides magmatiques/roche) qui sont invoqués.

Toutes ces caractéristiques chimiques enregistrées par les roches laissent supposer un environnement riche en eau (agent métasomatique), qui associé à des taux de fusion partielle très variables pourrait préciser un contexte de subduction (océan/océan ou océan/continent).

VIII Conclusion générale sur les serpentinites

Les deux principaux points à retenir des études pétrologiques et géochimiques menées sur les serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne sont les suivants :

- Quatre unités peuvent être distinguées géochimiquement (Tab. VIII-1). Les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche sont d'anciennes lherzolites légèrement métasomatisées, probablement issues d'une zone de transition océan-continent en contexte arrière arc. Les serpentinites de l'Orgerais sont d'anciennes harzburgites fortement réfractaires qui pourraient être issues du coin mantellique en position d'avant arc. Les serpentinites des Folies Siffait et de Ty-Lan sont d'anciennes harzburgites moins appauvries que celles de l'Orgerais et seraient issues d'un bassin arrière-arc.
- Toutes ces péridotites sont serpentinisées à plus de 80 % et présentent les caractéristiques (textures pseudomorphiques et réseaux de veines) parfaitement comparables à celles des processus de serpentinitisation décrits dans les rides médio-océaniques actuelles.

Tab. VIII-1 : tableau récapitulatif des principales caractéristiques pétrologiques et géochimiques des serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne. Quatre unités se distinguent : les serpentinites de Pont de Barel – Butte de la Roche, les serpentinites de l'Orgerais, les serpentinites des Folies Siffait et les serpentinites de Ty-Lan. La gamme de verts permet de faire correspondre les analyses pétrologiques et géochimique avec le protolithe ou les différentes phases de serpentinisation.

Unité	Description macroscopique	Description pétrologique	Géochimie	Protolithe	Serpentinisation	
Serpentinites de la Butte de la Roche et de Pont de Barel	Serpentinites sombres, foliation discrète, porphyroclastes d'amphibole et de spinelle orientés	Trame de la roche	Rares reliques d'olivine Porphyroclastes de pargasite orientés Porphyroclastes de spinelle alumineux Bastites de pyroxène (lizardite) Bastites d'amphibole (lizardite) Texture maillée en pseudomorphose d'olivine (lizardite)	Pont de Barel : $2,82 < Al_2O_3 < 3,11$ % Butte de la Roche : $1,25 < Al_2O_3 < 1,43$ % HREE : $(0,85 < (Er/Lu)_N < 1,15)$	Lherzolites métasomatisées	Serpentinisation océanique de basse température à lizardite (<340 °C)
	Deux réseaux de veines : R1 avec veines inframillimétriques à centimétriques, R2 avec veines en échelons, millimétriques et perpendiculaires à R1	Réseaux de veines	Magnétite Réseau R1 non orienté à lizardite et souligné par un halo sombre en LPA Réseau R2 subséquent à R1, centripète, à chrysotile, serpentine polygonale et serpentine polyédrale	LREE : $(1,25 < (La/Sm)_N < 1,40)$		
Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites massives à mylonitiques	Trame de la roche	Porphyroclastes de spinelle alumineux Texture maillée en pseudomorphose d'olivine (lizardite) Rares bastites de pyroxène (lizardite) Magnétite Texture maillée en pseudomorphose d'olivine (lizardite) + antigorite non pseudomorphique Porphyroclastes de spinelle alumineux) Antigorite non pseudomorphique	L'Orgerais : $0,60 < Al_2O_3 < 0,77$ % HREE : $(0,3 < (Er/Lu)_N < 0,4)$	Harzburgite riche en olivine (dunite ??) métasomatisée	Serpentinisation océanique de basse température à lizardite (<340 °C)
	3 réseaux de veines : R1 avec veines inframillimétriques à centimétriques, R2 avec veines en échelons, millimétriques et perpendiculaires à R1 et R3 avec veines en inframillimétriques à centimétrique (uniquement dans les serpentinites mylonitiques)	Réseaux de veines	Réseau R1 non orienté à lizardite et souligné par un halo sombre en LPA Réseau R2 subséquent à R1, centripète, à chrysotile Réseau R3 à chrysotile constitué de 3 sous réseaux (R3a-R3b-R3c) perpendiculaires les uns aux autres	LREE : $(5,5 < (La/Sm)_N < 8,3)$		Serpentinisation orogénique de haute température à antigorite (>340 °C)
Serpentinites des Folies Siffait	Serpentinites foliées	Trame de la roche	Rares reliques d'olivine (Fo89) Porphyroclastes de trémolite Chromites ferriques Texture maillée en pseudomorphose d'olivine (lizardite) Bastites de pyroxène (lizardite) Bastites d'amphibole (lizardite) Magnétite	Folie Siffait : $Al_2O_3 < 2,5$ % HREE : $(0,61 < (Er/Lu)_N < 0,75)$	Harzburgites métasomatisées	Serpentinisation océanique de basse température à lizardite (<340 °C)
	3 réseaux de veines : R1 avec veines inframillimétriques à centimétriques, R2 avec veines en échelons, millimétriques et perpendiculaires à R1 et R3 avec veines en inframillimétriques synfoliales	Réseaux de veines	Réseau R1 non orienté à lizardite et souligné par un halo sombre en LPA Réseau R2 subséquent à R1, centripète, à chrysotile Réseau R3 à chrysotile	LREE : $(La/Sm)_N > 1$		Serpentinisation orogénique de basse température à lizardite (<340 °C)
Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites sombres, foliation discrète, porphyroclastes d'amphibole et de spinelle orientés	Trame de la roche	Rares reliques d'olivine (Fo89-91) Porphyroclastes de pargasite et de trémolite Chromite ferrique Bastites de pyroxène (lizardite) Bastites d'amphibole (lizardite) Texture maillée en pseudomorphose d'olivine (lizardite) Magnétite Antigorite non pseudomorphique	Ty-Lan : $1,16 < Al_2O_3 < 1,64$ % HREE : $0,6 < (Er/Lu)_N < 1,3$	Harzburgites fortement métasomatisées, voire lherzolite	Serpentinisation océanique de basse température à lizardite (<340 °C)
	Deux réseaux de veines : R1 avec veines inframillimétriques à centimétriques, R2 avec veines en échelons, millimétriques et perpendiculaires à R1	Réseaux de veines	Réseau R1 non orienté à lizardite et souligné par un halo sombre en LPA Réseau R2 subséquent à R1, centripète, à chrysotile	LREE : $1,7 < (La/Sm)_N < 5,8$		Serpentinisation orogénique de haute température à antigorite (>340 °C)

Chapitre III – Étude pétrologique et géochimique des roches mafiques du Massif armoricain méridional

I Introduction

Le chapitre précédent a permis de montrer que les serpentinites des reliques ophiolitiques des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne provenaient de zones subduction (avant arc-arc-arrière arc) et que des protolithes de nature et d'origine différente pouvaient être envisagés. Hormis les serpentinites de l'Orgerais, tous les massifs de serpentinites étudiés sont associés sur le terrain à des roches mafiques. L'objectif de ce chapitre est de déterminer si ces roches mafiques ont des origines et des évolutions tectonométamorphiques cohérentes avec celles établies pour les serpentinites. Deux types de roches mafiques peuvent être distinguées dans les complexes ophiolitiques du Massif armoricain méridional. La plupart de ces roches constituent de grands ensembles cartographiquement associés aux serpentinites. Néanmoins, dans une moindre mesure, des roches mafiques qui semblent cartographiquement intrusives dans les serpentinites peuvent aussi être identifiées sur les différentes cartes géologiques (Marchand *et al.* 1969, 1989; Le Mée 1999). Ce chapitre présente l'étude pétrostructurale et géochimique des corps mafiques les plus représentatifs.

II Les metabasites associées aux serpentinites

Les metabasites³ associées aux serpentinites de la Butte de la Roche et de Ty-Lan ont fait l'objet de plusieurs études pétrologiques et géochimiques détaillées (Lasnier 1970; Peucat *et al.* 1982; Bernard-Griffiths et Cornichet 1985; Paquette *et al.* 1985; Schulz *et al.* 2002). Notre étude vient donc compléter les données acquises par ces auteurs. De plus, nous avons découvert au cours de cette étude de nouveaux affleurements, en particulier dans la carrière de Pont de Barel où des métagabbros à grenat furent mis au jour en 2007 lors des travaux d'extension du site. Au sein du Complexe de Champtoceaux, les metabasites intrusives dans les serpentinites affleurent dans le secteur de Pont de Barel et dans celui de la Butte de la Roche (Fig. II-1). Dans les péridotites de Pont de Barel, les metabasites sont localisées dans la

³ Les metabasites sont ici définies comme des roches mafiques (gabbros, pyroxénolites, basaltes, dolérites etc.) métamorphisées, dans lesquelles la texture et l'assemblage minéralogique primaire sont partiellement ou totalement transformés.

partie sud de l'unité, très près du contact avec les micaschistes de la Formation du Hâvre (Fig. II-2). Dans les serpentinites de la Butte de la Roche, une cartographie détaillée (Le Mée 1999) (Fig. II-3) a montré que ces metabasites affleuraient principalement au sud de la Butte et qu'elles sont observées à la fois dans les serpentinites et dans les amphibolites de la Formation de Drain (Lasnier 1970) ce qui suggère que le passage entre les serpentinites de la Butte de la Roche et les amphibolites de la Formation de Drain est progressif.

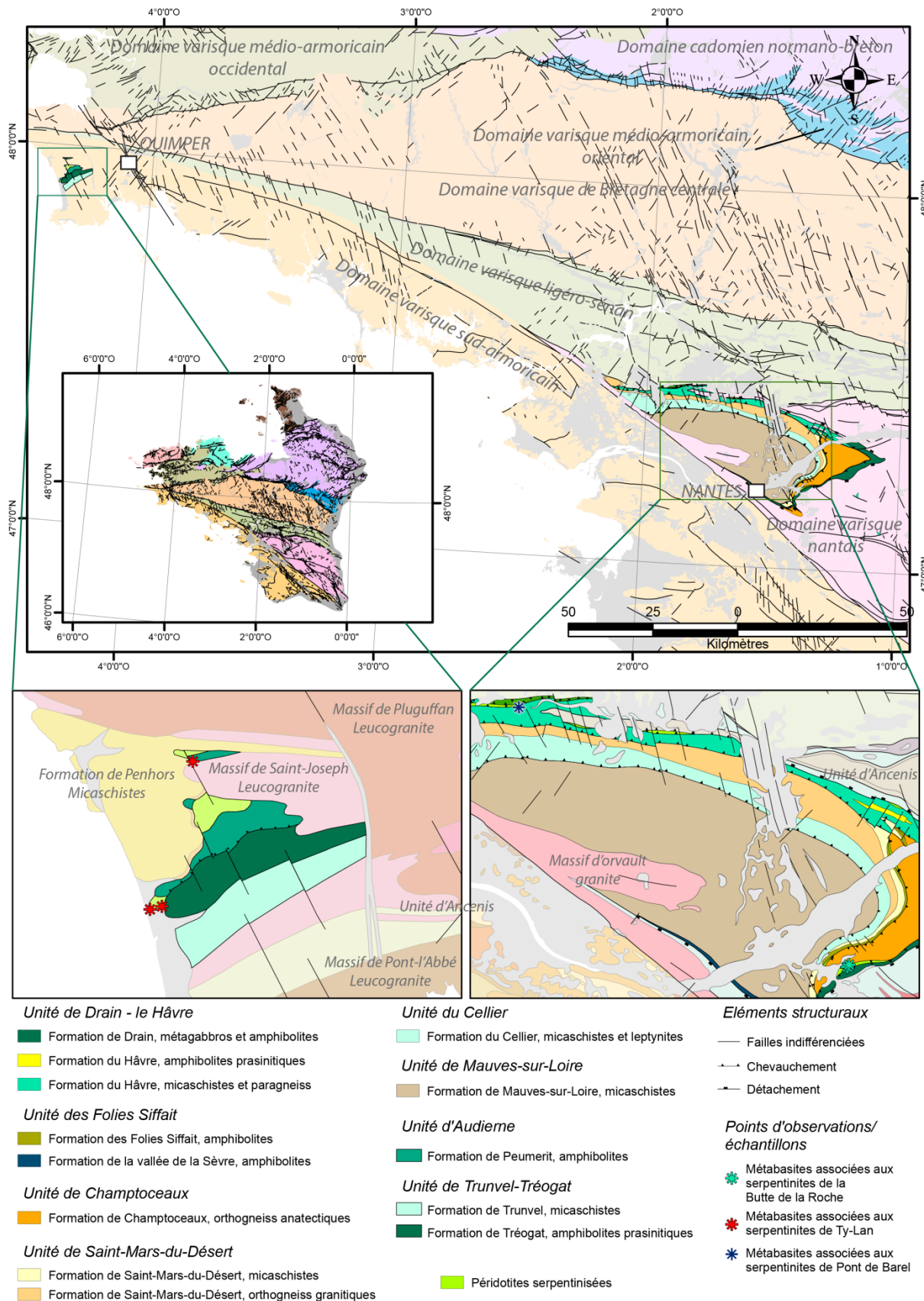


Fig. II-1 : cartes géologiques localisant les différents secteurs où les métabasites sont associées aux serpentinites. Les étoiles représentent la localisation des points d'observation (avec ou sans prélèvement d'échantillons) réalisés au cours de cette étude.

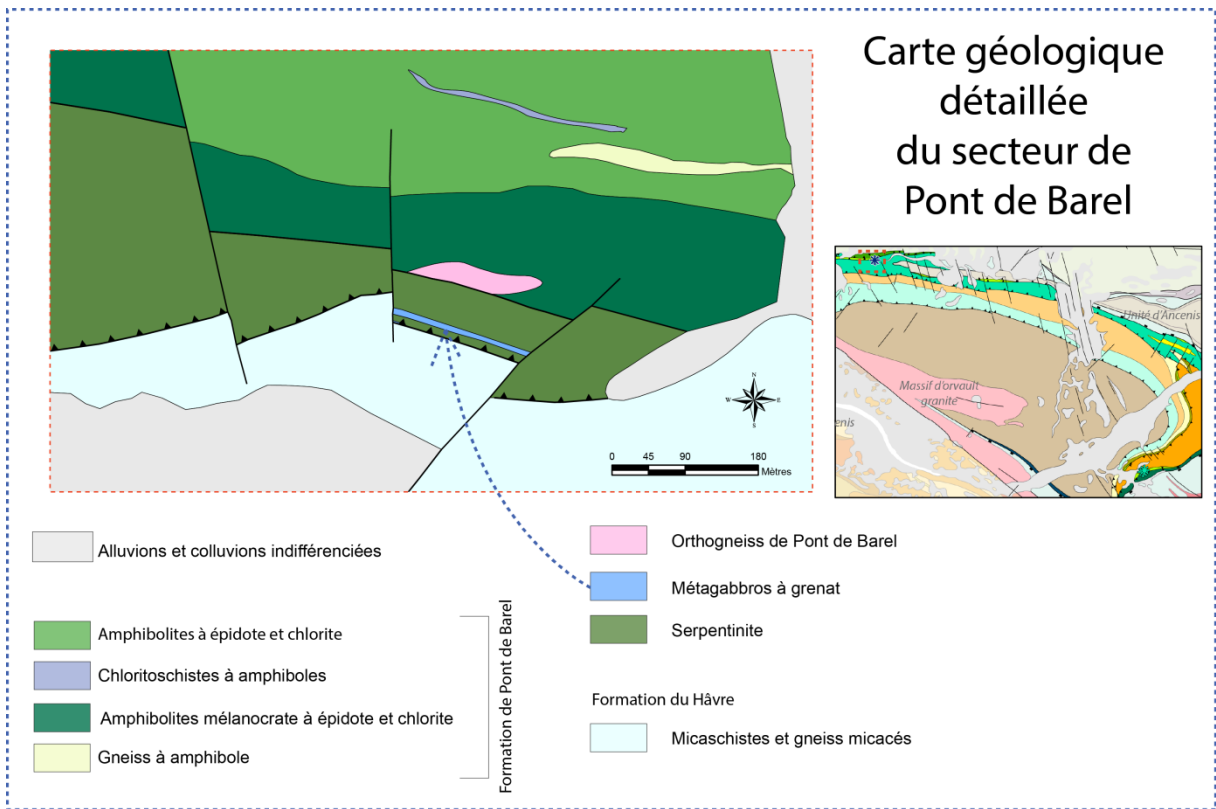


Fig. II-2 : carte géologique détaillée du secteur de Pont de Barel. Les métagabbros associés aux serpentinites forment une fine bande située à proximité du contact avec les micaschistes de la Formation du Hâvre.

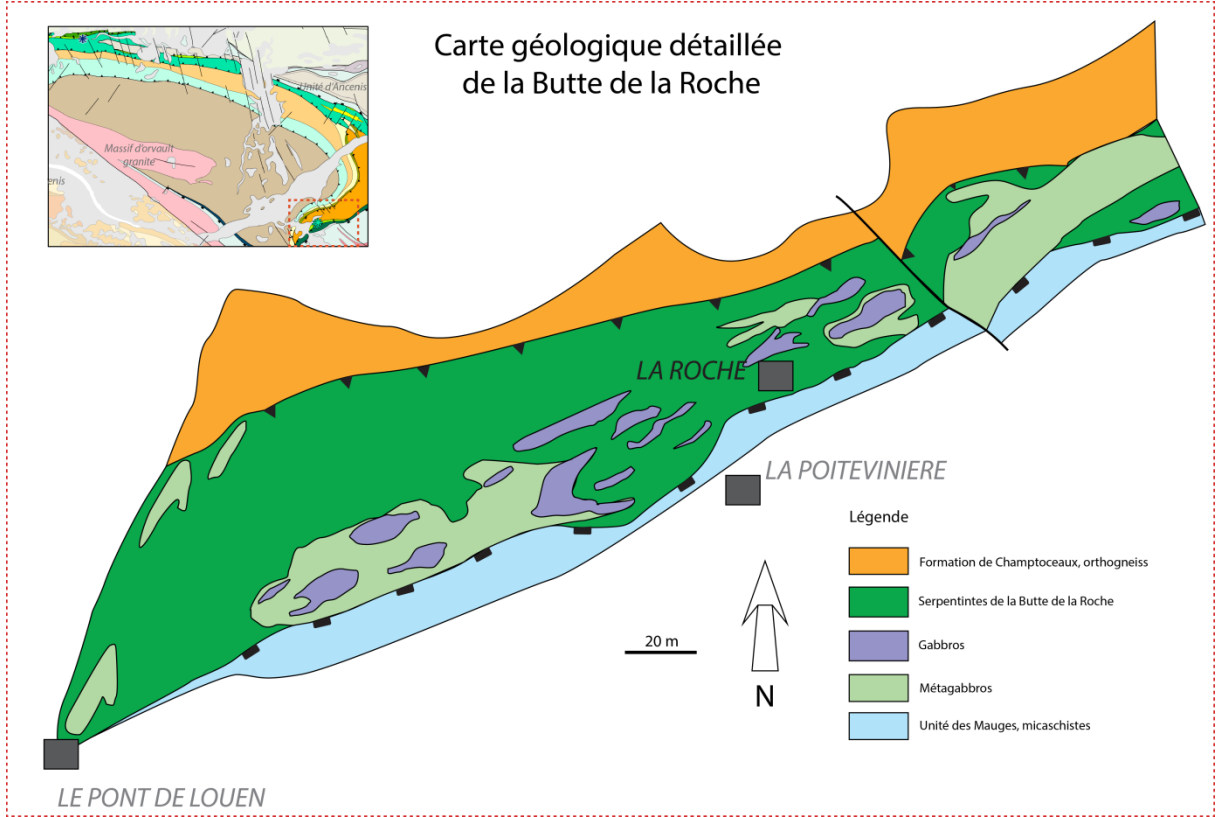


Fig. II-3 : carte géologique détaillée de la Butte de la Roche. Les metabasites (gabbros et métagabbros) associées aux serpentinites sont principalement situées au sud de la Butte de la Roche. Carte modifiée d'après Le Mée (1999).

Concernant le Complexe d'Audierne, Plaine *et al.* (1981b) situent les métabasites dans trois secteurs principaux (Fig. II-4) : à l'est des serpentinites de Ty-Lan, au lieu-dit Kergroaz, où elles soulignent le contact entre les serpentinites et les micaschistes de la Formation de Penhors ; au sud-ouest, aux lieux-dits Kerbinigou-Keramoine, où elles soulignent le contact entre les serpentinites et les amphibolites de la Formation de Tréogat ; et au nord, au lieu-dit Méot où elles se situent entre les serpentinites et l'intrusion granitique de Saint-Joseph. Dans ce secteur, des métabasites intrusives ont aussi été décrites dans les amphibolites de la Formation de Peumerit, au lieu dit Kersco (Béchenec *et al.* 1999) mais leur lien avec les roches associées aux serpentinites reste mal contraint.

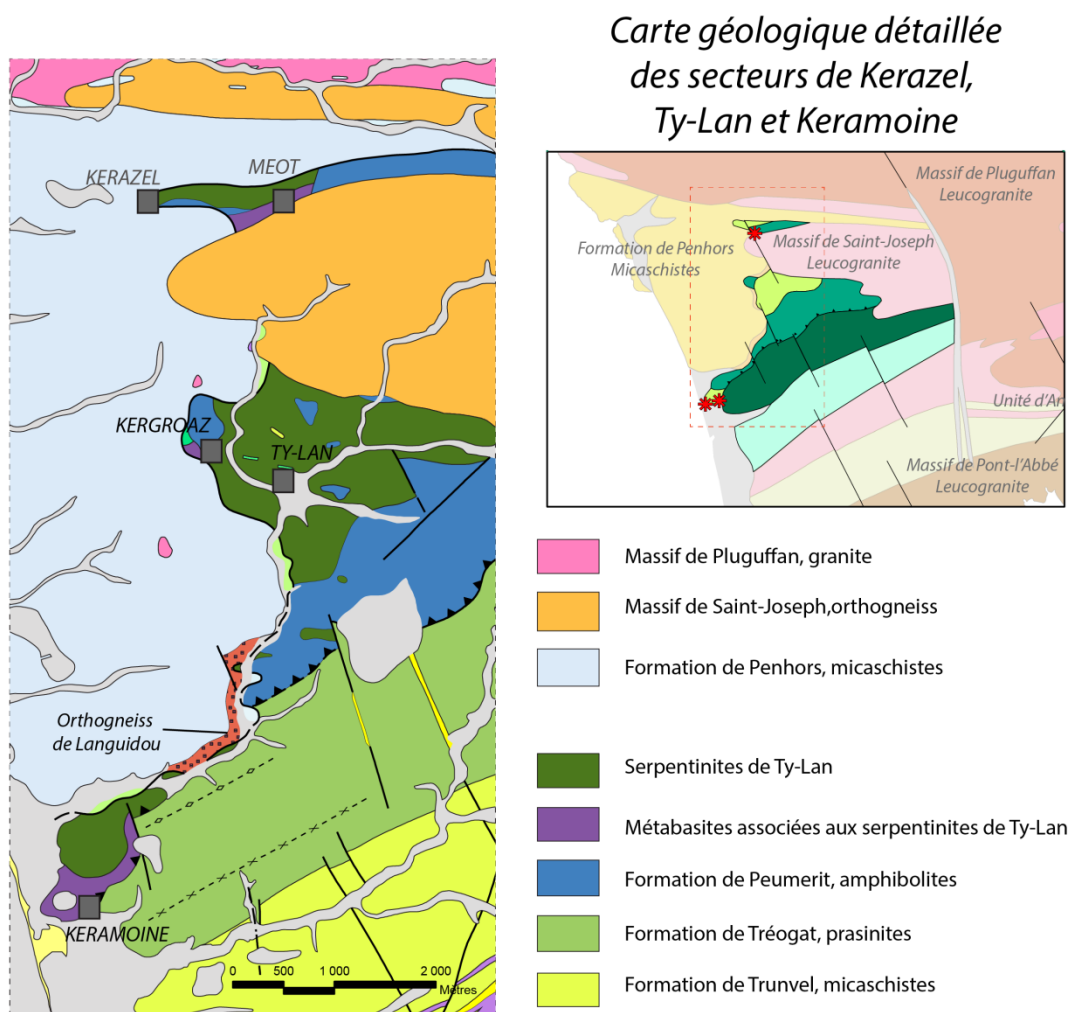


Fig. II-4 : carte géologique détaillée des secteurs de Kerazel, Ty-Lan et Keramoine. Les métabasites associées aux serpentinites se situent dans trois secteurs principaux : Méot, Kergroaz et Keramoine. Carte géologique modifiée d'après Cagnard (2008).

Les metabasites de Pont de Barel sont des roches grises d'aspect massif, mais néanmoins finement foliées. Elles ont un grain très fin et sont caractérisées par de nombreux grenats millimétriques de couleur rose.

Les intrusions basiques dans les serpentinites de la Butte de la Roche présentent deux types de faciès dont la distinction cartographique apparaît très délicate. Ces deux faciès correspondent à des métagabbros et des gabbros qui apparaissent très intimement associés sur le terrain. Les métagabbros à gros grains ont une texture grenue et sont constitués de plagioclase et d'amphibole verte dessinant parfois une foliation ou un litage frustes. Les gabbros, souvent décrits dans la littérature (Marchand *et al.* 1969; Lasnier 1970), ont un grain plus fin et présentent une texture grenue. Ces roches présentent parfois un litage irrégulier constitué de lits millimétriques plagioclasiques et de lits plurimillimétriques riches en pyroxène.

Deux types de metabasites ont été identifiés dans les serpentinites de Ty-Lan : des pyroxénites à grenat et des amphibolites litées à grenat. D'un point de vue macroscopique, ces roches sont très similaires aux métagabbros de Pont de Barel. La roche est de couleur gris-vert, légèrement foliée ou litée et présente de nombreux grenats millimétriques roses. Les amphibolites à grenat se distinguent des roches précédentes par un litage caractérisé par l'alternance de lits clairs à dominante de plagioclase et de lits sombres à dominante d'amphibole.

II.1 Description pétrographique et chimie des principales phases minérales

II.2 Pétrologie minérale

Si macroscopiquement les metabasites identifiées dans les serpentinites de Pont de Barel, de la butte de la roche et de Ty-Lan apparaissent similaires, elles se distinguent clairement les unes des autres au microscope.

a Pont de Barel

À pont de Barel, les metabasites sont des métagabbros à grenat présentant une texture protomylonitique à mylonitique qui a complètement effacé la texture du protolithe (Fig. II-5). La roche est composée de grenats (30-40%) orientés dans le plan de foliation, de porphyroclastes d'amphiboles (15-20 %), dispersés dans une trame très finement recristallisée à plagioclase, amphibole, chlorite et quartz. La présence de prorubans de quartz et de

chlorite indique que cette foliation a fonctionné jusque dans les conditions du faciès schiste vert. Les grenats sont systématiquement poeciloblastiques avec des inclusions, parfois très nombreuses, de plagioclase, de rutile et d'amphibole (ancien pyroxène pseudomorphosé ?) (Fig. II-6) ce qui suggère que leur croissance s'est effectuée au cours d'une première phase de métamorphisme. Les amphiboles porphyroclastiques sont des amphiboles vertes, plus rarement brunes (Fig. II-7) et dans ce dernier cas, elles sont souvent entourées d'une couronne de quelques dizaines de microns d'amphibole verte (Fig. II-7). Ces amphiboles brunes ont toutes les caractéristiques pétrographiques des amphiboles primaires décrites dans les éclogites vendéennes (Godard 1981, 2001).

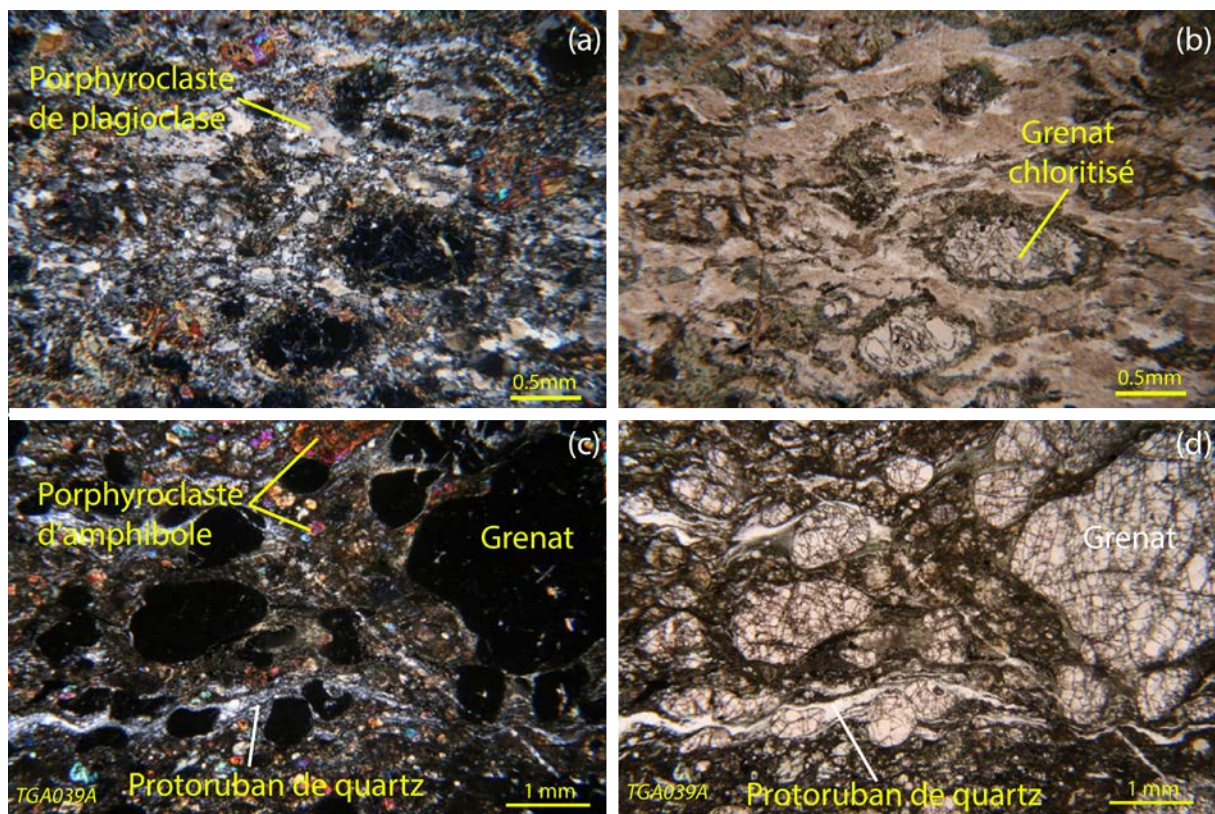


Fig. II-5 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, des textures des métagabbros associés aux serpentinites de Pont de Barel. (a) et (b) illustrent la texture protomylonitique avec des porphyroclastes de plagioclase préservés. (c) et (d) illustrent la texture mylonitique avec une trame très finement recristallisée et une foliation soulignée par des protorubans de quartz.

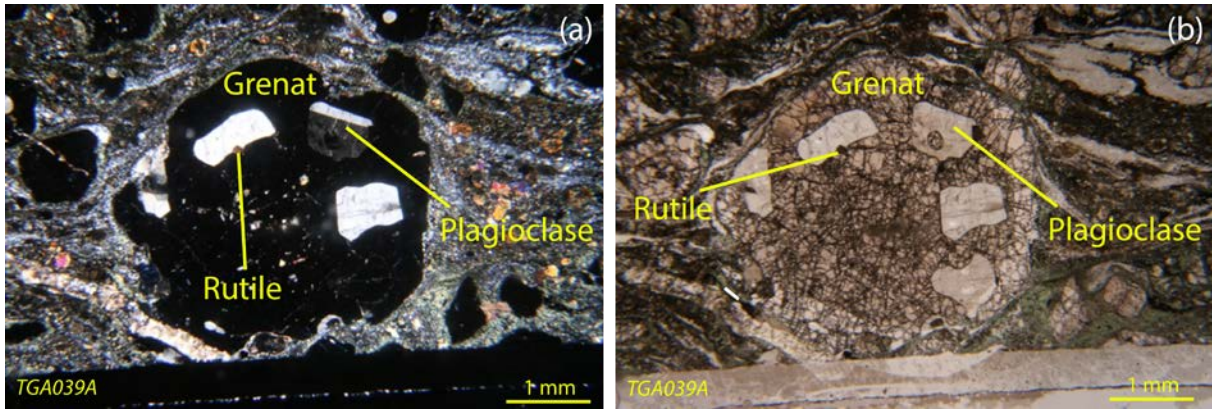


Fig. II-6 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant les grenat poeciloblastique des métagabbros associés serpentinites de Pont de Barel.

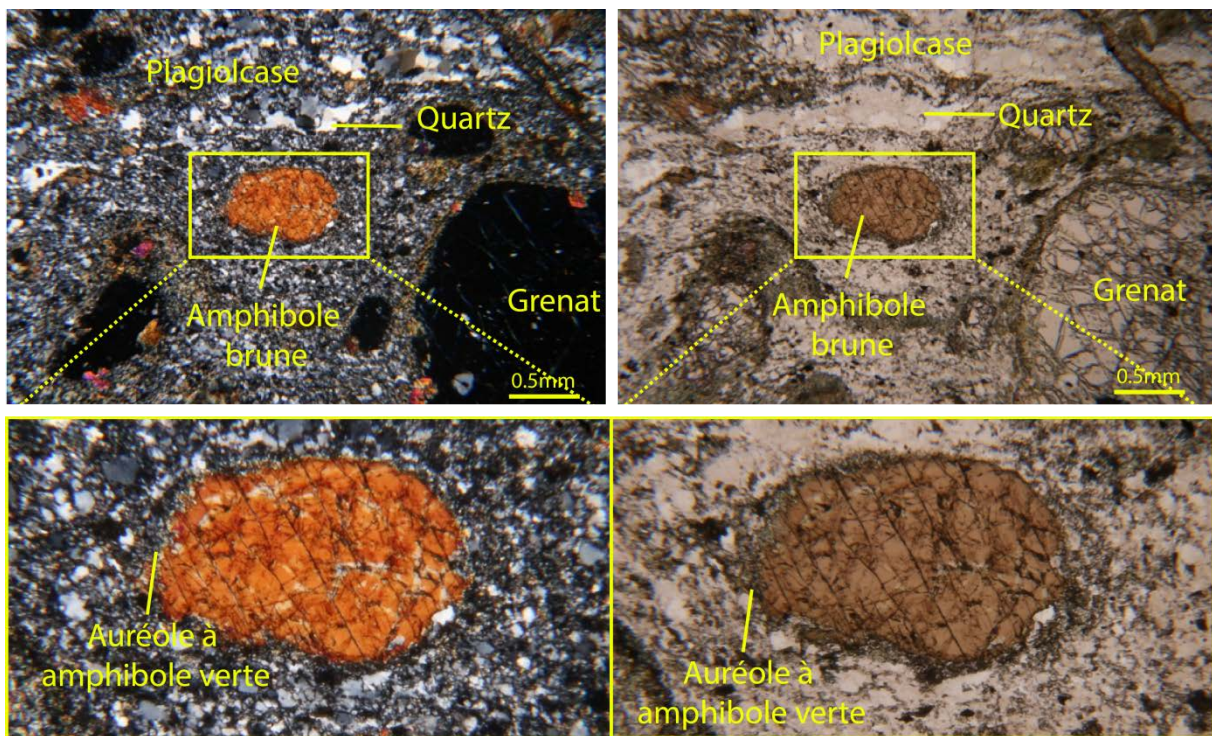


Fig. II-7 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant les rares porphyroclastes d'amphibole brune identifiés dans les métagabbros les moins rétro-morphosés qui sont associés aux serpentinites de Pont de Barel.

Les grenats sont souvent auréolés d'une couronne à amphibole verte et plagioclase cryptocristallins (kélyphite) qui pourrait traduire une première rétro-morphose dans le faciès amphibolites comme cela a souvent été montré dans certaines éclogites armoricaines (e.g. Godard, 2001) et qui suggère que les premiers stades du métamorphisme enregistré par ces roches se situent dans un faciès de haute pression, n'ayant cependant pas dépassé la limite albite → jadéite + quartz puisque des plagioclases sont préservés dans les grenats. La

paragenèse de cet épisode pourrait donc être à grenat – pyroxène – plagioclase – rutile – amphibole brune - quartz.

La rétro-morphose dans le faciès amphibolite se traduit principalement par la déformation et la recristallisation des plagioclases. Dans les grenats, la rétro-morphose se caractérise par le développement d'une première couronne à amphibole verte suivie par la formation d'une couronne à plagioclase qui peut complètement pseudomorphoser le minéral (Fig. II-8 (e) et (f)). Plus rarement, les grenats sont pseudomorphosés en un assemblage à amphibole verte et épidote (Fig. II-8 (a) et (b)). Dans les rutilés, la rétro-morphose est caractérisée par la croissance d'une couronne de sphène (leucoxène). La rétro-morphose dans le faciès amphibolite est aussi caractérisée par la formation de veines à amphibole verte prismatique à aciculaire, qui coupent la foliation et qui expriment le passage d'un régime ductile à un régime plus cassant. De plus, ces veines à amphiboles constituent aussi le siège d'une cristallisation tardive de plagioclase en phénocristaux maclés. Ces plagioclases sont par la suite partiellement saussuritisés dans les conditions du faciès schiste vert.

Enfin, la rétro-morphose synschiste vert se caractérise principalement par la chloritisation partielle ou totale des grenats (Fig. II-8 (b) et (c)), par la recristallisation des porphyroclastes d'amphibole verte en fines aiguilles fibreuses à fibroaciculaires, probablement de type actinolite (Fig. II-9), et par la déstabilisation des rutilés en leucoxène rutile/sphène (Fig. II-10). Aucune déformation ne semble associée à cette rétro-morphose. Une déformation cassante très tardive s'achève par l'ouverture de veines colmatées par de la prehnite (Fig. II-11).

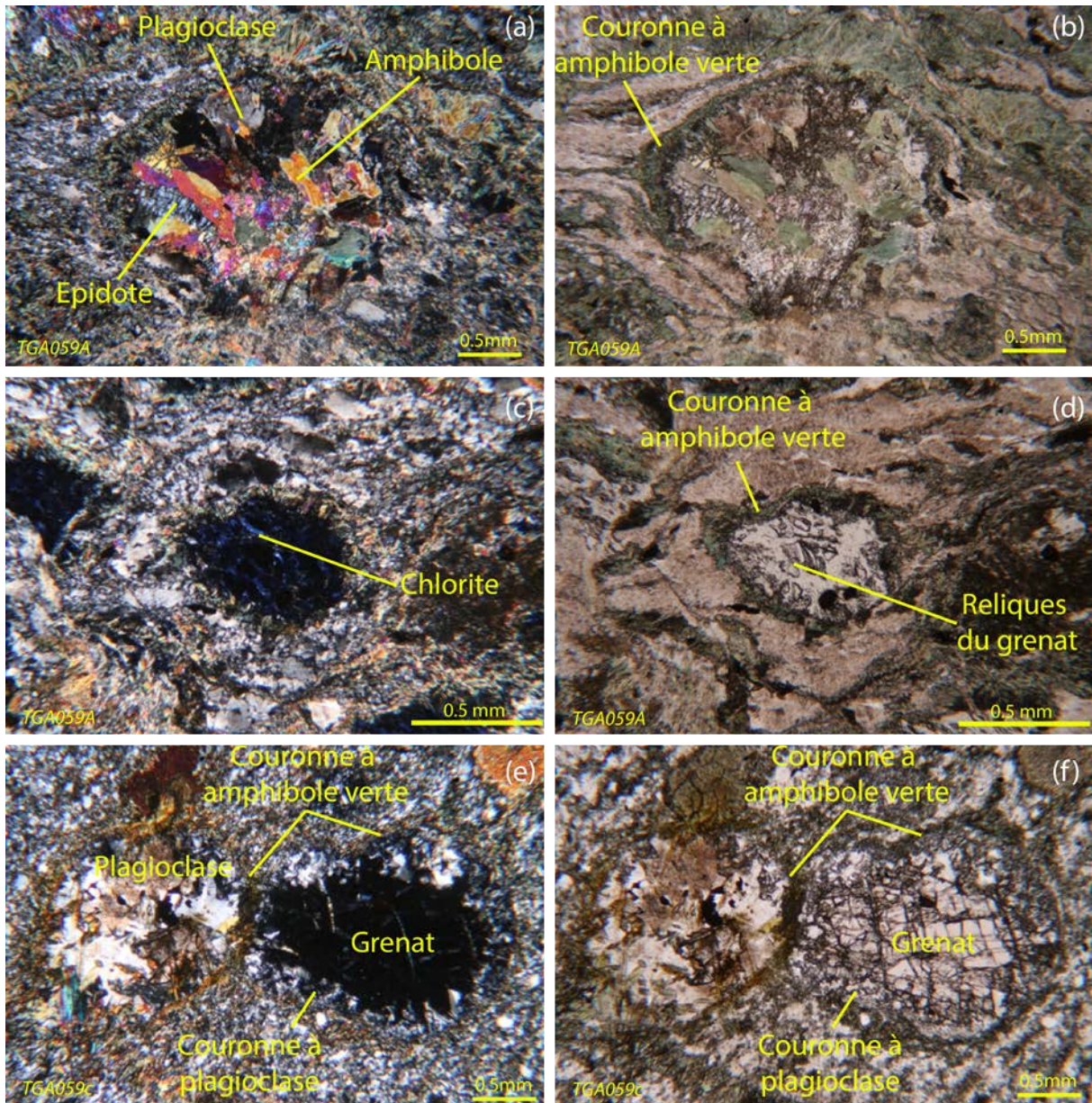


Fig. II-8 : textures de pseudomorphose des grenats des métagabbros associés aux serpentinites de Pont de Barel (à gauche en LPA et à droite en LPNA). Les microphotographies (a) et (b) montrent un grenat pseudomorphosé en amphibole verte et en épidote, les microphotographies (c) et (d) un grenat pseudomorphosé en chlorite à teinte anormale, mais ayant préservée sa couronne à amphibole verte. Les microphotographies (e) et (f) montrent deux grenats, l'un partiellement pseudomorphosé présentant une couronne externe d'amphibole verte cryptocristalline et une couronne interne de plagioclase xénomorphe, l'autre entièrement pseudomorphosé en plagioclase, mais préservant une couronne à amphibole verte cryptocristalline.

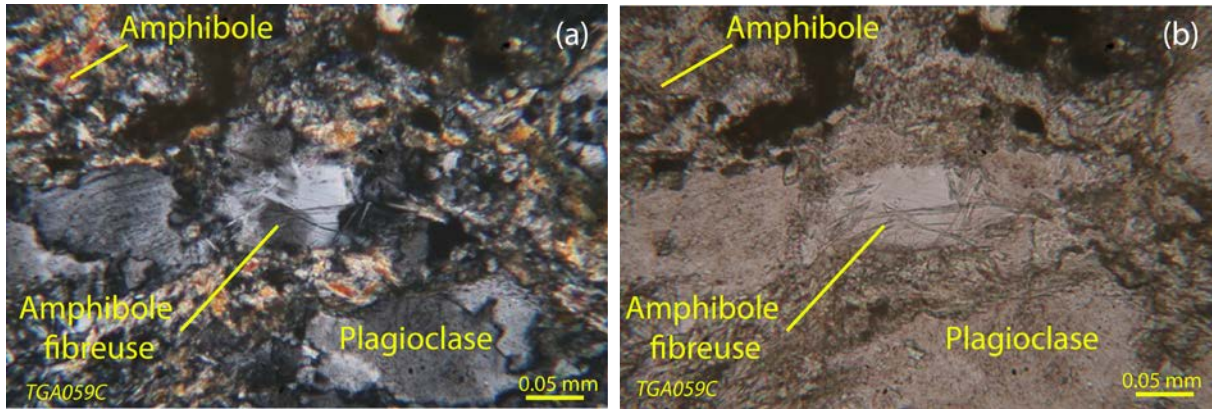


Fig. II-9 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant le développement d'amphiboles fibreuses au cours de la rétro-morphose dans le faciès schiste vert, dans les métagabbros associés aux serpentinites de Pont de Barel.

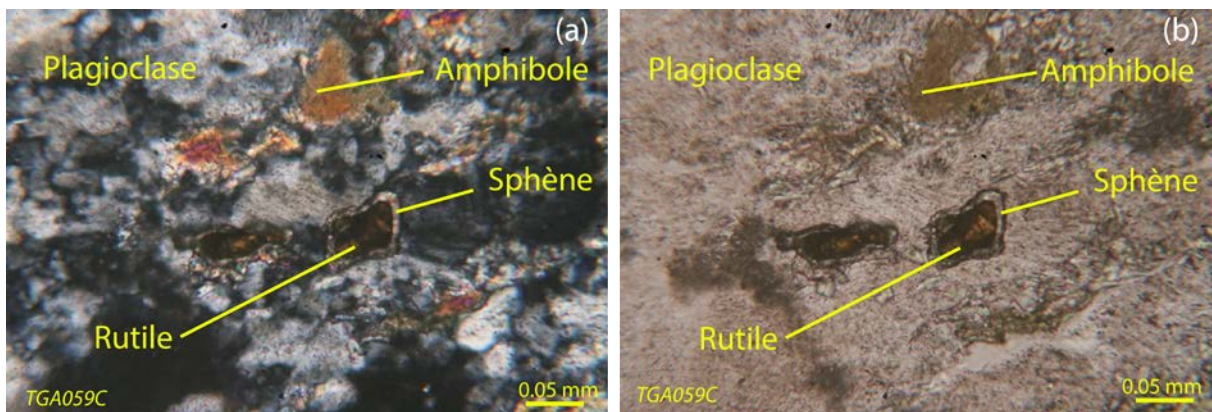


Fig. II-10 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la déstabilisation des rutiles en sphène (leucoxène) au cours de la rétro-morphose dans le faciès schiste vert, dans les métagabbros associés aux serpentinites de Pont de Barel.

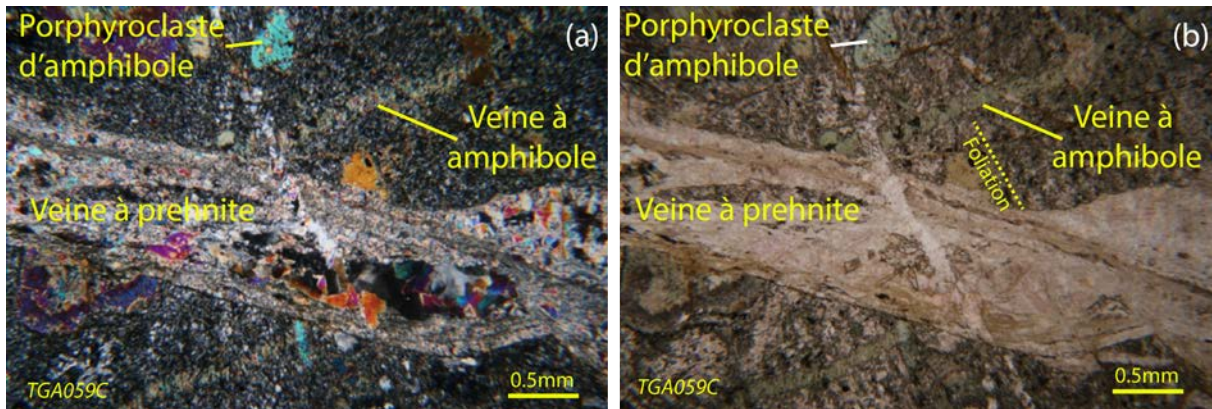


Fig. II-11 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, d'une veine millimétrique à prehnite recoupant une fine veine à amphibole. Remarquez que sur la photo (b), les deux veines sont sécantes sur la foliation.

b Butte de la Roche

Concernant les metabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche, elles se distinguent de celles de Pont de Barel et de Ty-Lan par l'absence de grenat. Deux types de metabasites ont été distingués : des métagabbros et des gabbros.

Les métagabbros présentent une texture granonématoblastique associée à un litage fruste et dans laquelle on reconnaît parfois une ancienne texture cumulative (Fig. II-13). Ceci les différencie des métagabbros de la Formation de Drain dont la texture est plutôt intersertale, voire ophitique (Marchand *et al.* 1969). Ces métagabbros sont constitués de plagioclase (45-50 %), d'amphibole verte (30-35%) de zoïsite (10-15%) et d'opaqes (1-2%). Les plagioclases constituent des lits plus ou moins réguliers de cristaux xénomorphes maclés ou finement recristallisés ce qui indique une rétro-morphose sous faibles contraintes, dans le faciès amphibolite de basse température, voire schiste vert (Fig. II-13 (a) et (b)). Les amphiboles sont des amphiboles vertes prismatiques cristallisées dans les conditions du faciès amphibolite (Fig. II-13 (b)). Elles sont localement très pâles à presque incolores ce qui pourrait traduire des recristallisations de basse température (faciès schiste vert). La zoïsite apparaît comme un minéral relictuel d'une paragenèse antérieure. Elle est souvent brisée et coupée par les prismes d'amphiboles (Fig. II-13 (a) et (b)). La rétro-morphose jusqu'aux conditions du faciès schiste vert se traduit par une recristallisation des amphiboles prismatiques en amphiboles aciculaires plus claires, voire incolores, par la saussuritisation des plagioclases et par la croissance d'épidote de type pistachite (Fig. II-13 (c) et (d)). La paragenèse est complétée par la cristallisation de minéraux opaques (probablement de l'hématite). Enfin, dans les termes qui sont les plus rétro-morphosés en faciès schiste vert, les zoïsites apparaissent souvent en reliques, transformées en amas cryptocristallins d'épidote monoclinique (pistachite ou clinozoïsite).

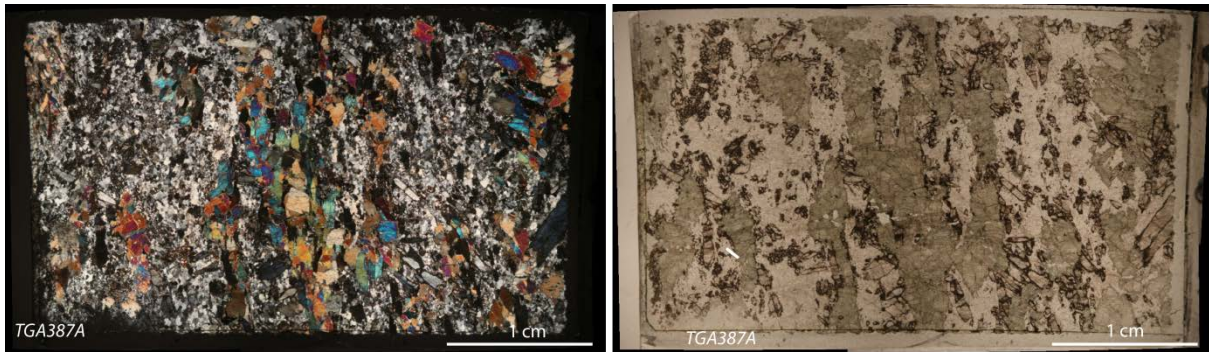


Fig. II-12 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la texture granoblastique des métagabbros associés aux serpentinites de la Butte de la Roche.

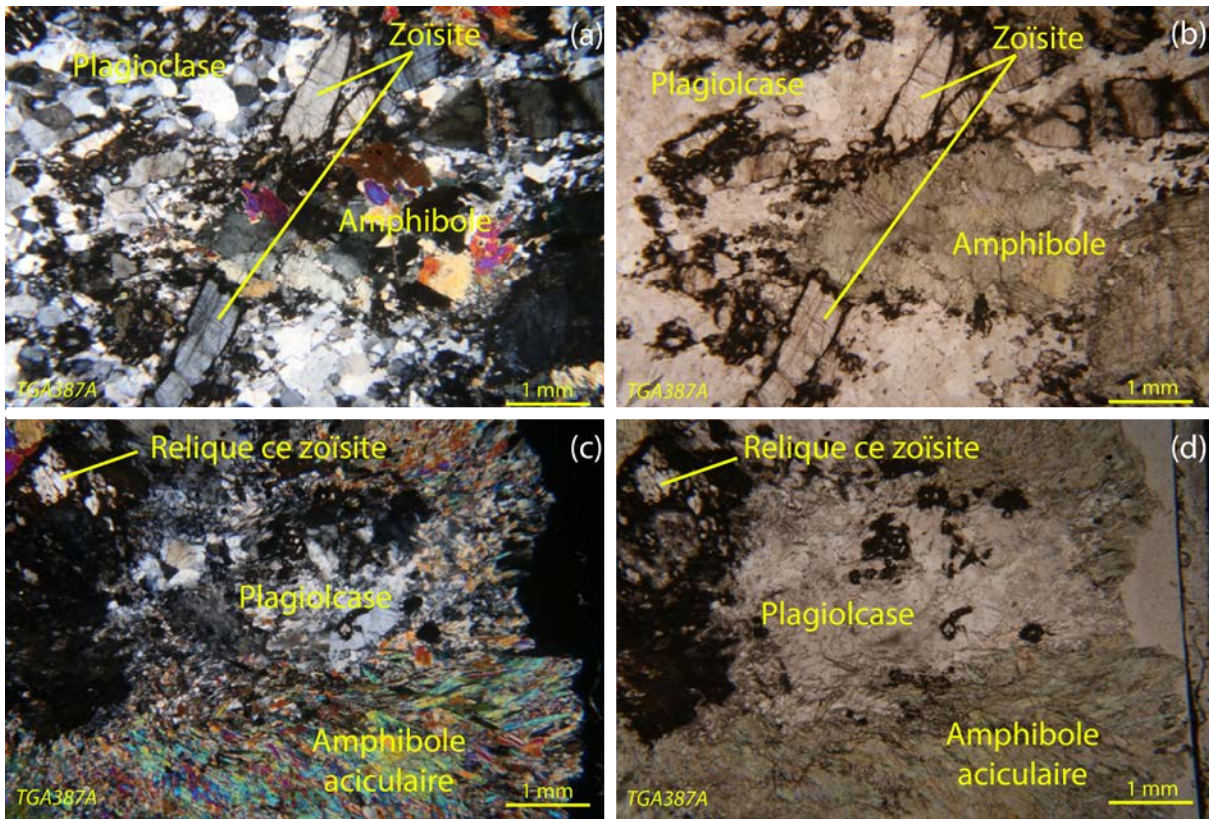


Fig. II-13 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la texture des métagabbros associés au serpentinites de la Butte de la Roche.

Les gabbros sont des roches exceptionnelles pour cette partie du Massif armoricain méridional. Ces roches sont souvent amphibolitisées, mais présentant toujours une texture cumulative parfaitement préservée. Par ailleurs, certains échantillons présentent une paragenèse exempte de toutes traces de métamorphisme. Ces roches apparaissent hétérogènes en termes de composition modale. Il existe des faciès riches en plagioclases et des faciès pauvres en plagioclase qui indiquent un litage magmatique d'échelle plurimillimétrique à pluie centimétrique. Les niveaux pyroxénolitiques sont constitués très majoritairement de

clinopyroxène (80-85%) et de plagioclase (15-20%), les niveaux plagioclasiques essentiellement constitués de plagioclase (75-80 %) et de clinopyroxène (20-25%). Dans ces différents faciès, les pyroxènes sont souvent partiellement déstabilisés en spinelle vert, qui peut alors représenter 1 à 2 % des niveaux plagioclasiques et 5-6% des niveaux pyroxénolitiques. Ce phénomène est interprété comme un processus de démixtion du clinopyroxène (Lasnier 1970). Ce type de roche se distingue aussi par l'abondance des jonctions en point triple entre les minéraux, ce qui est caractéristique d'une texture de recuit. Le métamorphisme est très peu marqué et caractéristique du faciès amphibolites. Il se traduit principalement par une amphibolitisation partielle des clinopyroxènes et par la déstabilisation des spinelles en minéraux opaques (magnétite ?). Aucune déformation n'est associée à ces recristallisations. La cartographie détaillée de la Butte de la Roche (Fig. II-3) réalisée par Le Mée (1999), situe les gabbros presque toujours au cœur des métagabbros. Il est donc fort probable que ces roches représentent le protolithe peu déformé des metabasites précédemment décrites. Leurs caractères texturaux montrent que ces roches sont issues d'une ancienne séquence cumulative du complexe ophiolitique.

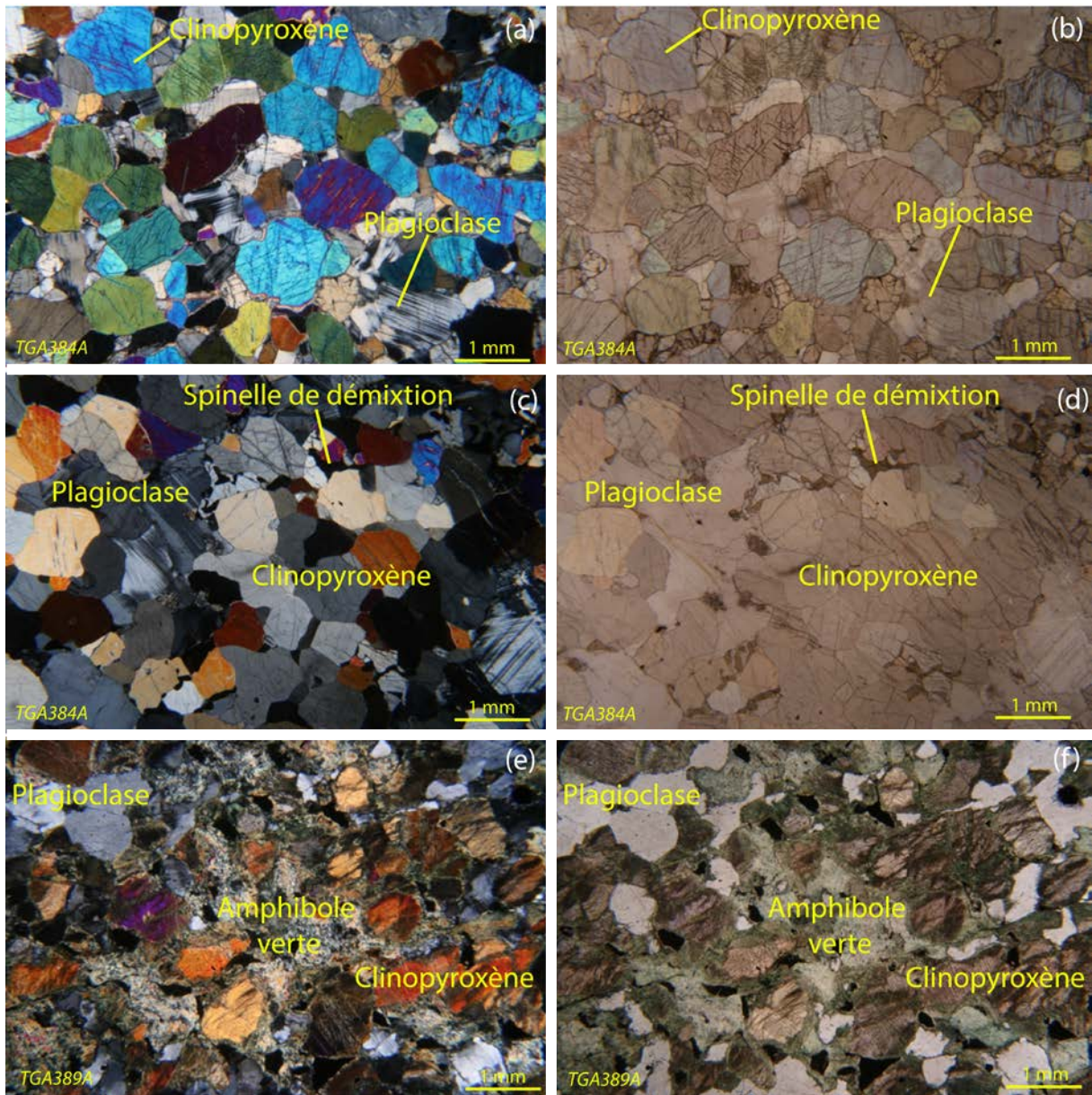


Fig. II-14 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la texture des gabbros *s.s.* associés aux serpentinites de la Butte de la Roche. Sur la photo (d), on observe bien les spinelles de démixtion à la limite entre les grains de clinopyroxène. Les photos (e) et (f) illustrent l'amphibolitisation progressive des clinopyroxènes et la déstabilisation des spinelles en opaque (magnétites ?).

c Ty-Lan

À la différence des métagabbros de Pont de Barel, les pyroxénites associées aux serpentinites de Ty-Lan présentent une texture magmatique préservée, grenue et xénomorphe (Fig. II 16). Ces pyroxénites sont constituées de grenat (55-65%), de clinopyroxène (5-10%), de quartz (2-3%) et de rutile (1-2%). Elles sont interprétées comme d'anciennes roches basiques métamorphisées dans les conditions du faciès granulite de haute pression (Lasnier 1970; Peucat 1973; Plaine *et al.* 1981a; Béchenec *et al.* 1999). De récentes estimations des

conditions de pression et de température enregistrées par ces roches suggèrent que cet assemblage a été acquis dans des conditions éclogitiques (Schulz *et al.* 2002). Les grenats forment des cristaux globuleux toujours craquelés. Les clinopyroxènes sont xénomorphes et sont situés en position interstitielle entre les grenats. Les limites de grain sont toujours nettes entre les grenats et les clinopyroxènes. Ces clinopyroxènes peuvent être partiellement pseudomorphosés (ils constituent alors le coeur d'amphibole) ou complètement transformés en une amphibole vert brun identifiée comme de la tshermakite (Schulz *et al.* 2002). Le quartz apparaît aussi en position interstitielle où il forme des plages xénomorphes de petits cristaux à extinction roulante suggérant une très faible déformation à basse température. Les rutiles sont xénomorphes et toujours associés au sphène, souvent sous la forme de leucoxène (Fig. II-17) suggérant ainsi une rétromorphose dans le faciès amphibolite, voire schiste vert. L'amphibole (15-20%) forme de grandes plages xénomorphes et apparaît clairement comme le produit de transformations des clinopyroxènes (Fig. II-16) (ouralitisation), ce qui suggère un métamorphisme rétrograde en régime statique et dans les conditions du faciès amphibolite de haute température. Ces amphiboles peuvent parfois montrer des bordures bleu vert indiquant la croissance d'une amphibole moins alumineuse (hornblende-actinolite ?) (Fig. II-18) suggérant un trajet rétrograde jusqu'aux faciès amphibolite de basse température et schiste vert. Une telle rétromorphose est par ailleurs attestée par la croissance d'épidote de type clinozoïsite-pistachite aux dépens des grenats ainsi que par la chloritisation de ces derniers dans les fractures. Enfin, une autre différence entre l'échantillon étudié ici et ceux décrits dans la littérature (Lasnier 1970; Peucat 1973; Plaine *et al.* 1981a; Bernard-Griffiths et Cornichet 1985; Béchenec *et al.* 1999) est l'absence de plagioclase.

Les observations faites suggèrent qu'en plus d'avoir enregistré un métamorphisme granulitique (Schulz *et al.* 2002), certaines pyroxénites associées aux serpentinites de Ty-Lan et étudiées dans le cadre de ce travail pourraient avoir enregistré au cours de leur exhumation différents stades d'une évolution métamorphique rétrograde, depuis le faciès éclogite jusqu'au faciès schiste vert. Ceci est en accord avec les travaux de Marchand (1982). Ces roches pourraient avoir dépassé la limite albite → jadéite + quartz, ce qui expliquerait parfaitement l'absence de plagioclase et la présence de quartz et de rutile. La rétromorphose correspondrait à un trajet rétrograde depuis des faciès catazonaux vers des faciès épizonaux. Enfin, les pyroxénites à plagioclase préalablement décrites (Lasnier 1970; Peucat 1973; Plaine *et al.* 1981a; Bernard-Griffiths et Cornichet 1985; Béchenec *et al.* 1999) pourraient représenter soit des termes n'ayant pas dépassé la limite de stabilité du plagioclase dans le faciès éclogite,

soit des termes pour lesquels la réaction jadéite + quartz \rightarrow albite s'est produites au cours de la rétromorphose.

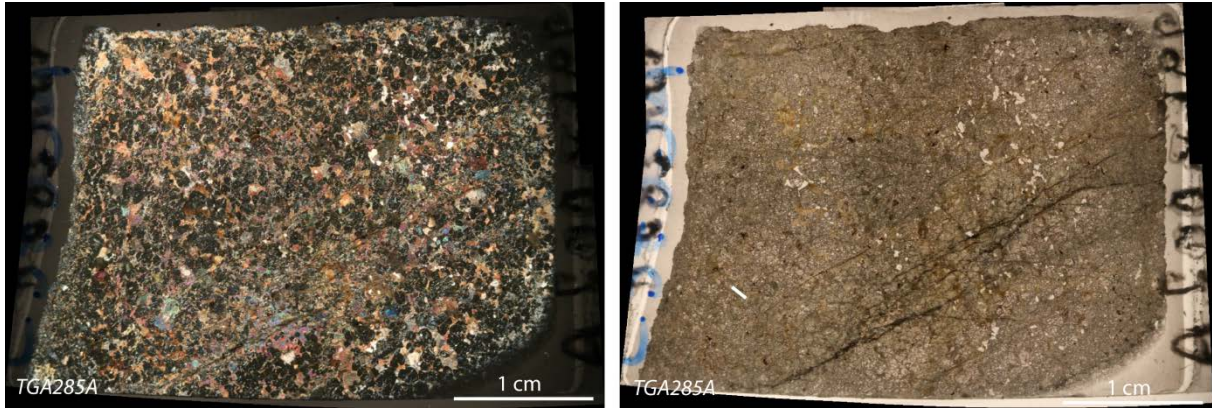


Fig. II-15 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la texture grenue des métagabbros associés aux serpentinites de Ty-Lan (Complexe de la baie d'Audierne).

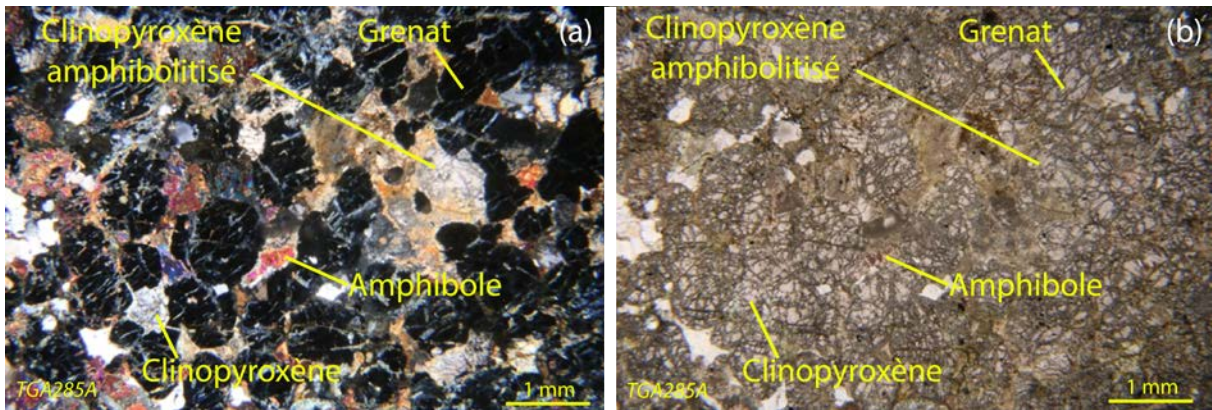


Fig. II-16 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la texture grenue xénomorphe des pyroxénites à grenat associées aux serpentinites de Ty-Lan (Complexe de la baie d'Audierne).

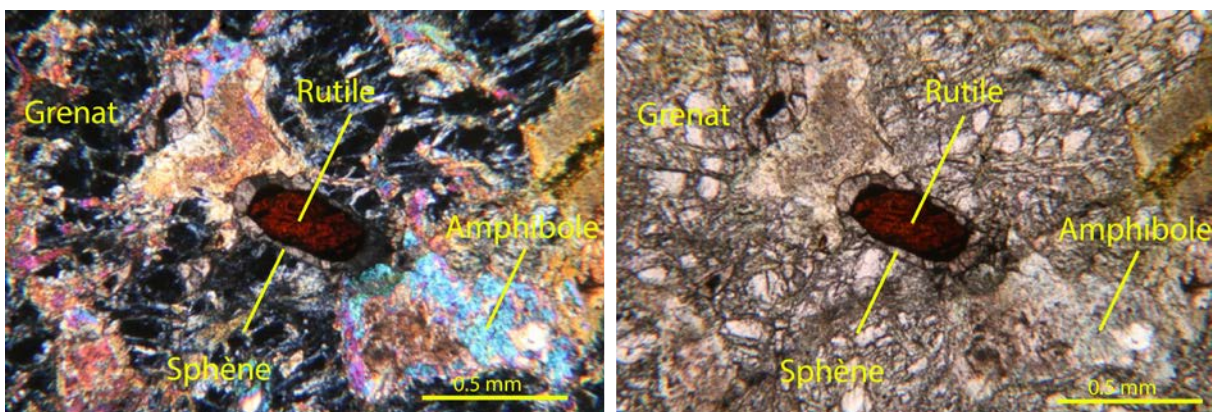


Fig. II-17 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, montrant un grain constitué d'un cœur de rutile et d'une couronne de sphène.

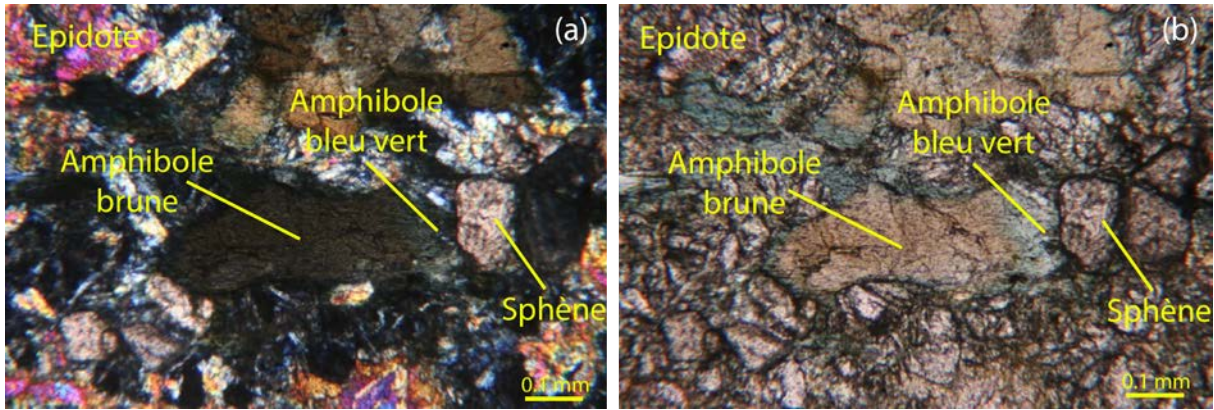


Fig. II-18 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, montrant les amphiboles à cœur brun et à périphérie bleu vert suggérant une rétomorphose jusqu’au faciès schiste vert.

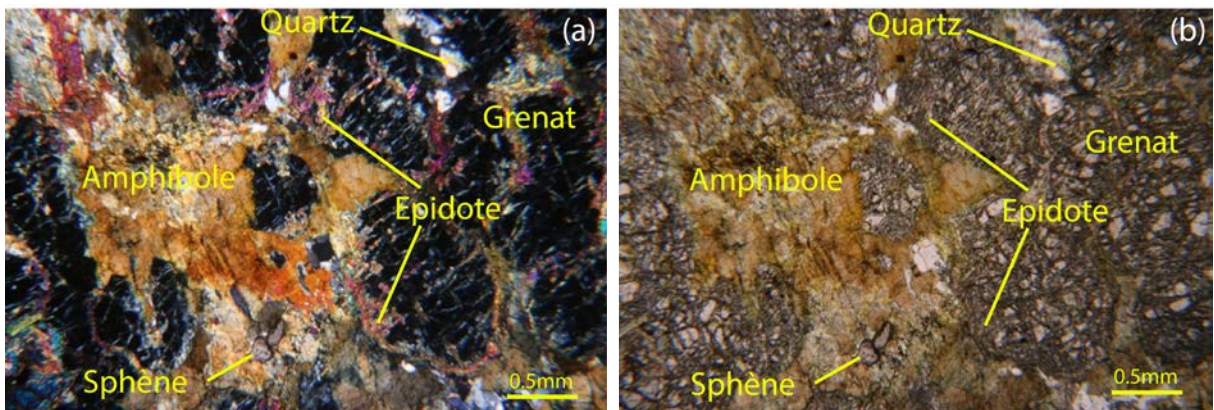


Fig. II-19 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, montrant des grenats transformés en épidote (pistachite).

d Synthèse

D’un point de vue pétrographique, les observations faites montrent que les metabasites associées aux serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d’Audierne présentent des évolutions métamorphiques contrastées. Dans les metabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan, les textures primaires sont préservées et correspondent à d’anciennes roches gabbroïques, *pro parte* cumulatives, métamorphisées dans le faciès éclogitique. À Pont de Barel, la texture initiale du protolithe n’est plus reconnaissable. Cependant, à l’image des metabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan, celles de Pont de Barel présentent des reliques minérales d’une paragenèse de haut degré, probablement proche du faciès éclogite. Enfin, à la différence des metabasites de Ty-Lan et de Pont de Barel, les metabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche ne présentent pas de relique de métamorphisme de haute pression, mais seulement des témoins d’un métamorphisme peu marqué dans les conditions du faciès amphibolite de haute température.

II.2.2 Chimie des phases minérales

a Les grenats

Les grenats des métagabbros associés aux serpentinites de Pont de Barel ont une composition chimique homogène. La proportion d'almandin est comprise entre 40 et 49 %, la proportion de pyrope entre 26 et 36% et la proportion de grossulaire entre 22 et 24%. Les teneurs en spessartine sont toujours très faibles et inférieures à 1,20 %. Les cartographies chimiques réalisées à la microsonde électronique (Fig. II-20) n'ont pas révélé de zonation dans ces grenats, mais elles montrent cependant l'existence d'un petit liseré périphérique appauvri en Mg et enrichi en Fe + Mn. Par ailleurs, leur composition almandin-pyrope est celle classiquement analysée dans les grenats de haute pression. Ainsi, ces grenats pourraient avoir cristallisé dans des conditions de pressions et de températures proches du faciès éclogitique.

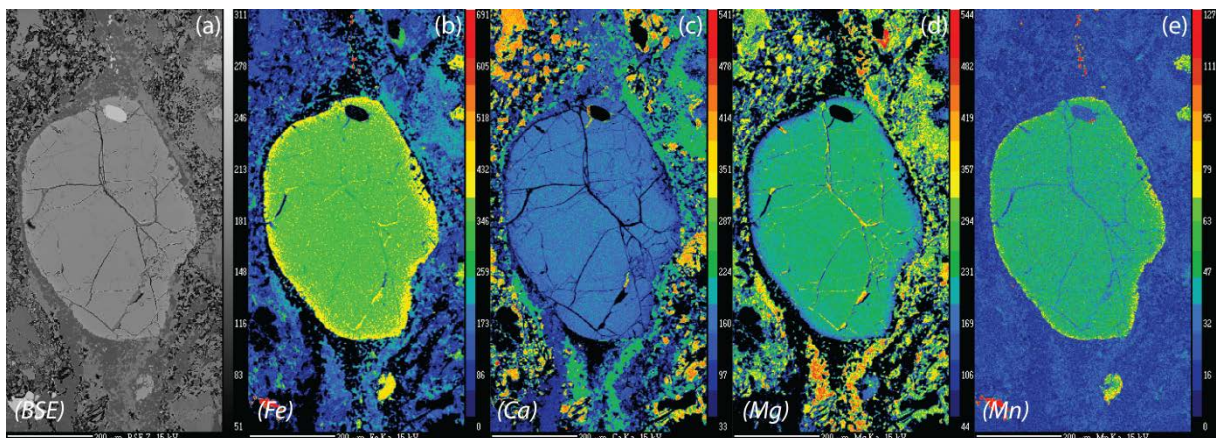


Fig. II-20 : cartographies chimiques des grenats des métagabbros associés aux serpentinites de Pont de Barel.

Les grenats des pyroxénites associées aux serpentinites de Ty-Lan n'ont pas été analysés dans le cadre de cette étude, notamment car ils ont déjà fait l'objet d'analyses (Peucat 1973; Schulz *et al.* 2002) et que ces dernières sont cohérentes entre elles. Bien que ces analyses aient été effectuées sur des grenats issus de roches légèrement différentes de celles que nous avons échantillonnées (présence de plagioclase), il est probable que la composition des grenats identifiés dans le cadre de cette étude soit très proche. À la différence des grenats qui ont été analysés dans les métagabbros de Pont de Barel, Schulz *et al.* (2002) ont montré que les grenats des pyroxénites de Ty-Lan sont souvent zonés, avec des cœurs à 41 % d'almandin, 30 % de pyrope, 28% de grossulaire et 0,5 % de spessartine et des périphéries

nettement plus riches en almandin (53 %) et en spessartine (3%) et appauvris en pyrope (15 %), la teneur en molécules de grossulaire restant pratiquement inchangée (29 %). Ces auteurs interprètent ces grenats comme les témoins d'un stade métamorphique développé à des températures de 800-950 °C pour des pressions comprises entre 14 et 19 kbar.

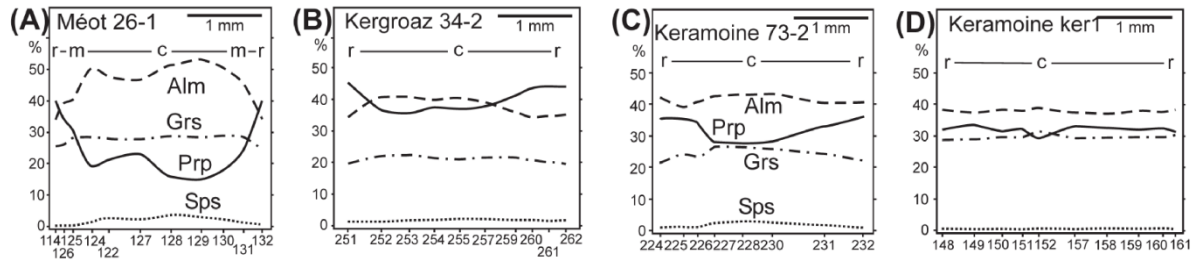


Fig. II-21 : profile d'analyse chimique des grenats des pyroxénites associées aux serpentinites de Ty-Lan. Dans tous les secteurs où affleurent ces roches, les grenats présentent une zonation cœur-bordure. Cette dernière est fortement marquée à Méot et moins nette à Kergroaz et Keramoine. D'après Schulz *et al.* (2002).

b Les pyroxènes

Les pyroxènes identifiés dans les métabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan ont aussi été analysés par Schulz *et al.* (2002). Les analyses acquises par ces auteurs sont reprises ici. Ces pyroxènes présentent des teneurs en Na_2O comprises entre 1,7 et 4,6 % et des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 7,8 et 11,1 %. Les teneurs en CaO, MgO et FeO sont respectivement comprises entre 16,8 et 20,7 %, 9,7 et 12,4 % et 3,7 et 4,3 %. Reportées dans un diagramme Ca-Fe-Mg-pyroxène – Jd – Ae (Fig. II-22), les analyses se situent principalement dans le champ des pyroxènes « quadrilatéraux ». Seuls les pyroxènes des pyroxénites du secteur de Méot se situent dans le champ des omphacites. En accord avec les recommandations de l'IMA (Morimoto *et al.* 1988), les données fournies par Schulz *et al.* (2002) montrent que les pyroxènes « quadrilatéraux » sont principalement des diopsides.

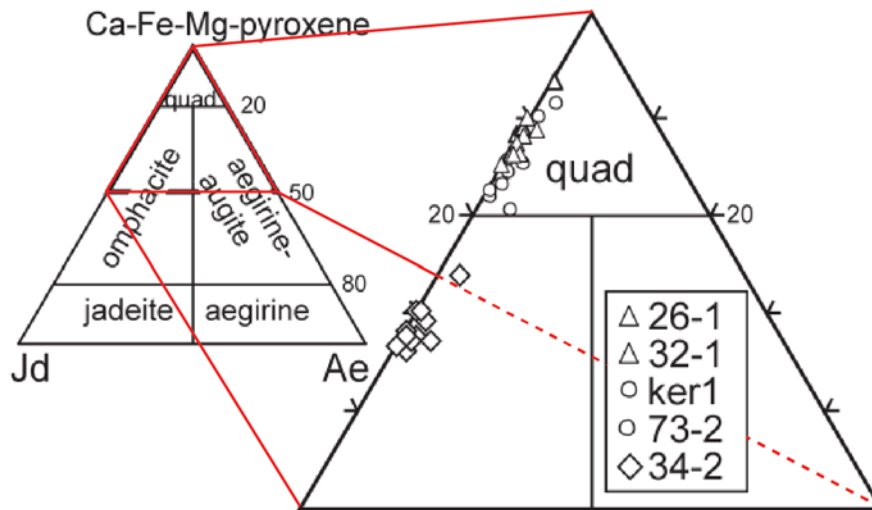


Fig. II-22 : diagramme Ca-Fe-Mg-pyroxène – Jd – Ae pour les clinopyroxènes de métabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan. Modifié d'après Schulz *et al.* (2002)

c Les amphiboles brunes

Les amphiboles brunes des pyroxénites à grenat associées aux serpentinites de Ty-Lan ont aussi été analysées par Schulz *et al.*, 2002. Nous reprenons ici les données publiées par ces auteurs. Il s'agit d'une amphibole calcique ($11,30 < \text{CaO} < 12,08$ %), fortement alumineuse ($8,56 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 20,62$ %) et parfois titanifère ($0,08 < \text{TiO}_2 < 1,41$ %). En accord avec les anciennes recommandations de l'IMA (Leake *et al.* 1997), ces auteurs qualifient ces amphiboles de magnésio-hornblendes pour les termes les moins alumineux et de tschermakites pour les termes les plus alumineux. Selon les nouvelles recommandations de l'IMA (Hawthorne *et al.* 2012) que nous utilisons dans le cadre de cette étude, seule la qualification des termes peu alumineux diffère. En effet, il s'agit alors de ferrosadanagaite. Quoiqu'il en soit les fortes teneurs TiO_2 et en Al_2O_3 montrent que ces amphiboles ont cristallisé à haute température, les estimations calculées par Schulz *et al.*, 2002 se situant autour de 680 °C et de 9 kbar.

d Les amphiboles vertes à incolores

Dans toutes les métabasites associées aux serpentinites, les amphiboles vertes à incolores sont des amphiboles calciques de type pargasite-hornblende, plus rarement de type actinolite. Dans les métagabbros associés aux serpentinites de Pont de Barel ces amphiboles présentent un Mg # ($\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) compris entre 62 et 70. Les teneurs en Al_2O_3 sont comprises entre 7,1 et 13,3 % dans les magnésio-hornblendes et seulement de 3 % environ

dans les actinolites. Ces dernières présentent des teneurs en MgO supérieures, de l'ordre de 18 % contre des teneurs de 11,8 à 13,8 % dans les magnésio-hornblendes. Les teneurs en FeO montrent des valeurs autour de 9 % pour les actinolites et comprises entre 12,1 et 14,7 % pour les magnésio-hornblendes. Les teneurs en Na₂O suivent la même tendance que FeO et elles sont comprises entre 1,2 et 1,7 % dans les magnésio-hornblendes et autour de 0,4 % dans les actinolites. Les amphiboles bleu vert identifiées dans les pyroxénites à grenat n'ont pas été analysées dans le cadre de cette étude. Cependant, Schulz *et al.*, (2002) ont observé le même zonage et leurs analyses démontrent que la partie bleu vert correspond à de l'actinolite.

Ces analyses chimiques des amphiboles montrent que dans les metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel et aux serpentinites de Ty-Lan, les variations de compositions identifiées dans les amphiboles, notamment l'augmentation de la teneur en SiO₂ et la diminution de celle en Al₂O₃ ainsi que la diminution des teneurs en Na₂O sont caractéristiques d'une rétro-morphose depuis le faciès amphibolite vers le faciès schiste vert, ce qui confirme les interprétations pétrographiques.

e Les plagioclases

Dans les métagabbros associés aux serpentinites de Pont de Barel, les plagioclases ont des compositions variables comprises entre l'albite et l'oligoclase. Les plagioclases en inclusion dans les grenats ont une composition homogène d'oligoclase ($X_{An} = 20\%$) et les plagioclases en symplectite ont une composition soit albitique ($X_{An} = 4-5\%$) soit oligoclasique ($X_{An} = 30\%$). Dans les pyroxénites à grenat de la baie d'Audierne ainsi que dans celles de la Butte de la Roche, les plagioclases sont décrits comme plus calciques avec des compositions comprises entre An 30 et An 40 (andésine) dans le premier cas (Plaine *et al.* 1981a) et entre An 50 et An 65 (labrador) dans le second cas (Lasnier 1970).

II.2.3 Conditions du métamorphisme

a Ty-Lan

Les conditions du métamorphisme enregistré par les metabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan ont été déterminées par Schulz *et al.* (2002) qui montrent que ces roches auraient enregistré un métamorphisme compatible avec des pressions de 14-19 kbar et des températures de 800-900 °C dans le faciès éclogite de haute température à granulite. Ces

roches auraient été rétrotransformées dans le faciès amphibolite avec transformation des pyroxènes en amphiboles brunes, à des conditions établies par Schulz *et al.* (2002) à 680 °C et 9 kbar. Enfin, la rétrotransformose dans le faciès amphibolite de bas degré, voire schiste vert serait caractérisée par la croissance d'amphiboles verte à incolore aux dépens des amphiboles brunes. Schulz *et al.* (2002) estiment les conditions de ce métamorphisme à 3 kbar pour des températures inférieures à 500 °C.

b Butte de la Roche

Lasnier (1970) suggère un métamorphisme dans le faciès granulitique associée à une coronitisation des pyroxènes dans des roches gabbroïques situées à proximité de la Butte de la Roche. Ce métamorphisme serait caractérisé par la croissance d'une couronne de grenat autour des pyroxènes. Cependant, ce type de couronne n'a jamais été observé dans les échantillons étudiés au cours de cette étude. De plus, si les échantillons décrits par Lasnier (1970) proviennent de secteurs proches des serpentinites de la Butte de la Roche, les coordonnées précises fournies par cet auteur montrent que les points de prélèvement se situent dans les leptynites de la Formation de Champtoceaux. Si ce point est avéré, les conditions déterminées pour ces metabasites traduisent donc l'évolution métamorphique de la Formation de Champtoceaux et non pas celle des serpentinites de la Butte de la Roche. En revanche, la préservation d'une texture magmatique primaire et la transformation progressive des clinopyroxènes en amphibole verte suggèrent une hydratation précoce en régime statique et un métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolite. Ce type de métamorphisme pourrait être compatible avec un métamorphisme océanique au cours duquel les pyroxènes sont amphibolitisés par interaction avec de l'eau de mer. De plus, la variabilité des assemblages minéralogiques observés dans ces metabasites (roches métamorphisées associées à un protolithe peu ou pas métamorphisé) ainsi que l'absence de déformation sont des arguments supplémentaires qui vont dans le sens d'une altération hydrothermale en contexte océanique. En effet, on retrouve ici, les principaux critères d'altération hydrothermale décrits par Honnorez (2003) dans la croûte océanique actuelle. En accord avec cet auteur, ce métamorphisme pourrait donc se produire jusqu'à 800 °C à des profondeurs atteignant la séquence cumulative de la lithosphère océanique.

c Pont de Barel

Il est difficile d'être précis sur les conditions du métamorphisme enregistré par les metabasites associées au serpentinites de Pont de Barel. Cependant, les reliques observées (grenat, rutile, amphibole brune, quartz) ne sont pas sans rappeler les paragenèses décrites dans les éclogites vendéennes de type éclogite à quartz sans disthène (Godard 1981, 2001). Par ailleurs, les textures associées à la rétro-morphose de ces metabasites (kélyphite autour des grenats, symplectite à amphibole et plagioclase constituant la matrice) sont également compatibles avec leur développement à partir d'une paragenèse éclogitique. Comme nous l'avons précisé précédemment, la présence de plagioclase en inclusions dans les grenats suggère des conditions de pression inférieures à la limite de stabilité du plagioclase (albite → jadéite + quartz), c'est-à-dire inférieures à 15 kbar. La température est par contre difficile à préciser.

II.2.4 Synthèse

Cette étude a montré que les metabasites associées aux serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne présentent des évolutions contrastées (Fig. II-23 ; Tab. II-1). Les metabasites de Ty-Lan, qui sont des pyroxénites, présentent localement des paragenèses compatibles avec les conditions du faciès éclogite de haute température ayant probablement dépassé la limite de stabilité des plagioclases alors que les metabasites de Pont de Barel présentent des conditions métamorphiques n'ayant probablement pas dépassé cette limite. À l'inverse, les metabasites de la Butte de la roche, qui sont des gabbros à texture de cumulat, semblent avoir enregistré un métamorphisme statique associé à une altération hydrothermale qui pourrait être océanique.

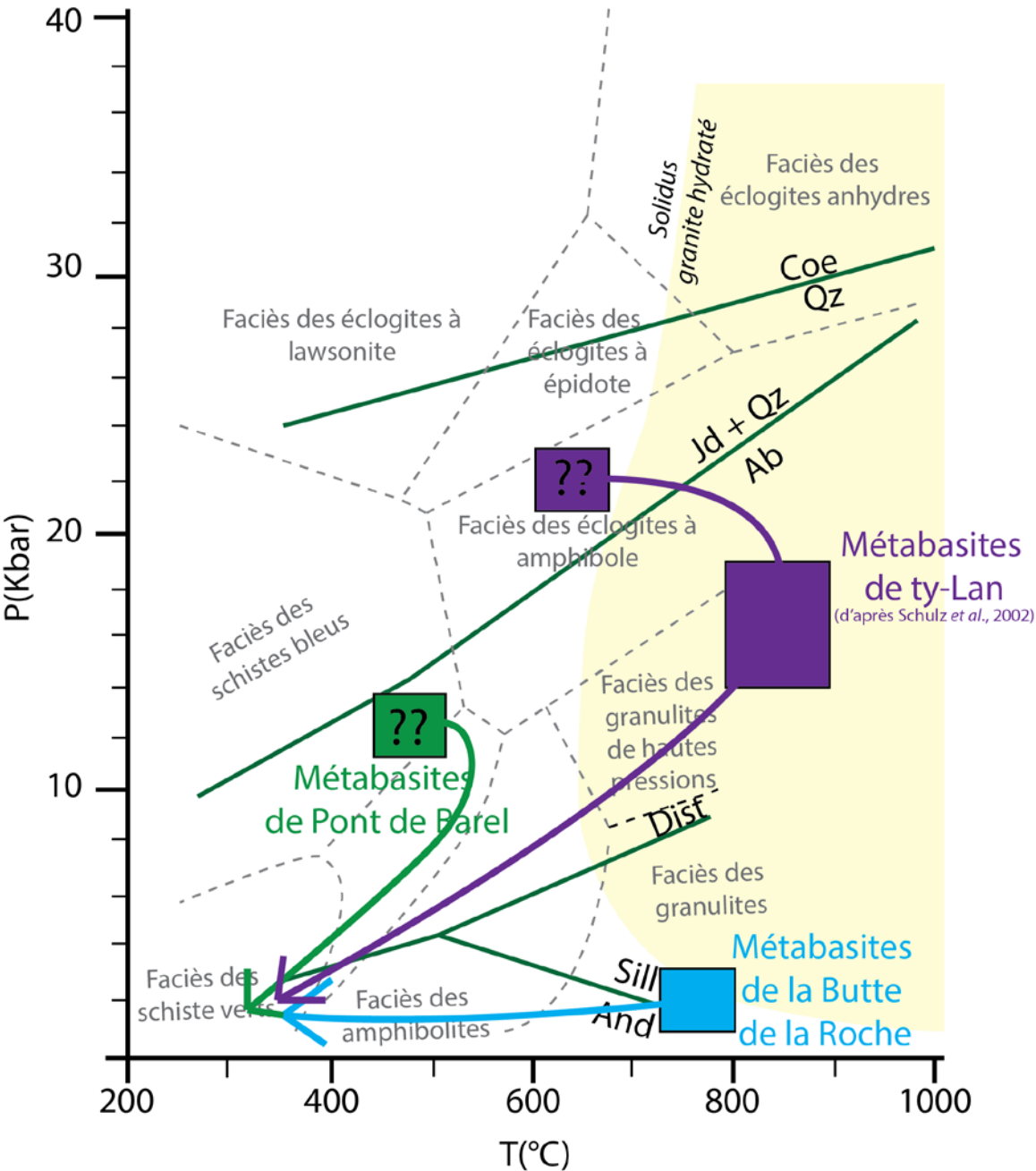


Fig. II-23 : trajet P-T des métabasites associées aux différents massifs de serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d’Audierne.

Tab. II-1 : tableau récapitulatif des principales caractéristiques pétrologiques et géochimiques des métabasites associées aux serpentinites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne.

Unité	Lithologie	Description macroscopique	Assemblage minéralogique primaire	Paragenèse 1 (P1)	Métamorphisme associé à P1	Assemblage de rétroformation	Rétromorphose
Serpentinites de Pont de Barel	Métagabbros à grenat	Roche foliée à grenat inframillimétrique	indéterminé	Grenat, amphibole, rutile, plagioclase, quartz	M1 infraéclogitique	symplectite à hbl-plg, chloritisation des grenats, leucoxène, saussuritisation	Syn-déformation
Serpentinites de la Butte de la Roche	Gabbro samphibolitisés et métagabbros	Roche grenue, localement litée, parfois légèrement foliée	Plagioclase, clinopyroxène, spinelle,	Amphibole (pargasite), plagioclase, zoisite, rutile	M1 océanique (?) statique, jusqu'à 800 °C	décoloration des amphiboles (hornblende-actinolite), saussuritisation	Syn-déformation
Serpentinites de Ty-Lan	Pyroxénites à grenat	Roche grenue à grenat inframillimétrique	indéterminé	Clinopyroxène, grenat, quartz, rutile	M1 éclogitique	Ouralitisation des pyroxène, leucoxène, décoloration des amphiboles (hornblende-actinolite)	Syn-déformation (?)
Serpentinites de Ty-Lan (Schulz et al., 2002)	Pyroxénites à grenat			Grenat, clinopyroxène, plagioclase	M1 éclogitique/granulite 14-19 kbar - 800-900°C	Zonation des amphiboles (cœur d'actinolite et périphérie de tshermakite)	Syn-déformation (?) Cœur : 3kbar et <500°C périphérie : 9 kbar et 680 °C

III Les prasinites des Formations du Hâvre et de Tréogat

III.1 Échantillonnage et description de terrain

Dans le Massif armoricain méridional, les prasinites affleurent principalement dans deux ensembles correspondant au Complexe de Champtoceaux, où elles sont intimement associées aux micaschistes de la Formation du Hâvre sous la forme de lentilles hectométriques à pluri kilométriques (les plus importantes en termes de superficie sont situées dans la partie sud-est de la Formation du Hâvre (Fig. III-1)) et au Complexe de la baie d'Audierne où ces roches constituent la Formation de Tréogat (Fig. III-1). Dans ces deux ensembles, ces amphibolites peuvent passer à des schistes verts très chloriteux et parfois, dans le Complexe de la Baie d'Audierne, à des ovardites (Béchenec *et al.* 1999).

Ces roches ont été particulièrement étudiées dans deux secteurs où elles affleurent plus largement. Pour la Formation de Tréogat, la carrière de Pont-Ilis (Fig. III-1), située dans la partie nord de l'unité, a permis d'observer ces roches sur des fronts longs de plusieurs centaines de mètres. Concernant les amphibolites prasinitiques de la Formation du Hâvre, elles ont été étudiées dans la vallée du Hâvre (Fig. III-1) située dans la partie sud-est de l'unité. Dans cette vallée, les affleurements de prasinites sont principalement situés au sud et alternent avec des micaschistes.

Macroscopiquement, les prasinites apparaissent très similaires dans les deux secteurs. La roche est de couleur gris vert avec un grain très fin. Elle présente une foliation discrète soulignée par l'orientation de petits ocelles inframillimétriques de plagioclase. Ces ocelles apparaissent cependant plus développés dans les amphibolites prasinitiques du Complexe de Champtoceaux. Dans les deux secteurs, la foliation est aussi soulignée par des petits filonets de quartz synfoliaux. D'autre part, si dans le complexe de Champtoceaux la texture prasinitique est toujours identifiable, pour les roches de la Formation de Tréogat, celle-ci n'est pas toujours parfaitement développée et des termes plus amphiboliques sont aussi identifiables sur le terrain. Ces derniers se caractérisent principalement par un litage irrégulier constitué par des alternances de lits amphiboliques, des lits plagioclasiques et des lits à texture prasinitique. Enfin, plus rarement, certains échantillons sont apparus non foliés.

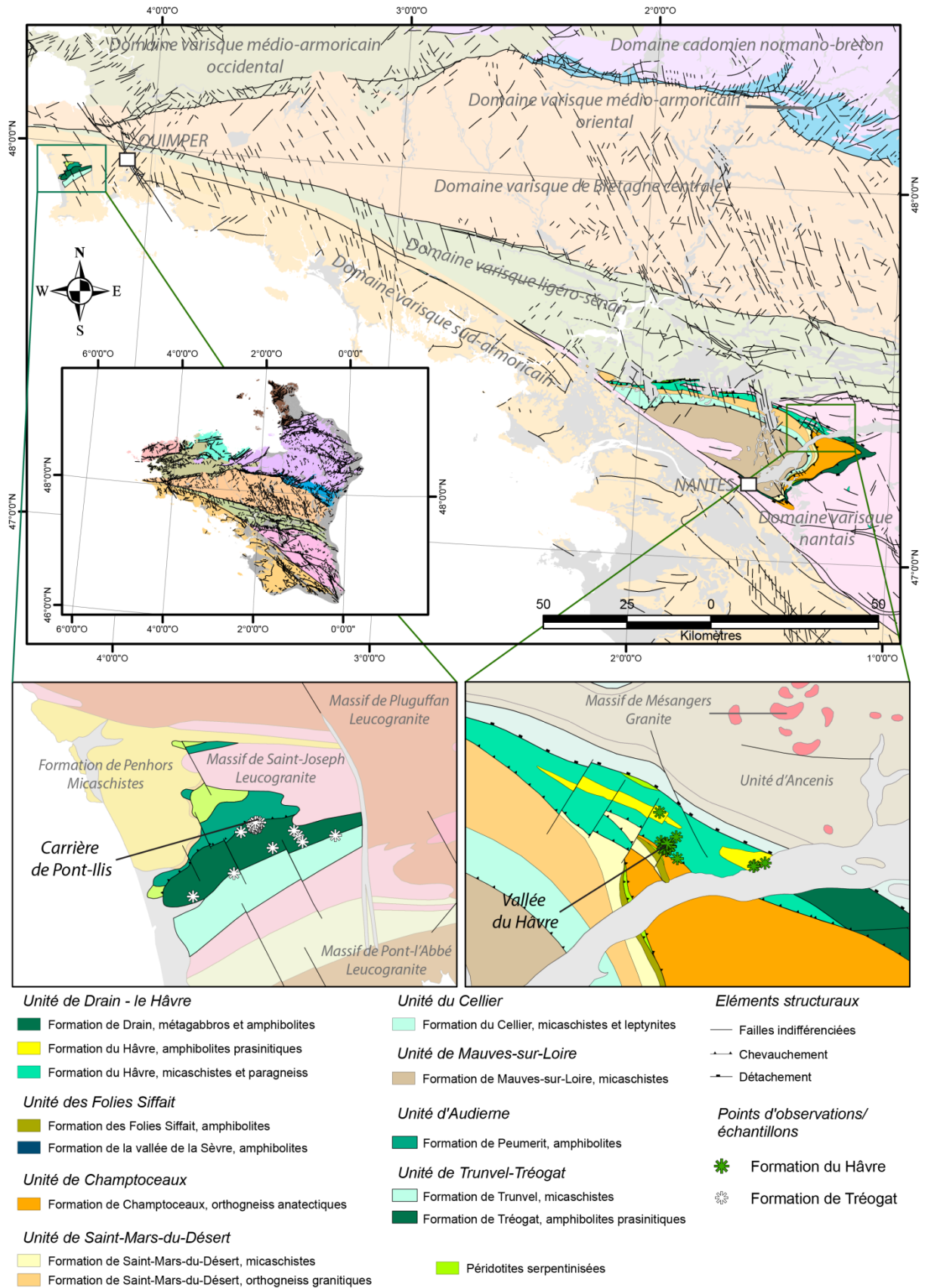


Fig. III-1 : cartes géologiques localisant les unités d'amphibolites prasinitiques dans le Massif armoricain méridional. Les étoiles représentent la localisation des points d'observation (avec ou sans prélèvement d'échantillons) réalisés au cours de cette étude.

a Formation de Tréogat

La cartographie détaillée de la carrière de Pont-Ilis (Fig. III-2) a été réalisée par la société Oolite (Bouton 2014b). Elle est utilisée dans le cadre de ces travaux avec l'accord de l'entreprise le Pape qui gère cette exploitation. Seuls les contours des unités ainsi que les failles sont repris des travaux de la société Oolithe. On retrouve dans cette carrière les caractéristiques principales de la Formation de Tréogat. En effet, dans le nord de la carrière sont principalement exposées des amphibolites fines litées et, dans une moindre mesure, des amphibolites prasinitiques. Cette partie de la carrière permet également d'observer des niveaux riches en nodules d'épidotite. À l'inverse, la partie sud de la carrière montre des amphibolites prasinitiques alternant avec des chloritoschistes (ovardites) et des amphibolites fines. Ces deux sous-unités sont séparées par un accident tectonique à caractère chevauchant probablement associé à l'accident principal qui sépare l'Unité de Trunvel-Tréogat de celle de Peumerit. Dans la carrière, les amphibolites de la Formation de Tréogat présentent une foliation bien marquée orientée entre N32° et N90° pour un pendage compris entre 17° et 48° vers le nord-ouest (Fig. III-2 ; Fig. III-3). Ces mesures contrastent avec les mesures fournies par la carte géologique à 1 : 50 000° (Béchenec *et al.* 1999) dans la partie sud de l'unité où les amphibolites prasinitiques présentent une foliation plus verticale. Par ailleurs, dans la partie nord de l'unité, que ce soit dans les termes amphiboliques ou dans les termes prasinitiques, la foliation porte une linéation d'étirement orienté nord-sud, à faible pendage (20-45°) vers le nord (Fig. III-4 (a)). Les observations faites sur les plans X-Z ont permis d'identifier des critères de cisaillement (plans S-C' et sigmoïdes) qui sont compatibles avec un mouvement extensif du haut vers le nord (top nord) (D1) (Fig. III-4 (c) et (d)). En outre, au sud de la carrière, à l'approche du contact entre la partie amphibolique et la partie prasinitique, la roche est affectée par des plis déversés vers le sud qui suggèrent le chevauchement de la partie nord sur la partie sud (Fig. III-5 (a)). Ce chevauchement est aussi enregistré par la rotation des boudins d'épidotites qui peuvent alors former des structures de type delta ou sigma compatibles avec un régime en compression (Fig. III-4 (b)). Enfin, une autre caractéristique majeure qui structure les amphibolites prasinitiques de la Formation de Tréogat est un réseau de fractures subverticales (Fig. III-5 (b)), parfois très resserrées, qui sont associées aux grandes failles nord-sud qui découpent la région.

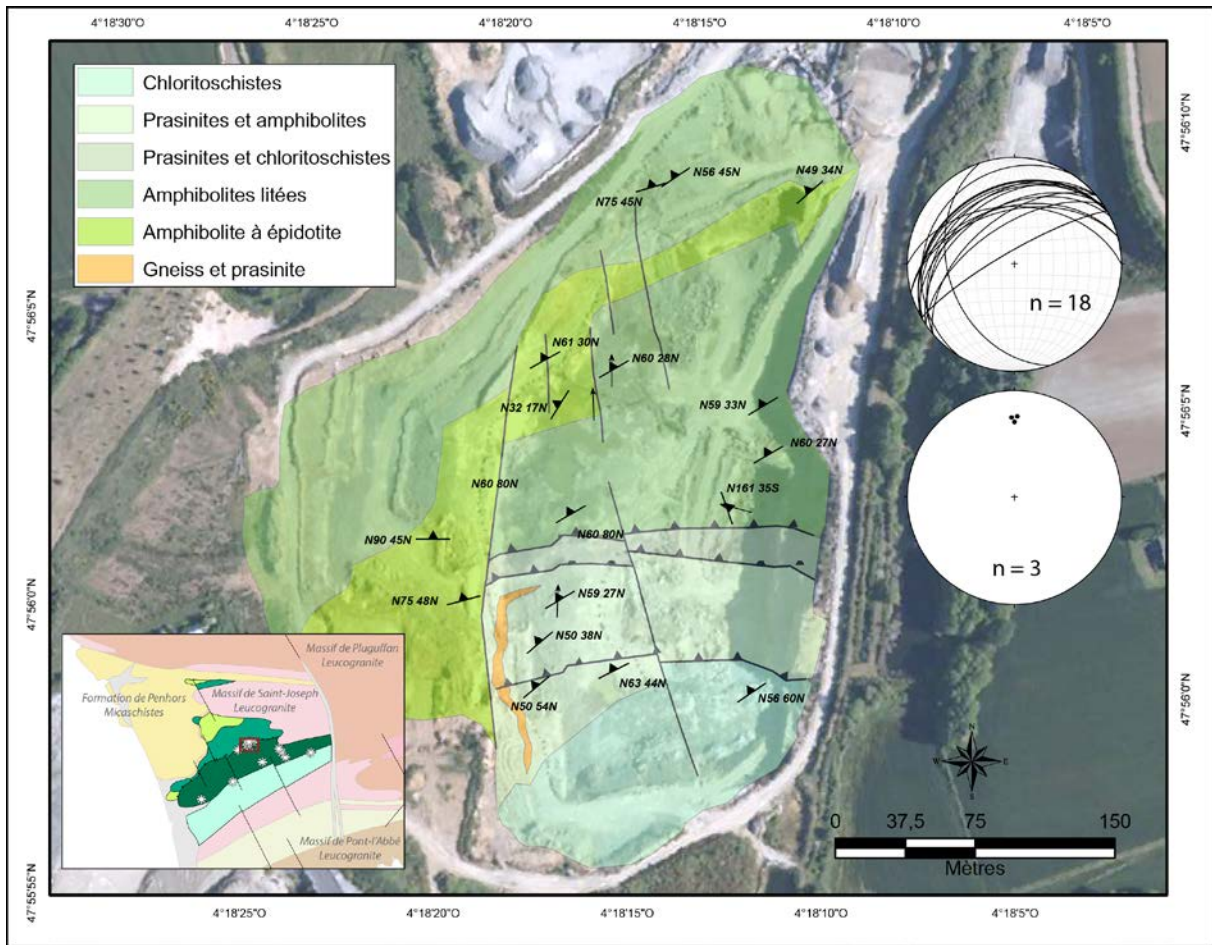


Fig. III-2 : carte géologique détaillée de la carrière de Pont-Illis modifiée d'après Bouton (2014a). Les mesures structurales ont été réalisées dans le cadre de cette étude.



Fig. III-3 : vue générale vers les fronts de taille sud de la carrière. (d) linéation d'étirement plongeant à 45° vers le nord. (e) bande de cisaillement montrant des plans S-C' donnant un sens de cisaillement compatible avec un régime en extension. (f) boudin d'épidotite en forme de delta donnant un sens de cisaillement compatible avec un régime en compression. (g) porphyroclaste de feldspath de forme sigmoïdale donnant un sens de cisaillement en extension.

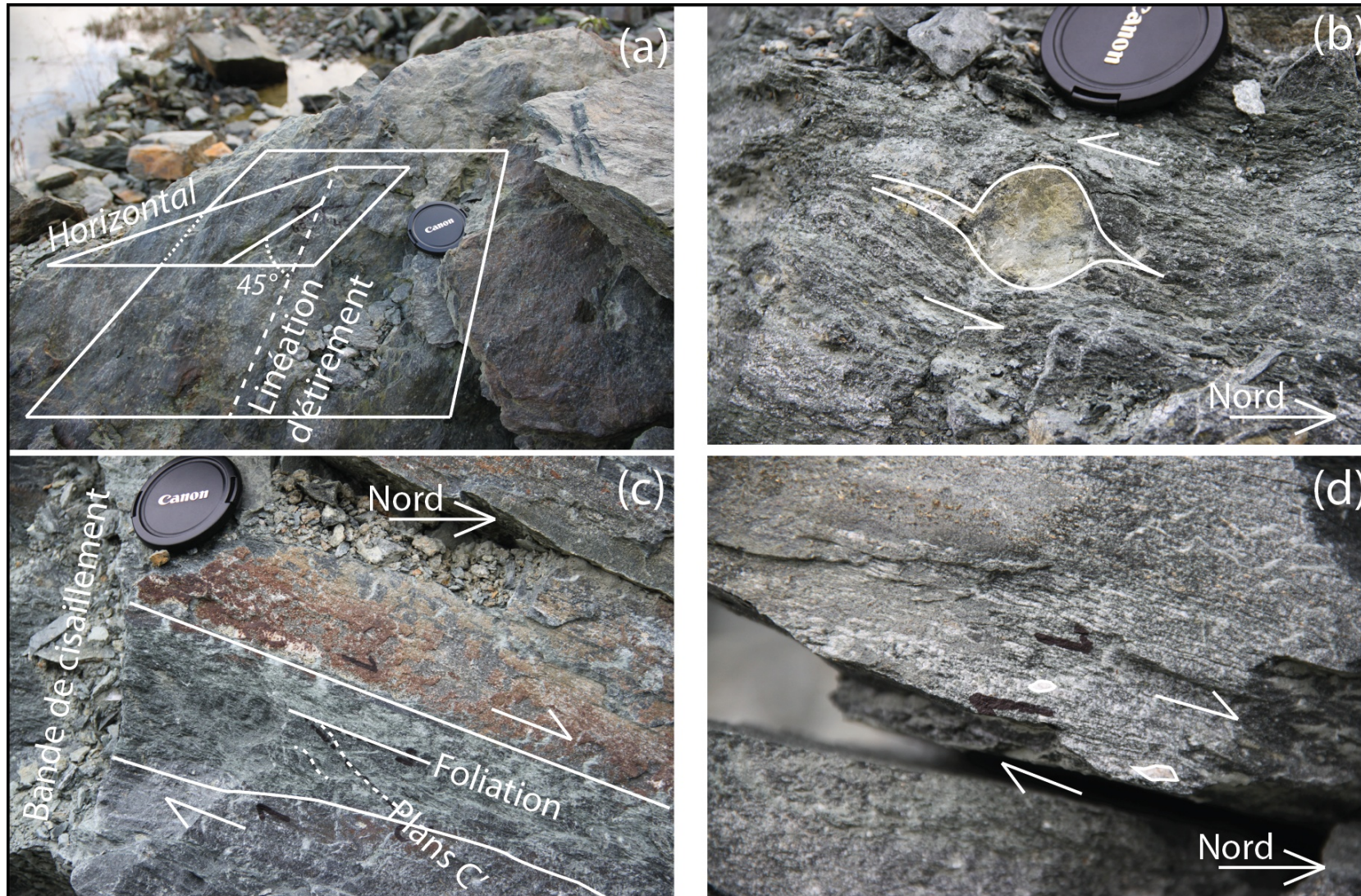


Fig. III-4 : (a) linéation d'étirement plongeant à 45° vers le nord. (c) bande de cisaillement montrant des plans S-C' donnant un sens de cisaillement compatible avec un régime en extension. (b) boudin d'épidote en forme de delta donnant un sens de cisaillement compatible avec un régime en compression. (d) porphyroclaste de feldspath de forme sigmoïdale donnant un sens de cisaillement en extension.

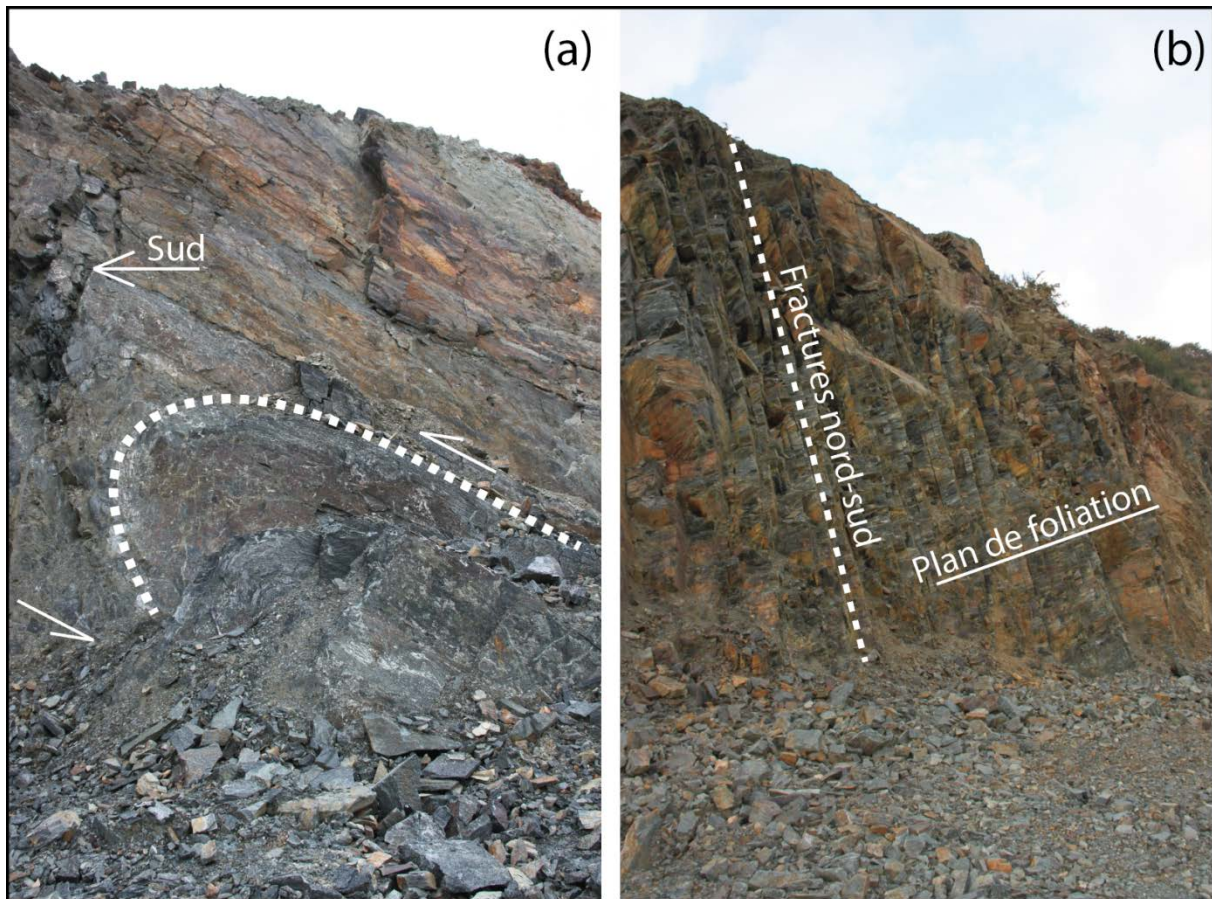


Fig. III-5 : (a) plis plurimétrique deversé vers le sud affectant les amphibolites fines. (b) fracturation subverticale orientée nord-sud soulignant les grandes failles nord-sud découpant l'ensemble de la région.

b Formation du Hâvre

Comme nous l'avons précisé précédemment, les amphibolites prasinitiques du Complexe de Champtoceaux affleurent de façon moins conséquente que leurs homologues finistériens. Les lentilles les plus importantes que l'on peut identifier sur la carte géologique à 1 : 50 000^e du BRGM (Marchand *et al.* 1969) forment en réalité une série de plus petites lentilles intercalées dans les micaschistes de la Formation du Hâvre. Sur les plateaux surplombant la vallée du Hâvre, les affleurements sont très rares et souvent situés dans les fossés des routes ; les pierres volantes sont cependant particulièrement abondantes. En revanche, la vallée du Hâvre offre de nombreux affleurements de meilleure qualité. Ces derniers sont métriques à plurimétriques et exposent sans distinction cartographique possible des prasinites et des schistes verts à amphiboles dans lesquels sont aussi intercalés des niveaux de micaschistes. La roche bien que finement foliée apparaît très massive. La foliation est identique à celle des micaschistes encaissants et orientés NO-SE à pendage nord. Tout comme les amphibolites de la Formation de Tréogat, le pendage semble se verticaliser vers le sud de l'unité. La linéation mesurée sur les différents affleurements est identique à celle des

micaschistes encaissants et compatible avec les linéations connues dans les autres unités du Complexe de Champtoceaux (Lagarde, 1978). Cependant, la forte végétalisation n'a pas permis d'identifier clairement des critères de cisaillement associés à cette linéation. Par contre, les critères de cisaillement ont été identifiés dans les micaschistes encaissants. Ils sont compatibles avec un régime en sénestre (D1') ce qui est en accord avec les critères de cisaillement des autres unités du Complexe de Champtoceaux (Lagarde, 1978).

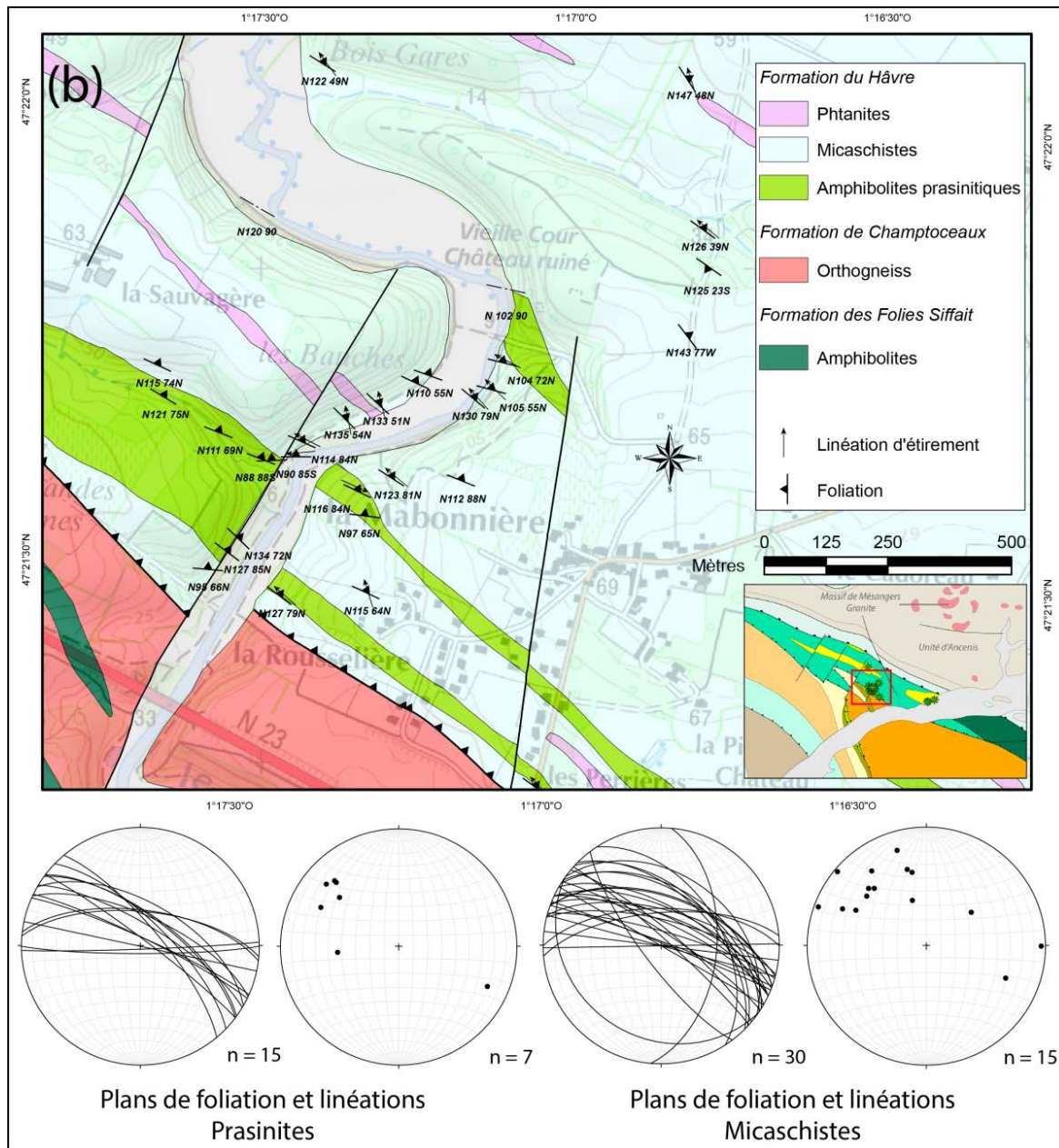


Fig. III-6 : carte géologique localisant les amphibolites prasinitiques de la Formation du Hâvre et stéréogrammes des plans de foliation et des linéations pour les micaschistes et les prasinites de la Formation du Hâvre.

III.2 Pétrologie minérale

Minéralogiquement, les prasinites du Complexe de Champtoceaux et celles du Complexe de la baie d'Audierne sont très similaires et sont de plus caractérisées par des textures granonématoblastiques à nématogranoblastique (Fig. III-7) selon la nature du minéral le plus abondant (respectivement le plagioclase ou l'amphibole).

Le plagioclase (30-40%) forme des ocelles toujours allongés, parfois de forme rectangulaire et rarement maclés. Il contient toujours des inclusions d'épidote et d'amphibole et peut dans quelques cas être orienté perpendiculairement à la foliation. Ceci indique une croissance tardi-cinématique, voire post-cinématique. Les amphiboles (25-40%) sont des amphiboles vertes, parfois bleu vert (hornblende ?). Elles sont prismatiques à aciculaires, disposées à plat dans les plans de foliation. L'épidote (10-15%) est de la pistachite formant des petits cristaux granuleux et plus rarement des porphyroclastes. Les minéraux opaques (2-3%) apparaissent en petits cristaux xénomorphes. Cette paragenèse à plagioclase, amphibole et épidote indique un métamorphisme (M1) dans le faciès amphibolite. La chlorite, principalement brune, apparaît comme un minéral de déstabilisation des amphiboles et suggère une rétromorphose dans les conditions du faciès schiste vert, cette dernière se traduisant également par la saussuritisation des plagioclases ainsi que par la présence de rares sphènes. Le quartz apparaît très finement cristallisé et forme des filons souvent discontinus soulignant la foliation. Il ne semble pas appartenir à la paragenèse principale puisqu'il coupe localement la foliation. Enfin, très localement et surtout à proximité des fractures de la roche, les plagioclases sont déstabilisés en calcite.

Comme suggéré par les observations macroscopiques, les amphibolites litées de la Formation de Tréogat montrent une alternance de lits amphiboliques, de lits plagioclasiques et de lits à proto-ocelles d'albite (Fig. III-8). Les lits amphiboliques ont une texture nématogranoblastique orientée et sont constitués d'épidote, d'amphibole aciculaire verte et de plagioclase en petits cristaux orientés dans le plan de foliation (Fig. III-8 (c) et (d)). Contrairement aux ocelles d'albite, ces plagioclases sont dépourvus d'inclusion d'amphibole et d'épidote et apparaissent parfaitement syncinématique. Les lits plagioclasiques ont une texture granoblastique et les plagioclases apparaissent moins fortement orientés que dans les lits amphiboliques ; ils sont par ailleurs souvent transformés en calcite. Enfin, les lits à proto-ocelles d'albite présentent une texture et une composition modale très proche de celles décrites pour les niveaux prasinitiques (Fig. III-8 (e) et (f)).

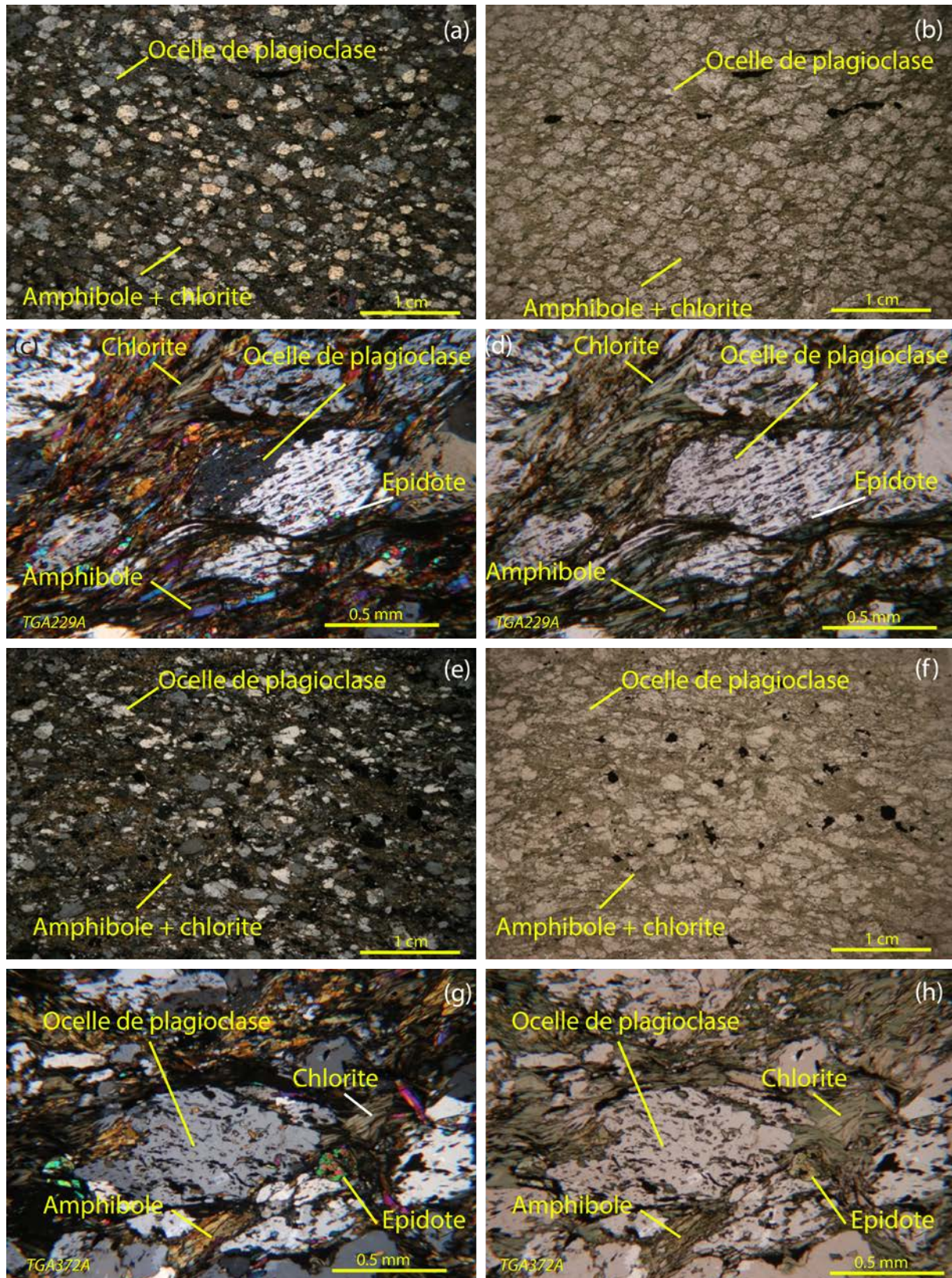


Fig. III-7 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la texture granonématoblastique des prasinites de la Formation du Hâvre (Complexe de Champtoceaux (a) et (b)) et de la Formation de Tréogat (Complexe de la baie d'Audierne (e) et (f)). Les photographies (c), (d), (e) et (f) illustrent pour chacune des formations un ocelle de plagioclase avec des inclusions d'épidote et d'amphibole et entouré par des niveaux à amphibole partiellement chloritisée et épidote. On note aussi sur ces photographies, la remarquable structure « en poisson » des ocelles de plagioclase.

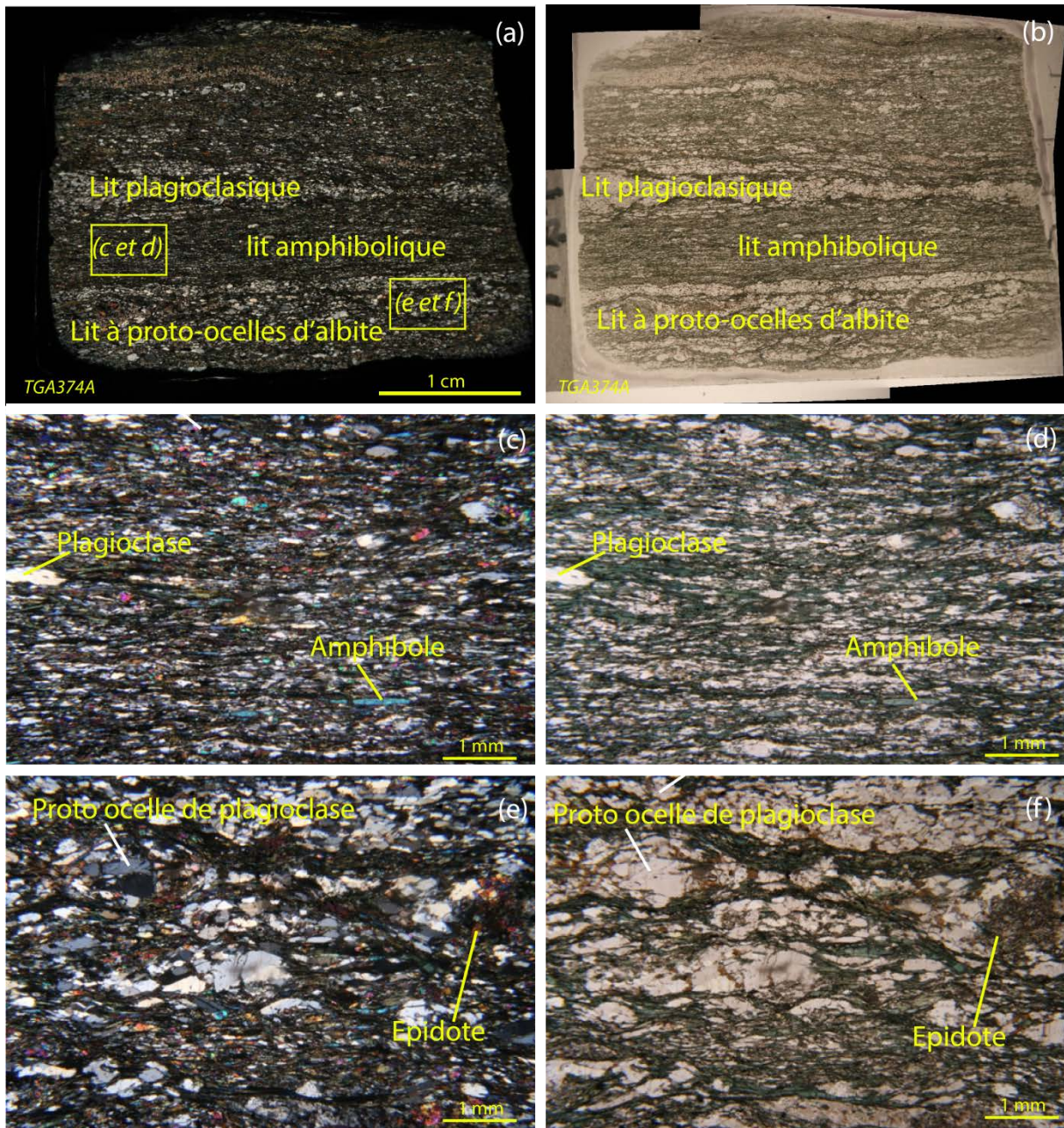


Fig. III-8 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant l'alternance de lits amphiboliques, de lits plagioclasiques et de lits à texture prasinitique dans les amphibolites prasinitiques de la Formation de Tréogat. (a) et (b) montrent le litage à l'échelle d'une lame mince. (c) et (d) montrent le détail d'un lit amphibolique à texture nématogranoblastique orientée, constitué d'amphibole, de plagioclase et d'épidote. (e) et (f) montrent le détail d'un lit à texture prasinitique caractérisé par des proto ocella de plagioclases.

III.2.1 Caractérisation chimique des principales phases minérales

a Les amphiboles

Selon les recommandations de l'IMA (Hawthorne *et al.* 2012), les amphiboles analysées dans les prasinites de la Formation du Hâvre sont toutes des hornblendes. Les analyses (cf annexe V, Tab. V-23) montrent cependant que la composition de ces amphiboles varie depuis un pôle plus ferreux (ferrohornblende, $0,46 < \text{Mg\#} < 0,47$) vers un pôle plus magnésien (magnésio-hornblende, $0,51 < \text{Mg\#} < 0,63$). Par ailleurs, quelques analyses ont montré des teneurs en Fe_2O_3 recalculées relativement élevées (4-5%) indiquant la présence probable d'amphibole plus ferrique (magnésio-ferri-hornblende, $0,54 < \text{Mg\#} < 0,63$). Notons aussi que ces deux dernières espèces montrent des teneurs en MgO en moyenne de 10,3%. Toutes les espèces identifiées présentent des teneurs en CaO (8,4-11,1 %), Na_2O (1,2-2 %) et K_2O (0,1-0,4%) très constantes et elles sont toutes pauvres en TiO_2 (<0,5%). Les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 varient respectivement entre 43,2 et 50,1 % et entre 6,12 et 12,13 %.

À l'exception du pôle ferreux, les mêmes principales espèces d'amphibole ont été identifiées dans les amphibolites prasinitiques de la Formation de Tréogat. Les analyses (cf annexe V, Tab. V-24) concernant le pôle magnésio-ferri-hornblende ($0,52 < \text{Mg\#} < 0,76$) montrent cependant qu'elles sont plus pauvres en FeO et plus riches en Fe_2O_3 . Celles concernant le pôle magnésio-hornblende ($0,52 < \text{Mg\#} < 0,72$) montrent les mêmes tendances. D'autre part, ces deux espèces apparaissent globalement plus magnésiennes que celles des prasinites de la Formation du Hâvre (moyenne de MgO = 12,6 %). En dehors de ces éléments, les analyses montrent des teneurs en CaO (7,9-12,3 %), Na_2O (0,5-1,9%) et K_2O (<0,35%) similaires. Les teneurs en TiO_2 (<0,55%) suivent aussi cette tendance. Enfin, les gammes de teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 sont légèrement plus étendues que celles des amphiboles décrites précédemment. Elles sont respectivement comprises entre 41,6 et 51,7 % et entre 4,1 et 14,25 %. En plus de ces deux premières espèces, quelques analyses ont montré la présence d'actinolite ($0,73 < \text{Mg\#} < 0,74$), évidemment plus riche en SiO_2 (52,2-55,2 %) et plus pauvre en Al_2O_3 (2,2-4,2 %) et la présence de pargasite-sadanagaite ($0,55 < \text{Mg\#} < 0,60$) avec des teneurs faibles en SiO_2 (40,4-41,3%) et fortes en Al_2O_3 (13,8-16,6%). Notons que des pargasites n'ont été identifiées que dans les amphibolites non foliées ; ceci suggère qu'elles appartiennent à une paragenèse antécinématique de plus haute température. À l'inverse, les rares actinolites pourraient suggérer une rétro-morphose des hornblendes dans conditions du faciès schiste vert. Portées dans un diagramme ternaire $\text{XSi(T)}-\text{XAl}^{\text{IV}}(\text{T})-\text{XNa}(\text{A})$ (Fig. III-9),

les analyses montrent que les prasinites de ces deux formations suivent une rétro-morphose très similaire qui se caractérise par la cristallisation d'amphiboles siliceuses aux dépens d'amphiboles préexistantes alumino-sodiques (Fig. III-9).

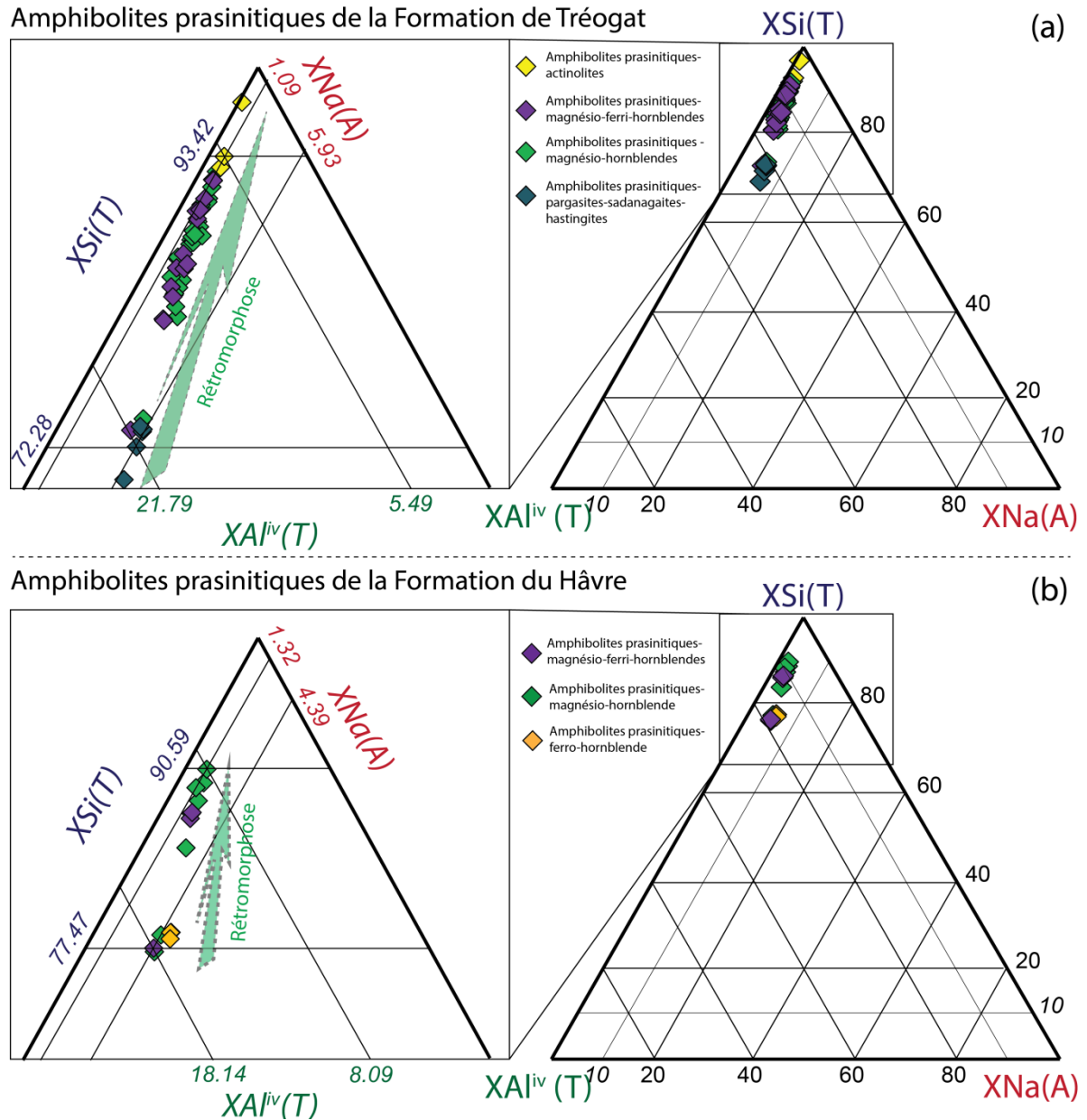


Fig. III-9 : diagramme ternaire $X_{Si}(T)$ - $X_{Al^{IV}}(T)$ - $X_{Na}(A)$ avec : $X_{Si}(T) = Si(T)/(Si(T)+Al^{IV}(T)+Na(A))$; $X_{Al^{IV}}(T) = Al^{IV}(T)/(Si(T)+Al^{IV}(T)+Na(A))$; $X_{Na}(A) = Na(A)/(Si(T)+Al^{IV}(T)+Na(A))$. (a) pour les amphiboles des amphibolites prasinitiques de la Formation de Tréogat. (b) pour les amphiboles des amphibolites prasinitiques de la Formation du Hâvre. La flèche verte représente la rétro-morphose depuis des amphiboles pargasitiques *s.l.* vers des magnésio-hornblende siliceuses, voire des actinolites dans le cas de la Formation de Tréogat. La rétro-morphose est moins marquée dans le cas de la Formation du Hâvre.

b Les plagioclases

Que ce soit dans les prasinites de la Formation du Hâvre ou dans celles de la Formation de Tréogat, les analyses montrent que le plagioclase qui constitue les ocelles ou les petits cristaux syncinématiques est de l'albite ($X_{An} < 2,7\%$). Dans les amphibolites non foliées et dans quelques amphibolites litées, quelques analyses ont fourni des compositions de plagioclase plus calcique de type oligoclase ($15 < X_{An} < 17\%$) et andésine ($25 < X_{An} < 39\%$).

c L'épidote

De la même manière que pour les plagioclases, les épidotes analysées dans les amphibolites présentent les mêmes compositions chimiques que ce soit dans les roches de la Formation du Hâvre ou dans celles de la Formation de Tréogat. Ces analyses (cf. annexe V, Tab. V-25) confirment les observations au microscope et montrent qu'il s'agit uniquement de pistachite (épidote s.s.) présentant des compositions chimiques SiO_2 (36,9-38,4%), Al_2O_3 (23,8-27,2%), Fe_2O_3 (9,11-13,66%) et CaO (23,0-23,9 %) relativement constantes.

d La chlorite

Les chlorites ont des compositions très similaires entre les prasinites de La Formation de Tréogat et celles de la Formation du Hâvre (cf. annexe V, Tab. V-26). Il s'agit de chlorites alumineuses ($19,6 < Al_2O_3 < 21,9\%$) avec des teneurs très constantes en SiO_2 (25,5-28,5 %). Néanmoins, quelques différences peuvent être relevées : les teneurs en FeO sont plus faibles dans les chlorites de Tréogat ($17,2 < FeO < 22,0\%$) que dans celles du Hâvre ($21,6 < FeO < 25\%$) et, corolairement, les teneurs en MgO sont plus faibles dans les chlorites du Hâvre ($13,5 < MgO < 17,5\%$) que dans celles de Tréogat ($17,7 < MgO < 21,2\%$). Les formules structurales, calculées à l'aide de l'application windows WinCcac (Yavuz *et al.* 2015), montrent que les chlorites analysées dans les amphibolites de la Formation du Hâvre ont une composition de clinochlore (51-58%) et de chamosite (41-49%) avec une composante pénantite très faible (<1%) alors que celles analysées dans les amphibolites de la Formation de Tréogat ont une composition de clinochlore (59-69%) et de chamosite (31-40%) avec une proportion de pénantite <0.5%.

III.2.2 Conditions du métamorphisme

Estimer les conditions du métamorphisme dans les roches mafiques métamorphisées est particulièrement délicat, car les paragenèses sont souvent dépourvues de minéraux à fort potentiel thermobarométrique. Pour les prasinites, le problème est d'autant plus important que les processus d'albitisation des plagioclases, tardifs dans l'évolution métamorphique, impliquent une recristallisation par précipitation-dissolution accompagnée d'une remobilisation des éléments majeurs, mineurs et en traces ; y compris les éléments inertes telque Al et Ti (Hövelmann *et al.* 2010). Les thermobaromètres classiquement utilisés dans la littérature (e.g. Holland and Blundy (1994)) sont donc difficilement applicables à ce type de paragenèse puisque les amphiboles, notamment celles de type hornblende, ne sont pas en équilibre chimique avec les albites, mais plutôt avec des plagioclases moins sodiques (oligoclase-andésine) antérieurs à l'albitisation. Il a donc été impossible d'estimer les conditions du métamorphisme pour les amphibolites prasinitiques de la Formation du Hâvre. Cependant, quelques plagioclases (oligoclase-andésine) ont été identifiés dans de rares échantillons de la Formation de Tréogat. Ainsi, nous avons pu utiliser les thermobaromètres classiques disponibles dans la littérature pour les roches de cette unité. Pour estimer les pressions et les températures de stabilité de cet assemblage de type hornblende-plagioclase, nous avons utilisé la feuille de calcul Excel de Hora *et al.* (2013) et le thermomètre B de Holland et Blundy (1994). Les résultats montrent que les conditions d'équilibre sont compatibles avec des pressions de l'ordre de 2.5-4 kbar pour des températures comprises entre 600 et 700°C. Ces résultats, supérieurs à 600 °C sont cohérent avec des températures d'albitisation qui sont de l'ordre de 300 à 600 °C (Moody *et al.* 1985; Hövelmann *et al.* 2010).

Les températures de cristallisation des chlorites de déstabilisation des amphiboles ont été calculées via l'application Windows WinCcac (Yavuz *et al.* 2015) qui compile 12 géothermomètres de la littérature scientifique. Ces derniers se basent principalement sur les teneurs (apfu) en Al^{iv} et sur la vacance du site octaédrique. La nature basaltique des prasinites, que ce soit pour la Formation du Hâvre ou celle de Tréogat, implique que parmi ces géothermomètres, celui de Xie *et al.* (1997) est le plus compatible, car il est spécifiquement développé pour des roches de composition basaltique à andésitique. Nous avons calculé ces températures pour 8 analyses de la Formation du Hâvre et pour 6 analyses de la Formation de Tréogat. Les résultats montrent que les températures de cristallisation des chlorites sont

similaires entre ces deux unités et qu'elles sont comprises entre 250 et 350°C. Dans cette gamme, les chlorites des amphibolites de la Formation du Hâvre (moyenne autour de 290°C) présentent des températures légèrement inférieures à celles des chlorites de la Formation de Tréogat (moyenne autour de 310 °C).

Ces données montrent donc que les prasinites de la Formation de Tréogat pourraient avoir enregistré un métamorphisme M2 dans les conditions du faciès amphibolite, à des conditions d'environ 2.5-4 kbar pour des températures de 600-700 °C. Ce métamorphisme serait suivi d'une rétro-morphose dans les conditions du faciès schiste vert de bas degré à des températures de l'ordre de 300°C. Pour les amphibolites de la Formation du Hâvre, bien que les conditions de cristallisation des hornblendes n'aient pas pu être estimées, les températures de cristallisation des chlorites, qui sont similaires à celles de la Formation de Tréogat suggèrent des évolutions rétrogrades similaires.

III.2.3 Synthèse

Cette étude comparée des amphibolites prasinitiques du Massif armoricain méridional a montré que ces unités présentent des conditions métamorphiques très similaires avec des paragenèses du faciès amphibolites qui pourraient correspondre à des températures de l'ordre de 600-700°C pour des pressions de 2,5 à 4 kbar (Fig. III-10 ; Tab. III-1). Cette paragenèse est attribuée ici à un métamorphisme que nous choisissons de nommer M2. De plus, cette étude a aussi montré que le régime de déformation (D2) associé à ce métamorphisme est comparable dans les deux unités. Dans l'unité de Tréogat, les critères structuraux observés sur le terrain et en lame mince démontrent que cette déformation est principalement extensive et caractérisée par une linéation d'étirement S-N à pendage N. Dans la Formation du Hâvre, les critères de cisaillement identifiés dans les amphibolites prasinitiques sont portés par une linéation SSE-NNO ; ils confirment les critères établis par Lagarde (1978) et expriment une déformation sénestre.

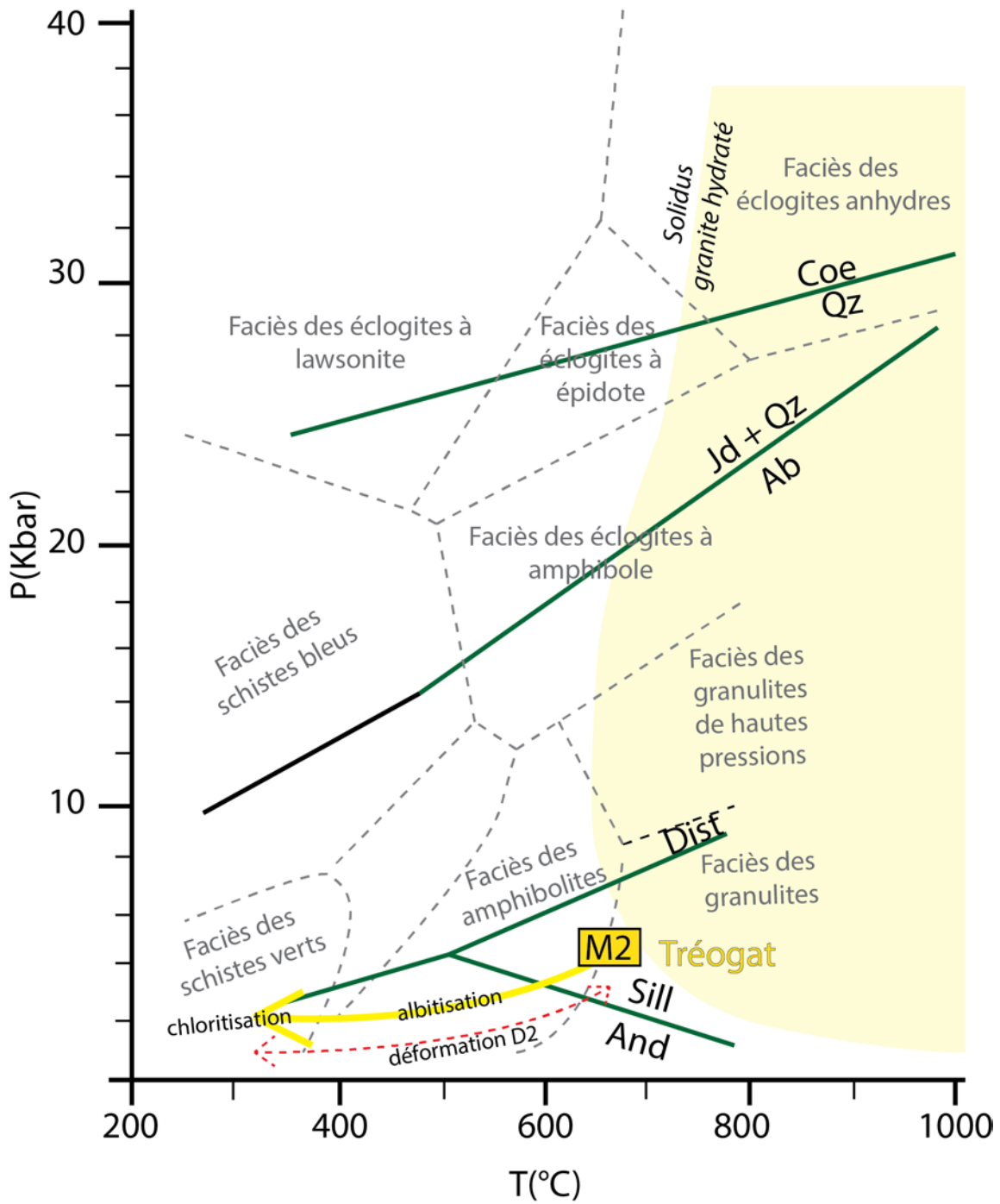


Fig. III-10 : trajet P-T correspondant à l'exhumation des prasinites de la Formation de Tréogat. La déformation D2 est associée à un trajet rétrograde au moins depuis les conditions M2.

Tab. III-1 : tableau récapitulatif des principales caractéristiques pétrologiques et géochimiques des prasinites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne.

Unité	Lithologie	Description macroscopique	Assemblage minéralogique primaire	Paragenèse 1 (P1)	Métamorphisme associé à P1	Assemblage de rétro-morphose	Rétromorphose
Formation du Hâvre	Prasinites	Roche finement foliée	indéterminé	Indéterminée	Indéterminé	Albitisation, actinolitisation des amphiboles, chloritisation	Indéterminée
Formation de Tréogat	Amphibolites et prasinites	Roche finement foliée	indéterminé	Amphibole (hornblende), plagioclase	Syn-déformation (maximum estimé : 2,5-4 kbar - 600 - 700 °C)	Albitisation, actinolitisation des amphiboles, chloritisation	Chloritisation : 300 °C

IV Les amphibolites à épidote et chlorite et les roches associées de la Formation de Pont de Barel

IV.1 Échantillonnage et descriptions de terrain

Les amphibolites à épidote et chlorites de la Formation de Pont de Barel affleurent à une quarantaine de kilomètres au nord-ouest de Nantes où elles forment une bande orientée est-ouest qui se suit sur une dizaine de kilomètres de longueur pour un peu moins d'un kilomètre de largeur dans sa partie centrale (Fig. IV-1). Cette formation géologique se distingue de toutes les unités d'amphibolites étudiées dans le cadre de ces travaux par une intense déformation mylonitique. La coupe la plus complète de cette unité débute dans la carrière située au Pont de Barel (Fig. IV-3) et se poursuit vers le nord par les falaises qui bordent le canal de Nantes à Brest, ici orienté nord-sud. Cette coupe débute au sud par les micaschistes de la Formation du Hâvre, qui présentent une foliation grossièrement est-ouest et qui sont en contact tectonique avec les serpentinites de Pont de Barel, dont l'épaisseur est de 300 mètres au maximum. Au nord des serpentinites, la coupe se poursuit par l'observation d'amphibolites mélanocrates qui sont localement séparées des serpentinites par une écaille d'orthogneiss (Fig. IV-3). Au milieu de la carrière, des faciès plus leucocrates, de type gneiss à amphibole, se distinguent de la masse des amphibolites. Passée cette limite, les amphibolites apparaissent mésocrates, mais préservent néanmoins des niveaux mélanocrates et des niveaux plus clairs. Des passées de chloritoschiste à amphibole et des niveaux quartzitiques interstratifiés sont associés à ces amphibolites, de même que de nombreux boudins d'épidotite qui ne sont pas sans rappeler les boudins décrits dans les amphibolites prasinitiques de la Formation de Tréogat. La coupe se poursuit le long du canal, où les premiers affleurements correspondent aux niveaux d'apparence plus gneissiques identifiés dans la carrière. De même, au nord de ces niveaux, les amphibolites apparaissent plutôt mésocrates. Enfin, à proximité du contact avec la faille de Nort-sur-Erdre, la coupe s'achève par des termes très chloriteux et localement micacés.

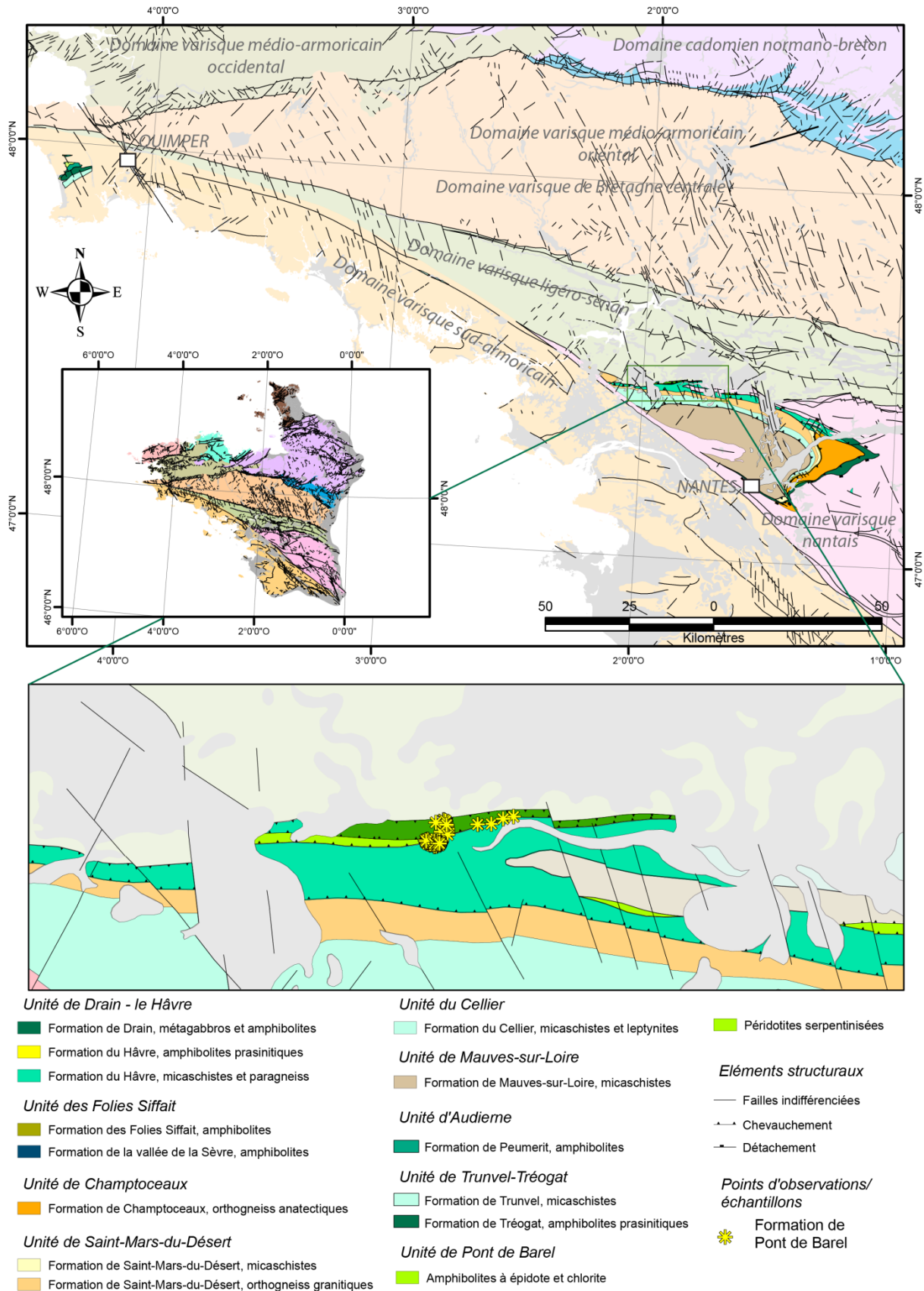


Fig. IV-1 : cartes géologiques localisant les amphibolites à épidote et chlorite de la Formation de Pont de Barel. Les étoiles représentent la localisation des points d'observations (avec ou sans prélèvement d'échantillons) réalisées au cours de cette étude.

Dans la partie sud de la carrière, la foliation des amphibolites, orientée NO-SE, n'est pas parallèle à la schistosité principale mesurée dans les micaschistes de la Formation du Hâvre (Fig. IV-2). Les mesures structurales faites dans les amphibolites montrent par ailleurs que la foliation est à pendage nord au Sud et à pendage sud au Nord, suggérant l'existence d'une structure plissée (synclinal) d'ordre plurihectométrique (Fig. IV-2). Les plans de foliation portent une linéation d'étirement parfois remarquablement bien marquée. Au sud (dans la carrière), cette linéation est inclinée vers le SE d'un angle très variable compris entre 25 et 80° (Fig. IV-2). Au nord, la qualité médiocre des affleurements et l'existence d'un couvert végétal importante n'ont pas permis d'acquérir des mesures précises. Dans la carrière, les observations réalisées sur des surfaces X-Z ont permis d'identifier plusieurs critères cinématiques attachés à une déformation ductile (D1). Ces critères correspondent à des boudins d'épidotite de forme sigmoïdale, à des structures S-C' et plus rarement des boudins en bande de cisaillement (Fig. IV-4). L'analyse de ces différents critères montre qu'ils sont associés à une déformation cisailante sénestre avec une légère composante inverse. Les amphibolites sont affectées par des plis décimétriques à métriques de déformation ductile (plis en fourreau ?) qui montrent parfois des critères de cisaillement cohérents avec les critères identifiés via les structures précédemment décrites. Au final, le régime sénestre qui caractérise la déformation ductile D1 enregistrée par les amphibolites de la Formation de Pont de Barel est compatible avec celui enregistré dans les micaschistes de la Formation du Hâvre (Lagarde 1978), et ce en dépit des différences observées entre ces deux unités dans l'orientation de la foliation et de la linéation..

Un deuxième type de structure planaire, associé à une déformation D2, a également été identifié sur le terrain. Il s'agit de deux schistosités de crénulation (notées S2-1 et S2-2) qui se développent selon deux directions distinctes (Fig. IV-4 (d) et (e)). Le plan de schistosité S2-1 est associé à des petits plis asymétriques subhorizontaux ou à faible pendage vers l'Ouest et forme de ce fait une linéation de crénulation subhorizontale ou faiblement pentée sur les plans de foliation S1. Le plan de schistosité S2-2 est beaucoup plus redressé, à la verticale, mais exprime aussi des petits plis asymétriques qui se traduisent sur les plans de foliation par une linéation de crénulation. Le plus souvent, une seule schistosité est observée, mais ces deux schistosités peuvent également être identifiées sur le même affleurement. De plus, si elles affectent tous les types d'amphibolites, il semblerait qu'elles soient plus développées dans les termes mélanocrates. Ces schistosités s'observent très facilement dans les amphibolites mélanocrates de la partie sud de la carrière de Pont de Barel

La coupe de référence de la Formation de Pont de Barel permet également d’observer que des veines synfoliales de nature feldspathique, plus rarement quartzo-feldspathique, sont régulièrement présentes dans les amphibolites. Ces veines sont principalement injectées dans les plans de foliation (Fig. IV-4 (f)) ou en comblement de plans C’ ouverts en fente de tension (Fig. IV-4 (h)) ou encore en filons boudinés (Fig. IV-4 (g)). Nous détaillerons ces filons dans le chapitre qui traite de la fibrogenèse dans ces roches. Nous détaillerons ces veines dans le chapitre qui traite des processus de fibrogenèse dans les amphibolites de Pont de Barel. Néanmoins, ces premières observations démontrent que l’injection de ces veines est contemporaine de la déformation principale (D1).

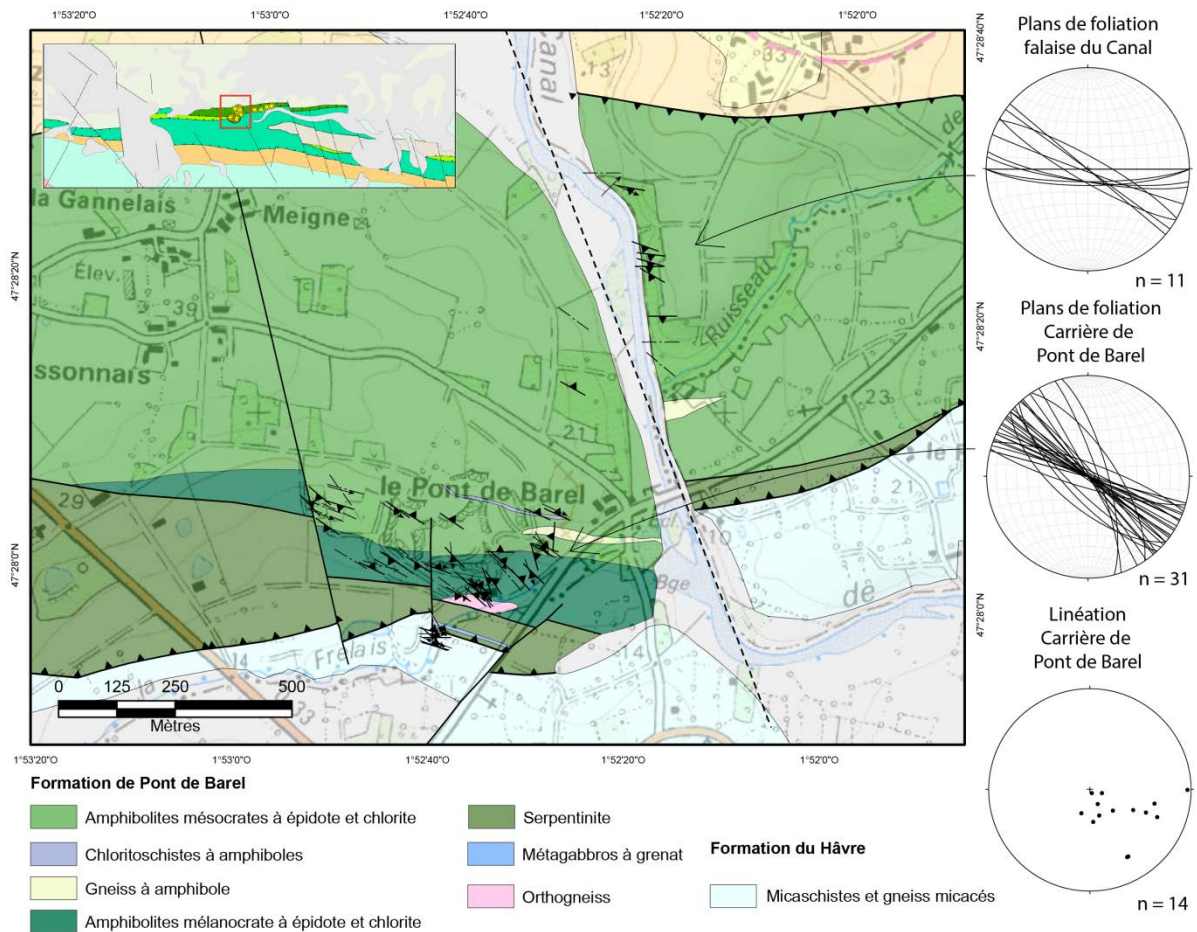


Fig. IV-2 : carte géologique localisant les amphibolites à épidote et chlorite de la Formation du Pont de Barel. La limite qui sépare les amphibolites mélanocrates des amphibolites mésochrates est dessinée très approximativement



Fig. IV-3 : photographies de la carrière de Pont de Barel. La photo (a) est prise selon un axe grossièrement NE-SO alors que la photo (b) est prise selon un axe ONO-ESE. Précisons que la limite qui sépare les amphibolites mélanocrates des amphibolites mésocrates est ici dessinée approximativement.

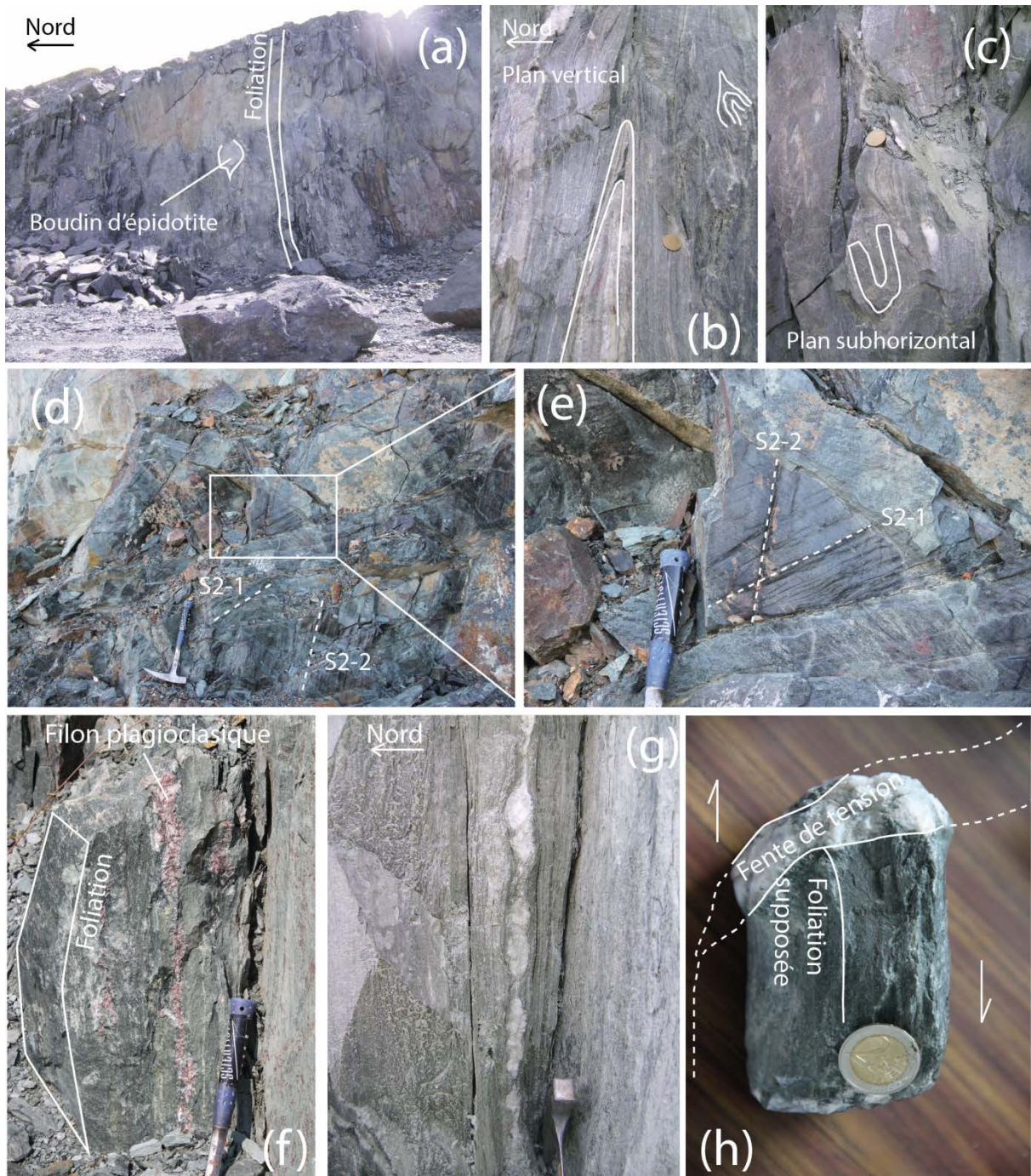


Fig. IV-4: photographies illustrant les différentes structures associées aux déformations D1 et D2 dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. (a) boudin métrique de type Φ d'épidotite emballé dans la foliation S1. (b) et (c) plis isoclinaux et plis dysharmoniques associés à la déformation D1 : (b) photographie en plan vertical et (c) photographie en plan subhorizontal. (d) et (e) schistosité de crénulation S2-1 et S2-2 et linéation d'intersection avec le plan de foliation (S1). (f) (g) et (h) illustrent différents types de veines associées à la déformation ductile (f) veine feldspathique synfoliale (g) veine feldspathique claire boudinée et cisailée (h) fente de tension colmatée par la cristallisation de feldspath.

Macroscopiquement, les amphibolites mésocrates apparaissent de couleur gris vert (Fig. IV-5 (f)). Elles ont un grain très fin et présentent toujours un litage irrégulier, inframillimétrique à centimétrique, soulignant la foliation. Ce litage est caractérisé par une alternance entre des niveaux riches en amphibole, des lits feldspathiques et des niveaux riches en petits grains d'épidote. À l'inverse, les amphibolites mélanocrates, gris sombre à noires, apparaissent peu ou pas litées et présentent une foliation plus fruste (Fig. IV-5 (d) et (e)). Les amphibolites d'apparence gneissique représentent les termes les moins riches en amphibole de la Formation de Pont de Barel. Elles sont très claires et présentent un litage plus ou moins diffus constitué de niveaux feldspathiques et de niveaux plus riches en amphibole. Notons que tous les intermédiaires qui traduisent le passage progressif entre ces différents faciès existent sur le terrain.

Enfin, les schistes à amphibole sont des faciès qui se distinguent de tous les autres, car ils apparaissent très fortement schistosés. Hormis cela, ils présentent une couleur très similaire à celle des amphibolites d'apparence gneissique. Ces schistes à trémolite ont un grain très fin et un touché très soyeux en liaison avec l'abondance de chlorite.

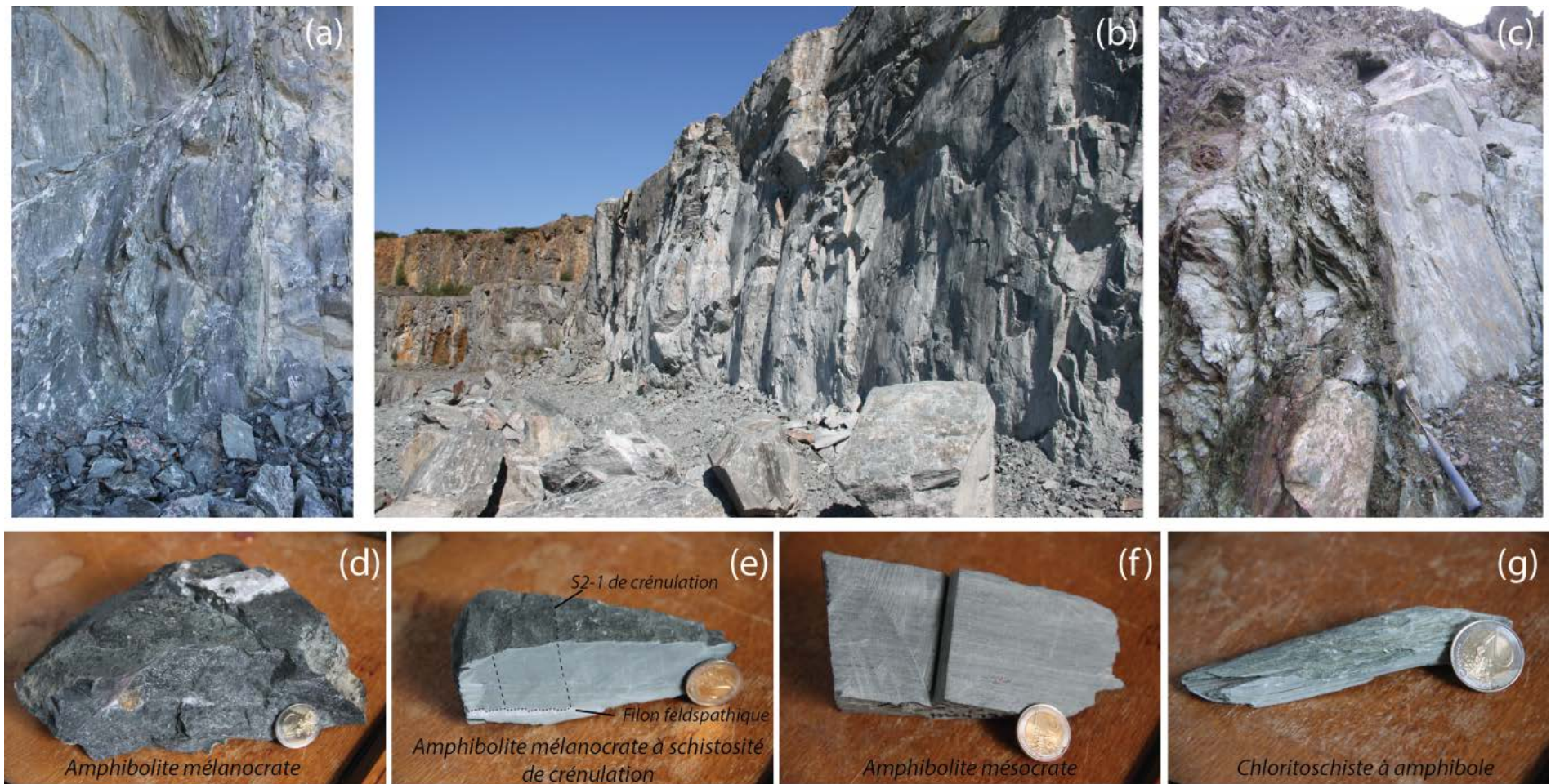


Fig. IV-5 : photographies illustrant les affleurements et les échantillons caractéristiques des différentes lithologies constituant la Formation de Pont de Barel. (a) (d) et (e) amphibolites mélanocrates, (b) et (f) amphibolites mésocrates, (c) et (g) schiste à trémolite.

IV.2 Pétrologie minérale

IV.2.1 Les amphibolites mésocrates

Au microscope, les amphibolites de Pont de Barel présentent toutes les textures possibles entre des textures granonématoblastiques orientées et ultramylonitiques, mais la texture dominante est de type granonématoblastique orientée (Fig. IV-6). Ces amphibolites mésocrates sont constituées de plagioclase (30-40 %), d'amphibole (30-40%), d'épidote (15-20%), de chlorite (8-10%) et de carbonate (2%). Des sulfures (pyrite) sont aussi présents, mais leur proportion varie fortement d'un échantillon à l'autre. Les plagioclases sont xénomorphes, rarement maclés et systématiquement orientés dans le plan de foliation (Fig. IV-7). Les amphiboles sont des amphiboles vertes aciculaires (Fig. IV-7), probablement de type actinolite-hornblende suggérant des conditions de pression et température compatibles avec celles de la base du faciès amphibolite et du faciès schiste vert. L'épidote (pistachite) existe principalement sous la forme de petits grains finement cristallisés *et alignés* dans les plans de foliation (Fig. IV-7). L'épidote peut aussi former, avec le plagioclase, des porphyroclastes moulés par la foliation. La chlorite est une chlorite de couleur violacée issue de la déstabilisation des amphiboles.

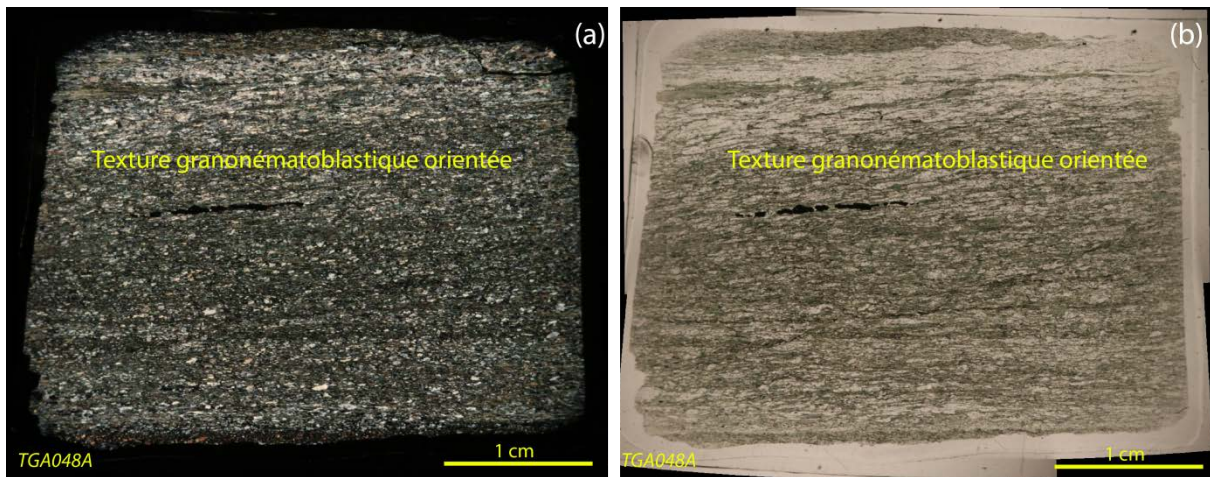


Fig. IV-6 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant les amphibolites à texture granonématoblastique orientée.

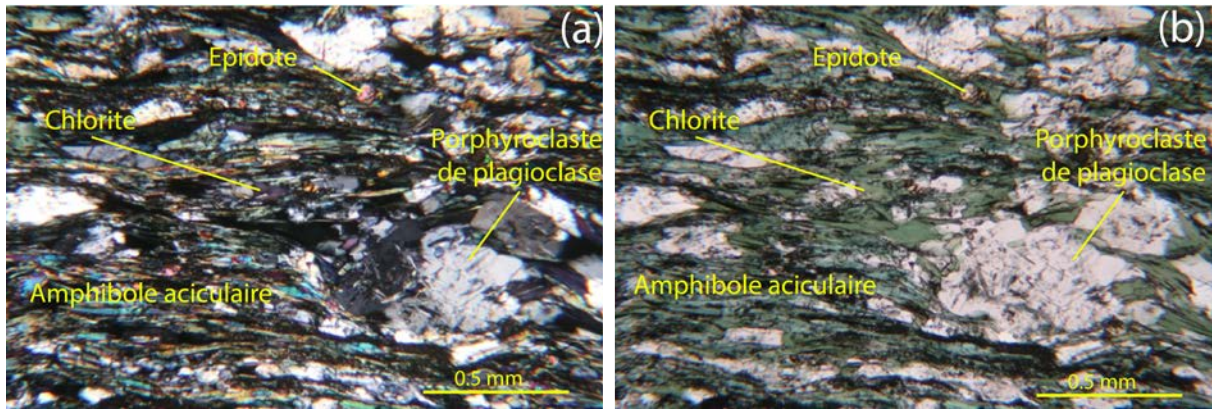


Fig. IV-7 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant les amphibolites à texture granoblastique orientée.

Des faciès correspondant à des amphibolites beaucoup plus déformées ont également été identifiés (Fig. IV-8). Ces faciès ont une composition modale très similaire à celle des amphibolites précédemment décrites, mais se caractérisent par l'existence des bandes à texture mylonitique à ultramylonitique parallèles à la foliation S1. Par rapport aux amphiboles à texture granoblastique orientée précédemment décrites, ces amphibolites à bandes mylonitiques montrent donc une proportion de matrice recristallisée beaucoup plus importante. Dans les amphibolites mylonitiques, la proportion de matrice recristallisée est comprise entre 50 et 90%. Dans ces amphibolites, les cristaux de plagioclase acquièrent un comportement de porphyroclastes et se présentent soit une forme en delta (Fig. IV-9 (a) et (b)), ou sous une forme en poisson (Fig. IV-9 (c) et (d)), ces structures étant caractéristiques d'une recristallisation syncinématique en conditions ductiles (Passchier et Trouw, 2005). Les amphibolites les plus déformées présentent une texture ultramylonitique (>90 % matrice recristallisée). Ces niveaux présentent souvent des plans C' faisant un angle d'environ 30° avec la foliation (Fig. IV-9 (e) et (f)). On les observe principalement dans les niveaux mylonitiques et plus rarement dans les niveaux ultramylonitiques. Les critères de cisaillement associés à ces structures microtectoniques sont en accord avec les observations de terrain et confirment un régime de déformation sénestre (D1) (Fig. IV-9).

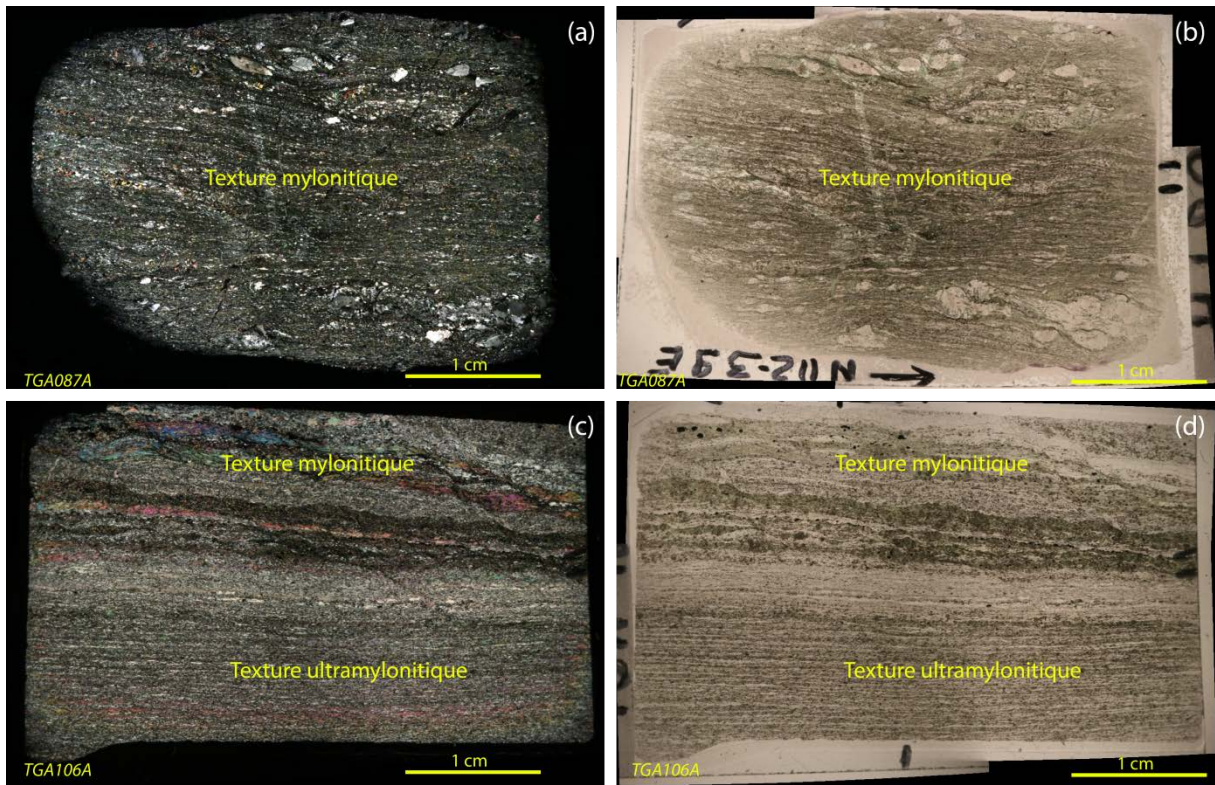


Fig. IV-8 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant les deux principales textures identifiées dans les amphibolites mésocrates de la Formation de Pont de Barel. (a) et (b) correspondent à une amphibolite mylonitique à porphyroclastes préservés. (c) et (d) correspondent à une amphibolite ultramylonitique entièrement recrystallisée

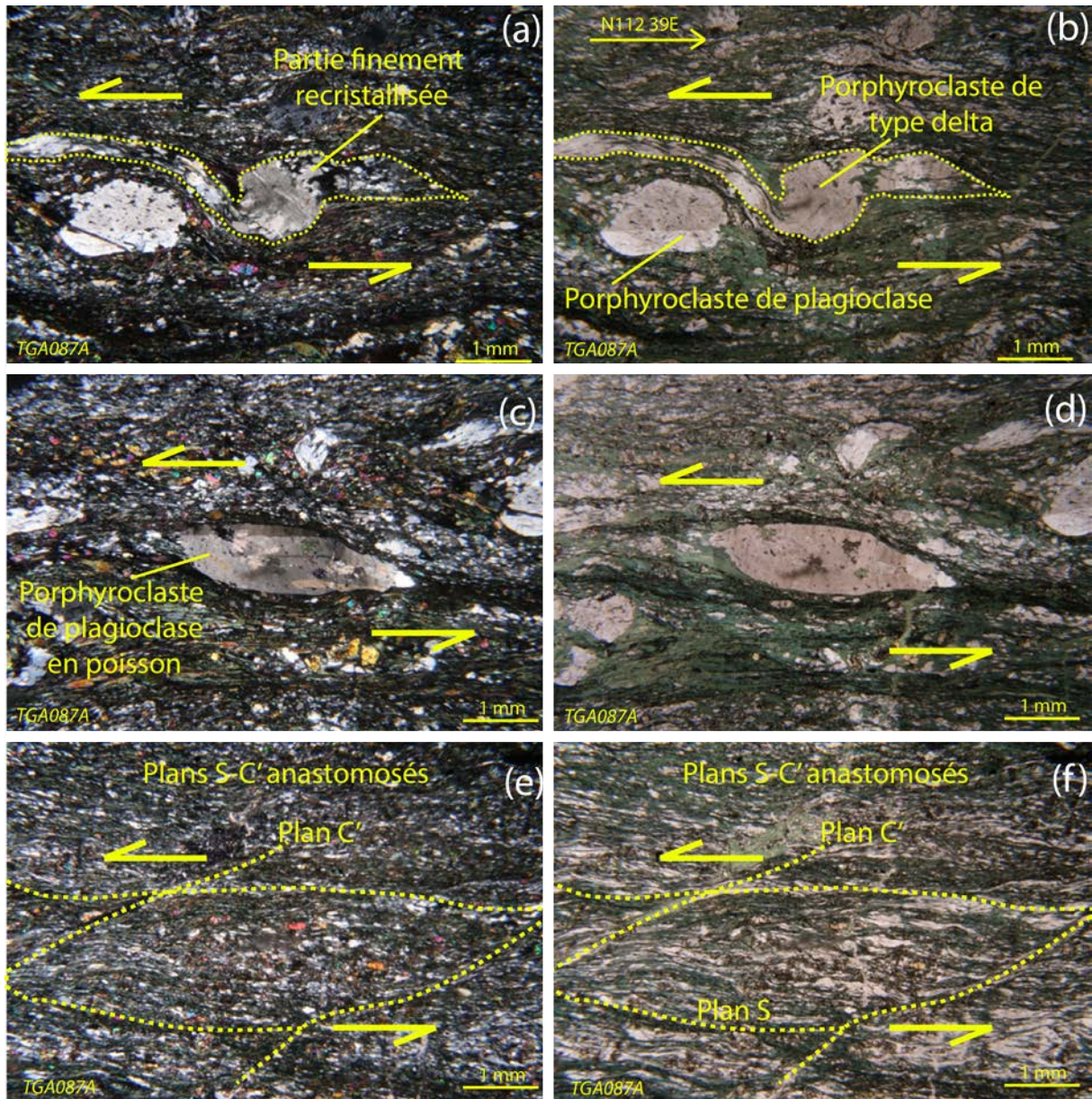


Fig. IV-9 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant les critères cinématiques identifiés dans les amphibolites mésocrates de la Formation de Pont de Barel. La lame a été réalisée perpendiculairement à la foliation (N112 90) et parallèlement à la linéation d'étirement (N112 39E) (plan X-Z). Ces critères indiquent une déformation cisillante sénestre. (a) et (b) porphyroclaste de plagioclase de type delta. (c) et (d) porphyroclaste de plagioclase en poisson. (e) et (f) plans S-C'.

IV.2.2 Les amphibolites mélanocrates

Les amphibolites mélanocrates présentent une texture nématoblastique à nématogranoblastique et se distinguent des amphibolites mésocrates par une proportion supérieure en minéraux ferromagnésiens (Fig. IV-10). Elles sont composées d'amphibole (45-50%), de plagioclase (30-40%), d'épidote (10-15%) et de chlorite (5-10%). L'amphibole apparaît en petits cristaux aciculaires disposés à plat dans le plan de foliation et systématiquement orientés. Il s'agit d'une amphibole verte (Fig. IV-11) de type hornblende et/ou actinolite, cristallisée dans les conditions du faciès amphibolite de bas degré et/ou du faciès schiste vert. Les plagioclases sont toujours orientés dans le plan de foliation. Ils sont parfois finement recristallisés et peuvent aussi former des porphyroclastes. De même, l'épidote (pistachite) (Fig. IV-11) forme soit de petits cristaux disposés dans la foliation soit de grands cristaux porphyroclastiques. La chlorite, bleu violacé, est issue de la déstabilisation des amphiboles. Localement, la chlorite peut être plus abondante que l'amphibole.

Comme l'ont montré les observations de terrain, les amphibolites mélanocrates sont affectées par une schistosité S2 de crénulation qui se traduit par des petits plis asymétriques microscopiques et des petites « bandes de cisaillement » (Fig. IV-10). Cet épisode est postérieur à la mise en place des veines plagioclasiques puisque ces dernières sont plissées (Fig. IV-10). Enfin, les observations montrent que ce dernier événement est associé à un métasomatisme carbonaté. En effet, les plagioclases affectés par cette schistosité S2 sont recristallisés en calcite.

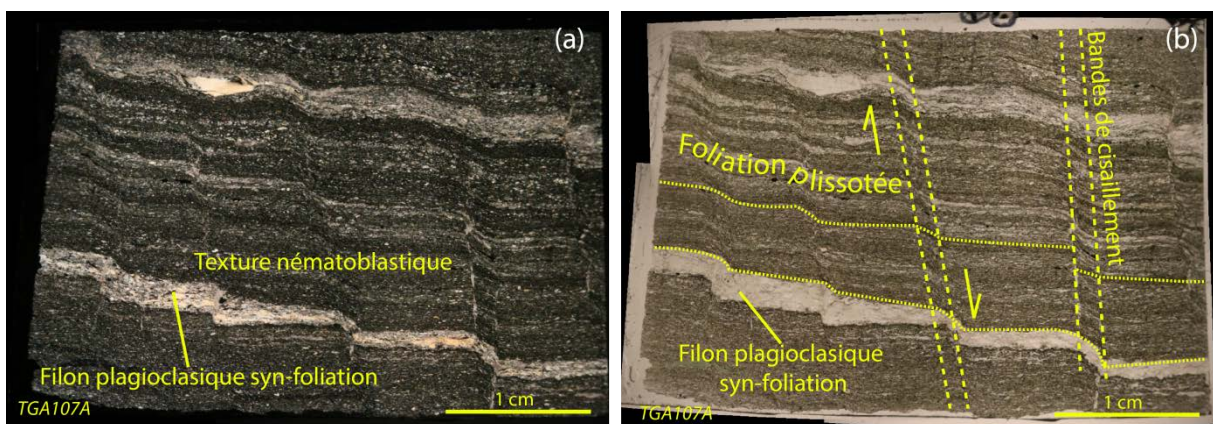


Fig. IV-10 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la schistosité de crénulation cisailant la foliation et les filons plagioclasiques syn-foliaux.

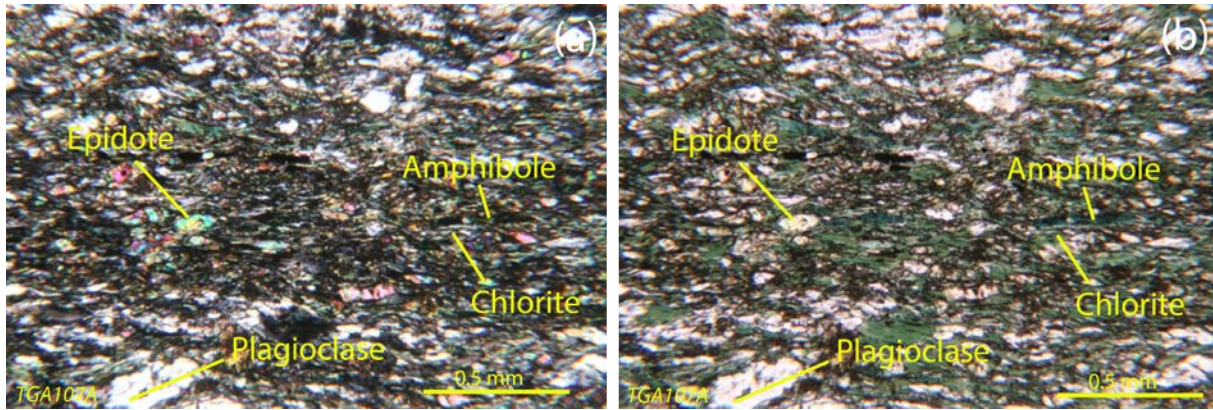


Fig. IV-11 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la texture granoblastique des amphibolites mélanocrates à schistosité de crénulation.

IV.2.3 Les chloritoschistes à amphibole

Les chloritoschistes à amphibole montrent une texture nématoblastique (Fig. IV-12 (a) et (b)). Ils sont constitués d'amphibole (60-70%), de chlorite (20-30%) et d'épidote (10-15%). De plus, ils montrent un litage millimétrique à centimétrique caractérisé par une alternance de niveaux riches en amphibole et de niveaux très chloriteux (Fig. IV-12 (c) et (d)). Notons par ailleurs que ces niveaux chloriteux soulignent souvent les plans de schistosité de la roche, ce qui confirme les observations de terrain. Les amphiboles sont toujours incolores (Fig. IV-12) ce qui suggère qu'elles sont de type actinolite magnésienne ou trémolite. La morphologie de ces amphiboles est généralement de type aciculaire à franchement fibreuse (Fig. IV-12 (e) et (f)), mais des porphyroclastes prismatiques montrant des clivages à 120° sont également présents. La chlorite est de couleur grise et se développe aux dépens des amphiboles, fibreuses ou non, jusqu'à constituer les lits soulignant la foliation. L'épidote (pistachite) forme des petits grains plus ou moins orientés (Fig. IV-12 (f)). L'association minérale identifiée dans ces schistes à amphiboles est donc issue d'un métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolite de bas degré à schiste vert

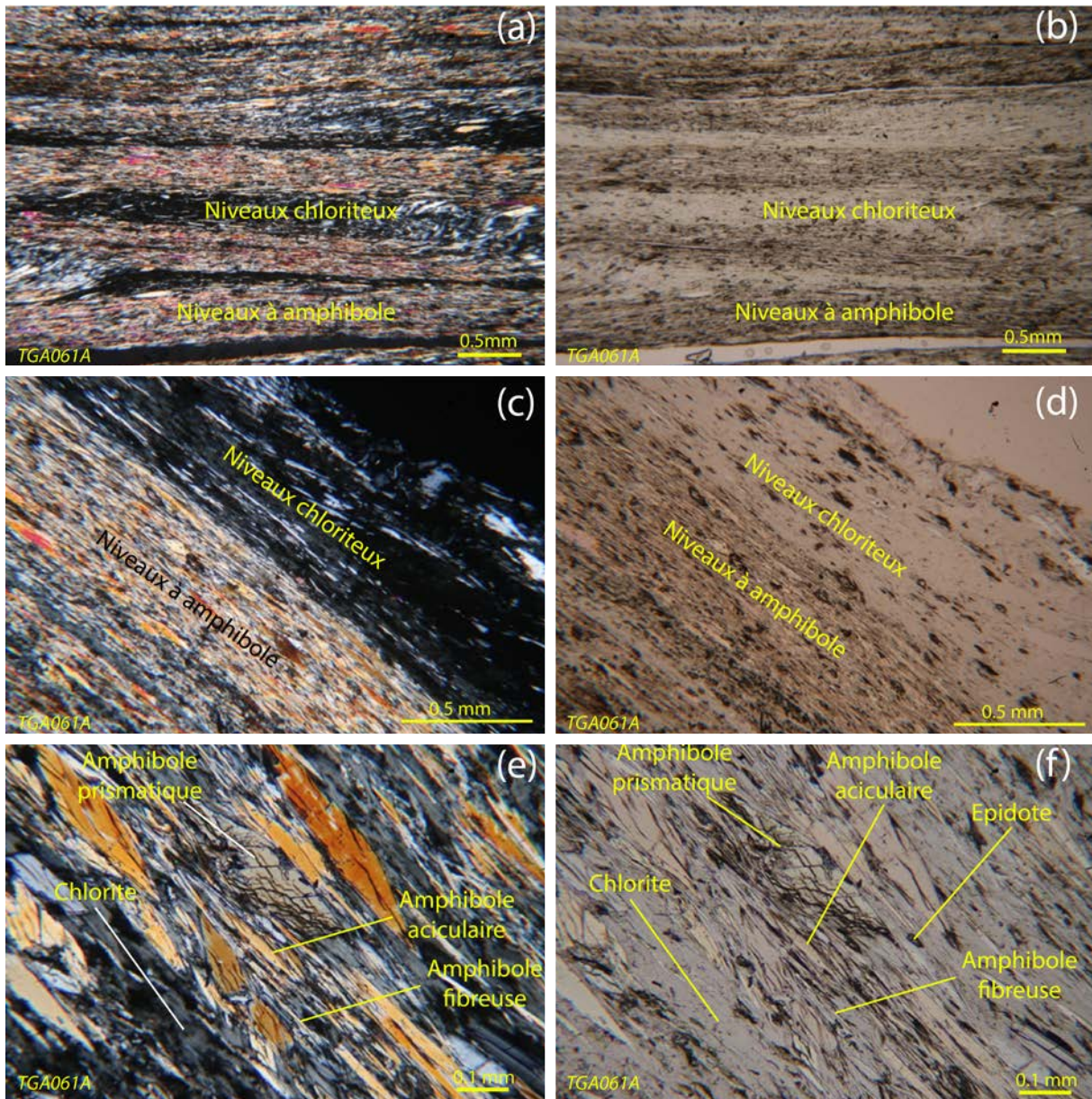


Fig. IV-12 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA des schistes à trémolite de la Formation de Pont de Barel. (a), (b), (c) et (d) illustre le litage de la roche avec des niveaux millimétriques à amphibole alternant avec des niveaux à chlorite. (e) et (f) illustrent les différents habits d'amphibole : prismatique, aciculaire et fibreux ; (les fibres asbestiformes ne sont pas identifiables à cette échelle).

IV.2.4 Chimie minérale

a Les amphiboles

Les analyses (cf annexe V, Tab. V-27) présentées dans cette sous-section ne concernent que les amphiboles appartenant à la trame de la roche, c'est-à-dire celles qui présentent un habitus principalement aciculaire. La chimie des amphiboles fibreuses sera traitée dans le chapitre consacré aux processus de fibrogenèse dans les roches mafiques.

Quels que soient les faciès, les analyses montrent que ces amphiboles sont des amphiboles calciques de type hornblende (85 %) et actinolite (15 %). De la winchite a également été caractérisée, mais d'une manière plus occasionnelle. Plusieurs types de hornblende ont été distingués en fonction de leur teneur en Fe et de l'état d'oxydation de cet élément. Ainsi, les analyses mettent en évidence la présence de magnésio-hornblende, de ferrohornblende et de magnésio-ferri-hornblende. Sans distinction, les hornblendes ont des teneurs en SiO₂ comprises entre 46,6 et 51,9 % et des teneurs en Al₂O₃ comprises entre 3,1 et 6,5 %. Les ferrohornblendes se distinguent par des teneurs élevées en FeO (17,6 < FeO < 19,3 %). Les magnésio-ferri-hornblendes montrent, quant à elles, des teneurs plus faibles en FeO (12,0 < FeO < 18,4 %) et des teneurs plus fortes en Fe₂O₃ (2,3 < Fe₂O₃ < 8,1). Les magnésio-hornblendes présentent des analyses intermédiaires entre ces deux gammes d'analyses. Enfin, toutes ces amphiboles montrent des teneurs très faibles en TiO₂ (TiO₂ < 0,3%) et des teneurs en Na₂O significatives (1,0 < Na₂O < 2,0 %).

Les actinolites identifiées dans la trame de la roche se distinguent difficilement des hornblendes, mais apparaissent nettement subordonnées. Ces actinolites présentent des teneurs en moyenne supérieures en SiO₂ (49,8 < SiO₂ < 53,3 %) et inférieures en Al₂O₃ (1,9 < Al₂O₃ < 5,2). Les autres éléments analysés présentent des valeurs qui varient dans les mêmes gammes que celles des hornblendes.

Portées dans un diagramme ternaire XSi(T)-XAl^{iv}(T)-XNa(A) (Fig. IV-13), les analyses sont relativement regroupées, mais semblent montrer une évolution depuis les magnésio-hornblendes vers les actinolites, corrélée à une diminution de Na *et al* respectivement sur les sites A et T (cf. Chapitre IV - Généralités sur les amphiboles) et à une augmentation de Si sur le site T. Cette évolution traduit vraisemblablement le passage de conditions de type amphibolite à des conditions de type schiste vert.

Amphibolites de la Formation de Pont de Barel

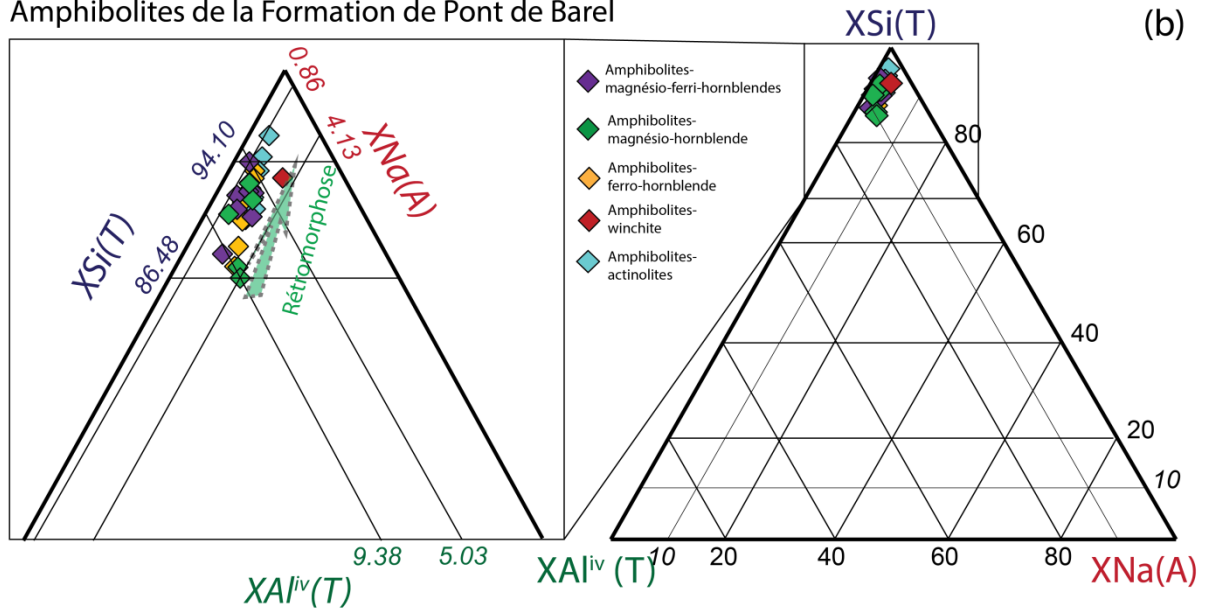


Fig. IV-13 : diagramme ternaire $XSi(T)$ - $XAl^{iv}(T)$ - $XNa(A)$ avec : $XSi(T) = Si(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $XAl^{iv}(T) = Al^{iv}(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $XNa(A) = Na(A)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$ pour les amphiboles des amphibolites de la Formation de Pont de Barel.

Les analyses disponibles dans la littérature (Lahondère 2013) montrent que, contrairement aux amphiboles précédemment décrites, celles des schistes à amphibole sont toujours des actinolites très magnésiennes ($0,9 > Mg\# > 0,8$), proches du pôle trémolite. Elles sont donc plus siliceuses ($53,7 < SiO_2 < 55,7\%$) et moins alumineuses ($Al_2O_3 < 0,75\%$). De même, les teneurs en Na_2O ($Na_2O < 0,41\%$) sont sensiblement inférieures à celles des amphibolites.

b Le plagioclase

De même que pour les amphiboles, nous ne présentons dans cette section que les données concernant les plagioclases analysés dans la trame de la roche. Les plagioclases appartenant au système de veines seront traités dans le chapitre concernant la fibrogenèse. Que ce soit en porphyroclastes ou en petits grains, les analyses (cf annexe V, Tab. V-28) montrent que ces plagioclases sont toujours albitiques ($X_{An} < 0,35\%$).

c L'épidote

Les épidotes ont été analysées en distinguant celles appartenant à la matrice de la roche, recristallisées ou porphyroclastiques, et celles constituant les boudins d'épidotite. Les analyses (cf. annexe V, Tab. V-29) révèlent qu'il n'y a pas de différences majeures entre ces

épidotes. Néanmoins, les épidotes de la trame de la roche apparaissent en moyenne légèrement plus siliceuses que les autres. Par ailleurs, ces analyses confirment l'étude microscopique en montrant qu'il s'agit de pistachite avec des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 respectivement comprises entre (36,00-40,8%), (18,1-27,0%) et (8,9-17,4 %).

d La chlorite

Les analyses (cf.annexe V, Tab. V-30) effectuées sur les chlorites de rétro-morphose des amphiboles montrent qu'il s'agit d'une variété ferrifère. Les teneurs en SiO_2 et en Al_2O_3 sont respectivement comprises entre 25,4 et 32,6 % et entre 11,7 et 19,5 %. Les teneurs en FeO varient entre 25,9 et 31,7 % alors que par corolaire, les teneurs en MgO varient entre 10,6 et 14,22 %. Notons que ces valeurs sont sensiblement différentes de celles mesurées pour les chlorites des formations de Tréogat et du Hâvre. Tout comme pour les chlorites issues de la rétro-morphose des hornblendes dans ces deux unités, nous avons calculé la composition des chlorites avec l'application Windows WinCcac (Yavuz *et al.* 2015). À la différence de ces unités, les chlorites de la Formation de Pont de Barel montrent une proportion supérieure en Chamosite (51,9-60,3 %) et donc inférieure en clinocllore (38,8-47,5%). Les proportions en pénantite sont par contre similaires et inférieures à 1%.

Contrairement aux chlorites des amphibolites, les analyses sur les chlorites des chloritoschistes à actinolite magnésienne (Lahondère 2013) montrent qu'elles sont plus magnésiennes, avec des teneurs en MgO comprises entre 22,2 et 23,4% et des teneurs en FeO plus faibles ($12,2 < \text{FeO} < 14,8\%$). Elles ont une composition de clinocllore (75%) et de chamosite (25%).

IV.2.5 Conditions du métamorphisme

L'étude détaillée de la Formation de Pont de Barel montre que les assemblages minéralogiques observés dans les amphibolites et dans les schistes à actinolite résultent d'une évolution métamorphique (M1) depuis les conditions du faciès amphibolite à épidote jusqu'aux conditions du faciès schiste vert. Les témoins les plus précoces correspondent aux cristaux de hornblende disposés dans la foliation, aux porphyroclastes d'épidote et aux boudins d'épidotite. Cette foliation a continué à fonctionner dans les conditions du faciès schiste vert, avec cristallisation d'actinolite synfoliale puis de chlorite aux dépens des amphiboles préexistantes.

Pour estimer les conditions de pression et température, nous avons utilisé le baromètre de Brown (1976) qui constitue un outil calibré pour les conditions du faciès schiste vert, voire amphibolite de bas degré. Ce baromètre utilise les teneurs (apfu) de l' Al^{iv} et du Na du site A pour estimer la pression. Dans ce diagramme (Fig. IV-14), la majorité des analyses tombent entre les isobares 2 et 5 kbar. Ce qui est cohérent avec les gammes de pression du faciès schiste vert.

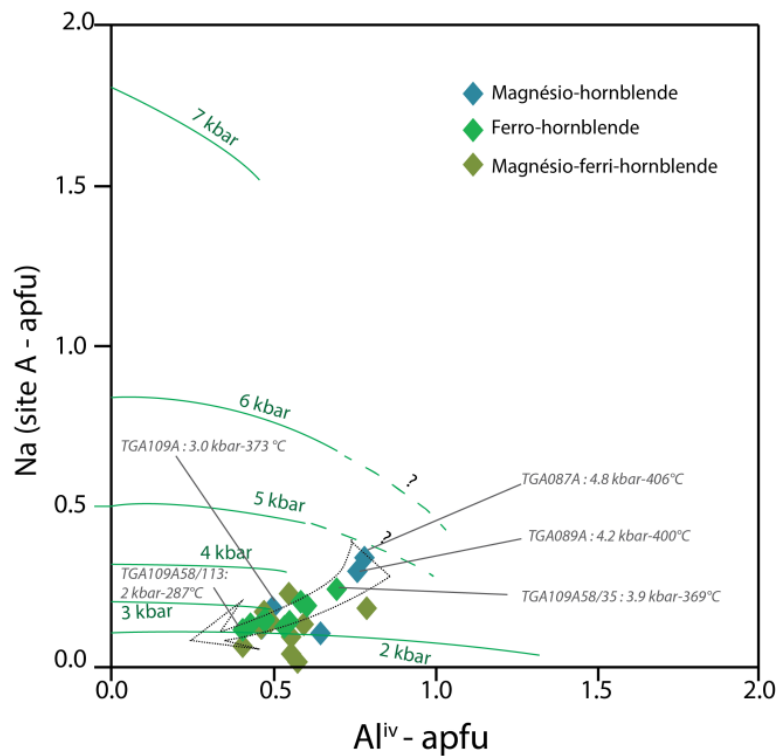


Fig. IV-14 : diagramme Na (site A – apfu) en fonction de Al^{iv} pour les amphiboles de la Formation de Pont de Barel. Lignes isobares tracées d'après par Brown (1976). On caractérise ainsi une diminution de la pression depuis les magnésio-hornblendes vers les ferrohornblendes et les actinolites.

Le thermomètre B de Holland and Blundy (1994) a été utilisé pour trois couples d'analyses de type magnésio-hornblende/albite appartenant à trois échantillons différents (TGA087A, TGA089A et TGA109A). Pour ces échantillons, les pressions estimées pour les magnésio-hornblendes sont respectivement de 4,8, 4,2 et 3 kbar (Fig. IV-14). Les températures calculées pour chacune de ces pressions sont de 406, 400 et 373 °C. Pour les ferrohornblendes, les estimations de la pression ont été faites pour l'amphibole la plus alumino-sodique (TGA109A-58/35) et pour celle la moins alumino-sodique (TGA109A-58/113). Les pressions fournies par le baromètre de Brown (1976) sont respectivement de 3.9 et 2 kbar (Fig. IV-14) et le calcul des températures via le thermomètre B de Holland et Blundy (1994) fournit des températures respectives de 369 et 287 °C. Notons que les amphiboles

utilisées pour ces estimations ont été analysées à proximité de filons plagioclasiques, ce qui pourrait suggérer qu'elles ne soient pas complètement en équilibre avec les plagioclases de la trame et qu'elles aient perdu une partie de leur Na et de leur Al^{iv}. Elles pourraient donc correspondre à des magnésio-hornblendes légèrement rétro-morphosées. Nous retiendrons donc que les amphiboles les plus représentatives des conditions du métamorphisme M1 sont les magnésio-hornblendes et que ce métamorphisme s'est produit à des pressions et à des températures de l'ordre de 3-5 kbar et de 370-410°C.

Pour estimer les conditions de formation des chlorites issues de la déstabilisation des amphiboles, l'application Windows WinCcal (Yavuz *et al.* 2015) qui compile 12 géothermomètres classiquement utilisés dans la littérature scientifique a été utilisée. Ces derniers se basent principalement sur les teneurs (apfu) en Al^{iv}, sur la vacance du site octaédrique et sur le rapport fer-magnésium. Parmi ces différents outils certains comme ceux portant sur les roches acides ou sur les chlorites diagénétiques ne sont pas utilisables pour des assemblages basiques. En revanche, celui de Xie *et al.* (1997), calibré sur les chlorites métamorphiques de la ceinture de roches vertes de Barberton, permet une estimation acceptable de la température de formation des chlorites identifiées dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. En effet, Xie *et al.* (1997) indiquent que l'utilisation de leur géothermomètre ne s'applique qu'à des roches de composition basaltique ou dacitique dans le cadre d'un métamorphisme de bas degré, voire de très bas degré ; ce qui est le cas pour les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Les températures ont été calculées pour six analyses de l'échantillon TGA109A. Les résultats montrent qu'elles sont comprises entre 179 et 197 °C, ce qui est cohérent avec les observations faites au microscope optique.

IV.2.6 Synthèse

Cette étude de la Formation de Pont de Barel et des différentes lithologies qui la constituent montre qu'elle est caractérisée par une déformation D1 acquise dans un contexte décrochant senestre. Cette déformation est cohérente avec celle observée dans le complexe de Champtoceaux (Lagarde 1978), mais aussi avec les déformations connues dans l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Cartier et Faure 2004; Faure *et al.* 2008). Par ailleurs, cette étude a également montré que cette déformation est associée à un métamorphisme (M2) que nous estimons dans les conditions du faciès amphibolite à épidote puis schiste vert de bas degré, autour de 350-400 °C et 3-5 kbar (Fig. IV-15 ; Tab. IV-1).

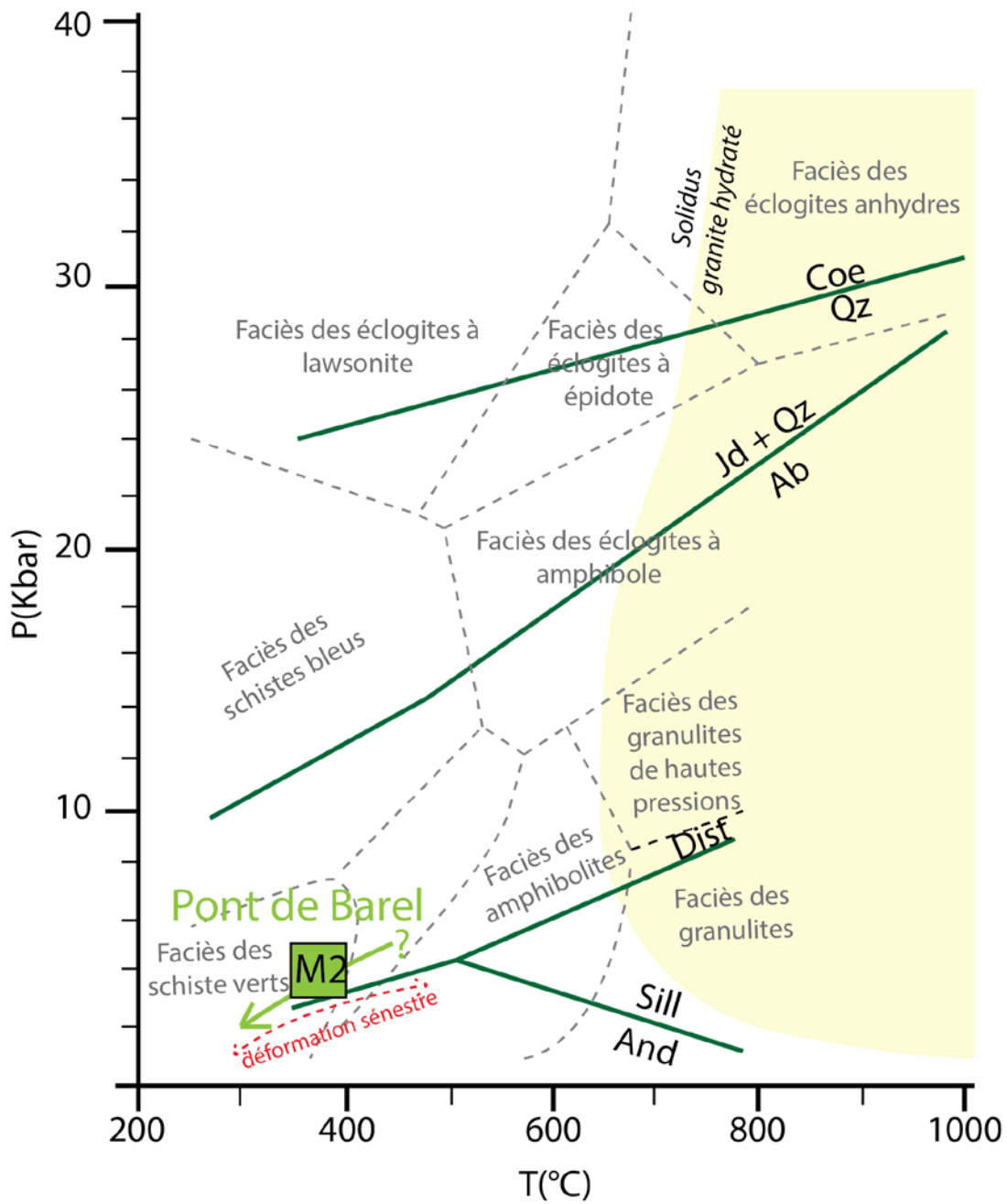


Fig. IV-15 : trajet P-T correspondant à la rétromorphose des amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Ces amphibolites sont métamorphosées dans les conditions du faciès schiste vert au cours d'un trajet rétrograde associé à une déformation sénestre.

Tab. IV-1 : tableau récapitulatif des principales caractéristiques pétrologiques et géochimiques des amphibolites à épidote et chlorite de la Formation de Pont de Barel.

Unité	Lithologie	Description macroscopique	Assemblage minéralogique primaire	Paragenèse 1 (P1)	Métamorphisme associé à P1	Assemblage de rétro-morphose	Rétromorphose
Formation de Pont de Barel	Amphibolites	Roche finement foliée	indéterminé	Amphibole (hornblende-actinolite), plagioclase, épidote	Syn-déformation (maximum estimé : 3-5 kbar - 370 - 410 °C)	Chloritisation des amphiboles	Chloritisation : 180 - 200 °C

V Les amphibolites s.l. des Formations de Drain, des Folies Siffait, de la vallée de la Sèvre et de Peumerit

V.1 Échantillonnage et description de terrain

Le troisième type de roches mafiques identifié dans le Massif armoricain méridional correspond à des métagabbros plus ou moins rétromorphosés présentant des textures magmatiques parfois préservées ou transformés en des amphibolites fines. Ce type de roche affleure au sein de quatre unités distinctes qui sont la Formation de Drain, la Formation des Folies Siffait, la Formation de la vallée de la Sèvre (Complexe de Champtoceaux) et la Formation de Peumerit (Complexe de la Baie d’Audierne) (Fig. V-1). Précisons à ce stade que l’unité nommée ici « Formation de la vallée de la Sèvre » est souvent confondue et décrite avec la Formation de Drain dont elle pourrait constituer le prolongement (e.g. Ballèvre *et al.*, 2009; Bosse *et al.*, 2000; Pitra *et al.*, 2010). Nous avons fait le choix dans le cadre de ce travail de la distinguer de la Formation de Drain et de la rattacher à l’Unité des Folies Siffait, tout en la nommant distinctement de cette dernière. Ainsi, nous distinguons dans l’Unité des Folies Siffait deux Formations qui sont : la Formation des Folies Siffait, qui correspond à l’unité classiquement nommée dans la littérature et la Formation de la vallée de la Sèvre qui constitue son prolongement le long du Cisaillement sud armoricain. Notre choix a principalement été motivé par la présence, au sud de cette formation, d’une unité orthogneissique qui s’apparente aux orthogneiss de Champtoceaux. De ce fait, tout comme les amphibolites des Folies Siffait, ces amphibolites sont situées entre les micaschistes de Saint-Mars-du-Désert et les orthogneiss de Champtoceaux et il nous semble donc plus logique de les regrouper.

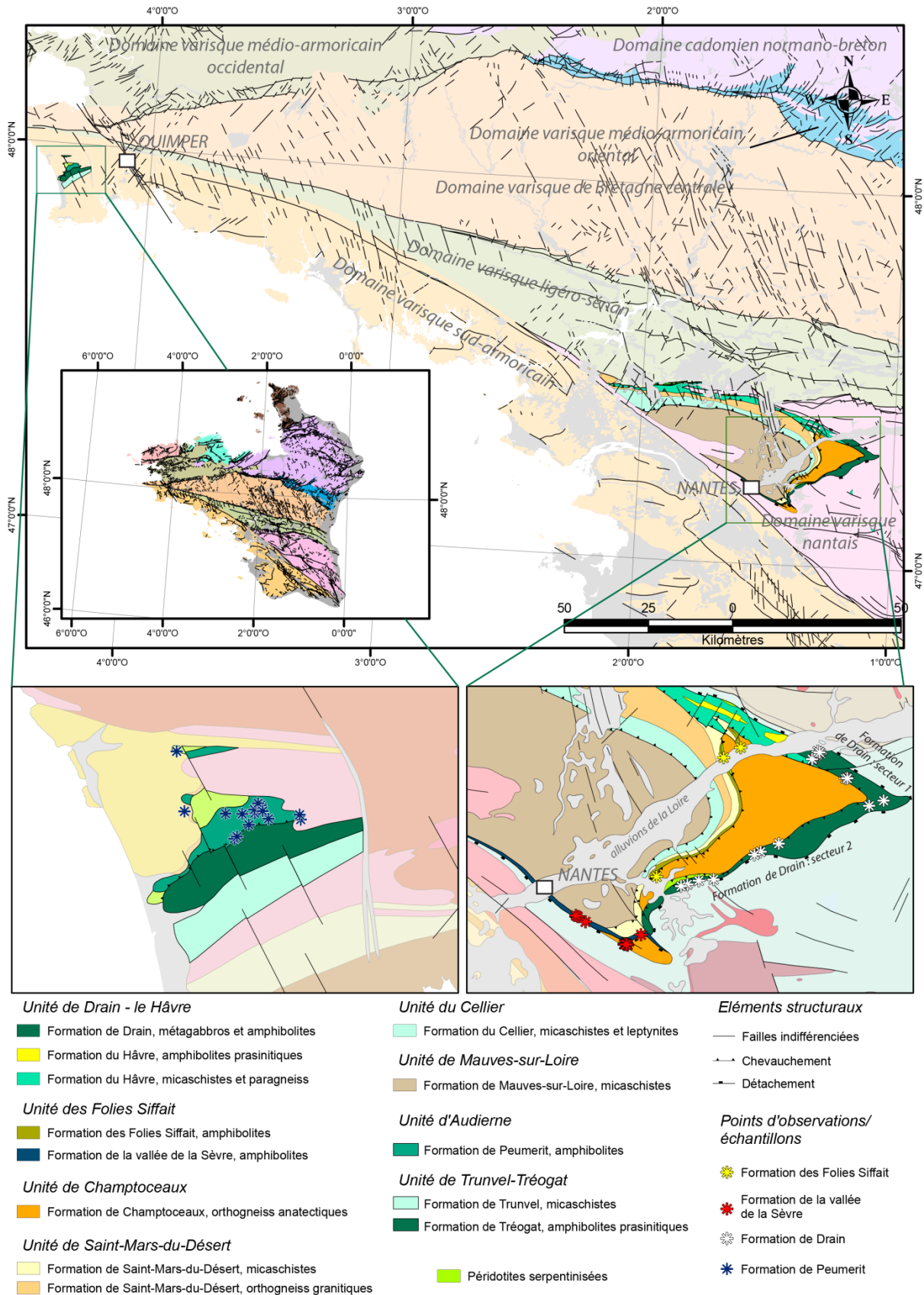


Fig. V-1 : cartes géologiques localisant les unités d'amphibolites s.l. dans le Massif armoricain méridional. Les étoiles représentent la localisation des points d'observation (avec ou sans prélèvement d'échantillons) réalisés au cours de cette étude. Elles sont blanches pour la Formation de Drain, jaunes pour la Formation des Folies Siffait, rouges pour la Formation de la vallée de la Sèvre et bleues pour la Formation de Peumerit.

Les conditions d’affleurement sont très variables d’une unité à l’autre. Dans le Complexe de la Baie d’Audierne, la Formation de Peumerit (Fig. V-1) affleure peu, mais de nombreuses pierres volantes peuvent être échantillonnées dans les champs. De ce fait, nous n’avons pas pu réaliser de mesures structurales concernant les amphibolites qui constituent cette unité, mais il semblerait que la foliation soit cohérente avec celles de la Formation de Tréogat (Béchenec *et al.* 1999).

Dans le Complexe de Champtoceaux, la Formation de Drain affleure dans deux secteurs principaux. Ces secteurs sont continus, mais l’orientation cartographique des amphibolites y est opposée (Fig. V-1). En rive gauche de la Loire (Fig. V-2), les amphibolites sont intimement associées aux micaschistes de la Formation du Hâvre et orientées NO-SE. Les échantillons ont principalement été récoltés dans une ancienne petite carrière artisanale située à proximité de la Loire et dans la vallée creusée par le ruisseau « les Robinets ». Cette dernière entaille les amphibolites de Drain, et dans une moindre mesure les micaschistes, sur près de 3 km, mais les principaux affleurements se situent dans le premier kilomètre. La Formation de Drain présente une structure complexe. La roche est toujours très massive et parfois finement foliée. Au nord de la coupe, les mesures de foliation sont cohérentes avec celles des amphibolites prasinitiques et des micaschistes de la Formation du Hâvre qui affleurent en rive droite de la Loire et dans la vallée du Hâvre ; les amphibolites présentent alors une foliation orientée NO-SE à pendage nord (22-40°) (Fig. V-2). Cette foliation porte une linéation d’étirement orientée environ N160, faiblement inclinée (30°) vers le Nord. Très rapidement, au centre de la coupe, la foliation tourne pour s’orienter NE-SO avec un pendage similaire (Fig. V-2). Par manque d’affleurement, nous n’avons pas pu effectuer de mesure dans la partie sud de la coupe. Néanmoins, les mesures fournies par Lagarde (1978) indiquent que la foliation est identique à celle de la partie nord. Ces données montrent donc que les amphibolites présentent, dans ce secteur, une structure plissée qui souligne la structure du complexe de Champtoceaux.

Une fois passé la charnière du pli affectant le complexe de Champtoceaux (Fig. V-1), les amphibolites sont orientées SO-NE, mais les affleurements sont presque inexistantes. Les mesures fournies par Lagarde (1978) montrent que la foliation s’oriente progressivement selon un axe SO-NE et qu’elle présente un pendage sud. Par ailleurs, d’un point de vue lithologique, il existe une différence entre ces deux secteurs. Dans le secteur 1, la lithologie dominante correspond à des métagabbros clairs parfois lités, grossiers, à foliation fruste ou non foliés, rappelant parfois les métagabbros associés aux serpentinites de la Butte de la

Roche. Dans le secteur 2, la lithologie dominante correspond à une amphibolite sombre finement foliée, mais des métagabbros subordonnés peuvent aussi être identifiés.

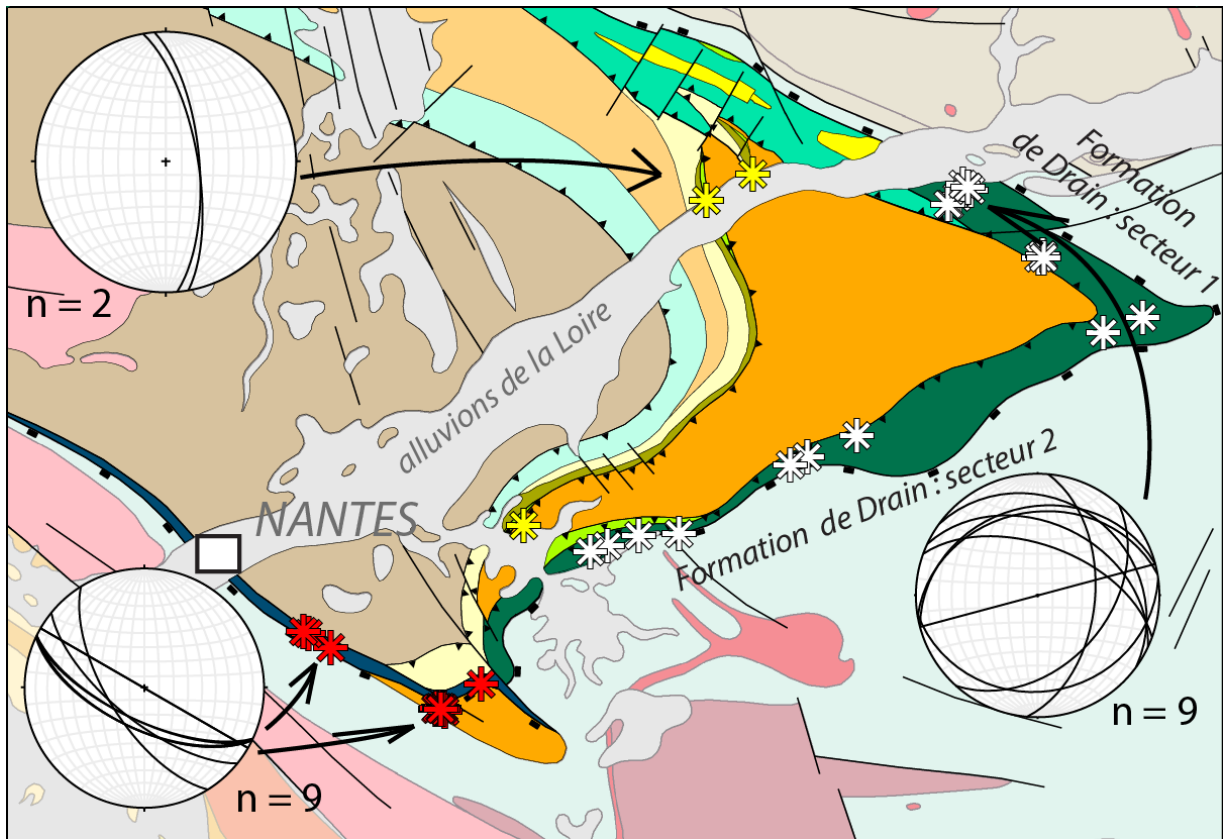


Fig. V-2 : cartes géologiques localisant les unités d'amphibolites s.l. dans le Complexe de Champtoceaux. Les étoiles représentent la localisation des points d'observation (avec ou sans prélèvement d'échantillons) réalisés au cours de cette étude. Elles sont blanches pour la Formation de Drain, jaunes pour la Formation des Folies Siffait, rouges pour la Formation de la vallée de la Sèvre. Dans la Formation de Drain, les mesures de foliation reportées sur un stéréogramme montrent l'existence d'une structure plissée dont la charnière plonge vers l'ENE.

La Formation des Folies Siffait affleure principalement au sud de la Loire (Fig. V-1) (Fig. V-1), mais elle n'apparaît dans ce secteur qu'en pierres volantes. En revanche, en rive droite de la Loire où elle apparaît dans deux secteurs différents (Fig. V-1), les affleurements sont plus conséquents. Dans ces secteurs, les amphibolites présentent une foliation grossièrement N-S et un fort pendage ($>70^\circ$) vers l'Est (Fig. V-2). De la même manière que pour les amphibolites de la Formation de Drain, la structure cartographique de la Formation des Folies Siffait souligne un grand pli qui affecte le Complexe de Champtoceaux. Ainsi, au sud de la Loire, les amphibolites présentent une orientation SO-NE associée à une foliation toujours très raide à verticale et orientée SO-NE (Lagarde 1978). Cette foliation porte une linéation d'étirement toujours très discrète orientée, dans la partie nord de l'unité, SO-NE à pendage vers le Nord. Cette linéation est donc cohérente avec celles décrites par ailleurs dans les unités du Complexe de Champtoceaux (Lagarde 1978). Les critères de cisaillement

associés cette linéation traduisent une déformation sénestre, compatible donc avec celle qui affecte les unités adjacentes.

La Formation de la vallée de la Sèvre forme une fine bande cartographique prenant en écharpe la ville de Nantes (Fig. V-1). Les principaux affleurements sont situés sur la rive droite de la Sèvre et dans une carrière en exploitation située au sud-est de l'unité. Dans une moindre mesure, on retrouve des affleurements au cœur de Nantes, sous la tour de Bretagne et au nord-ouest, dans la vallée de la Chézine. Cette formation se distingue des unités précédemment décrites par une foliation NO-SE à fort pendage vers le sud (Fig. V-2). Cette foliation porte une linéation d'étirement orienté NO-SE, inclinée vers le NO qui contraste fortement avec les linéations connues dans le Complexe de Champtoceaux. Les critères de cisaillement associés à cette linéation traduisent une déformation décrochante dextre. Dans la carrière située au sud-est de l'unité (Fig. V-3), à la Haie Foussière, les amphibolites sont associées à des chloritoschistes à grenat qui n'ont jamais été identifiés dans les autres unités de roche mafiques du Massif armoricain méridional. Notons aussi qu'au sud de ces chloritoschistes, la carrière exploite des gneiss leptynitiques très similaires aux leptynites de la Formation de Champtoceaux ce qui constitue un argument supplémentaire pour associer cette formation à l'Unité des Folies Siffait et non à celle de Drain – le Hâvre.

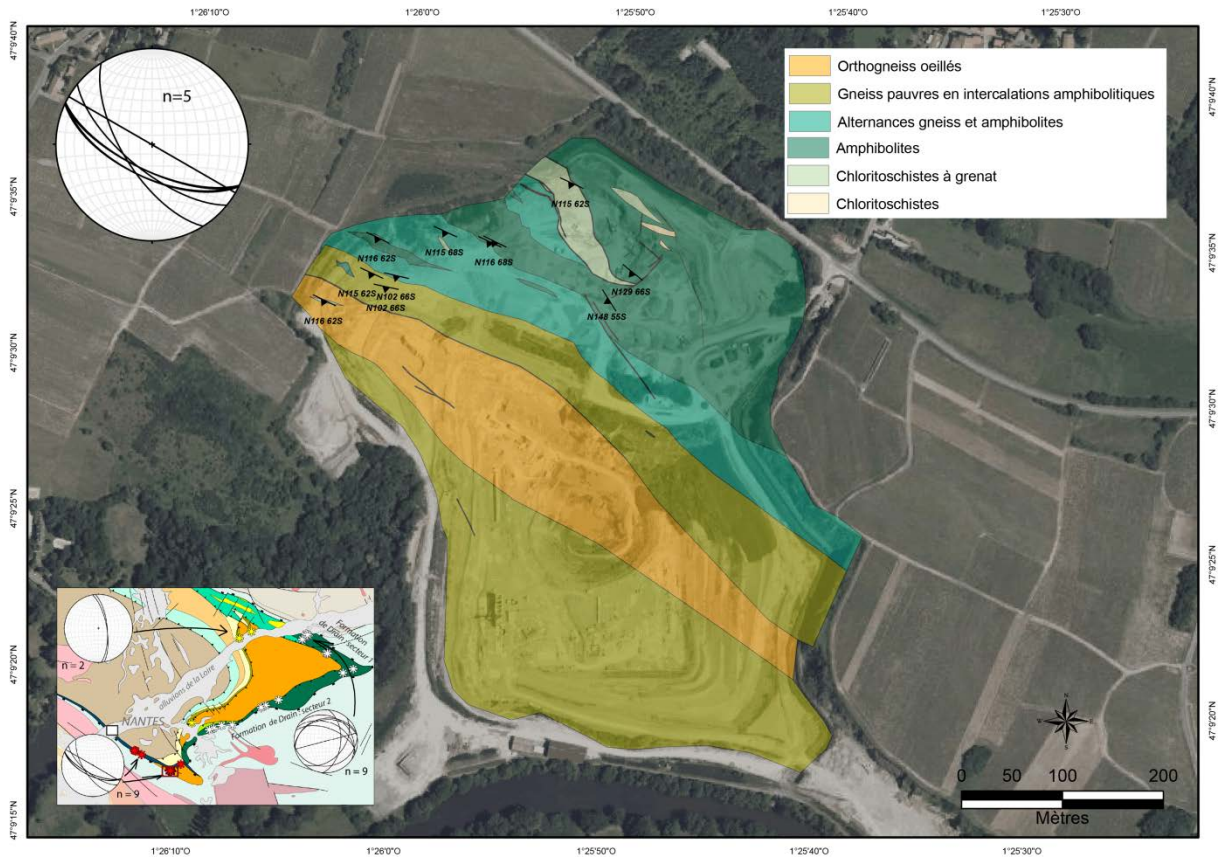


Fig. V-3 : carte géologique détaillée de la carrière de la Faubretière modifiée d’après Bouton (2014b). Les mesures structurales ont été réalisées dans le cadre de cette étude.

Les amphibolites des Formations de Peumerit, des Folies Siffait et de la vallée de la Sèvre apparaissent très similaires (Fig. V-4 (e) (f) et (i)). Il s’agit d’amphibolites vert sombre à noires, très finement foliées et rappelant fortement les termes fins de la Formation de Drain. Elles peuvent localement montrer un litage irrégulier, millimétrique à centimétrique composé de niveaux plagioclasiques et de niveaux amphiboliques. À la différence des amphibolites de la Formation de Drain, elles peuvent renfermer de petits grenats inframillimétriques moulés par la foliation.



Fig. V-4 : photographies illustrant les affleurements caractéristiques et les amphibolites des Formations des Folies Siffait (a), de la vallée de la Sèvre (b), de Drain ((c) et (d)). Les photographies ((e), (f) et (i) montrent la ressemblance entre les amphibolites des Formations de Drain, des Folies Siffait, de la vallée de la Sèvre et de Peumerit. Les photographies (g), (h) et (j) montrent l'hétérogénéité des metabasites (amphibolites et métagabbros) de la Formation de Drain.

V.2 Pétrologie minérale

V.2.1 Les métagabbros de la Formation de Drain

Les métagabbros se distinguent très nettement de toutes les amphibolites *s.l.* du Massif armoricain méridional. Au microscope, la texture du protolithe est toujours reconnaissable et varie depuis des termes grenus jusqu'à des termes ophitiques, voire intersertaux (Fig. V-5). En revanche, ces roches ne présentent que très rarement des reliques de l'assemblage magmatique primaire. Les pyroxènes sont en effet complètement amphibolitisés et les plagioclases recristallisés, à l'exception de quelques rares porphyroclastes. De très rares zircons, probablement hérités ont été identifiés dans un échantillon (TGA149B). La paragenèse métamorphique est caractéristique du faciès amphibolite et correspond à un assemblage à amphiboles vertes prismatiques (hornblende ?) et à plagioclase, la proportion entre ces deux phases étant très variable d'un échantillon à l'autre (40-90% d'amphibole). Du sphène vient compléter cette paragenèse dans certains échantillons (< 15%). Aucune déformation n'est associée au développement de cette paragenèse, ce qui semble indiquer que cet épisode métamorphique (M1) s'est produit en contexte statique.

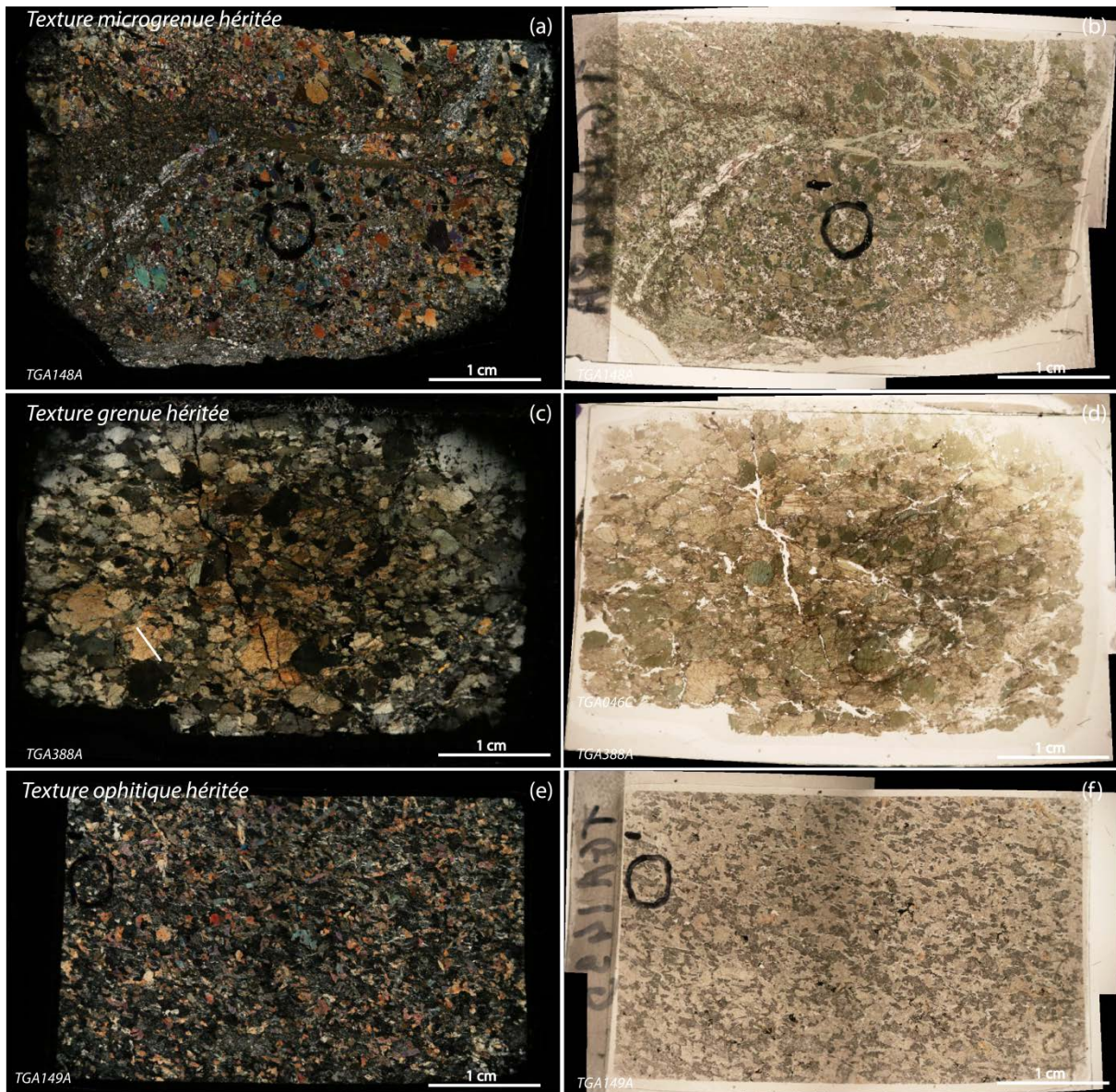


Fig. V-5 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, des textures des métagabbros de la Formation de Drain. (a) et (b) illustrent la texture microgrenue héritée dans un métagabbro riche en plagioclase. (c) et (d) illustrent la texture grenue héritée dans un métagabbro très pauvre en plagioclase. (e) et (f) illustrent la texture ophitique héritée dans un métagabbro rétroformé dans les conditions du faciès schiste vert.

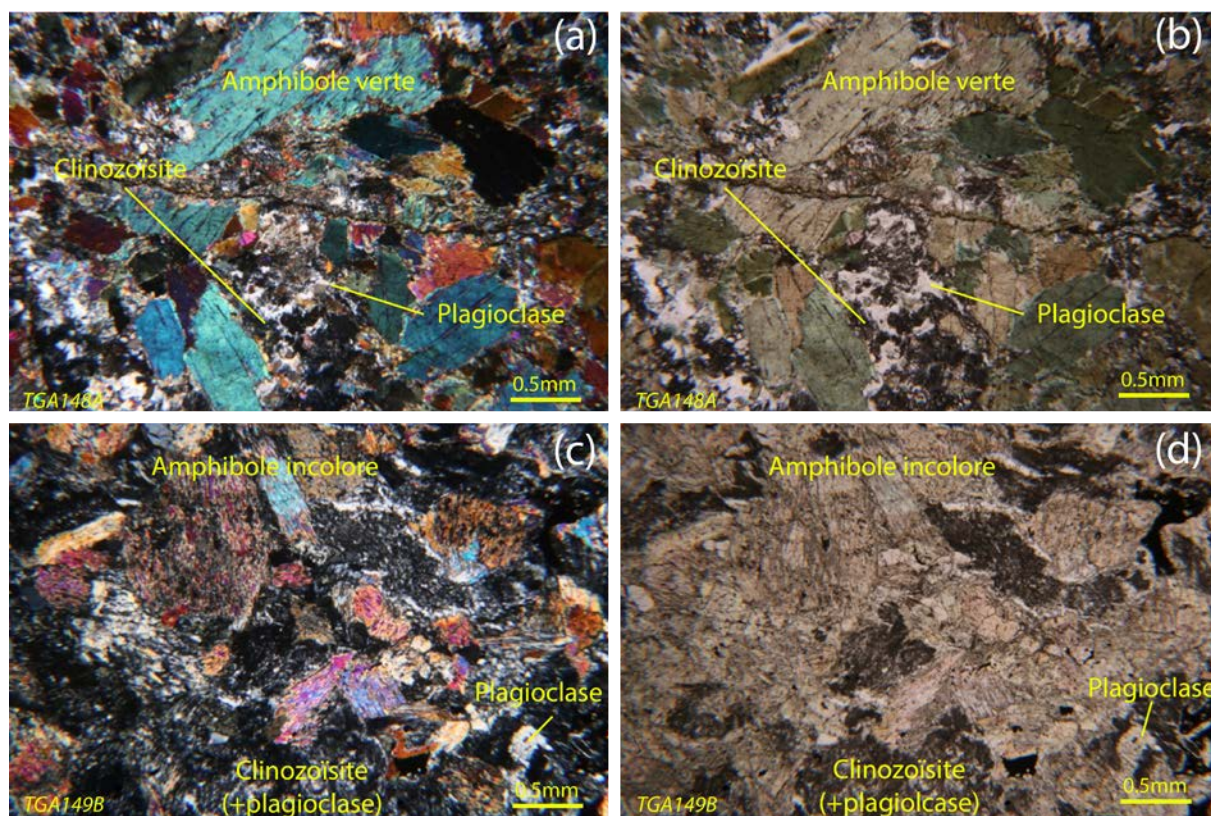


Fig. V-6 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la texture granoblastique héritée d'une texture initialement grenue des métagabbros de la Formation de Drain. (a) et (b) illustrent la texture observée dans un métagabbro à hornblende verte peu rétroformosé. (c) et (d) illustrent la texture dans un métagabbro fortement rétroformosé, à amphibole incolore.

La rétroformose dans les conditions du faciès amphibolite de bas degré puis schiste vert se traduit par une décoloration des amphiboles (limite actinolite-hornblende), par le développement d'amphiboles fibreuses et par la cristallisation de petits grains d'épidote (clinozoisite) (Fig. V-6). Les métagabbros de la Formation de Drain apparaissent ainsi rétroformosés au cours d'un métamorphisme (M2) à hornblende/actinolite-plagioclase-clinozoisite. Dans une moindre mesure, la rétroformose est aussi soulignée par la déstabilisation des sphènes en minéraux opaques (ilménite ?) sous la forme de leucoxène. Elle s'achève dans le faciès schiste vert par la chloritisation partielle des amphiboles en chlorite brun violacé. La déformation est peu développée dans les métagabbros rétroformosés de la Formation de Drain. Néanmoins, comme nous l'avons identifié macroscopiquement, certains échantillons présentent un litage très irrégulier, parfois net, parfois très fruste composé de lits à dominante d'amphibole et de lits à dominante de plagioclase et d'épidote. Tous les intermédiaires entre ces faciès et les roches à texture magmatique préservée peuvent être identifiés sur le terrain. Ces roches se différencient des métagabbros à texture primaire

préservée par une texture nématogranoblastique constituée d'amphibole toujours incolore à légèrement teintée de vert, probablement de type hornblende/actinolite, de plagioclases finement recristallisés et d'épidote bleue (clinozoïsite) en bagette (Fig. V-7 et Fig. V-8). L'amphibole apparaît d'autant plus incolore et d'autant plus aciculaire que le litage est net. Dans ces faciès à texture granonématoblastique, les plagioclases et les épidotes apparaissent plus finement cristallisés (Fig. V-8). Ceci semble indiquer que dans ces faciès, la déformation accompagne la rétro-morphose et que le métamorphisme M2 peut donc, du moins localement, être contemporain d'une déformation ductile. Les critères de cisaillement associés à cette déformation ont pu être déterminés dans un échantillon provenant du nord de la coupe du secteur 1, et donc préservé du plissement principal du Complexe de Champtoceaux. Ils sont compatibles avec un mouvement en transtension sénestre et donc cohérents avec les critères de déformation connus dans le Complexe de Champtoceaux (Lagarde 1978) et dans les autres unités étudiées jusqu'à présent dans le cadre de ces travaux.

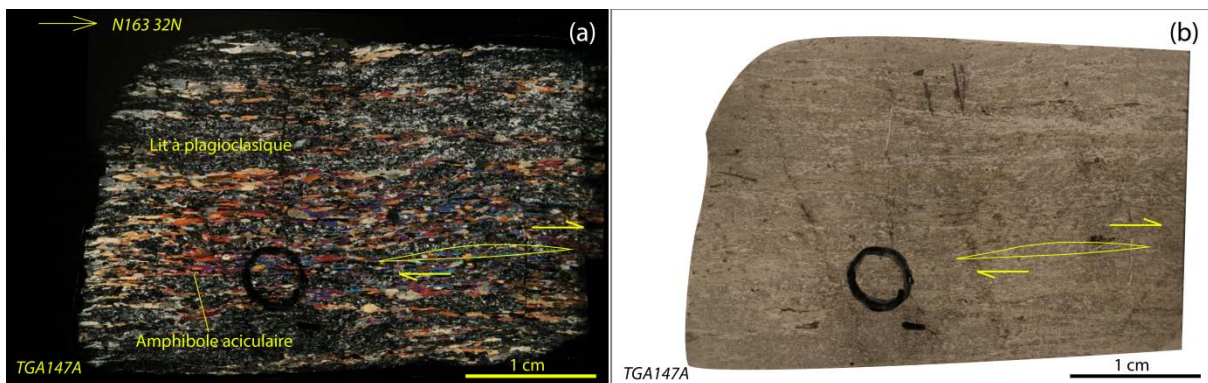


Fig. V-7 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, montrant la texture nématogranoblastique des métagabbros rétro-morphosés de la Formation de Drain. Contrairement à la Fig. V-5 (e) et (f), la rétro-morphose est ici contemporaine d'une déformation ductile. Le plan de foliation est ici orienté N115 40N. La linéation est indiquée par les mesures situées en haut à gauche de la figure (a).

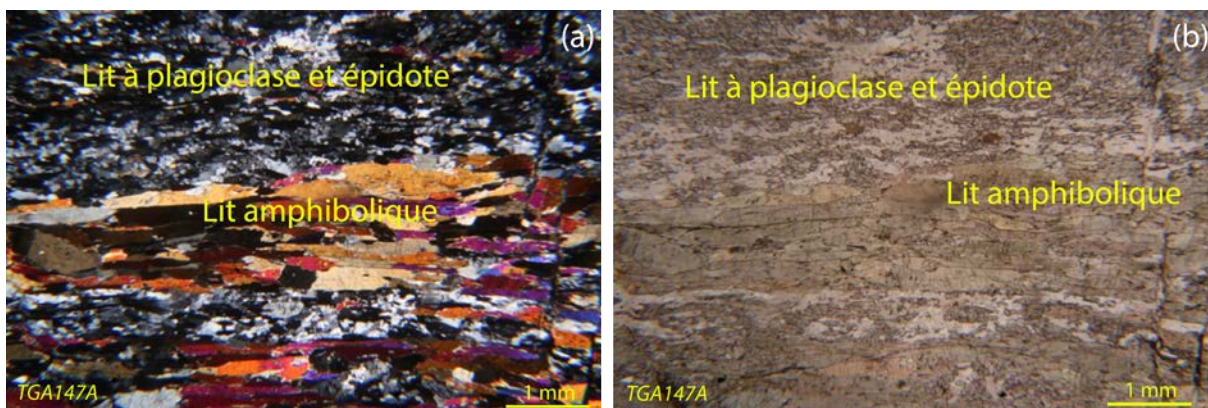


Fig. V-8 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant la texture nématogranoblastique et la composition minéralogique des différents lits identifiés dans les métagabbros rétro-morphosés de la Formation de Drain.

V.2.2 Les amphibolites finement foliées

À la différence des métagabbros décrits dans la section précédente, les amphibolites finement foliées, que ce soit celles de la Formation de Drain ou celles des Formations des Folies Siffait, de Peumerit ou de la vallée de la Sèvre, ne présentent plus la texture de la roche initiale (Fig. V-9). Les amphibolites de la Formation de Drain se distinguent de toutes les autres par une proportion plus importante de plagioclases et une texture granoblastique orientée à granonématoblastique (Fig. V-9 (e) et (f)). Dans les autres unités, les amphibolites apparaissent plus riches en amphibole et présentent de ce fait une texture le plus souvent nématoblastique (Fig. V-9 (a), (b), (c) et (d)).

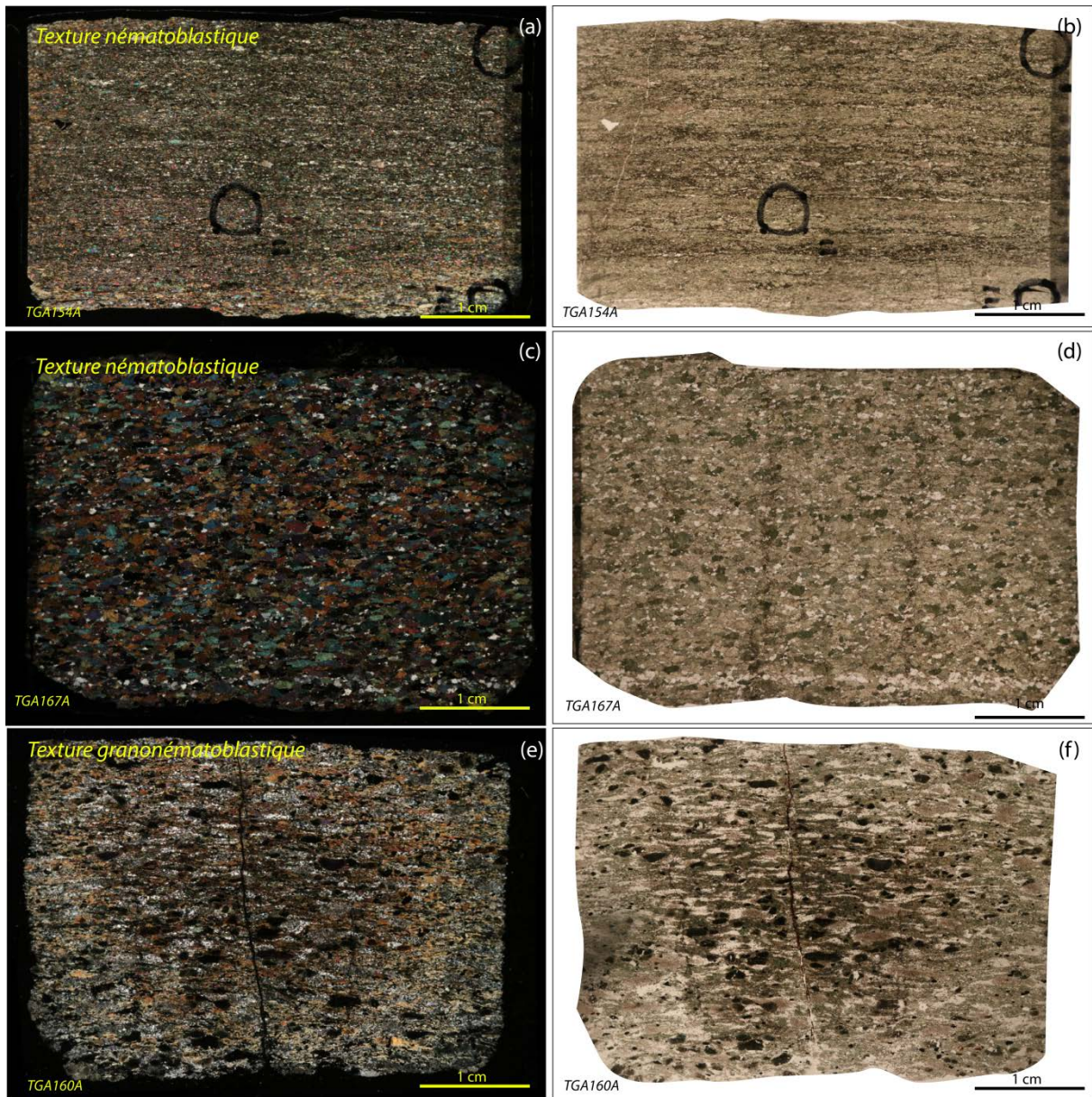


Fig. V-9 : microphotographie, à gauche en LPA et à droite en LPA, illustrant les différentes textures des amphibolites finement foliées du Complexe de Champtoceaux. (a) et (b) pour la Formation des Folies Siffait, (c) et (d) pour la Formation de la vallée de la Sèvre et (e) et (f) pour la Formation de Drain.

a Les amphibolites de la Formation de Drain

Nous retrouvons dans les amphibolites de la Formation de Drain les mêmes paragenèses métamorphiques que celles identifiées dans les métagabbros de la même unité. Le métamorphisme principal est caractéristique du faciès amphibolite et représenté par des amphiboles prismatiques brun-vert (50-60%), des plagioclases (40-50%) et des sphènes (<10%). La texture de la roche est granoblastique orientée et une ancienne texture grenue peut localement transparaître (Fig. V-10 (a) et (b)). Les amphiboles peuvent présenter une couronne verte aux limites imprécises, associée à un début de rétro-morphose. Les plagioclases apparaissent localement grossièrement recristallisés. La déformation se traduit principalement par le rabatement progressif des amphiboles dans le plan de la foliation où elles acquièrent une morphologie tabulaire à aciculaire. Cette déformation se traduit également par une recristallisation partielle des amphiboles en une amphibole secondaire, de couleur vert bouteille (Fig. V-10 (c) et (d)). Ces observations indiquent que la déformation est contemporaine de la rétro-morphose et qu'elle atteint les conditions du faciès schiste vert de haut degré. Ceci est par ailleurs confirmé par la présence d'épidote (<15%) en remplacement des plagioclases (Fig. V-10 (e) et (f)), la déstabilisation des sphènes en ilménite et des amphiboles légèrement décolorées dans certains échantillons. Notons également que, comparées aux épidotes des métagabbros rétro-morphosés, celles des amphibolites rétro-morphosées exhibent un manteau d'arlequin caractéristique d'une épidote plus ferreuse de type pistachite.

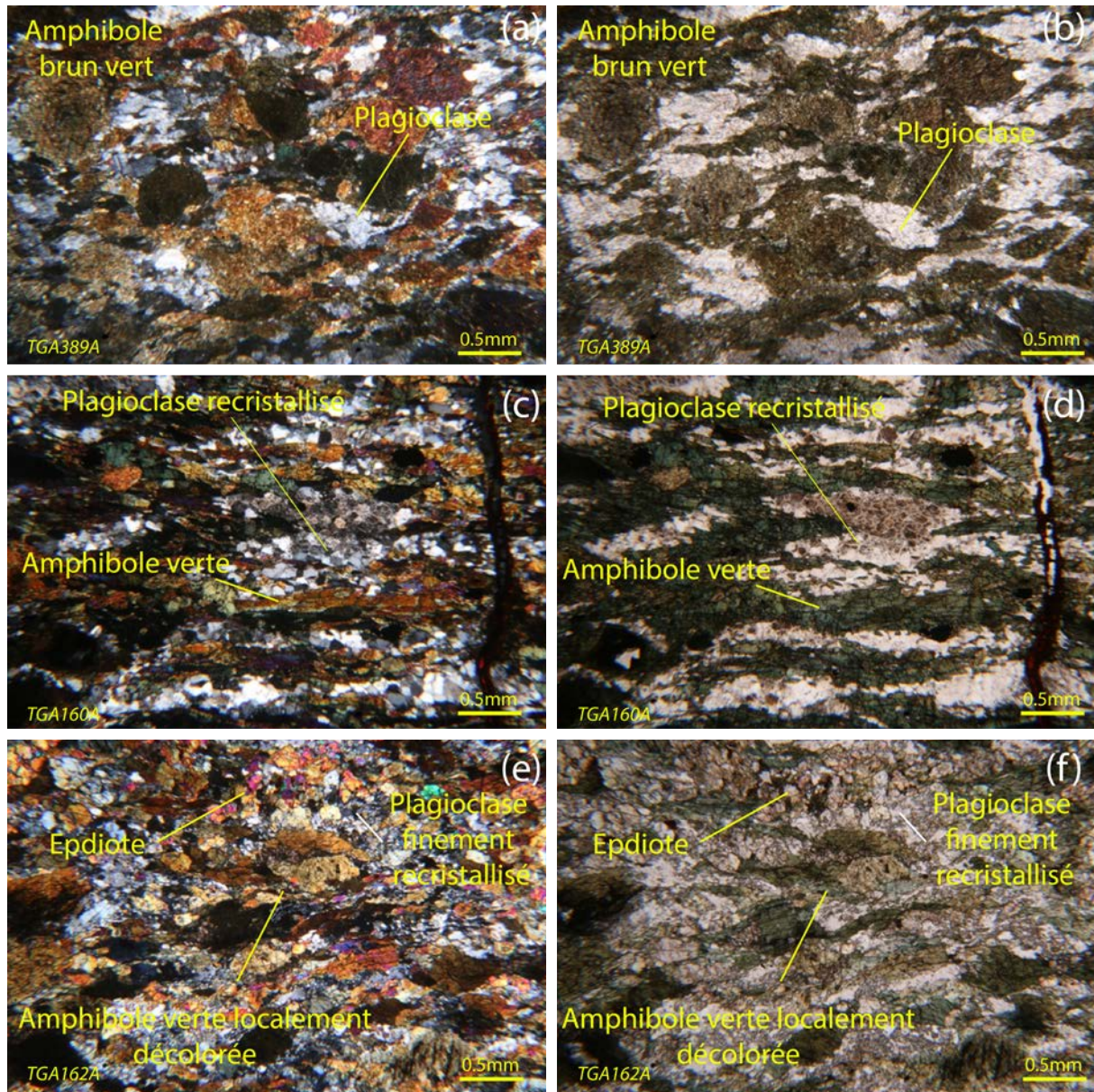


Fig. V-10 : microphotographie des différentes textures des amphibolites finement foliées de la Formation de Drain. (a) et (b) illustrent une amphibolite à texture granoblastique orientée dans laquelle il est possible de deviner une texture grenue héritée. (c) et (d) illustrent une texture granonématoblastique dans laquelle les plagioclases sont finement cristallisés et les amphiboles moins brunes. (e) et (f) illustrent une texture de roche similaire à la précédente, mais avec présence d'amphiboles légèrement décolorées.

b Les amphibolites de l'Unité des Folies Siffait

Les amphibolites de l'unité des Folies Siffait (Formation des Folies Siffait et Formation de la vallée de la Sèvre) possèdent une texture principalement nématoblastique. Elles peuvent présenter localement un litage irrégulier composé de lits à texture nématoblastique (Fig. V-11 (a) et (b)) et de lits à texture granonématoblastique orientée et caractérisés par une proportion plus importante de plagioclases (Fig. V-11 (c) et (d)). La paragenèse est typique d'un métamorphisme (M1) dans le faciès des amphibolites à grenat et

représentée par un assemblage à amphibole verte (45-75%), plagioclase (15-45%), grenat (< 3%), sphène (< 10%). Du rutile a été identifié dans de très rares cas, ce qui suggère que les conditions du métamorphisme aient pu dépasser celles du faciès amphibolite. La rétro-morphose est peu développée dans ces amphibolites et se matérialise principalement par la croissance d'épidote de type pistachite aux dépens des plagioclases et des grenats (Fig. V-11 (e) et (f)) et par la déstabilisation des sphènes en minéraux opaques (ilménite ?).

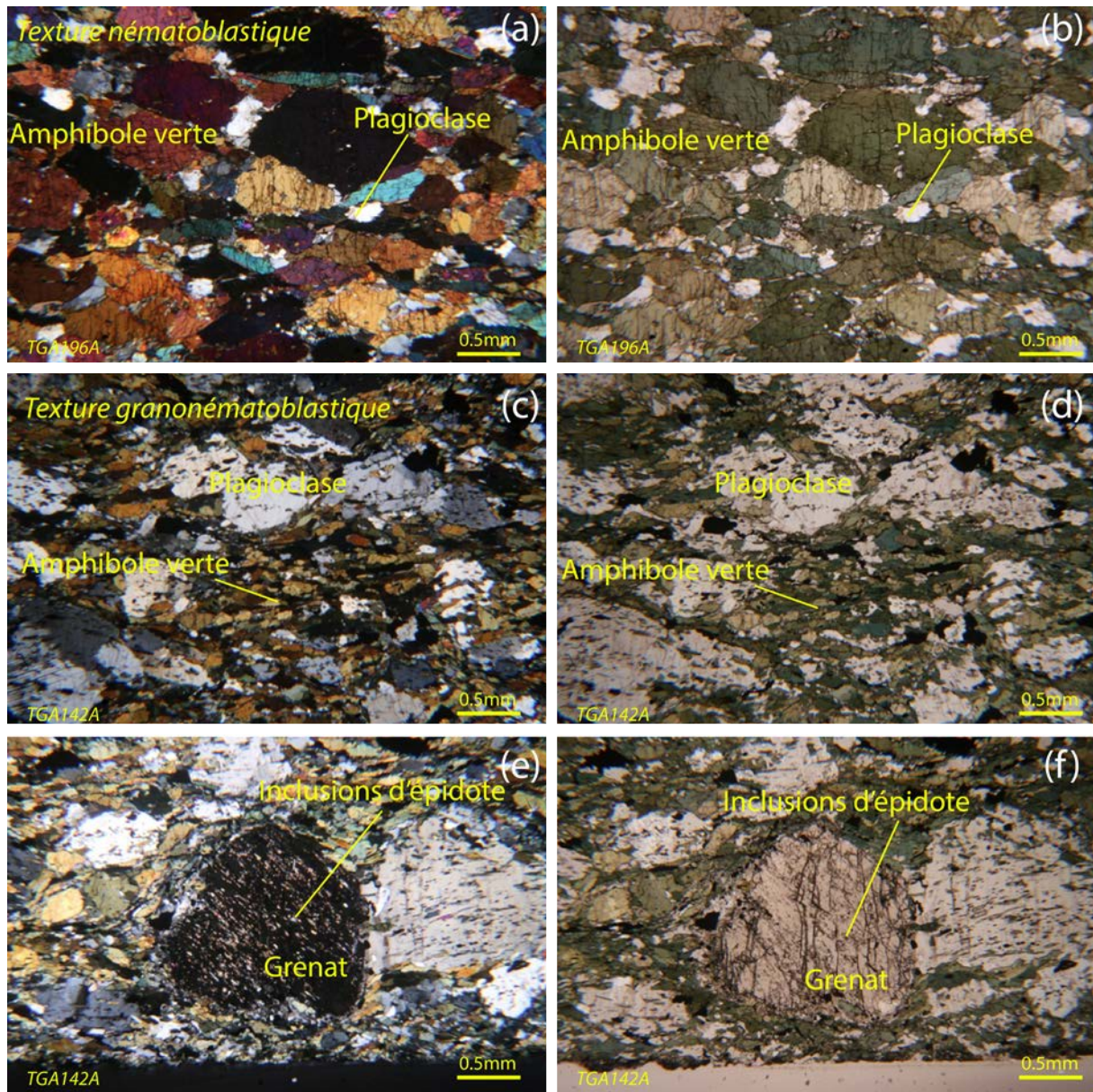


Fig. V-11 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPA, illustrant les deux types de texture identifiés dans les amphibolites de l'Unité des Folies Siffait. (a) et (b) illustrent la texture nématoblastique pour une amphibolite pauvre en plagioclase. (b) et (c) illustrent la texture nématogranoblastique, plus rare, pour une amphibolite plus riche en plagioclase.

Dans la carrière située au sud-est de l'unité, des amphibolites fines très différentes de celles décrites précédemment ont été observées et échantillonnées. Elles se distinguent principalement par des minéraux plus finement cristallisés, en relation avec une déformation plus intense (Fig. V-12). Les amphibolites sont effet mylonitiques (Fig. V-12 (a) et (b)) et peuvent localement renfermer des lits plus plagioclasiques dont la texture est protomylonitique (Fig. V-12 (c) et (d)). D'un point de vue minéralogique, ces amphibolites sont constituées d'amphiboles (50-80%) vert bouteille à incolores (Fig. V-13), de plagioclase (10-40%) en petits rubans finement cristallisés (Fig. V 12) et d'épidote (< 15%) (Fig. V-13). Dans les lits mylonitiques, les amphiboles sont aciculaires, disposées à plat dans la foliation et orientées. Les plagioclases sont très finement cristallisés et les grenats apparaissent sous forme de reliques corrodées par la cristallisation d'épidote en petits grains (Fig. V-13 (a) et (b)). Dans les lits protomylonitiques, l'amphibole apparaît sous forme de porphyroclastes moulés dans une trame de plagioclases très finement recristallisés et saussuritisés (Fig. V-13 (c) et (d)).

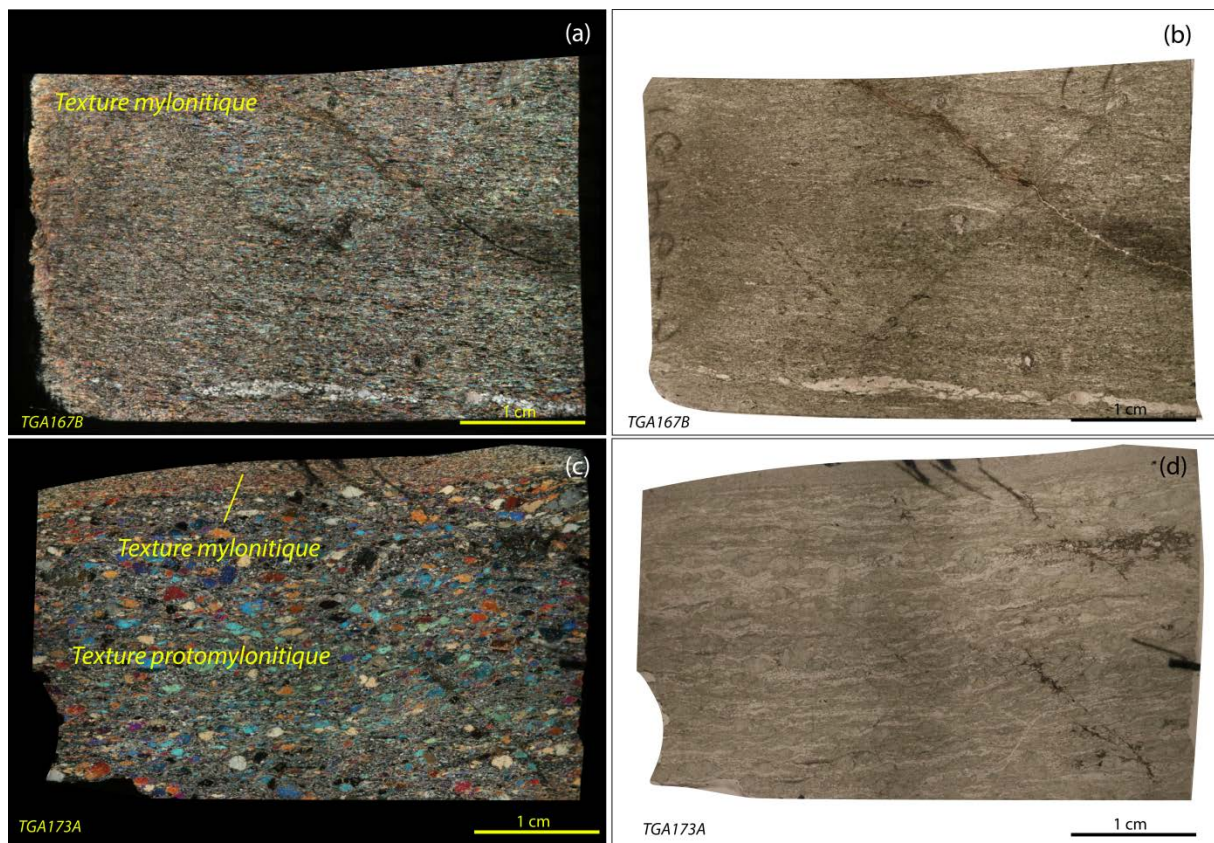


Fig. V-12 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant les textures des amphibolites échantillonnées dans la carrière située au Sud-Est de la Formation de la vallée de la Sèvre. (a) et (b) illustrent la texture mylonitique. (c) et (d) illustrent la texture protomylonitique caractérisée par de nombreux porphyroclastes d'amphibole dispersés dans une matrice à plagioclase très finement recristallisés.

Plusieurs structures microtectoniques caractérisent la déformation associée à cette mylonitisation. Dans les niveaux mylonitiques, les reliques de grenat moulées par la foliation présentent souvent une forme sigmoïdale compatible avec un cisaillement dextre (Fig. V-13 (a) et (b)). Dans les niveaux protomylonitiques, le même mouvement dextre a été identifié. Il est matérialisé par des porphyroclastes d'amphibole en poisson et par des structures S-C' (Fig. V-13 (c) et (d)). La présence de telles roches myloniques, localisées sur la bordure nord de la Formation de la vallée de la Sèvre, est à mettre en relation avec la nature tectonique du contact séparant cette formation de l'Unité de Mauve. Par ailleurs, la déformation dextre observée suggère que le métamorphisme M2 est contemporain du fonctionnement dextre du Cisaillement sud-armoricain, ce qui contraste fortement avec les déformations identifiées jusqu'alors dans les amphibolites du Complexe de Champtoceaux (Lagarde, 1978 ; cette étude).

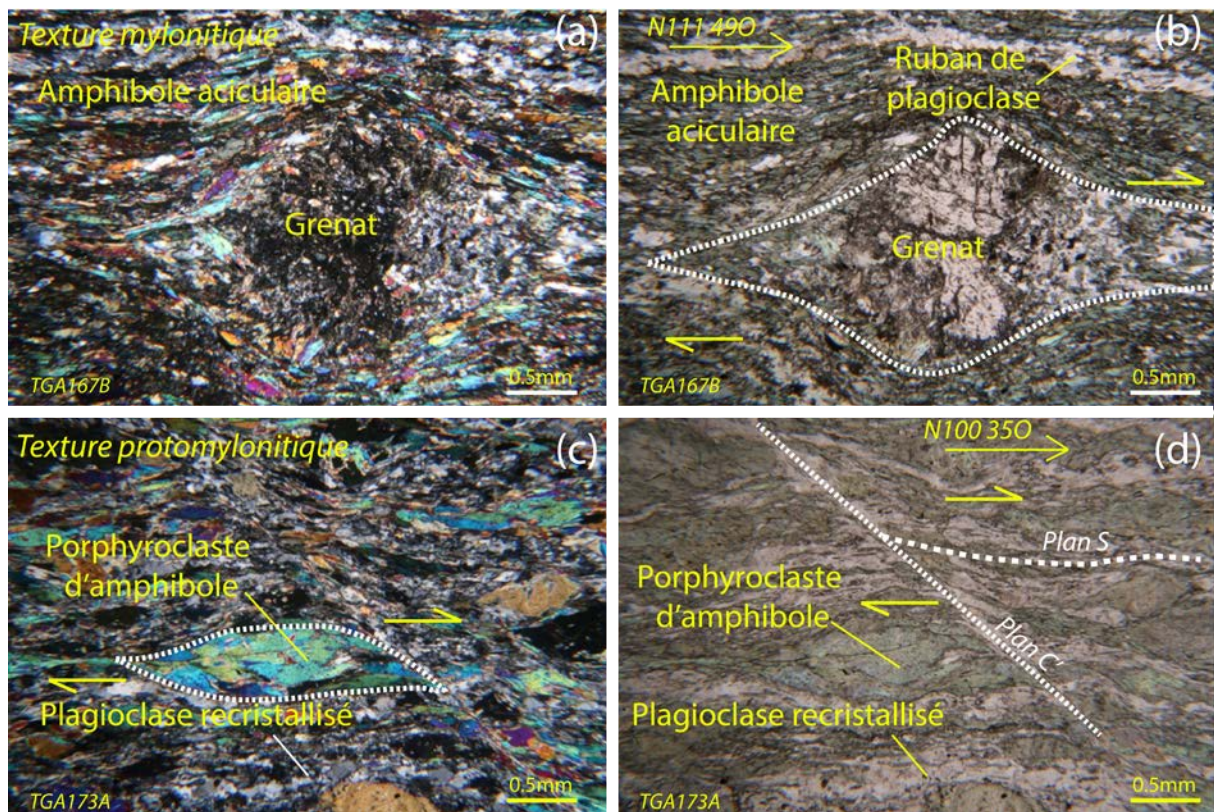


Fig. V-13 : microphotographies, à gauche en LPA et à droite en LPNA, illustrant les textures et l'habitus des différents minéraux des amphibolites mylonitiques de la Formation de la vallée de la Sèvre. (a) et (b) illustrent la texture mylonitique moulant une relique de grenat corrodé de petits grains d'épidote. (c) et (d) illustre la texture protomylonitique dans laquelle sont préservés, au sein d'une trame de plagioclases très finement cristallisés, des porphyroclastes d'amphibole. Le lecteur remarquera que les porphyroclastes passent progressivement d'un habitus prismatique à un habitus aciculaire. Le plan de foliation pour les photos (a) et (b) est N115 68S et pour les photos (c) et (d) N116 68S. Les critères microtectoniques de déformation (b) et (d) sont compatibles avec un cisaillement dextre.

c Les amphibolites de la Formation de Peumerit

Les amphibolites de la Formation de Peumerit possèdent une texture nématoblastique (Fig. V-14 (a) et (b)) très comparable aux textures identifiées dans les métagabbros de la Formation de Drain. Localement, il est possible de reconnaître une texture grenue héritée (Fig. V-15 (c) et (d)). La paragenèse observée est caractéristique d'un métamorphisme (M1) dans les conditions du faciès amphibolite et caractérisée par la présence d'amphibole vert brun (75-90%), de plagioclase (10-20%) et d'ilménite presque toujours associée à une auréole de sphène (7-8%). La rétro-morphose est peu développée dans ces amphibolites et se traduit par la saussuritisation des plagioclases et par la déstabilisation des ilménites en sphène. L'absence d'amphibole incolore suggère que, à l'instar des amphibolites fines de la Formation de Drain, la rétro-morphose reste localisée dans le champ du faciès amphibolite ou schiste vert supérieur.

Des faciès très fins (Fig. V-14 (c) et (d)) ont également été caractérisés. Ils ont la particularité de montrer de nombreux « ocelles » inframillimétriques correspondant à d'anciens grenats pseudomorphosés en épidote de type pistachite. Le caractère automorphe de ces grenats est parfois reconnaissable (Fig. V-15 (c) et (d)) et leur présence indique que le métamorphisme ait pu être localement plus intense et atteindre les conditions du faciès amphibolite à grenat.

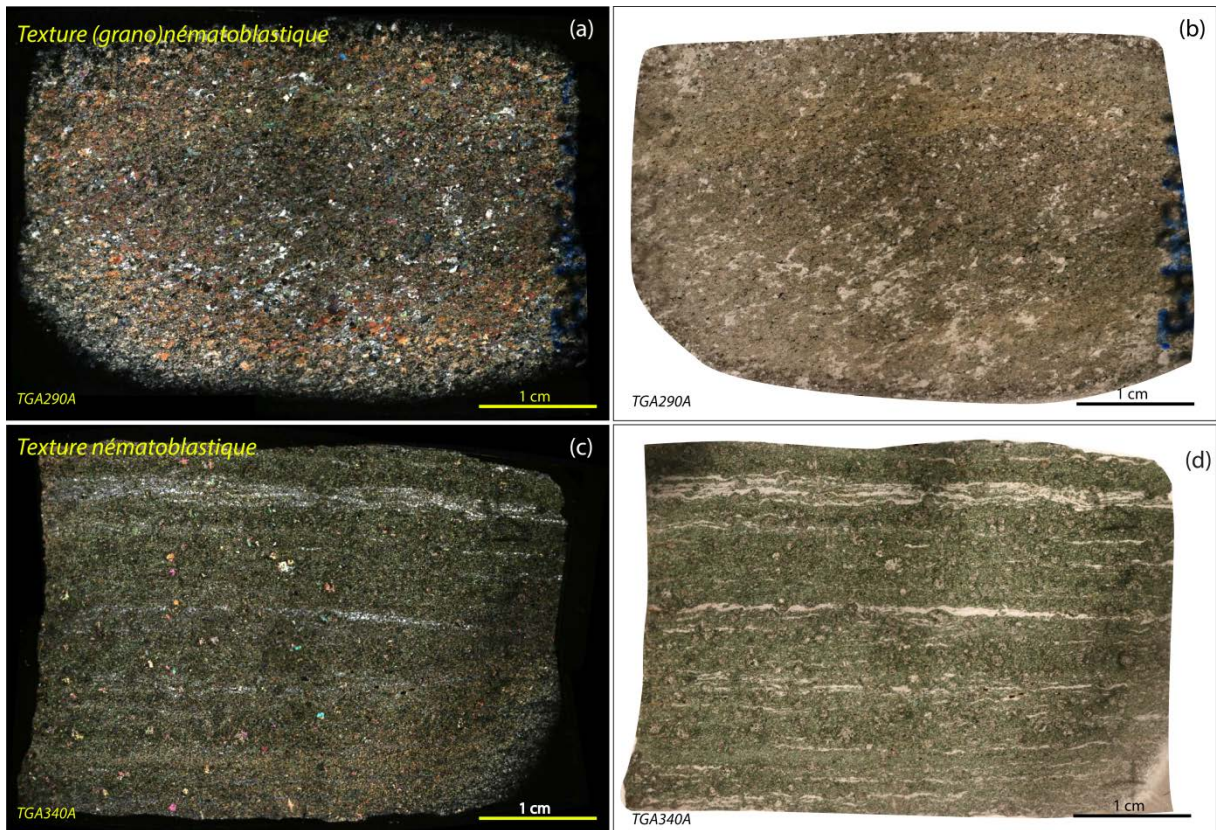


Fig. V-14 : microphotographie, à gauche en LPNA et à droite en LPA, illustrant la texture nématoblastique des amphibolites fines de la Formation de Peumerit. (a) et (b) illustrent une texture nématoblastique et localement granonématoblastique. (c) et (d) illustrent une texture fine montrant des pseudomorphoses de grenat.

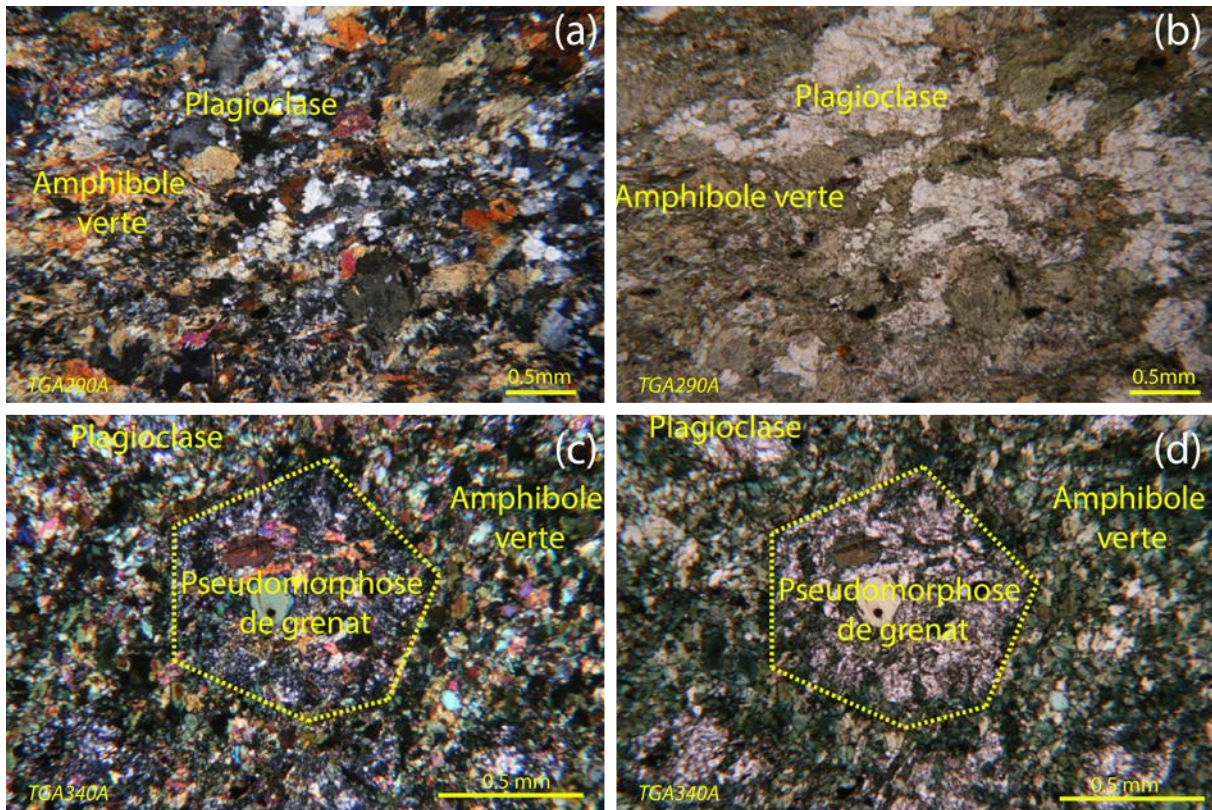


Fig. V-15 : microphotographies, à gauche en LPNA et à droite en LPA, illustrant les différentes textures des amphibolites de la Formation de Peumerit.

V.2.3 Chimie minérale

a Les amphiboles

En accord avec les recommandations de l'IMA (Hawthorne *et al.* 2012), toutes les amphiboles analysées appartiennent au sous-groupe des amphiboles calciques. Trois espèces ont été reconnues : des hastingsites, des pargasites et des hornblendes ; ces dernières représentant environ 80 % des amphiboles analysées.

Les amphiboles des métagabbros, rétro-morphosés ou non, de la Formation de Drain sont principalement des magnésio-hornblendes avec des teneurs constantes en CaO (11,6-12,6 %). Les analyses (cf annexe V, Tab. V-31) montrent que les amphiboles des métagabbros rétro-morphosés sont plus siliceuses ($47,9 < \text{SiO}_2 < 48,8$ %) que celles des métagabbros ($46,2 < \text{SiO}_2 < 48$ %). Par corolaire, les teneurs en aluminium sont plus élevées dans les amphiboles des métagabbros ($8,5 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 10,0$ % contre $7,7 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 8,3$ %). Les teneurs en FeO et MgO sont corrélées entre elles ($9,6 < \text{FeO} < 10,2$ % et $14,2 < \text{MgO} < 14,6$ % pour les métagabbros rétro-morphosés contre $12,7 < \text{FeO} < 13,9$ % et $11,9 < \text{MgO} < 12,3$ % pour les

métagabbros non rétro-morphosés). Par ailleurs, les teneurs en sodium sont plus faibles pour les amphiboles des métagabbros rétro-morphosés ($1,0 < \text{Na}_2\text{O} < 1,4\%$ contre $0,8 < \text{Na}_2\text{O} < 1\%$). Enfin, on notera aussi que les teneurs en titane apparaissent relativement élevées dans l'ensemble des amphiboles analysées dans ces métagabbros ; elles semblent néanmoins plus fortes dans les métagabbros rétro-morphosés ($1,3 < \text{TiO}_2 < 1,7\%$) ce qui pourrait être en relation avec la déstabilisation du sphène lors de la rétro-morphose.

En plus de ces magnésio-hornblendes, les analyses montrent la présence de pargasite dans certains échantillons. Ces pargasites se différencient des magnésio-hornblendes par des teneurs plus faibles en SiO_2 ($44,00 < \text{SiO}_2 < 44,7\%$) et plus fortes en Al_2O_3 ($11,0 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 13,00\%$). De plus, elles ont des teneurs plus faibles en TiO_2 ($< 0,60\%$), ce qui suggère que la rétro-morphose est aussi caractérisée par une augmentation de la teneur en Ti des amphiboles. Enfin, elles présentent des teneurs plus fortes en Na_2O ($1,95 < \text{Na}_2\text{O} < 2,15\%$).

Les amphiboles des amphibolites fines de la Formation de Drain sont principalement des magnésio-ferri-hornblendes. Ces dernières se différencient par des teneurs plus élevées en Fe_2O_3 ($4,2 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 4,7\%$). Hormis cela, elles présentent des compositions très similaires à celles analysées dans les métagabbros (cf annexe V, Tab. V-32).

Reportées dans un diagramme ternaire $\text{XSi(T)}-\text{XAl}^{\text{IV}}(\text{T})-\text{XNa(A)}$ (Fig. V-16), les points représentatifs de ces analyses soulignent un trend allant des termes aluminosodiques (pargasites) vers les termes siliceux (magnésio-hornblende), en relation avec la rétro-morphose enregistrée par les amphibolites *s.l.* de la Formation de Drain.

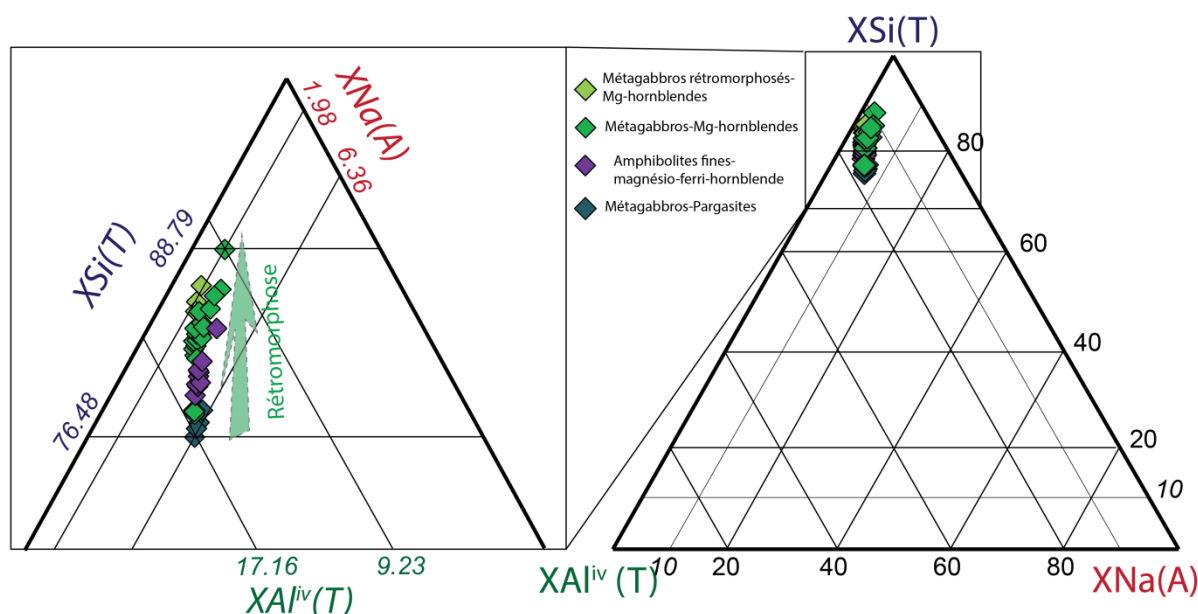


Fig. V-16 : diagramme ternaire $X_{Si}(T)$ - $X_{Al^{iv}}(T)$ - $X_{Na}(A)$ avec : $X_{Si}(T) = Si(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $X_{Al^{iv}}(T) = Al^{iv}(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $X_{Na}(A) = Na(A)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$ pour les amphiboles des métagabbros et métagabbros rétro-morphosés de la Formation de Drain. La flèche verte souligne les variations de composition associées à la rétro-morphose, depuis des amphiboles pargasitiques vers des magnésio-hornblendes très siliceuses.

Les mêmes espèces d'amphiboles ont été reconnues dans les amphibolites de l'Unité de Folies Siffait (cf annexe V, Tab. V-33). Dans les amphibolites granonématoblastiques et nématoblastiques, elles présentent des compositions similaires à celles des amphiboles de la Formation de Drain ($41,7 < SiO_2 < 49,2$ % ; $8,0 < Al_2O_3 < 13,9$ % ; $6,7 < FeO < 16,7$ % ; $8,7 < MgO < 16,4$ % ; $0,95 < Na_2O < 2,4$ % et $0,25 < TiO_2 < 0,77$ %). De la même manière, les termes les plus siliceux pourraient représenter des amphiboles secondaires associées à la rétro-morphose (Fig. V-17). Les amphiboles identifiées dans les faciès mylonitiques de la Formation des Folies Siffait correspondent aussi à des magnésio-hornblendes (cf annexe V, Tab. V-34). Néanmoins, les analyses montrent qu'elles sont plus alumineuses ($9,4 < Al_2O_3 < 15,1$ %), ce qui pourrait suggérer qu'elles se sont équilibrées au cours d'un métamorphisme (M2) prograde (Fig. V-17). Cet épisode serait alors contemporain du fonctionnement dextre du cisaillement sud-armoricain.

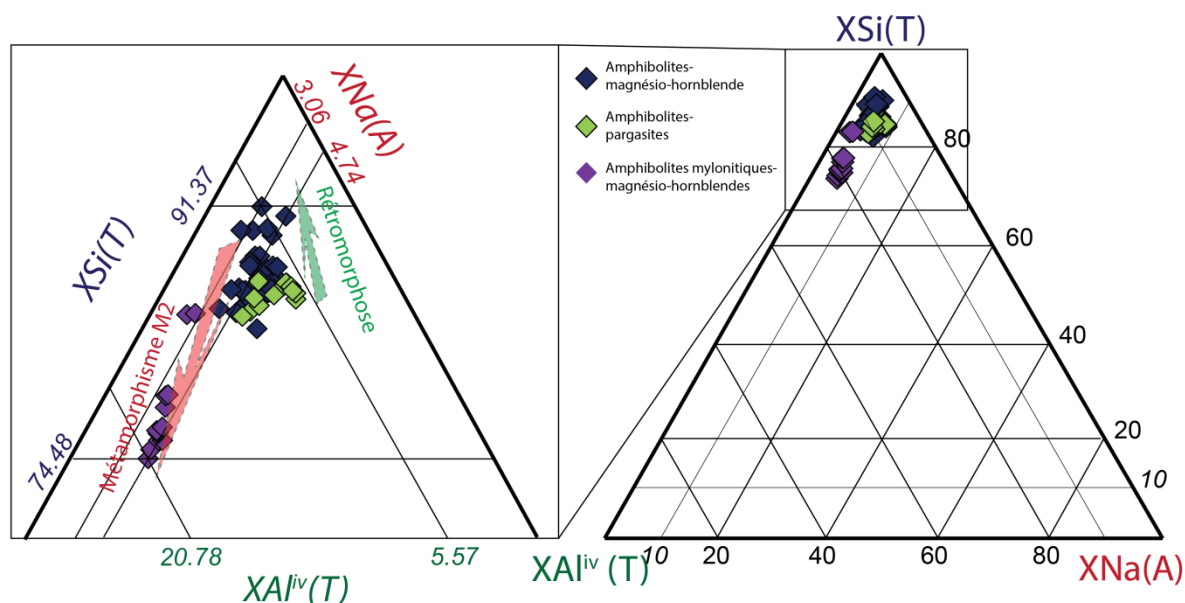


Fig. V-17 : diagramme ternaire $XSi(T)$ - $XAl^{iv}(T)$ - $XNa(A)$ avec : $XSi(T) = Si(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $XAl^{iv}(T) = Al^{iv}(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $XNa(A) = Na(A)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$ pour les amphiboles des amphibolites à textures nématoblastique, granonématoblastique et mylonitique s.l. de l'Unité des Folies Siffait. Les magnésio-hornblendes les plus siliceuses pourraient représenter un métamorphisme rétrograde contemporain de la déformation sénestre du complexe de Champtoceaux alors que les magnésio-hornblendes plus alumineuses des amphibolites mylonitiques pourraient représenter un métamorphisme M2 en relation avec la déformation associée au fonctionnement du Cisaillement sud-armoricain.

Les amphiboles analysées dans les amphibolites de la Formation de Peumerit ont des compositions similaires à celles des différentes roches étudiées dans le Complexe de Champtoceaux (cf annexe V, Tab. V-35). Il s'agit aussi d'amphiboles calciques correspondant à des magnésio-hornblendes et à des hastingsites, ces deux espèces se différenciant principalement par leurs teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 , respectivement plus faibles pour SiO_2 ($40,2 < SiO_2 < 43,8\%$ dans les hastingsites contre $44,00 < SiO_2 < 50,1\%$ dans les magnésio-hornblendes) et plus forte pour Al_2O_3 ($10,2 < Al_2O_3 < 12,2\%$ pour les hastingsites contre $4,4 < Al_2O_3 < 10,4\%$ pour les magnésio-hornblendes). De même que toutes les amphiboles analysées dans ce type de roche dans le complexe de Champtoceaux, les teneurs en Na_2O présentent une variation similaire à celle d' Al_2O_3 . Reportées dans un diagramme $XSi(T)$ - $XAl^{iv}(T)$ - $XNa(A)$ (Fig. V-18), les points représentatifs de ces analyses soulignent la même tendance que celle observée pour les amphiboles des amphibolites du Complexe de Champtoceaux, en relation avec le caractère plus ou moins important de la rétro-morphose.

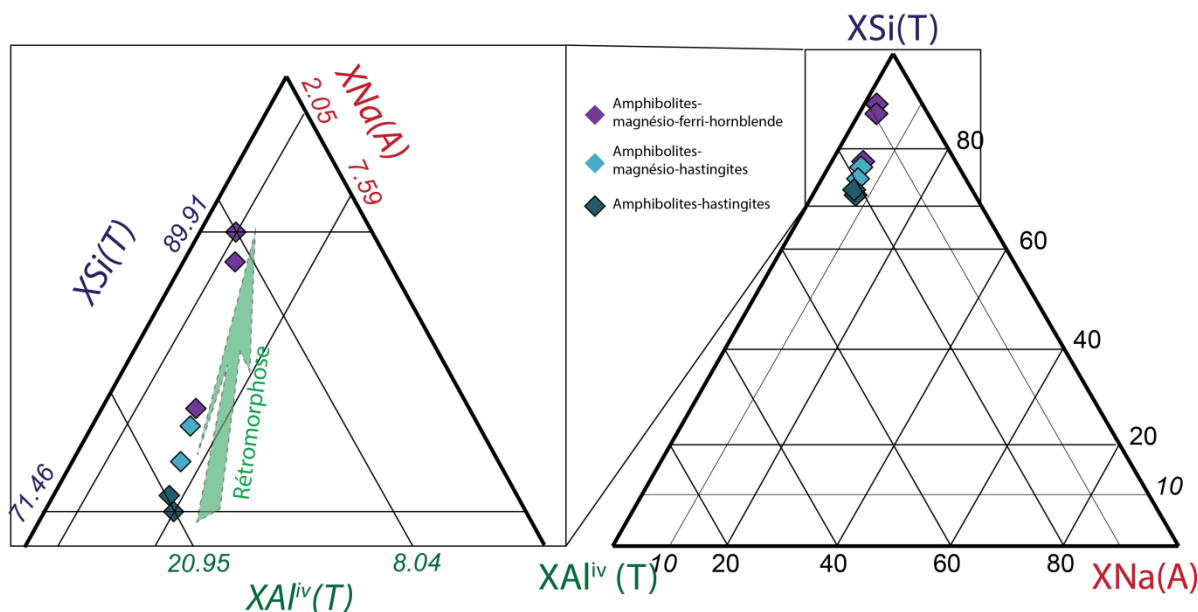


Fig. V-18 : diagramme ternaire $X_{Si}(T)$ - $X_{Al^{iv}}(T)$ - $X_{Na}(A)$ avec : $X_{Si}(T) = Si(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $X_{Al^{iv}}(T) = Al^{iv}(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $X_{Na}(A) = Na(A)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$ pour les amphiboles des amphibolites de la Formation de Peumerit.

b Les plagioclases

Dans les amphibolites s.l. de la Formation de Drain, les analyses (cf annexe V, Tab. V-36) montrent la présence de deux types de plagioclases. Dans les métagabbros, les analyses faites à partir des plagioclases recristallisés correspondent toujours à de l'albite ($X_{An} < 7,6\%$). Une analyse sur un porphyroclaste correspond à une composition d'oligoclase ($X_{An} = 29,8\%$) qui pourrait correspondre à un plagioclase relique du métamorphisme M1. Dans les amphibolites finement foliées, les analyses (cf annexe V, Tab. V-37) montrent que les plagioclases sont des oligoclases ($13,6 < X_{An} < 17,2 \%$). Cette composition, plus sodique par rapport à celle des porphyroclastes des métagabbros, pourrait confirmer que la déformation des amphibolites de la Formation de Drain est synchrone de la rétro-morphose.

Contrairement aux plagioclases analysés dans les amphibolites s.l. de la Formation de Drain, les analyses (cf. annexe V, Tab. V-38) montrent que les plagioclases des amphibolites de l'Unité des Folies Siffait sont rarement albitiques. Seules trois analyses ont fourni de tels résultats ($4,7 < X_{An} < 9,35 \%$). Les plagioclases sont principalement des oligoclases ($11,2 < X_{An} < 29,5 \%$) et des andésines ($30,6 < X_{An} < 49,2 \%$). Deux analyses ont aussi montré la présence de labradorite, néanmoins proches de la limite andésine-labradorite ($50,7 < X_{An} < 52,7 \%$). Dans les amphibolites mylonitiques de la Formation de la Vallée de la Sèvre, les analyses (cf. annexe V, Tab. V-39) montrent des compositions de plagioclases similaires à

celles décrites dans les amphibolites fines, ces compositions s'étalant depuis des oligoclases jusqu'à des andésines ($24,2 < X_{An} < 37,9$ %).

Dans les amphibolites de la Formation de Peumerit, les plagioclases correspondent principalement à des oligoclases ($24,7 < X_{An} < 25,4$ %) (cf annexe V, Tab. V-40) et à des albites, mais les analyses disponibles sont peu nombreuses.

c Le grenat

Un grenat a été analysé dans un échantillon de la Formation des Folies Siffait (TGA142A). Il est légèrement zoné et présente une composition d'almandin (52,8%), de grossulaire (25,4%), de spessartine (19,4%) et de pyrope (2,4%) au cœur et une composition d'almandin (54,1%), de grossulaire (25,6%), de spessartine (18,3%) et de pyrope (1,9%) à la périphérie.

d Les épidotes

Comme suggéré par les observations au microscope, deux types d'épidotes se distinguent par leurs analyses (cf annexe V, Tab. V-41). Dans les métagabbros et les amphibolites de la Formation de Drain, ainsi que dans les amphibolites de l'Unité des Folies Siffait, les épidotes sont de type pistachite avec des teneurs en Al_2O_3 et Fe_2O_3 respectivement comprises entre 22,1 et 28,9 % et 6,1 et 14,2 %. Dans les métagabbros rétro-morphosés, les teneurs en Al_2O_3 sont plus fortes ($26,4 < Al_2O_3 < 33,2$ %) et celles en Fe_2O_3 sont plus faibles ($Fe_2O_3 < 8,1$ %).

V.2.4 Conditions du métamorphisme

Contrairement aux amphibolites prasinitiques, il n'est pas possible d'utiliser la feuille de calcul Excel de Hora *et al.* (2013) dans le cadre des amphibolites *s.l.*, car les pressions estimées sont toujours très faibles, de l'ordre de 2 kbar, ce qui n'est pas cohérent avec la présence d'amphiboles de types pargasite ou magnésio-hornblende pour lesquelles les teneurs en Al_2O_3 suggèrent des pressions et des températures de cristallisation plus élevées. Pour estimer les conditions de pression et température du métamorphisme, nous avons utilisé des assemblages à hornblende + plagioclase considérés comme chimiquement à l'équilibre. Le calcul de la température pour chacun de ces assemblages a été réalisé en utilisant l'équation du thermomètre B de Holland and Blundy (1994) dans laquelle la pression a été remplacée par

l'équation du baromètre de Molina *et al.*, 2015, ce qui permet de calculer la température en s'affranchissant de la pression. L'équation obtenue est la suivante :

$$T = 274 * \frac{-B + C + D - E - F}{(G - 274A)}$$

Avec :

$$A = 0.0721 - 0.0083144 * \frac{\ln(27 * X_{Na}^{M4} * X_{Si}^{T1} * X_{an}^{Plag})}{64 * X_{Ca}^{M4} * X_{Al}^{T1} * X_{ab}^{Plag}}$$

$$B = 81.44$$

$$C = 33.66 * X_{Na}^{M4}$$

$$D = 66.8 * X_{Al}^{M2}$$

$$E = 78.5 * X_{Al}^{T1} + 9.4 * X_{Na}^A$$

$$F = \frac{X_{Al}^{M2} * (68260.8 * X_{Al}^{T1} + 22189.1 X_{ab}^{Plag} - 33001.8)}{274}$$

$$G = X_{Al}^{M2} * 24.278 \ln D_{\frac{Al}{Si}}^{\frac{Plag}{Amph}} - X_{Al}^{M2} * 25.404$$

Pour calculer la pression compatible avec l'équilibre chimique de chacun des couples hornblende-plagioclase, nous avons utilisé le baromètre de Molina *et al.*, 2015 dans lequel nous avons intégré la température calculée précédemment.

Pour les métagabbros et les amphibolites fines de la Formation de Drain, deux échantillons (TGA155B et TGA160A), dans lesquels les plagioclases sont assez calciques et non saussuritisés pour utiliser ces équations, ont été sélectionnés. Les pressions et températures calculées sont de l'ordre de 550-600°C et 4,5-5,5 kbar (Tab. V-1). Dans les métagabbros rétro-morphosés, ces équations ont été utilisées pour l'échantillon TGA146A. Il s'agit d'un faciès déformé dans lequel l'amphibole, le plagioclase et la clinozoïsite sont complètement recristallisés et considérés comme en équilibre chimique. Les résultats montrent que la pression est comparable à celles calculées pour les amphibolites et les métagabbros, autour de 5,5 kbar, mais que la température est beaucoup plus basse, autour de 370°C (Tab. V-1). Ceci confirme les interprétations pétrographiques et montre que les métagabbros de la Formation de Drain sont rétro-morphosés dans les conditions du faciès schiste vert au cours de leur déformation.

Pour les amphibolites des Folies Siffait, ces équations ont été utilisées à partir de l'association hornblende-plagioclase de l'échantillon TGA154A. Les résultats obtenus indiquent que cet assemblage a pu cristalliser à des températures de l'ordre de 500-600 °C, pour une pression d'environ 5,5 kbar (Tab. V-1). Ces températures sont cohérentes avec celles disponibles dans la littérature (Pitra *et al.* 2010). Néanmoins, les pressions sont plus faibles que celles estimées par ces mêmes auteurs. Par ailleurs, concernant les amphibolites mylonitiques, les résultats montrent que le métamorphisme associé à la déformation pourrait correspondre à des températures de 500°C pour des pressions de 4 à 4,5 kbar (Tab. V-1).

Enfin, pour les amphibolites de la Formation de Peumerit, les résultats obtenus montrent que ces roches pourraient s'être équilibrées à des températures de 700°C et des pressions de 6-6,5 kbar (Tab. V-1), ce qui est cohérent avec les résultats disponibles dans la littérature (Schulz *et al.* 2002).

Tab. V-1 : tableau récapitulatif des valeurs de paramètres utilisés pour calculer les conditions de pression et de température des couples amphiboles plagioclases.

		Métagabbro (Formation de Drain)	Amphibolite fine (Formation de Drain)	Métagabbro rétromorphosé (Formation de Drain)	Amphibolite (Formation des Folies Siffait)	Amphibolite Folies Siffait (Formation des Folies Siffait)	Amphibolite mylonitique Formation de la vallée de la Sèvre	Amphibolite (Formation de Peumerit)
Couples Hbl-Analyses Amphiboles		TGA155B-4	TGA160A-8	TGA146A-5	TGA154A-24	TGA154A-3	TGA167A-13	TGA340A-13
Plag	Analyses plagioclases	TGA155B-7	TGA160A-13	TGA146A-6	TGA154A-31	TGA154A-30	TGA167A-14	TGA340A14
Amphibole	X T1 Si	0,760	0,664	0,778	0,557	0,582	0,580	0,541
	X T1 Al	0,240	0,336	0,222	0,443	0,418	0,420	0,459
	X M2 Al	0,221	0,185	0,275	0,285	0,320	0,403	0,178
	X A Na	0,180	0,362	0,194	0,329	0,377	0,283	0,598
	X M4 Na	0,058	0,088	0,094	0,079	0,057	0,100	0,064
	X M4 Ca	0,941	0,884	0,920	0,901	0,944	0,899	0,930
	Xal	0,091	0,118	0,095	0,150	0,152	0,162	0,149
	Xsi	0,463	0,460	0,468	0,400	0,416	0,439	0,393
	Xal/Xsi	0,197	0,257	0,202	0,375	0,365	0,369	0,379
Plagioclases	Xan	0,30	0,16	0,03	0,21	0,22	0,24	1,213971145
	Xab	0,70	0,84	0,96	0,78	0,78	0,75	0,25
	Y ab	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75
	Y ab-an	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	0,00
	Xal	0,26	0,23	0,21	0,24	0,24	0,25	3,00
	Xsi	0,54	0,56	0,60	0,55	0,55	0,54	0,25
		Xal/Xsi	0,47	0,41	0,35	0,43	0,44	0,46
Paramètres de l'équation	DAI/Si-Pla/Amph	2,416522253	1,60355812	1,723489924	1,155234657	1,193126158	1,254572474	0,46
	A	0,099889737	0,10656586	0,11626053	0,108449782	0,110420944	0,104215	0,109339703
	B	81,44	81,44	81,44	81,44	81,44	81,44	81,44
	C	1,952915915	2,960449004	3,142425447	2,665615134	1,904506132	3,347563355	2,157449919
	D	14,79565872	12,37924574	18,36042774	19,02267864	21,37273938	26,94547655	11,88341367
	E	20,5352673	29,81274982	19,25062089	37,87584556	36,33376126	35,61536324	41,62553304
	F	-0,876593309	5,805991501	3,571563045	15,15192203	14,96805213	17,99974629	9,718120071
	G	-0,882159326	-2,583207937	-3,350019481	-6,236647808	-6,756430477	-8,026313027	-3,68182498
Résultats	T(K)	818	877	644	860	810	785	967
	T(°C)	545	604	371	587	537	512	694
	P	5,5	4,6	5,4	5,4	5,4	4,3	6,4

V.2.5 Synthèse

L'étude pétrostructurale réalisée à partir des amphibolites *s.l.* du complexe de Champtoceaux a montré que les principales unités (Formation de Drain, Formation des Folies Siffait) ont été soumises à une déformation sénestre (D1). Ces résultats sont cohérents avec le régime de déformation identifié dans les prasinites de la Formation du Hâvre (cette étude), dans le Complexe de Champtoceaux (Lagarde, 1978) et sur l'ensemble de la Chaîne varisque ouest-européenne (Cartier et Faure 2004; Faure *et al.* 2005, 2008). L'absence d'affleurement de qualité dans les amphibolites de la Formation de Peumerit n'a pas permis de déterminer le régime de la déformation à laquelle cette formation avait été soumise. Cependant, la foliation de ces amphibolites, comparable à celle des prasinites de la Formation de Tréogat (Béchenne *et al.* 1999) pourrait suggérer un régime de déformation similaire entre ces deux unités, c'est-à-dire extensif pour les amphibolites de la Formation de Peumerit.

Dans les amphibolites de la Formation de Drain, l'étude a permis de caractériser un premier métamorphisme (M1) dans les conditions du faciès amphibolite. Les conditions estimées pour ce métamorphisme sont de l'ordre de 550-600°C et de 4,5-5,5 kbar (Fig. V-19). Aucune déformation ne semble associée à ce premier épisode métamorphique et les déformations observées apparaissent toujours synchrones de la rétro-morphose. Les conditions de ce métamorphisme rétrograde (M2) ont été estimées à 370°C et 5.5 kbar.

Dans l'Unité des Folies Siffait, les conditions de température du métamorphisme associé à la déformation sénestre ont été estimées à 500-600°C pour une pression de l'ordre de 5,5 kbar. Ces conditions sont en relation avec le même épisode tectonique que celui qui contrôle le métamorphisme M2 dans la Formation de Drain (déformation sénestre). De ce fait, il apparaît que l'Unité des Folies Siffait a enregistré un métamorphisme de plus haute température au cours du même événement tectonique, ce qui implique que la Formation de Drain et l'Unité des Folies Siffait ont une histoire métamorphique distincte. Par ailleurs, l'une des principales différences entre l'Unité des Folies Siffait et la Formation de Drain est l'absence de grenat dans cette dernière. Ainsi, la présence de grenat relique dans les amphibolites mylonitiques de la Formation de la vallée de la Sèvre est un argument supplémentaire pour associer cette formation à l'unité des Folies Siffait et non à celle de Drain-le Hâvre. D'autre part, à l'inverse des amphibolites de l'unité des Folies Siffait, notre étude a montré un régime de déformation dextre associé à la mylonitisation des amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre. Ce métamorphisme pourrait être compatible avec des

températures et des pressions de l'ordre de 500° et 4-4,5 kbar. L'unité des Folies Siffait aurait donc enregistré deux évènements tectonométamorphiques distincts, le premier au cours d'un régime sénestre et le second au cours d'un régime dextre.

Dans les amphibolites de la Formation de Peumerit, notre étude à montré que les conditions du métamorphisme pourraient être supérieures en température (700°C) et en pression (6-6,5kbar) à toutes les unités du Complexe de Champtoceaux.

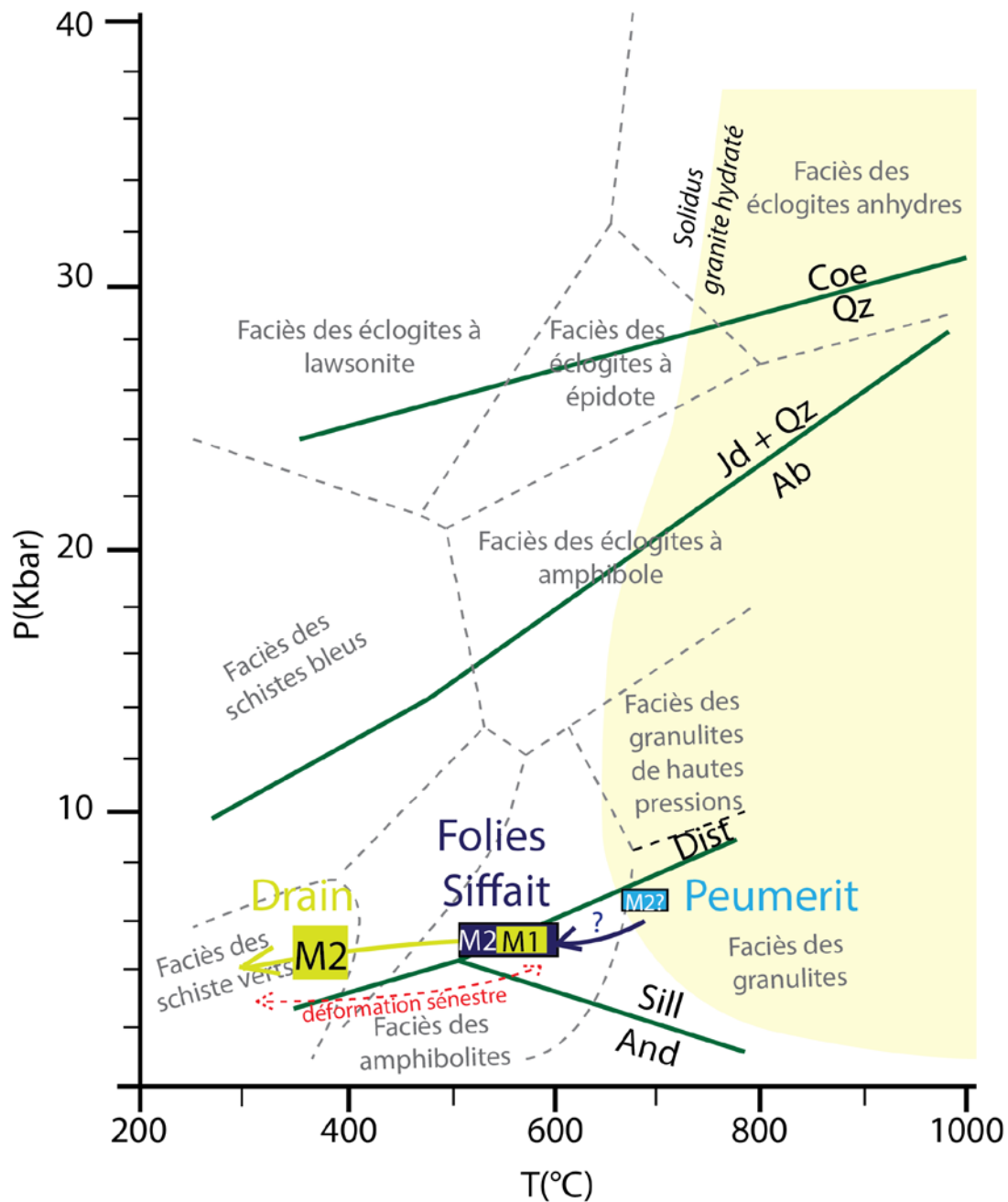


Fig. V-19 : trajet P-T correspondant à l'exhumation des amphibolites des Formations de Drain, des Folies Siffait et de Peumerit. Les amphibolites s.l. de la Formation de Drain enregistrent un premier métamorphisme M1 en contexte statique. Elles sont déformées au cours d'un trajet rétrograde puis équilibrées au cours d'un métamorphisme M2 dans les conditions du faciès schiste vert. Le trajet rétrograde est associé à la déformation sénestre. Les amphibolites de la Formation des Folies Siffait sont équilibrées dans les conditions du faciès amphibolite au cours d'un trajet probablement rétrograde associé à une déformation sénestre. Les amphibolites de la Formation de Peumerit sont équilibrées dans les conditions du haut faciès amphibolite.

Tab. V-2 : tableau récapitulatif des principales caractéristiques pétrologiques et géochimiques des amphibolites s.l. des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne.

Unité	Lithologie	Description macroscopique	Assemblage minéralogique primaire	Paragenèse 1 (P1)	Métamorphisme associé à P1	Assemblage de rétroformation	Rétromorphose
Formation de Drain	Métagabbros/amphibolites plus ou moins rétroformés	Roche plus ou moins foliée	indéterminé	Amphibole brune (?), plagioclase, ... (?)	Syn-déformation (maximum estimé : 4,5 - 5,5 kbar - 550 - 600 °C)	décoloration des amphiboles (hornblende-actinolite), saussuritisation	Syn-déformation (5,5 kbar - 370 °C)
Formation des Folies Siffait	Amphibolites	Roche finement foliée	indéterminé	Amphibole (hornblende), plagioclase, grenat, sphène	Syn-déformation (maximum estimé : 5,5 kbar - 600 °C)		
Formation de Peumerit	Amphibolites/métagabbros	Roche plus ou moins foliée	indéterminé	Amphibole (hornblende), plagioclase, ilménite	Syn-déformation (maximum estimé : 6-6,5 kbar - 700 °C)	Saussuritisation, leucoxène	

VI Étude géochimique des roches mafiques des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne

Cette partie présente les analyses en éléments majeurs et traces pour les différentes unités décrites dans la partie précédente. Nous avons réalisé des analyses sur 8 échantillons de la Formation de Pont de Barel, sur 7 échantillons de l'Unité des Folies Siffait, sur 10 échantillons de la Formation de Drain, sur 3 échantillons appartenant aux amphibolites de la Formation du Hâvre et sur 8 échantillons de la Formation de Tréogat. En complément, nous avons effectué 3 analyses sur les métabasites associées aux serpentinites. Enfin, nous reprenons dans ces études les analyses réalisées par Béchenec *et al.* (1999) et une analyse non publiée Cornen (non publié) pour les amphibolites de la Formation de Peumerit. Les conditions analytiques sont présentées dans le chapitre II. Par ailleurs, si l'on considère les conditions d'affleurement dans la région étudiée, nous n'avons que rarement pu établir de relations structurales entre les différentes roches mafiques étudiées. De ce fait, nous avons fait le choix de traiter l'ensemble des différentes roches sous la forme d'une potentielle association ophiolitique démembrée et nous distinguons rarement les lithologies vues dans la partie précédente.

VI.1 Éléments majeurs

Les analyses en éléments majeurs ne montrent pas de grandes différences entre les unités. On notera cependant qu'elles ont des valeurs en Na₂O relativement importantes, jusqu'à 5% pour toutes les unités sauf pour les métabasites associées aux serpentinites.

Portées dans un diagramme TAS (Total Alkali versus Silica - Fig. VI-1), les analyses montrent que la majorité des roches a une composition chimique de basalte et se situe à la limite entre les lignées tholéitiques et les lignées alcalines. Les amphibolites prasinitiques de Tréogat et du Hâvre ont des compositions globalement plus alcalines que les amphibolites des autres unités qui montrent des compositions plus tholéitiques. Les métabasites associées aux serpentinites semblent avoir des compositions ultramafiques de basalte et de picrobasalte, c'est-à-dire fortement sous-saturée en silice. Par ailleurs, trois analyses tombent dans le champ des andésites et deux analyses de la Formation de Pont de Barel ont des teneurs en SiO₂ inférieures à 40 %. Cependant, ces échantillons correspondent à des amphibolites fortement

carbonatées, ce qui suggère qu'elles ont été métasomatisées et que leurs teneurs ne sont pas représentatives du liquide initial.

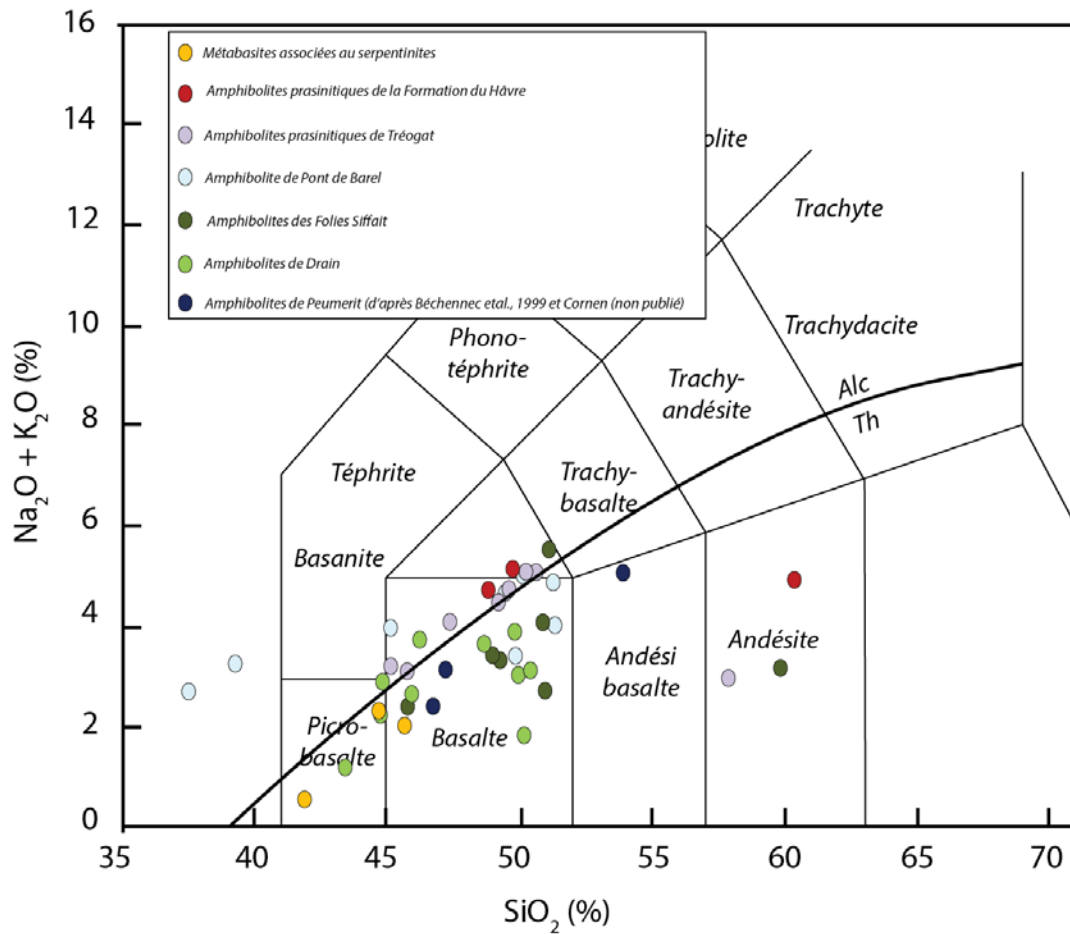


Fig. VI-1 : diagramme TAS (Total Alkali versus Silica) pour les roches basiques des complexes de Champtoceaux et de la baie d'Audierne. D'après Le Bas *et al.* (1986). La ligne continue noire représente la limite entre les séries tholéitiques et les séries alcalines.

La Fig. VI-2 présente quatre diagrammes mettant en comparaison des éléments majeurs des roches mafiques étudiées. Pour chacun des graphiques, on observe que les échantillons s'alignent sur une tendance souvent considérée comme caractéristique de la mise en place d'un plateau océanique (e.g. Dilek, 2003; Furnes *et al.*, 2009). En accord Furnes *et al.* (2009), qui décrivent des tendances similaires dans des ophiolites de suprasubduction, celles que nous décrivons ici pourraient suggérer le même type de contexte, d'autant que tous nos échantillons sauf 1 tombent dans le champ des ophiolites de supra-subduction. Ainsi, les analyses des éléments majeurs montrent que l'ensemble des roches mafiques des complexes de Champtoceaux et de la baie d'Audierne pourraient appartenir à une série tholéitique subalcaline provenant peut-être à une zone de supra-subduction.

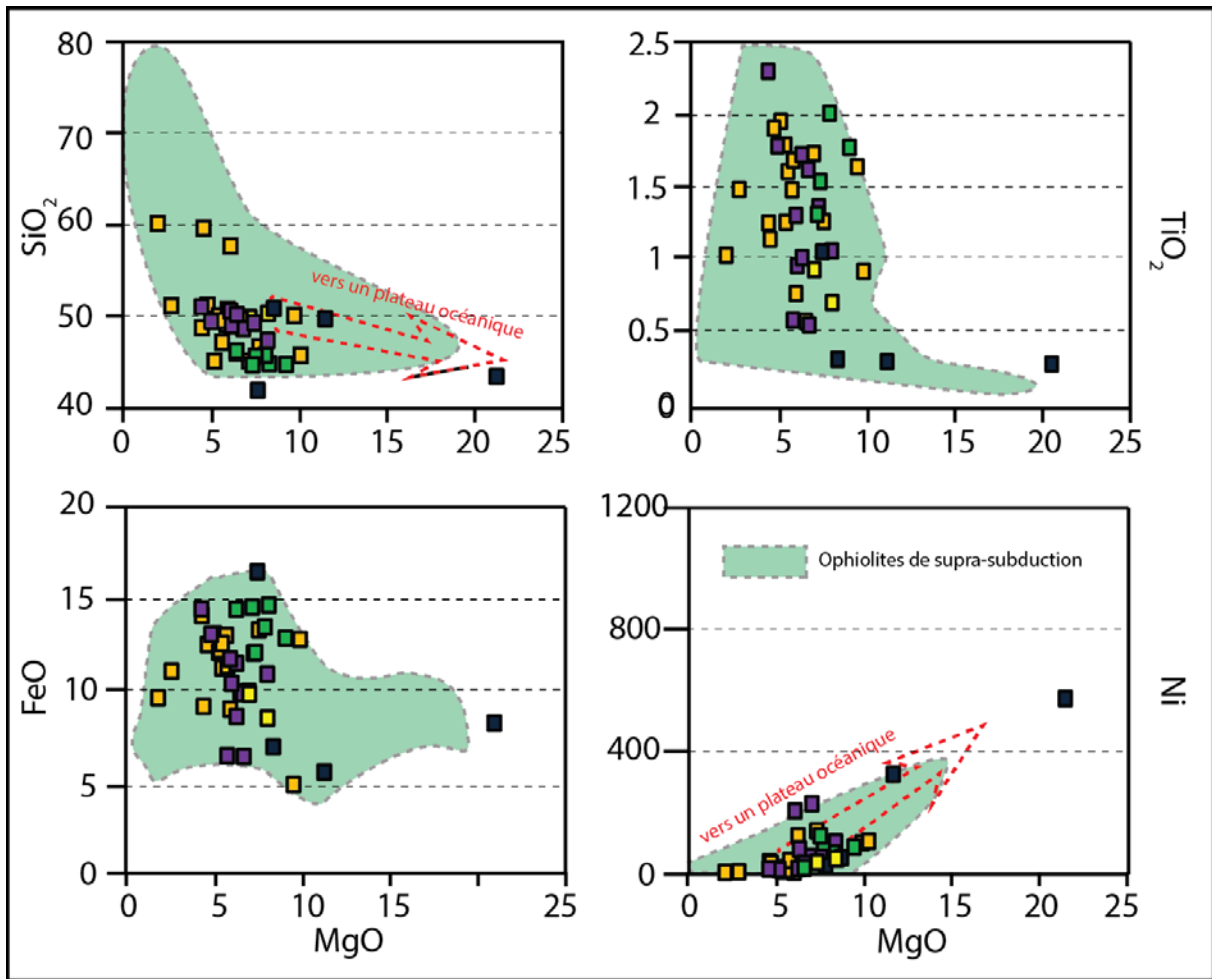


Fig. VI-2 : diagramme SiO₂-FeO-TiO₂-Ni en fonction de MgO pour les roches mafiques des complexes de Champtoceaux et de la baie d'Audierne. Le champ des ophiolites de suprasubduction est tracé à partir des données compilées par Furnes *et al.* (2009). Les groupes correspondent à ceux définis à l'aide des spectres multiélémentaires (voir partie ci-dessous)

VI.2 Éléments traces

VI.2.1 Les amphibolites à épidote et chlorite de la Formation de Pont de Barel et les metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel

Les spectres des terres rares des amphibolites à épidote et chlorite de la Formation de Pont de Barel sont présentés sur la Fig. VI-3. Ces spectres présentent tous des segments en terres rares lourdes relativement plats avec des rapports $(Tb/Lu)_N$ légèrement supérieurs à 1 ($1,16 < (Tb/Lu)_N < 1,34$) et 7 échantillons sur les 8 analysés présentent un appauvrissement en terres rares légères ($0,40 < (La/Sm)_N < 0,70$). Le rapport $(La/Lu)_N$ est généralement très inférieur à 1 ce qui est caractéristique des basaltes de type N-MORB et seul 1 échantillon (TGA056A) présentent un rapport $(La/Lu)_N$ supérieur à 1 caractéristique d'un basalte légèrement plus enrichi. Enfin, tous les spectres à l'exception de ceux des échantillons TGA133B et C présentent une anomalie en europium suggérant un fractionnement par le plagioclase.

Les spectres des terres rares normalisés aux CI-Chondrites des metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel sont présentées sur la Fig. VI-3. Ces spectres sont fortement comparables à ceux des amphibolites à épidotite et chlorite. Sur les deux analyses effectuées (1 analyse pour chacun des affleurements identifiés dans la carrière de Pont de Barel), le premier spectre présente un appauvrissement en terres rares légères ($(La/Sm)_N = 0,41$) et rapport $(Tb/Lu)_N$ proche de 1, ce qui est caractéristique des basaltes de type N-MORB. Le deuxième spectre, avec un rapport $(La/Lu)_N = 0,9$ indiquent un basalte légèrement plus enrichi.

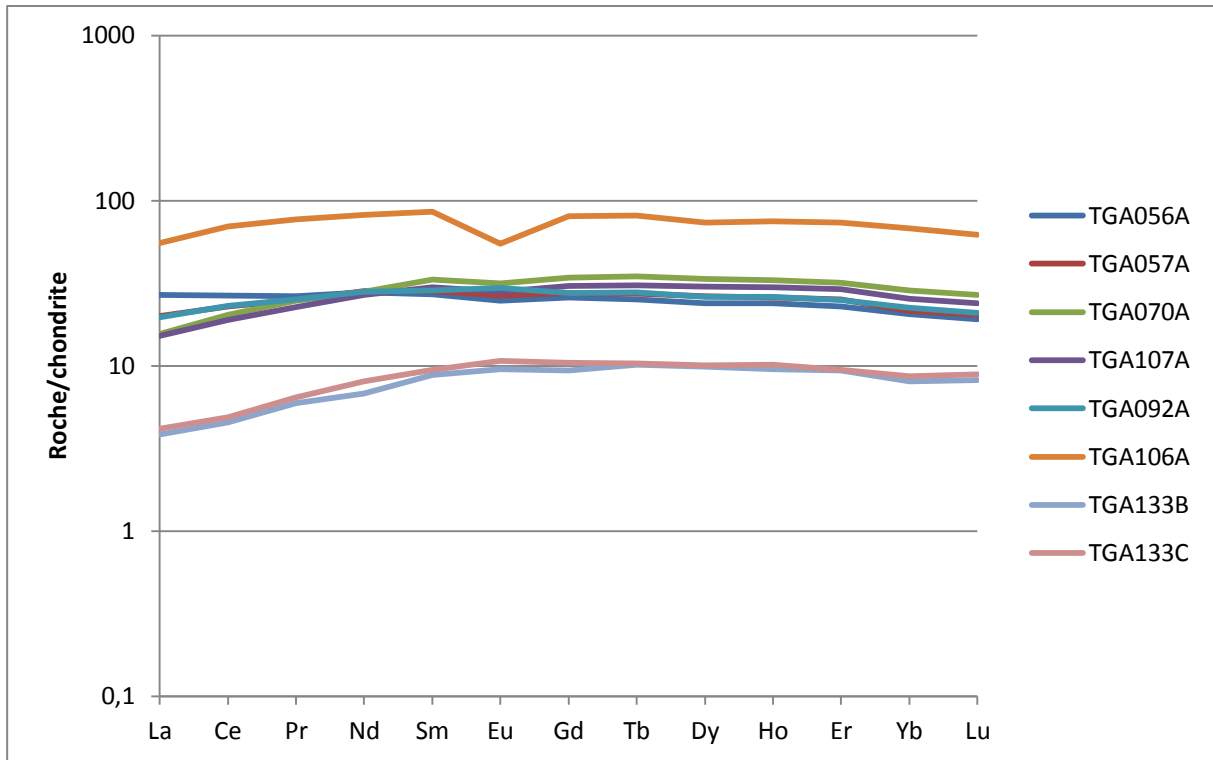


Fig. VI-3 : spectres de terres rares pour les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

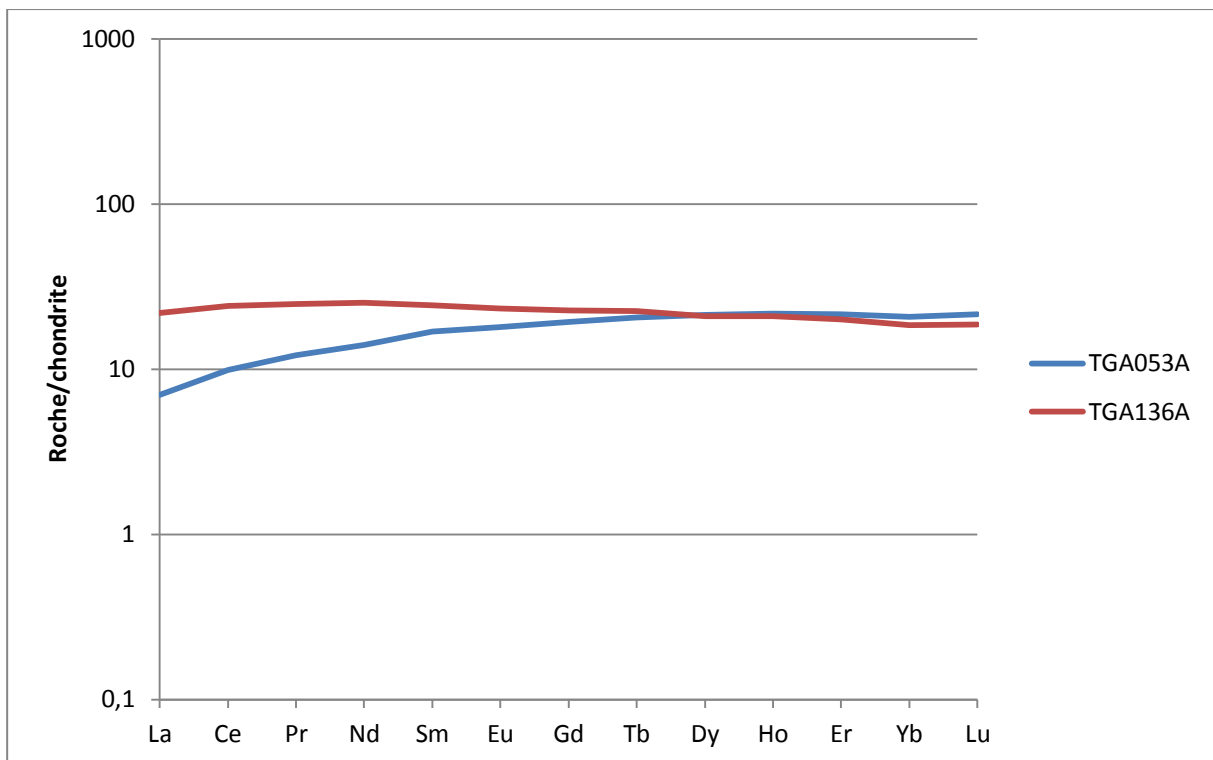


Fig. VI-4 : spectres de terres rares pour les metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel. Normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

La Fig. VI-5 présente les spectres multiélémentaires pour les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Zr et Hf n'ont pas été représentés sur ces diagrammes à cause de problèmes analytiques. Tous les échantillons analysés présentent des anomalies en Nb et Ta caractéristiques des laves des bassins arrière arc. De plus tous les spectres présentent une anomalie en Sr qui semble en phase avec l'anomalie en Eu ce qui suggère que cette anomalie en Sr est aussi à mettre en relation avec un fractionnement par le plagioclase. Enfin, les spectres présentent une forte anomalie positive en U, qui pourrait indiquer une contamination crustale et des rapports $(Th/Ta)_N$ relativement élevés ($0,8 < (Th/Ta)_N < 3,9$) suggérant une contamination par une plaque en subduction.

Les spectres multiélémentaires des metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel sont présentés sur la Fig. VI-6. Comparées aux amphibolites précédemment décrites, ces metabasites se différencient par des anomalies positives en Nb et Ta qui pourraient être en relation avec une source différente de celle des amphibolites. Ces spectres ne montrent pas d'anomalie en U, ce qui conforte l'hypothèse d'une source différente. Par ailleurs, les concentrations en Th apparaissent très faibles et le rapport $(Th/Ta)_N$ ($< 0,2$). Des anomalies positive en Nb et Ta ont été décrite dans les laves des îles volcaniques de Batan et Négros qui sont situées au sud-ouest de la mer de Philippine (Sajona *et al.* 1996, 2000, 2001). Ces auteurs ont mis en évidence un lien étroit entre l'enrichissement en Nb des laves calcoalcalines d'arc et la contamination de leur source mantellique par des liquides de composition adakitique issus de la fusion partielle de la plaque plongeante. Un tel processus pourrait tout à fait expliquer les anomalies positives en Nb et Ta. Dans ce cas, ces anomalies seraient liées à un enrichissement du manteau profond par la fusion de la plaque plongeante. En accord avec les interprétations de Sajona *et al.* (1996, 2000) une telle contamination impliquerait le passage de la plaque plongeante dans les conditions du faciès amphibolite de haut degré à élogite (75-85 km de profondeur), faciès dans lesquels certaines phases minérales seraient susceptibles de fractionner Nb et Ta (amphibole, ilménite, rutile, phlogopite par exemple). La fusion de ces phases induirait alors un métasomatisme du manteau source dont la fusion partielle permettrait la genèse des magmas présentant les spectres ces anomalies positives en Nb et Ta.

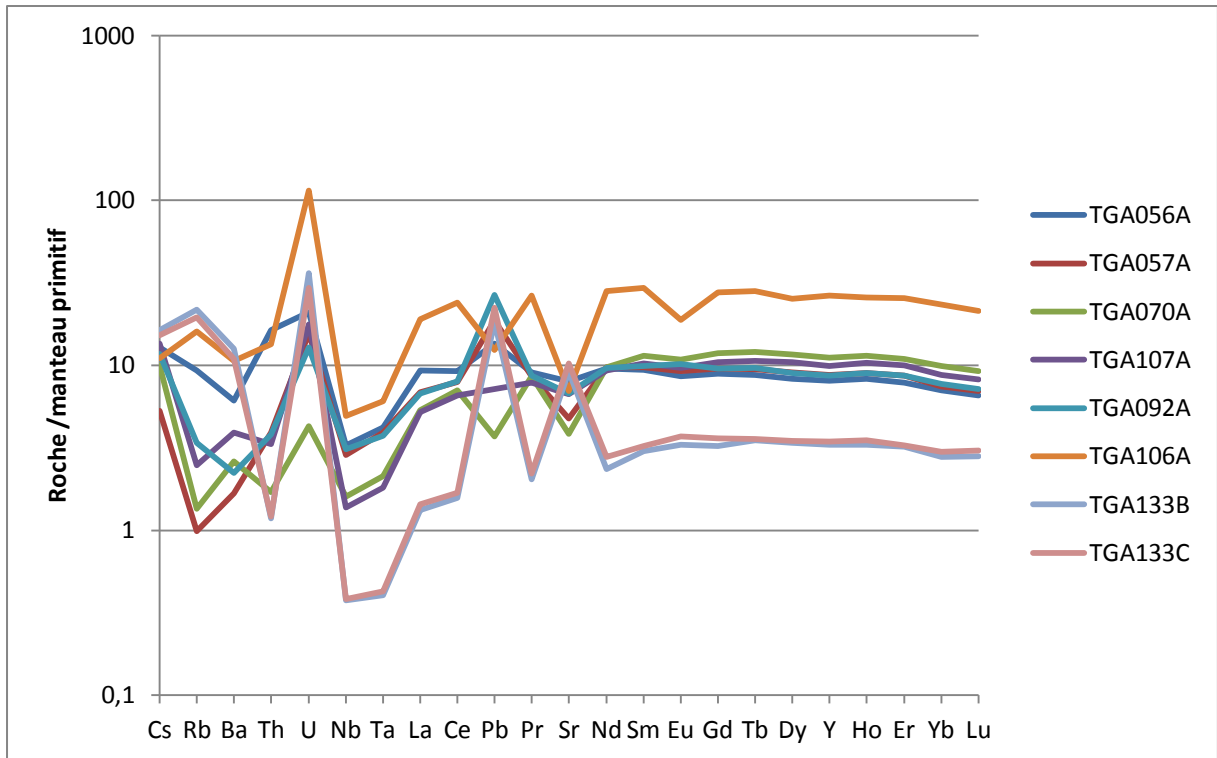


Fig. VI-5 : spectres multiélémentaires pour les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

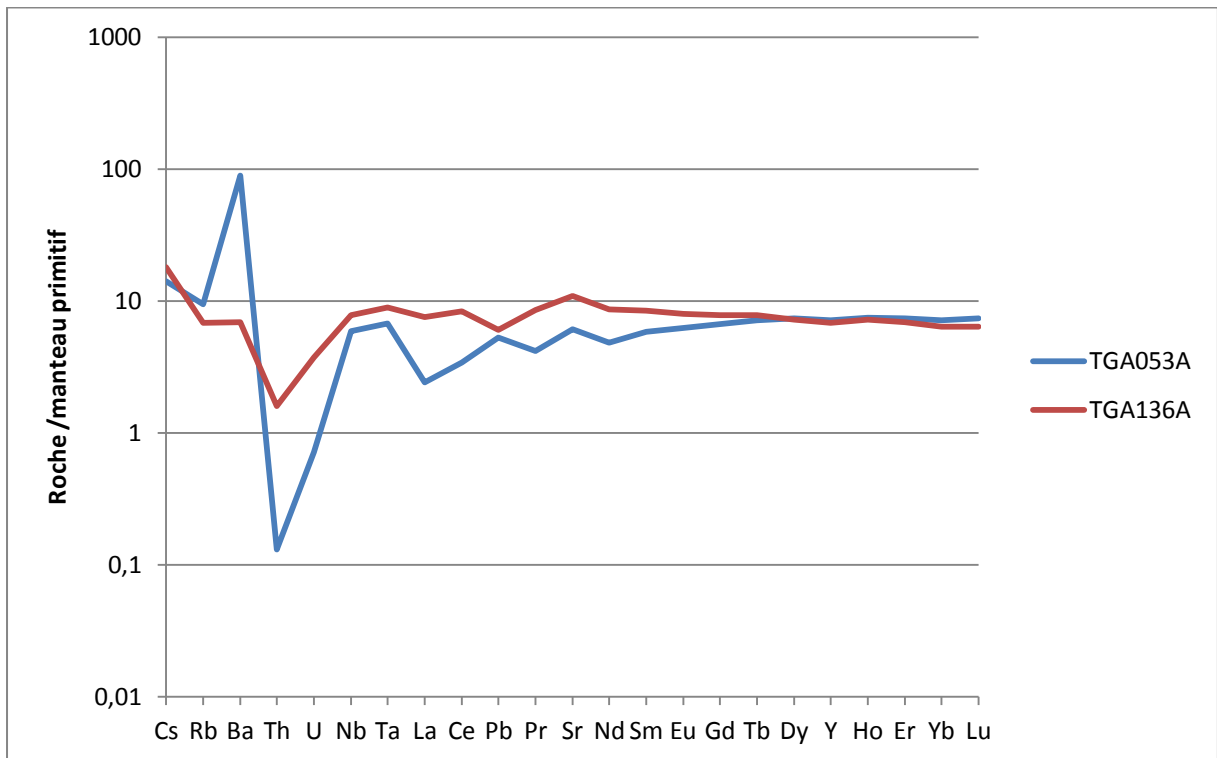


Fig. VI-6 : spectres multiélémentaires pour les metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

VI.2.2 Les amphibolites de la Formation de Drain et les metabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche

Les spectres des terres rares pour les amphibolites et métagabbros de la Formation de Drain sont présentés sur la Fig. VI-7. Sur les 7 analyses, 2 spectres présentent des rapports $(La/Lu)_N$ supérieurs à 1,5 indiquant des laves de type MORB légèrement enrichies. Ces mêmes spectres présentent une légère anomalie positive en Eu indiquant une cumulation par le plagioclase. Les autres spectres présentent un rapport $(La/Lu)_N$ inférieur à 1, ce qui indique des laves de type N-MORB. Parmi ces spectres, deux spectres présentent un rapport $(La/Sm)_N$ inférieur à 0,24. Ceci pourrait indiquer une source légèrement différente de celle des spectres qui présentent un rapport $(La/Sm)_N$ plus élevé ($0,36 < (La/Sm)_N < 0,48$). Enfin, un spectre montre une forte anomalie négative en Eu qui indique un fractionnement de cet élément par le plagioclase. Notons que ce spectre est fortement comparable au spectre de l'échantillon TGA106A des amphibolites de la Formation de Pont de Barel.

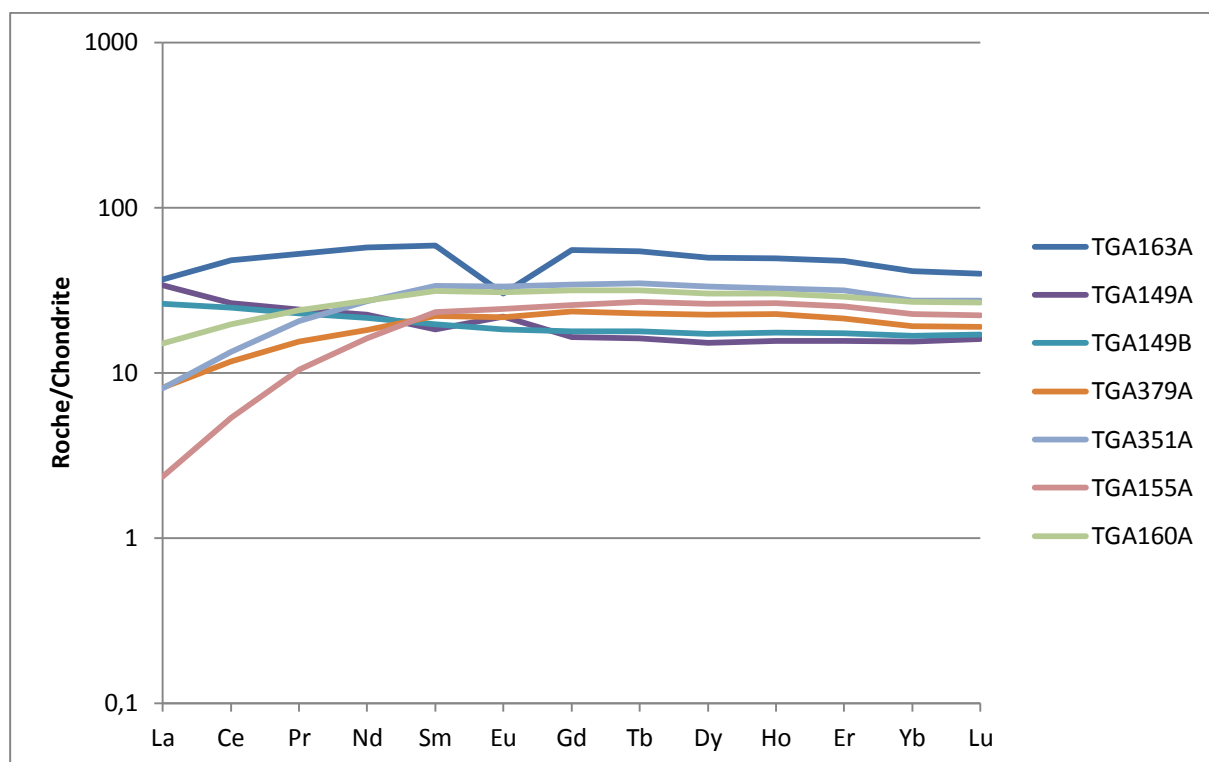


Fig. VI-7 : spectres de terres rares pour les amphibolites et les métagabbros de la Formation de Drain. Normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

Les spectres des terres rares pour les metabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche sont présentés sur la Fig. VI-8. Par rapport aux spectres des amphibolites et de métagabbros, ces spectres apparaissent plus fractionnés (concentrations inférieures à 10 fois les valeurs chondritiques). Ces spectres différencient aussi par une anomalie positive en Eu qui indique un important fractionnement par le plagioclase. Ces caractéristiques spectrales sont fortement comparables à celles des spectres de terres rares de cumulat gabbroïque.

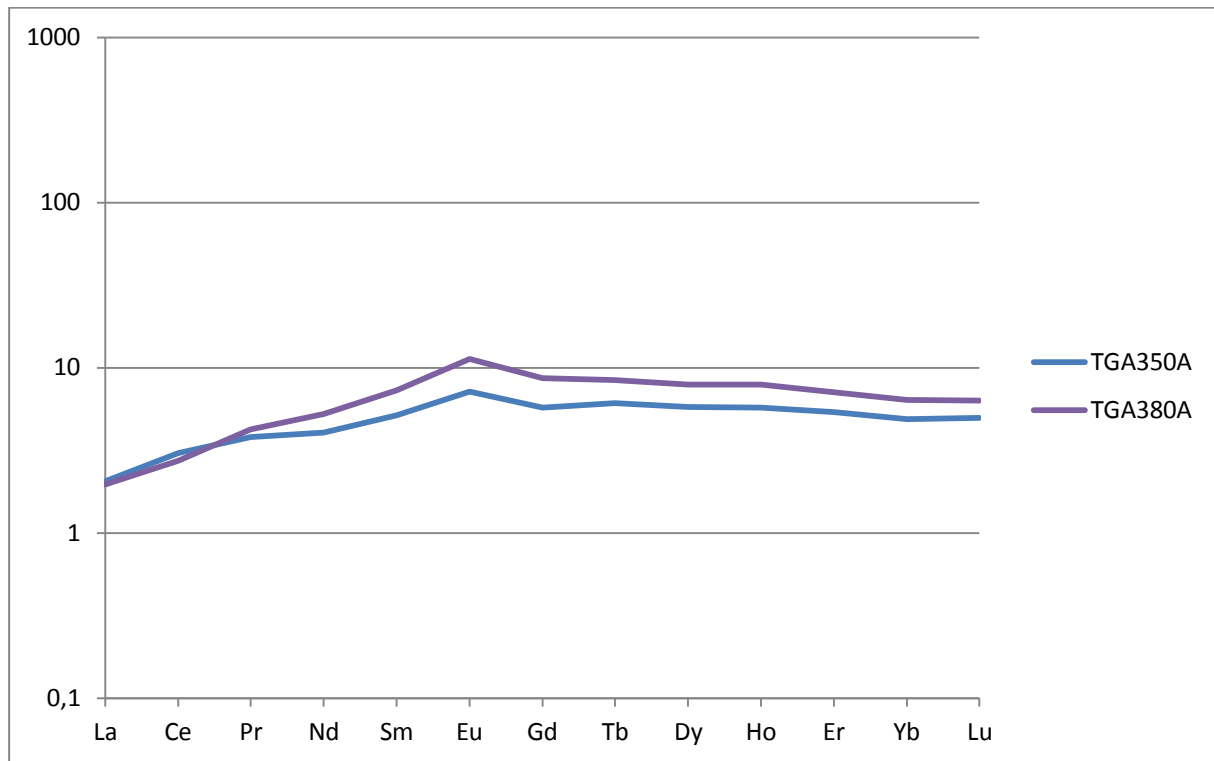


Fig. VI-8 : spectres de terres rares pour les metabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche. Normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

Les spectres multiélémentaires des amphibolites de la Formation de Drain sont présentés sur les Fig. VI-9 et Fig. VI-10. Les spectres de la Fig. VI-9 sont caractérisés par de légères anomalies négatives en Nb et Ta qui sont caractéristiques des Basaltes d'arrière arc. Ces mêmes spectres présentent un rapport $(Th/Ta)_N$ relativement élevé ($0,60 < (Th/Ta)_N < 1,5$) caractéristique d'une contamination par une plaque en subduction. Comme pour les amphibolites de la Formation de Pont de Barel, les métagabbros et les amphibolites de Drain présentent une anomalie positive en U qui pourraient suggérer une contamination crustale. Sur la Fig. VI-10 les spectres présentent des anomalies positives en Nb et Ta qui rappellent fortement celles décrites dans les metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel. Tous comme ces metabasites, les échantillons qui fournissent ce type de spectre présentent

des rapports $(Th/Ta)_N$ très faibles ($<0,04$) et une contamination de la source par des fluides de composition adakitique pourrait expliquer ces anomalies en Nb-Ta.

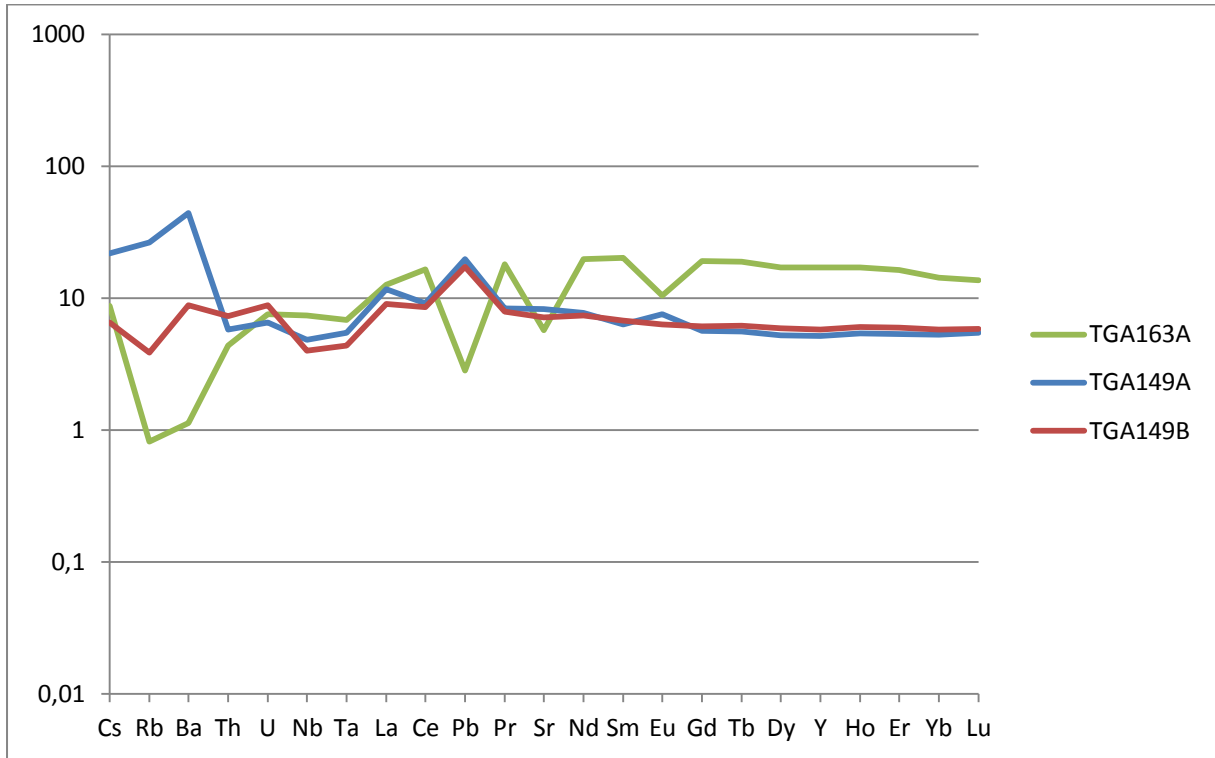


Fig. VI-9 : spectres multiélémentaires pour les amphibolites et métagabbros de la Formation Drain. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989)..

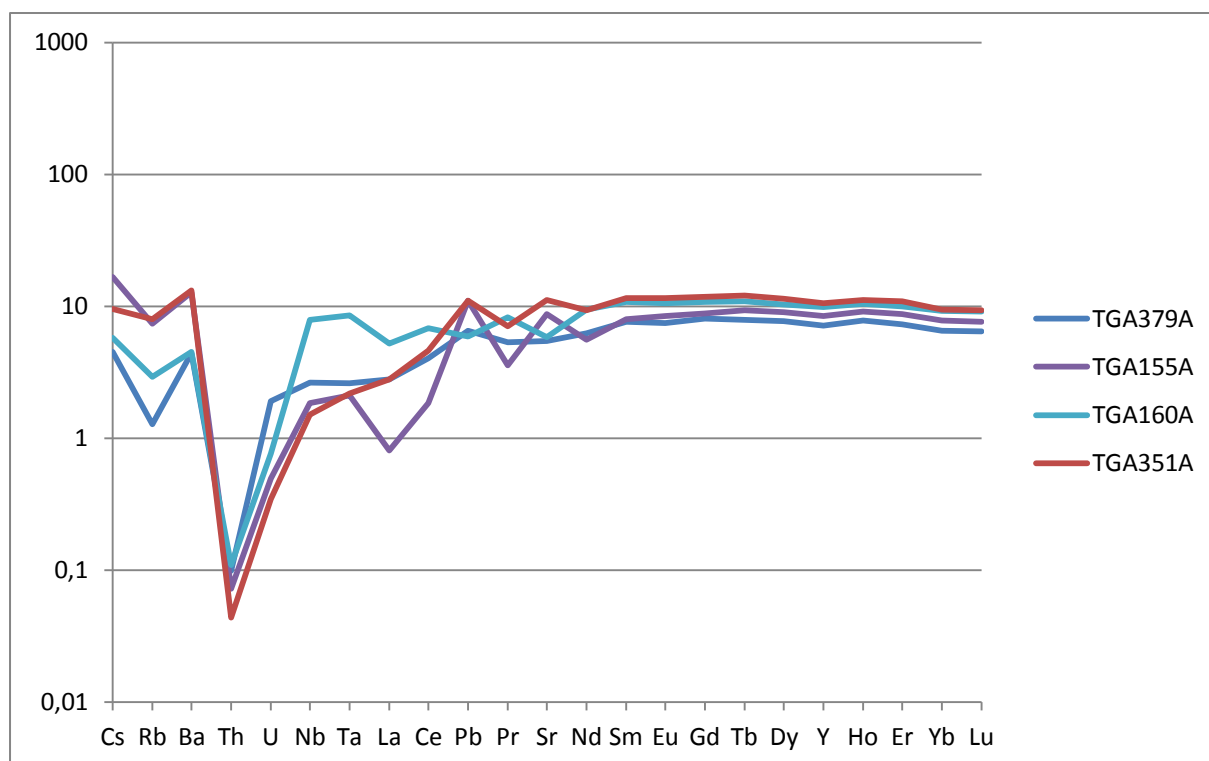


Fig. VI-10 : spectres multiélémentaires pour les amphibolites de la Formation de Drain. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

Les spectres multiélémentaires des metabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche sont présentés sur la Fig. VI-11. Tout comme les spectres de la Fig. VI-9, ces spectres se caractérisent par de légères anomalies négatives en Nb et Ta qui indiquent un contexte arrière arc. De même, les rapports (Th/Ta)_N, autour de 0,4, indiquent une influence d'une plaque plongeante. On observe aussi sur la Fig. VI-11 que ces roches présentent des anomalies positives en U, Pb et Sr. L'anomalie en Sr apparait en phase avec l'anomalie en Eu ce qui pourrait indiquer un fractionnement de Sr par le plagioclase. L'anomalie en U pourrait quant à elle indiquer des processus de contamination crustale.

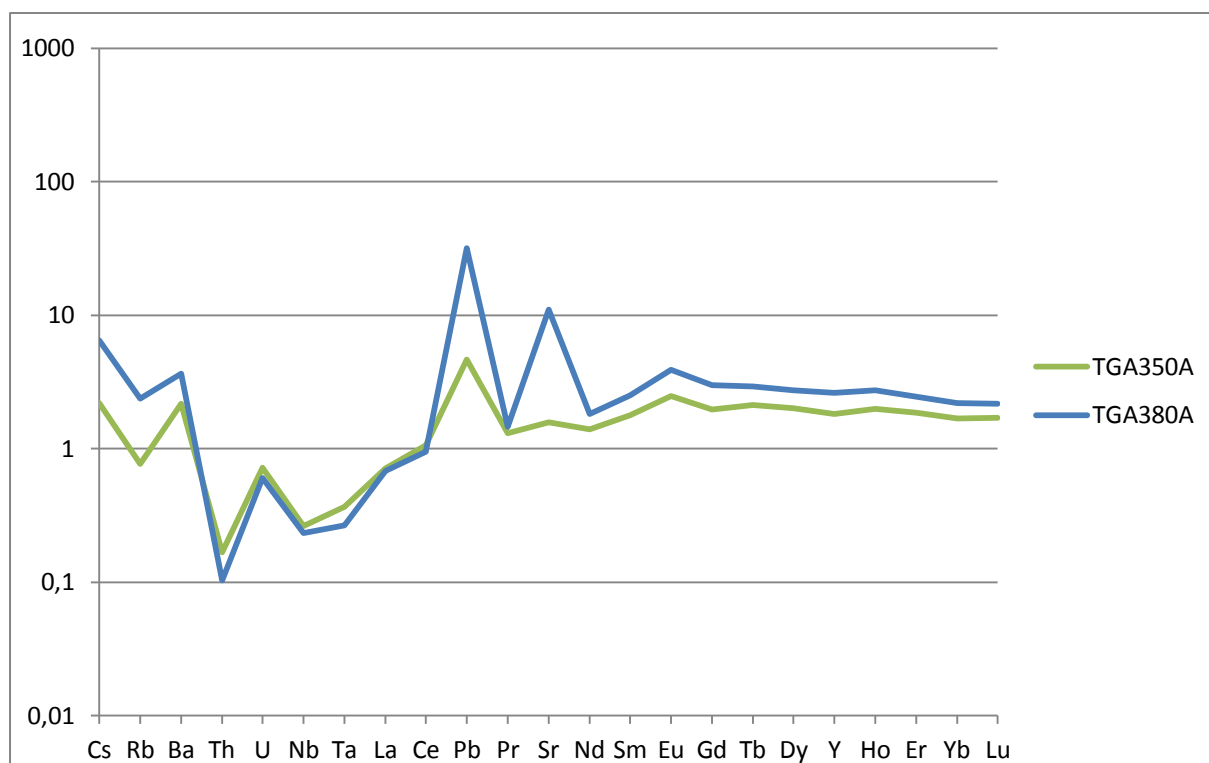


Fig. VI-11 : spectres multiélémentaires pour les métabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

VI.2.3 Les amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre

Les spectres des terres rares représentatifs des amphibolites de la la Formation de la vallée de la Sèvre sont présentés sur la Fig. VI-12. Parmi les 4 spectres, 2 (TGA156A et TGA172A) présentent un profil relativement plat caractérisé par un rapport $(La/Sm)_N$ proche de 1 qui caractérise des laves de type MORB très légèrement appauvries. Le troisième spectre (TGA159A) présente à l'inverse un rapport $(La/Sm)_N$ très faible ($\approx 0,09$) qui caractérise un basalte de type N-MORB fortement appauvri et qui indique une source différente de celle des spectres TGA156A et TGA172A. Le quatrième spectre se différencie des précédents par un profil plus fractionné (valeur de normalisation < 10 fois les valeurs chondritiques). Ce spectre présente une anomalie positive en Eu qui caractérise un fractionnement de cet élément par le plagioclase. De plus il présente un rapport $(La/Sm)_N$ ($\approx 0,34$) caractéristique d'un magma de type N-MORB. Cette forme spectrale est parfaitement comparable aux spectres des métabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche et indique qu'il s'agit de cumulat gabbroïque.

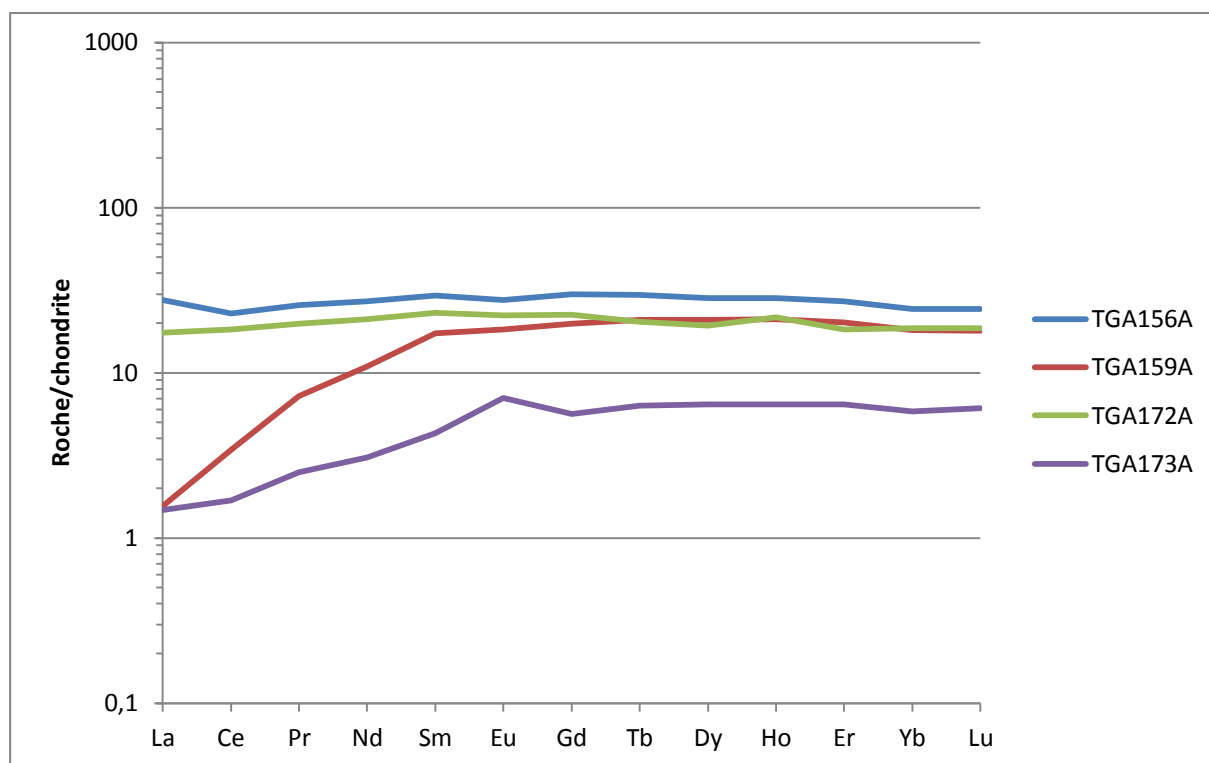


Fig. VI-12 : spectres de terres rares pour les amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre. Normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

Les spectres multiélémentaires des amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre sont présentés sur la Fig. VI-13. Trois des quatre spectres présentent de légères anomalies négatives en Nb et Ta, suggérant des magmas d'arrière arc. À l'inverse, le quatrième spectre (TGA159A) présente des anomalies positives en Nb et Ta qui rappellent fortement les anomalies décrites dans les metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel et dans certaines amphibolites et métagabbros de la Formation de Drain (Fig. VI-6 et Fig. VI-10). Le rapport $(Th/Ta)_N$ du spectre TGA159A (<0.1) est comparable aux rapports $(Th/Ta)_N$ pour les spectres similaires des metabasites associées aux serpentinites et des amphibolites de la Formation de Drain. Les mêmes interprétations que dans les paragraphes précédents peuvent être proposées pour ce spectre.

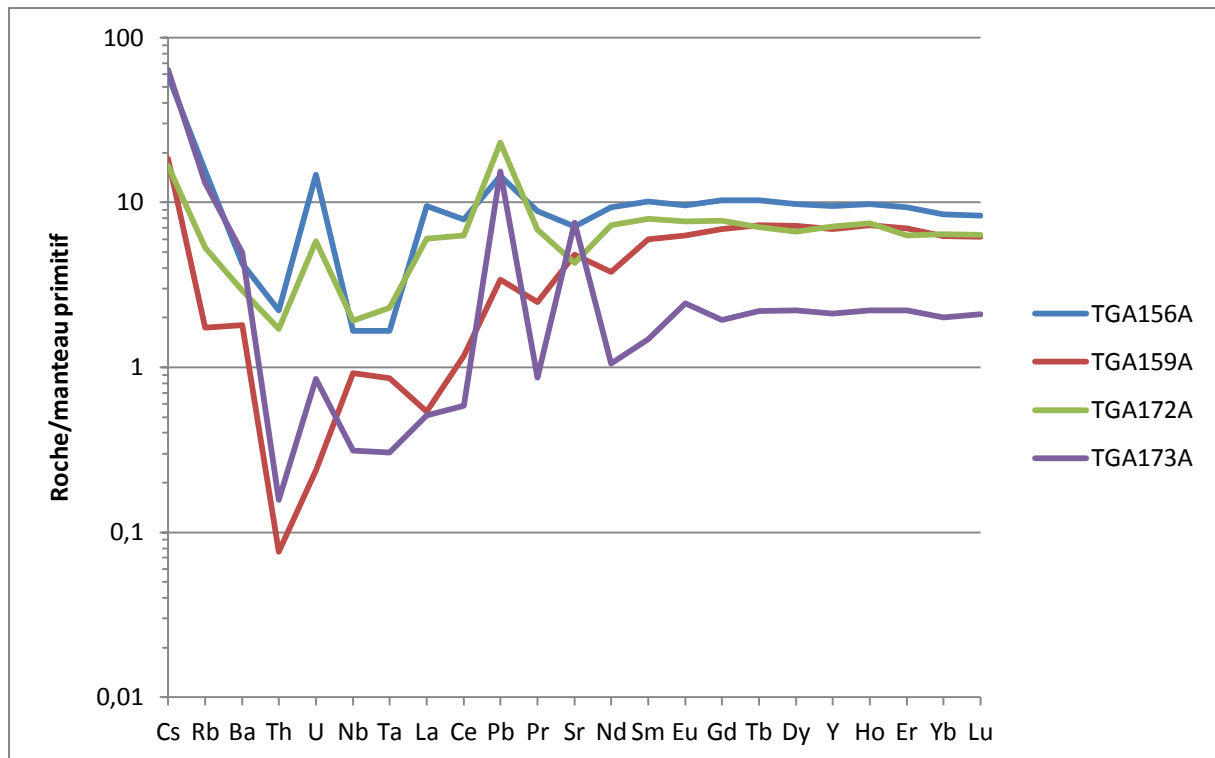


Fig. VI-13 : spectres multiélémentaires pour les amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

VI.2.4 Les amphibolites de la Formation des Folies Siffait

Les spectres des terres rares pour les amphibolites de la Formation des Folies Siffait sont présentés sur la Fig. VI-14. Les quatre spectres sont similaires et présentent un rapport $(La/Sm)_N$ très constant, compris en 0,32 et 0,48 qui indique un magma de type N-MORB. De plus, deux spectres (TGA142A et TGA196A) présentent une légère anomalie négative en Eu, indiquant un fractionnement de cet élément par le plagioclase.

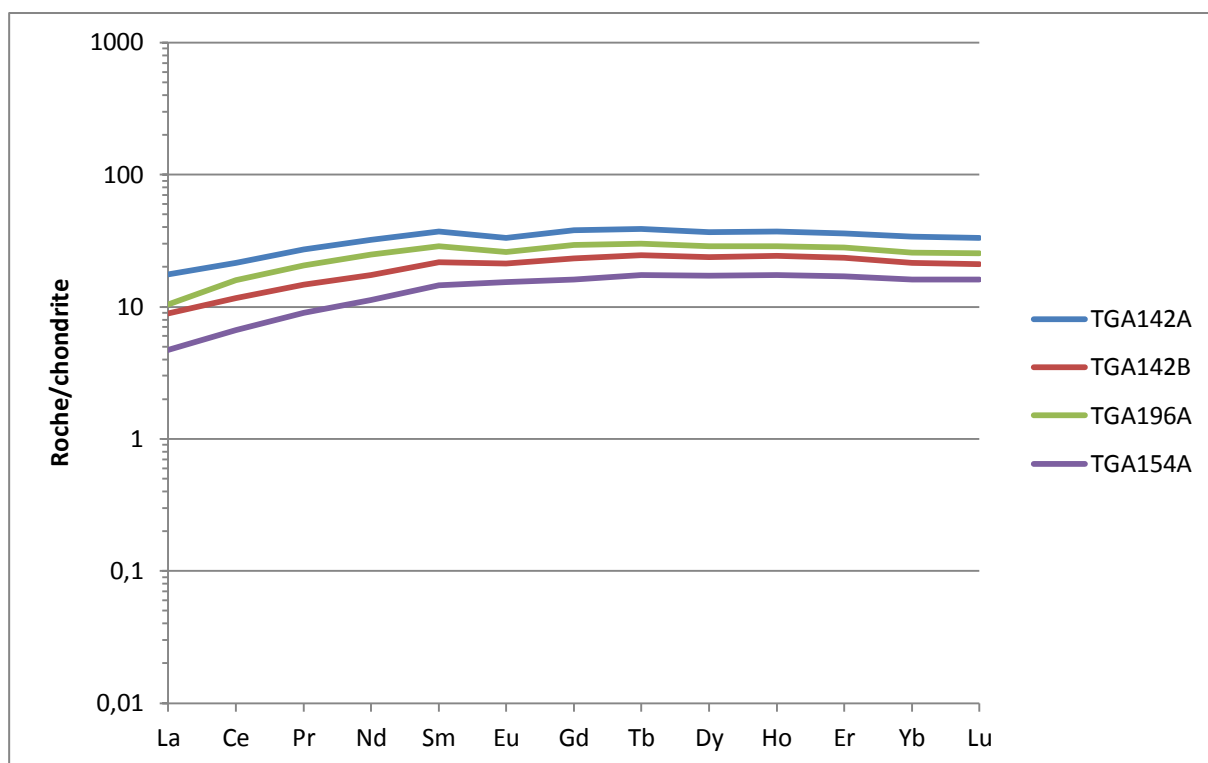


Fig. VI-14 : spectres de terres rares pour les amphibolites de la Formation des Folies Siffait. Normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

Les spectres multiélémentaires des amphibolites de la Formation des Folies Siffait sont présentées Fig. VI-15. Parmi ces spectres, trois (TGA142A, TGA142B et TGA154A) présentent une anomalie négative en Nb et Ta qui caractérise des magmas d'arrière arc. Le rapport $(Th/Ta)_N$ de ces échantillons est relativement élevé ($0,74 < (Th/Ta)_N < 1,35$) ce qui indique l'influence d'une plaque en subduction dans la composition de ces liquides. Le quatrième spectre (TGA196A) se différencie par une anomalie positive en Nb et Ta et un rapport $(Th/Ta)_N$ ($\approx 0,02$) très similaires à certaines amphibolites des Formations de la vallée de la Sèvre et de Drain ainsi qu'aux metabasites associées aux serpentinites de Pont de Barel. Là encore, des fluides de composition adakitique pourrait avoir métasomatisé la source de la roche qui a fourni ce spectre.

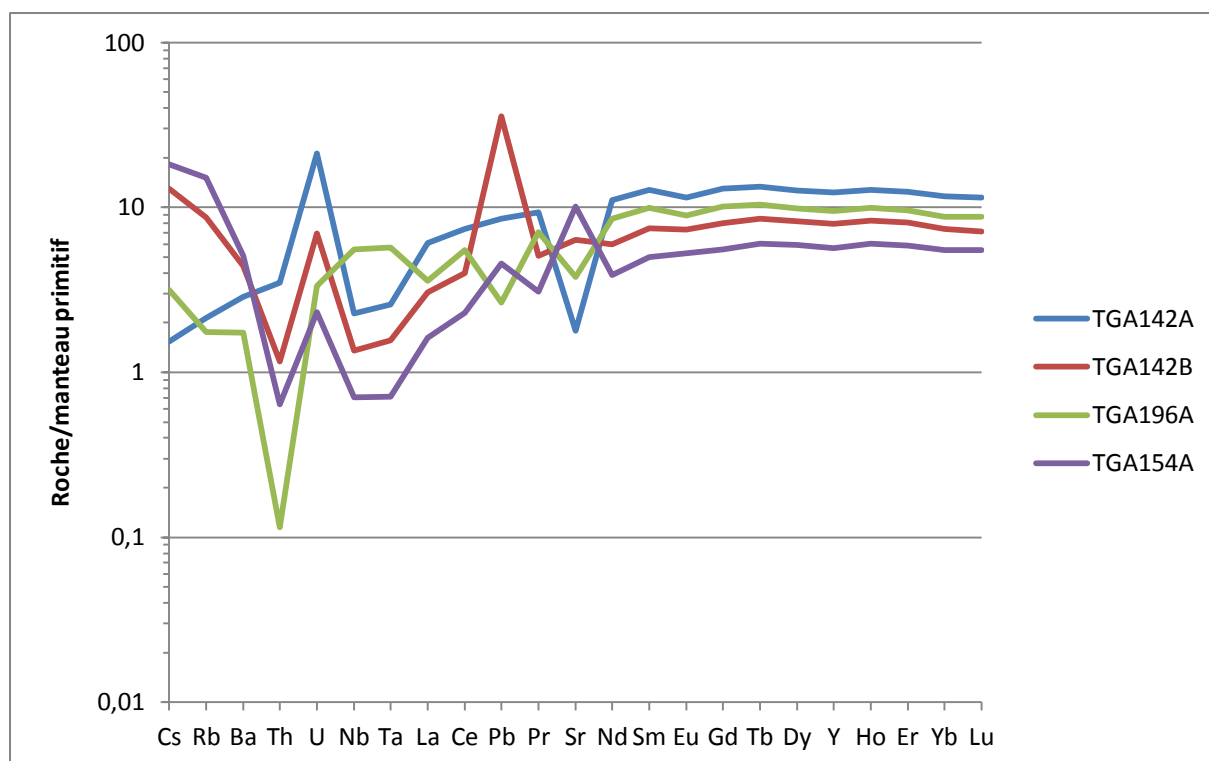


Fig. VI-15 : spectres multiélémentaires pour les amphibolites de la Formation des Folies Siffait. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

VI.2.5 Les prasinites de la Formation du Hâvre

La Fig. VI-16 présente les spectres des terres rares pour les prasinites. Ces spectres sont relativement plats, avec un rapport $(La/Sm)_N$ compris entre 0,7 et 1,0 indiquant des liquides de type N-MORB. Une légère anomalie négative en Eu peut être devinée dans deux échantillons (TGA144B et TGA195A) indiquant un fractionnement de cet élément par le plagioclase. Les spectres multiélémentaires sont présentés sur la Fig. VI-17. Deux spectres (TGA195A et TGA195B) présentent des anomalies négatives en Nb et Ta qui sont caractéristique des laves d'arrière arc. Le rapport $(Th/Ta)_N$ compris entre 3,5 et 6,7 pour ces deux spectres indique une forte contamination par une plaque en subduction. Le troisième spectre ne montre pas d'anomalie en Nb et Ta mais présente un rapport $(Th/Ta)_N$ significatif ($\approx 0,7$) indiquant aussi une contamination par une plaque plongeante.

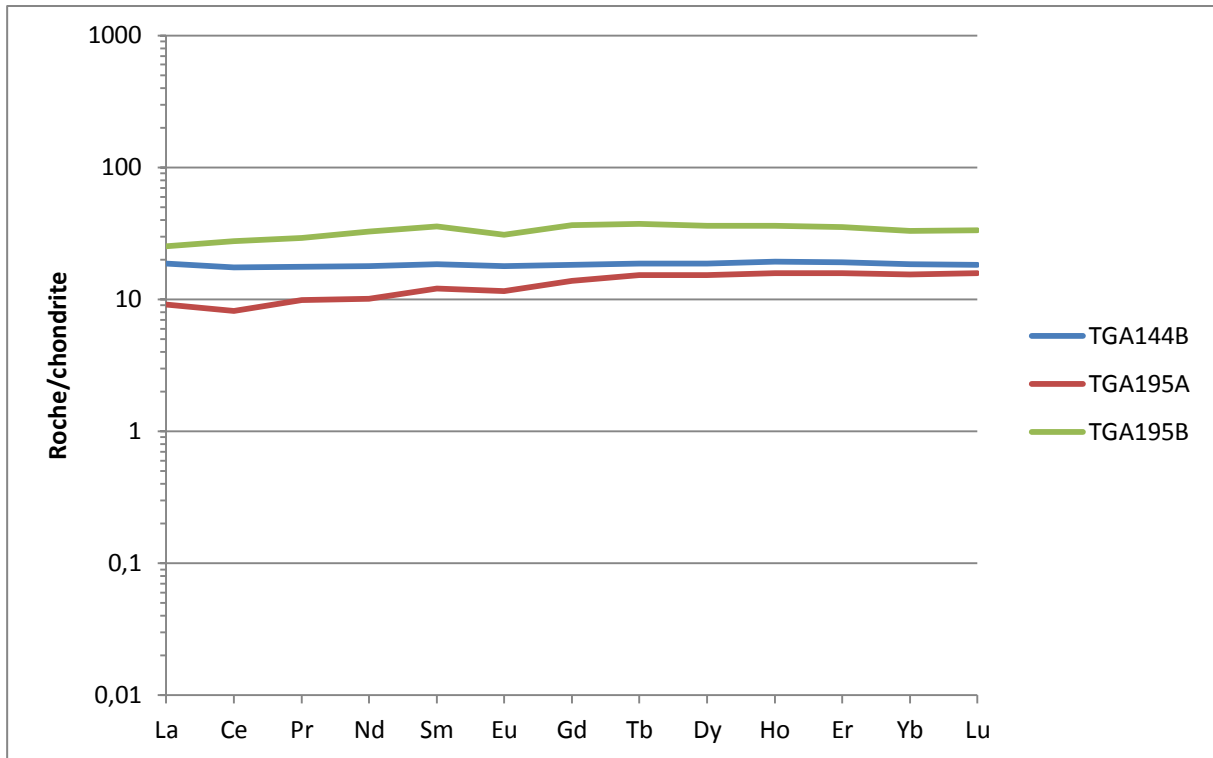


Fig. VI-16 : spectres de terres rares pour les amphibolites de la Formation du Hâvre. Normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

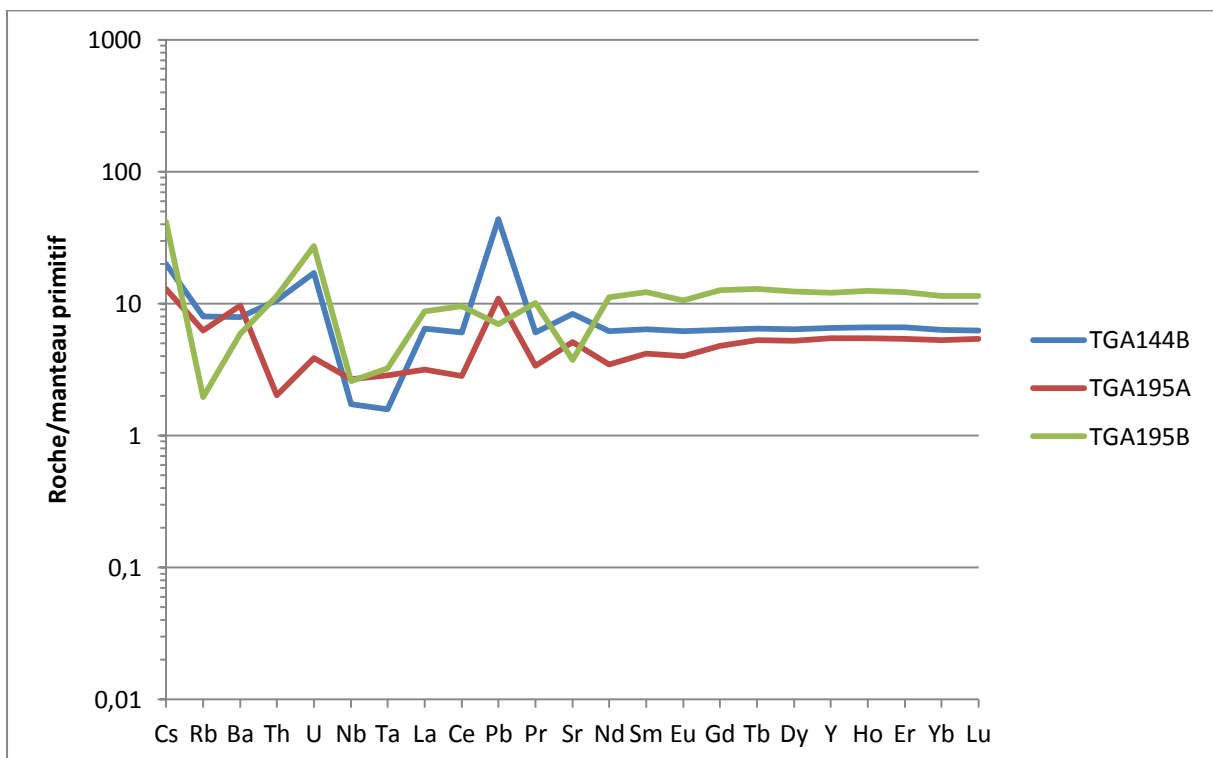


Fig. VI-17 : spectres multiélémentaires pour les amphibolites de la Formation du Hâvre. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

VI.2.6 Les prasinites et amphibolites de la Formation de Tréogat

Pour les prasinites de la Formation de Tréogat, les spectres des terres rares sont présentés sur la Fig. VI-18. Précisons que sur cette figure, les spectres TGA251A, TGA252A, TGA253A et TGA254A correspondent aux spectres des analyses effectuées par Béchenec *et al.* (1999). Notons, qu' Ho n'a pas été analysé par ces auteurs. Tous les spectres présentent des segments en terres rares lourdes (Gd-Lu) compris entre 10 et 50 fois les valeurs chondritiques. Deux types de spectres se distinguent selon les terres rares légères (La-Sm). Le premier type se caractérise par des rapports $(La/Sm)_N$ entre 0,7 et 1 alors que pour le deuxième type, ce rapport est inférieur à 0,6. Dans les deux cas, des tels rapports indiquent des magmas de type N-MORB. La différence entre ces deux types de spectres pourrait être liée à des sources différentes. Enfin, certains spectres présentent une anomalie négative en Eu indiquant un fractionnement du plagioclase.

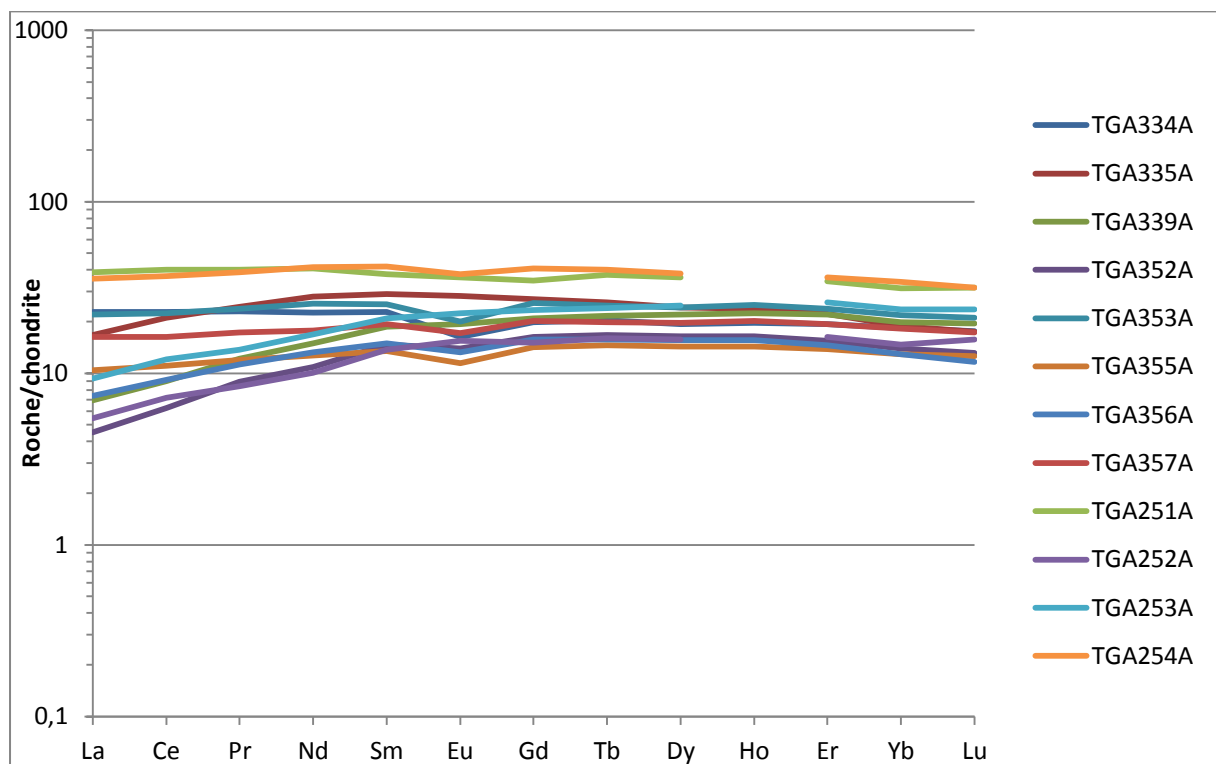


Fig. VI-18 : spectres de terres rares pour les amphibolites de la Formation des Folies Siffait. Normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

Les spectres multiélémentaires de ces prasinites sont présentés sur la Fig. VI-19. Les analyses réalisées par Béchenec *et al.* (1999) n'ont pas été reportées sur ce diagramme, car certains éléments tels Ba et Rb n'ont pas été analysés avec suffisamment de précision. Tous les spectres reportés sur la Fig. VI-19 sauf 1 présentent des anomalies négatives en Nb et Ta indiquant des magmas d'arrière arc. Quatre spectres présentent des rapports $(Th/Ta)_N$ compris entre 1,30 et 1,6 indiquant une contamination des liquides par une plaque en subduction. Les quatre autres spectres présentent un rapport $(Th/Ta)_N$ moins significatif ($0,30 < (Th/Ta)_N < 0,7$), mais qui indique aussi l'influence d'une plaque plongeant dans la genèse de ces liquides.

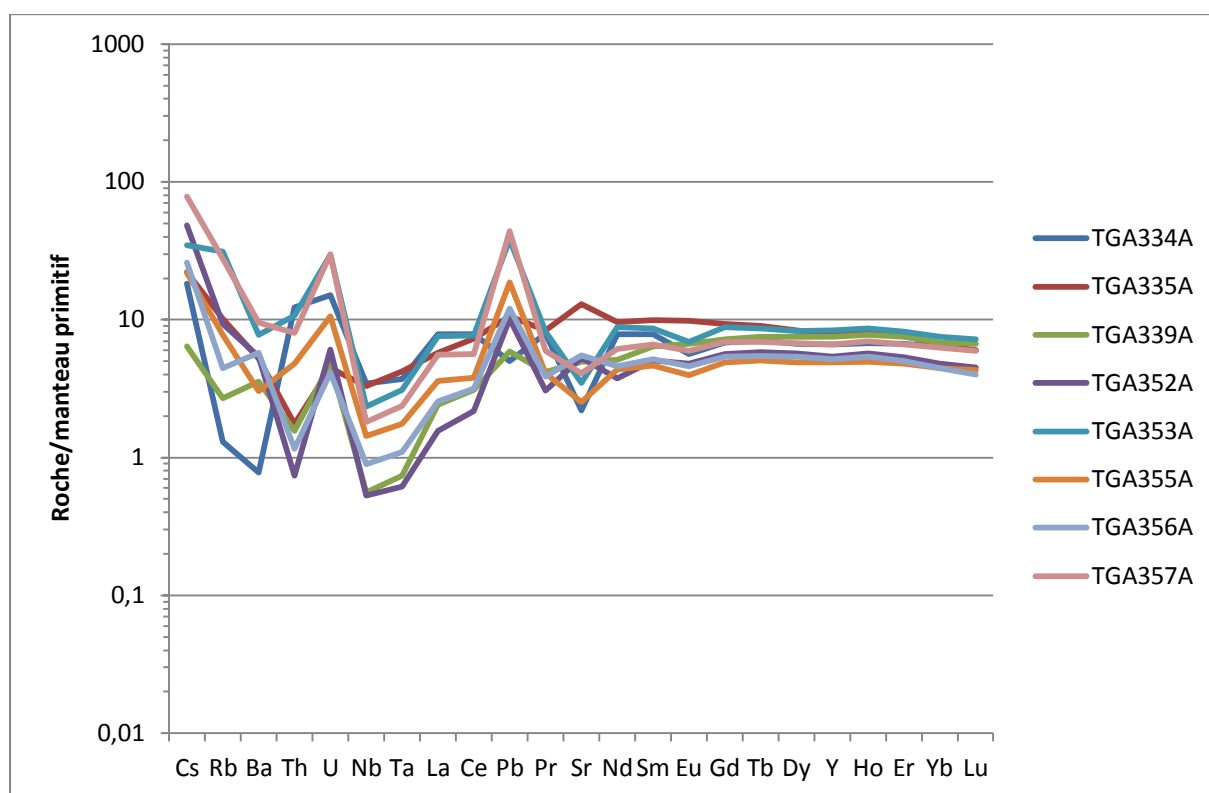


Fig. VI-19 : spectres multiélémentaires pour les prasinites de la Formation de Tréogat. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

VI.2.7 Les amphibolites de la Formation de Peumerit et les metabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan

Les spectres des terres rares des amphibolites de la Formation de Peumerit et des metabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan sont présentés sur la Fig. VI-20. Les spectres

TGA255A et TGA256A correspondent aux analyses réalisées par Béchenec *et al.* (1999) et le spectre TGA390 provient d'une analyse non publiée. Ces trois spectres correspondent aux amphibolites de la Formation de Peumerit. Ces spectres présentent un rapport $(La/Sm)_N$ compris entre 0,60 et 0,85 caractéristique des magmas de Type N-MORB. Le spectre TGA285A correspond à une métabasite (pyroxénites) associée aux serpentinites de Ty-Lan. Ce spectre présente des valeurs normalisées aux chondrites comparables aux valeurs de certains échantillons de métabasites associées aux serpentinites de la Butte de la Roche (TGA350A et TGA380A) et à certaines amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre (TGA173A). La présence d'une anomalie positive en Eu indique une cumulation par le plagioclase et, comme pour certains échantillons précédemment décrits, il pourrait s'agir ici d'un spectre de cumulat. Les spectres multiélémentaires sont présentés sur la Fig. VI-21. Pour les mêmes raisons que précédemment, les spectres réalisés à partir des analyses de Béchenec *et al.* (1999) n'ont pas été représentés. Le seul spectre disponible pour les amphibolites (TGA390) se caractérise par de fortes anomalies négatives en Nb et Ta caractéristique des bassins arrière arc. Ce spectre présente aussi un rapport $(Th/Ta)_N$ élevé (≈ 2.3) qui indique un magma fortement influencé par une plaque plongeante. Concernant les métabasites associées aux serpentinites, le spectre présente de légères anomalies positives en Nb et Ta et un rapport $(Th/Ta)_N$ très faible ($<0,1$) fortement comparable à certains spectres déjà décrits (TGA053A, TGA136A, TGA196A, TGA159A, TGA179A, TGA155A, TGA160A, TGA351A).

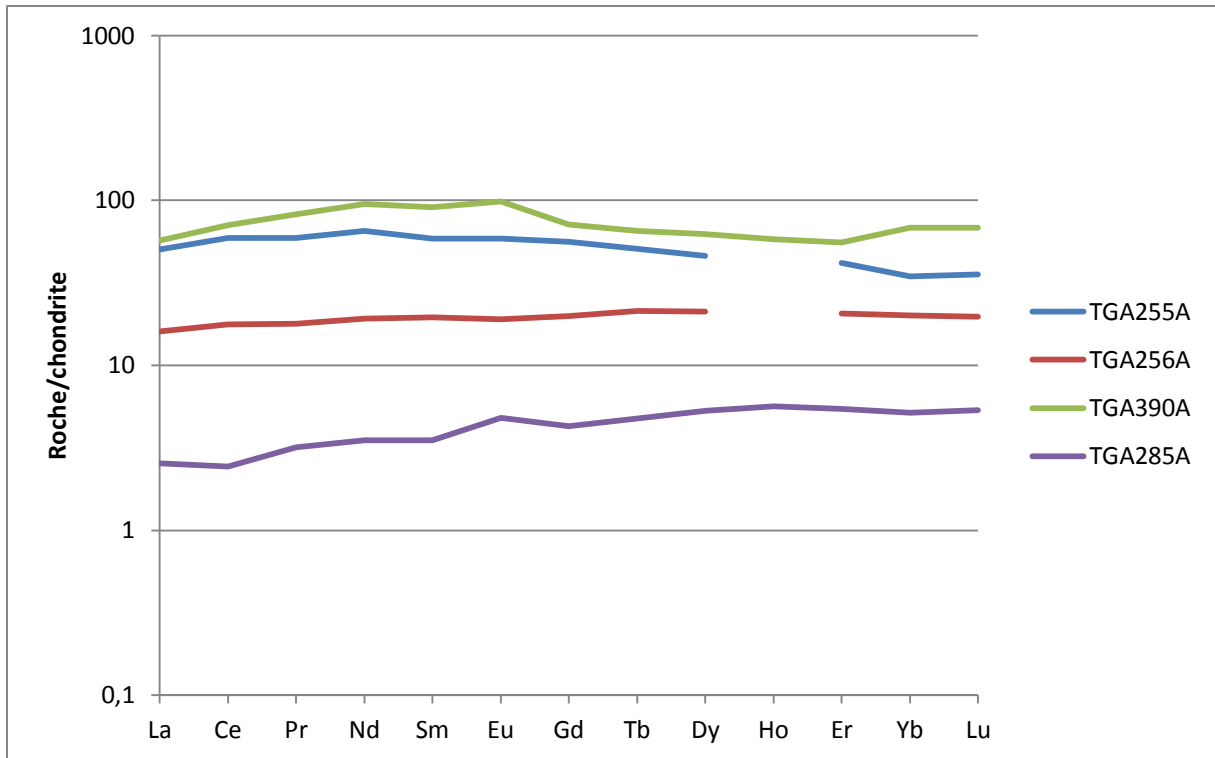


Fig. VI-20 : spectres de terres rares pour les amphibolites de la Formation de Peumerit et les metabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan. Normalisation aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989).

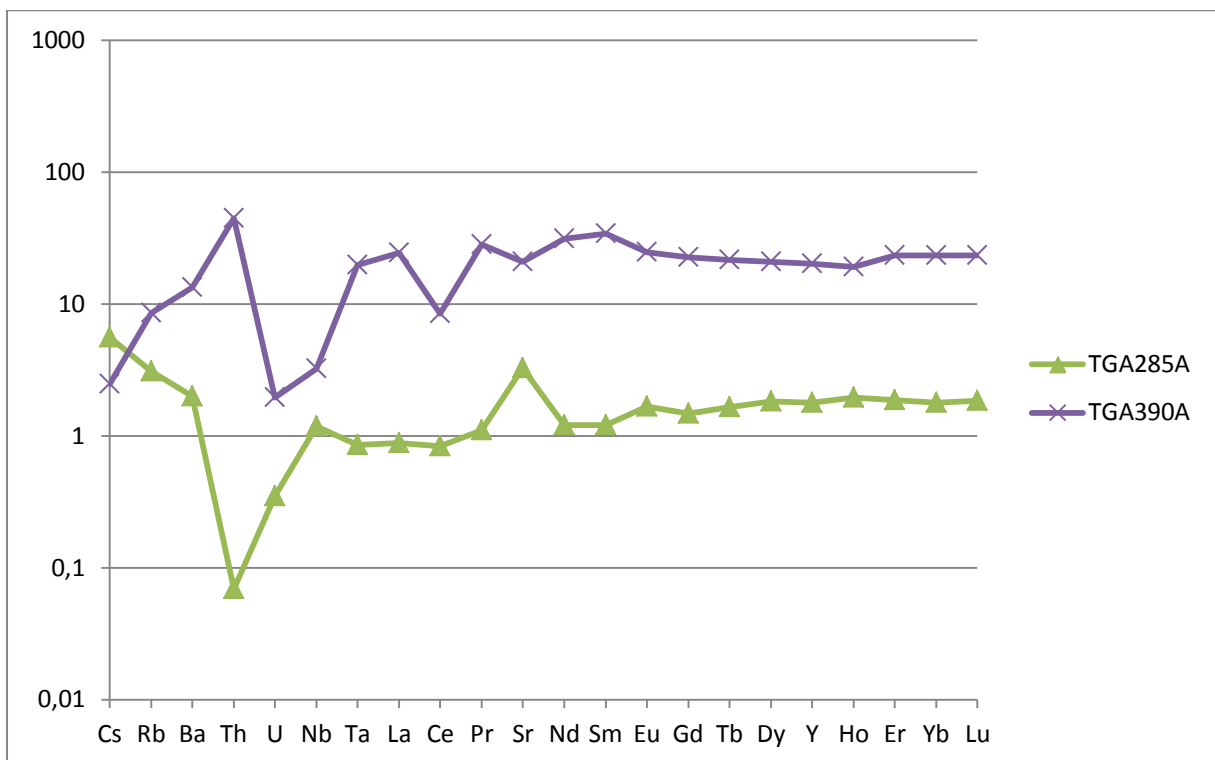


Fig. VI-21 : spectres multiélémentaires pour amphibolites de la Formation de Peumerit et les metabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

VI.3 Synthèse et conclusions

L'analyse des spectres des terres rares et des spectres multiélémentaires a permis de mettre en évidence que la plupart des roches mafiques des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne qui ont été étudiées dans le cadre de ce travail est compatible avec des magmas de Type N-MORB parfois légèrement enrichis et proche du type E-MORB (échantillons TGA149A et TGA149B). En plus de ces liquides, dans plusieurs unités (Formation de la Vallée de la Sèvre, Formation de Drain et métabasites associées aux serpentinites de Ty-Lan), des spectres caractéristiques de cumulats ont été mise en évidence.

Cinq groupes de spectres peuvent être définis sur la base des descriptions précédentes. Le premier groupe (2 échantillons) représente des MORB relativement enrichis qui sont comparables aux spectres multiélémentaires des N-MORB et E-MORB de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Cartier et Faure 2004). Ce groupe se caractérise par des rapports $(Th/Ta)_N$ compris entre 1,0 et 1,65.

Le deuxième groupe (19 échantillons) et le troisième groupe (9 échantillons) correspondent à des spectres de type N-MORB avec des anomalies négatives significatives en Nb et Ta qui traduisent incontestablement des magmas mis en place en contexte d'arrière arc et dont la chimie est fortement influencée par la déshydratation d'une plaque plongeante. Ces deux groupes se différencient par leur rapport $(Tb/Ta)_N$. En effet, dans le premier groupe, ce rapport apparaît globalement plus élevé ($0,26 < (Tb/Ta)_N < 2,31$) alors que pour le deuxième groupe, il apparaît globalement plus faible ($0,11 < (Tb/Ta)_N < 0,42$).

Le quatrième groupe se différencie fortement des trois groupes précédents. Les spectres de ce groupe présentent des anomalies positives en Nb et Ta qui suggèrent fortement une contamination de la source par de tels éléments. Comme cela a été proposé précédemment, la source qui par fusion générerait ce type de spectre pourrait avoir été métasomatisée par des fluides de composition adakitique.

Enfin, comme cela a déjà été mentionné, le cinquième groupe dont les spectres présentent une anomalie positive en Eu caractéristique d'une cumulation par le plagioclase représente dont les signatures spectrales sont fortement comparables à celles des cumulats. Presque tous ces spectres présentent des anomalies négatives en Nb et Ta ce qui indique une forte influence de la plaque plongeante.

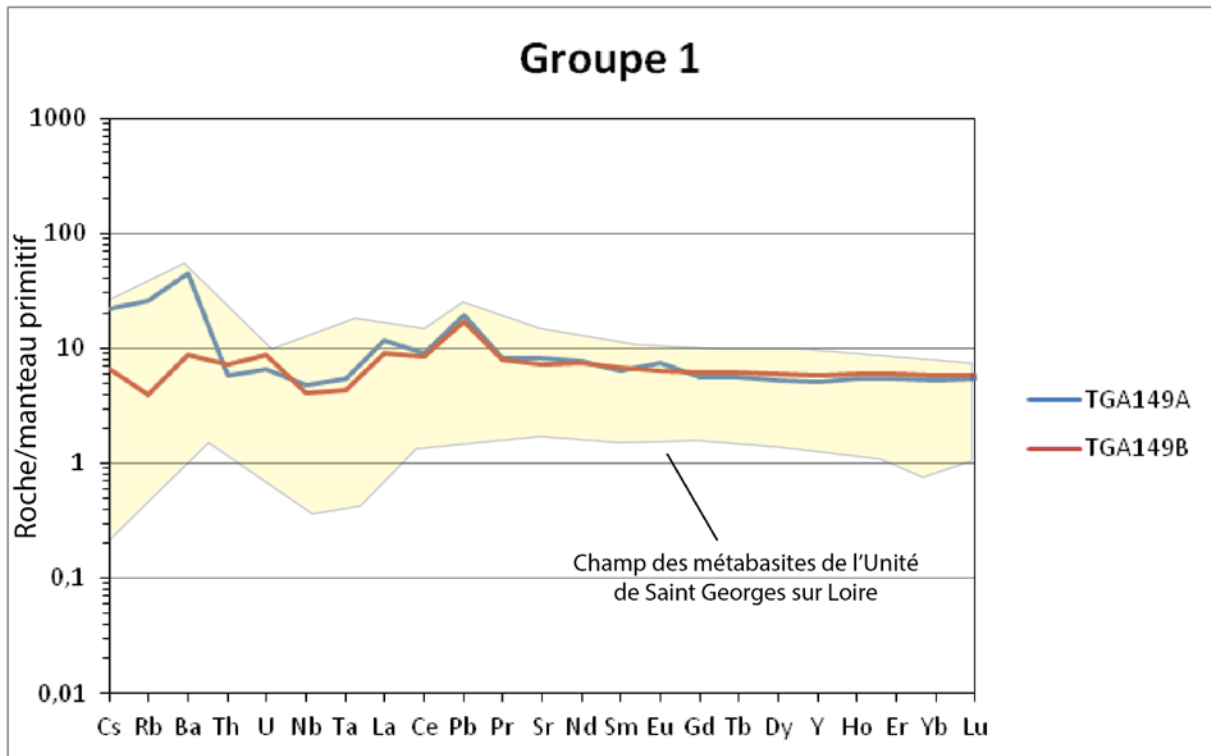


Fig. VI-22 : spectres multiélémentaires caractéristiques des magmas de type N-MORB enrichis. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

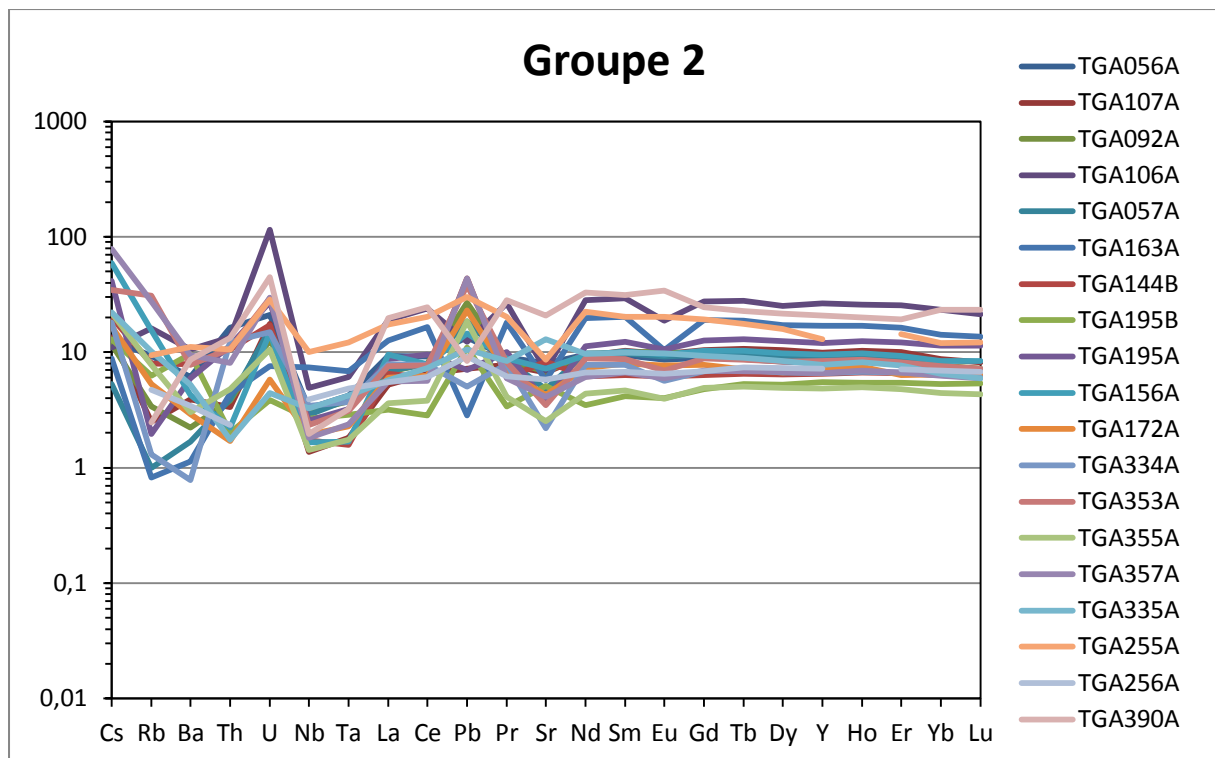


Fig. VI-23 : spectres multiélémentaires caractéristiques des magmas de type N-MORB avec $(0,26 < (Tb/Ta)_N < 2,31)$. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

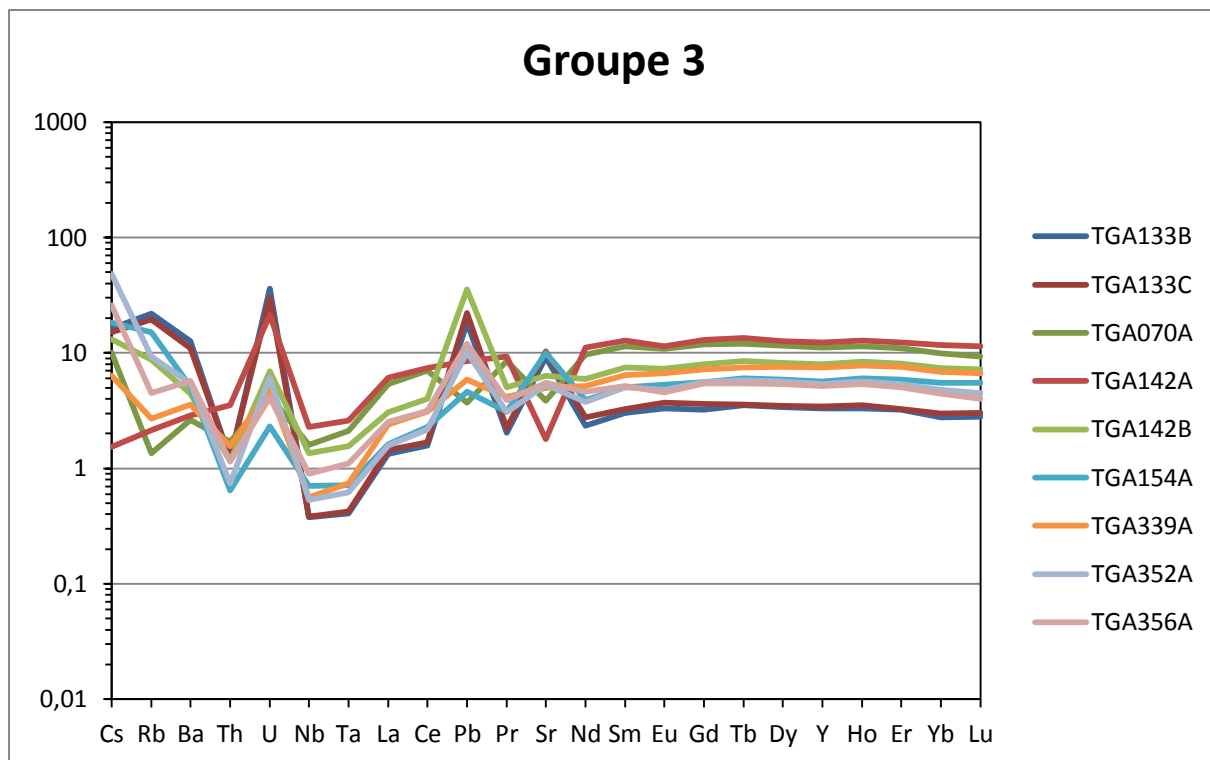


Fig. VI-24 : spectres multiélémentaires caractéristiques des magmas de type N-MORB avec $(0,11 < (Tb/Ta)_N < 0,42)$. Normalisation au manteau primitif d'après d'après Sun et McDonough (1989).

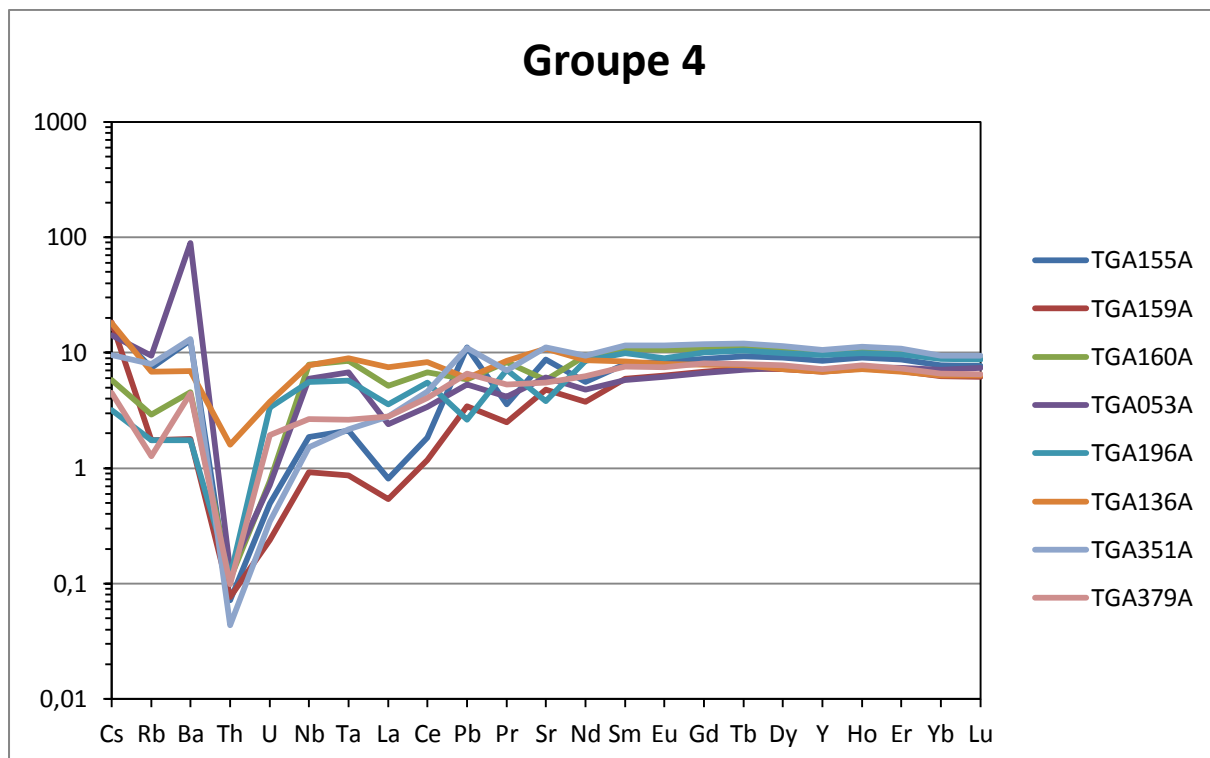


Fig. VI-25 : spectres multiélémentaires caractéristiques des magmas de type N-MORB dont la source pourrait avoir été contaminée par des fluides de composition adakitique. Normalisation au manteau primitif d'après d'après Sun et McDonough (1989).

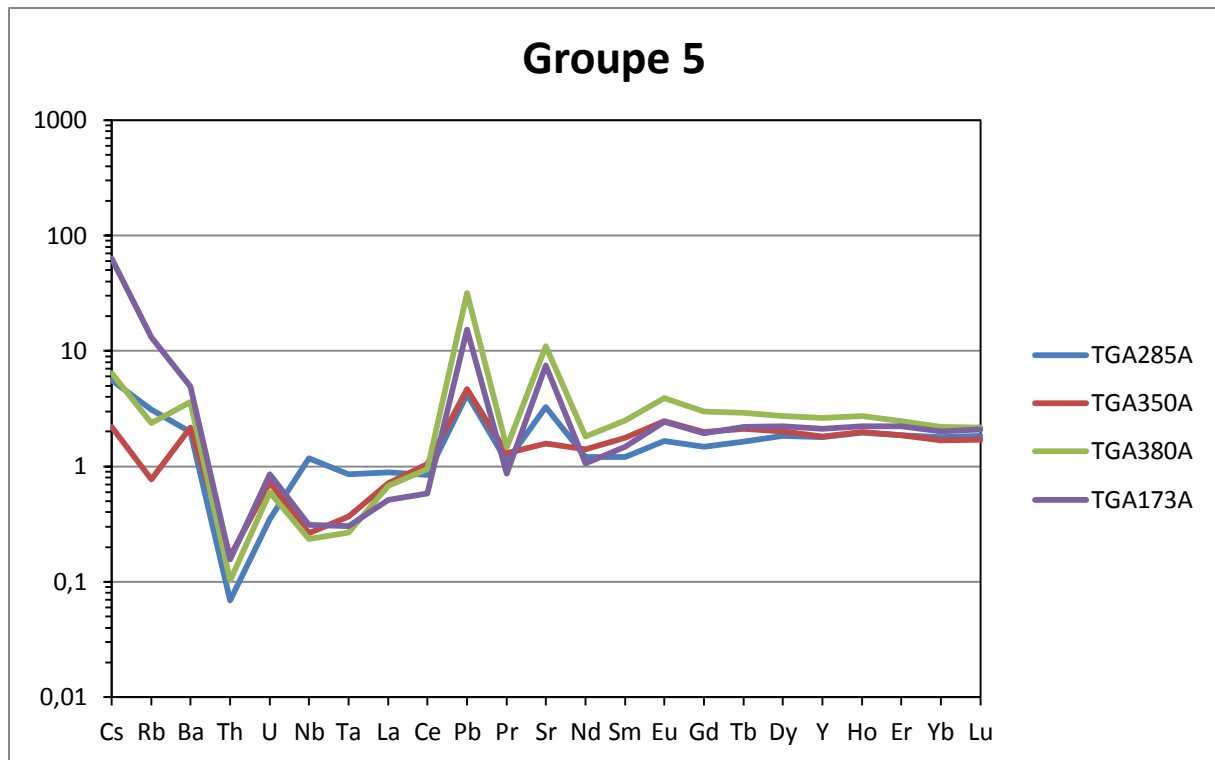


Fig. VI-26 : spectres multiélémentaires caractéristiques des cumulats. Normalisation au manteau primitif d'après Sun et McDonough (1989).

Comme nous venons de le voir précédemment, la plupart des roches mafiques des complexes de Champtoceaux et de la baie d'Audierne correspond à des magmas tholéitiques, voire subalcalins mis en place dans un bassin arrière. Pearce (2008), propose que le rapport Th/Yb soit un proxy de l'héritage sédimentaire de la plaque plongeante. Selon cet auteur, plus cet héritage est important, plus le rapport Th/Yb augmente. Portées dans le diagramme Th/Yb vs Nb/Yb défini par Pearce (2008) (Fig. VI-27), les analyses montrent très clairement que les groupes 1, 2, 3 et 5 se situent en dehors du champ oblique qui caractérise la différenciation classique d'une série OIB - E-MORB - N-MORB. Ce diagramme montre aussi qu'une grande partie se situe dans le champ des N-MORB des ophiolites de suprasubduction et que le groupe 1 et une partie du groupe 2 se situent dans le champ des N-MORB du bassin arrière arc des Mariannes. De plus, on observe aussi sur la (Fig. VI-27) que les points des groupes 1, 2, 3 et 5 sont alignés selon une tendance parallèle au champ OIB - E-MORB - N-MORB. En accord avec Pearce (2008), cette tendance est représentative d'un effet de source. Cette dernière est alors d'autant plus réfractaire que les rapports Th/Yb et Nb/Yb sont faibles. Ceci est cohérent avec les spectres des terres rares qui confirme que les roches du groupe 1 sont compatibles avec le type N-MORB enrichi, voire E-MORB alors que les roches des groupes 2 et 3 sont compatibles avec le type N-MORB. Ainsi, les roches du premier groupe seraient issues de la

fusion partielle d'une source moins appauvrie que celles des deuxième et troisième groupes. On observe aussi sur cette figure que chacun des groupes s'aligne sur une tendance subverticale interprétée par Pearce (2008) comme issue de la contamination des liquides magmatiques par la déshydratation des sédiments d'une plaque plongeante. Une telle interprétation est parfaitement transposable aux échantillons étudiés ici et confirme que les signatures géochimiques des liquides magmatiques à l'origine des amphibolites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne sont fortement influencées par des héritages sédimentaires d'une plaque plongeante.

Sur la Fig. VI-27, les roches du groupe IV tombent toujours à proximité du champ des MORB - OIB défini par Pearce (2008). En accord avec nos premières interprétations suggérant une contamination des liquides basaltiques par des fluides hérités d'une plaque plongeante, les signatures géochimiques de ce type de roche pourraient suggérer un héritage limité, voire nul, de la plaque plongeante. Ceci est cohérent avec une source profonde, métasomatisée par des fluides de composition uniquement adakitique, car à cette profondeur la déshydratation de la plaque plongeante est très faible et l'apport d'élément comme Th est limité (Ribeiro *et al.* 2015).

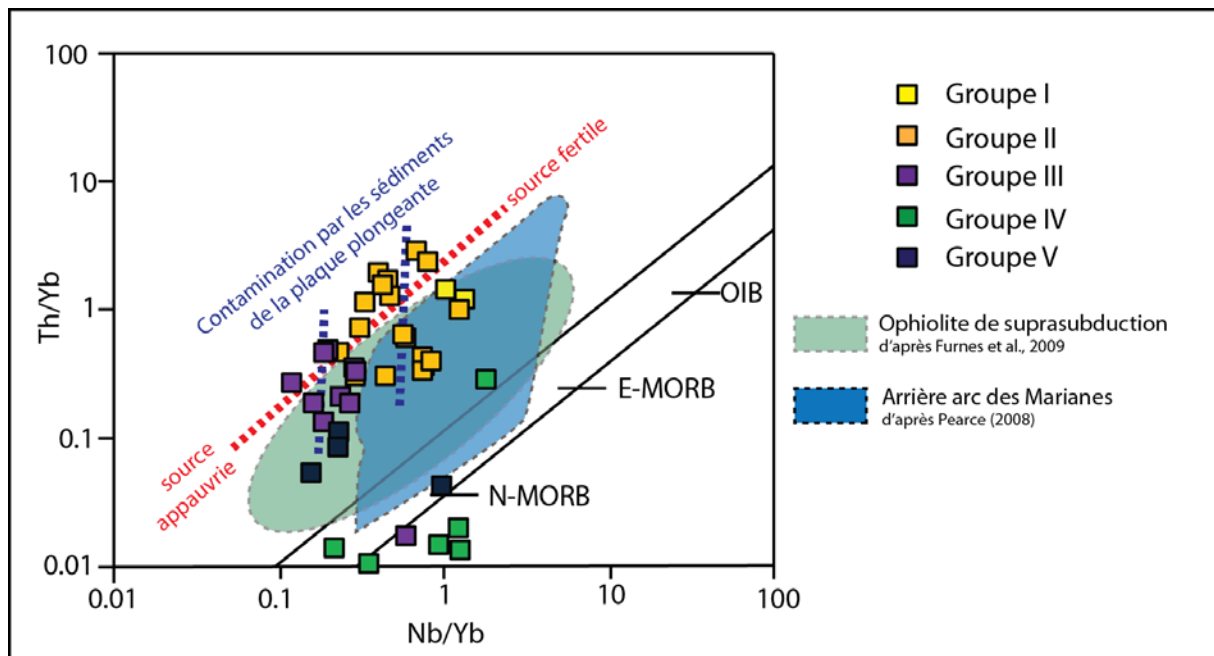


Fig. VI-27 : diagramme (Th/Yb) vs (Nb/Yb) pour les différents groupes de spectres déterminés pour les roches mafiques des Complexes d'Audierne et de Champtoceaux.

En conclusion sur l'étude géochimique, les analyses qui ont été effectuées montrent que les roches mafiques des complexes de Champtoceaux et d'Audierne proviennent de bassins arrière arcs. Cette étude a mis en évidence que la majorité des roches montrent un enrichissement en Th par rapport à une série MORB-OIB actuelle classique telle qu'elle est décrite par Pearce (2008). Cet enrichissement indique clairement l'implication de la déshydratation des sédiments d'une plaque plongeante dans la genèse des magmas. Par ailleurs, au regard de l'évolution géochimique établie par l'analyse des éléments majeurs et en traces, qui montrent la prédominance de roche de type MORB, il est raisonnable de proposer que l'ensemble des roches étudiées provienne d'un bassin relativement ouvert. D'autre part, la présence de laves de compositions chimiques proches du champ des N-MORB-OIB défini par Pearce (2008) pourrait indiquer des magmas issus d'une source plus profonde. Ainsi, les compositions chimiques de l'ensemble des roches mafiques des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne traduisent l'ouverture progressive d'un bassin océanique.

Chapitre IV : discussion et implications géodynamiques

I Nature et origine du protolithe des serpentinites

Caractériser la nature de la péridotite initiale et son environnement d'origine constitue l'une des principales difficultés lorsque l'on étudie des péridotites serpentinisées à plus de 80-90 %. Notamment, car les textures initiales sont souvent oblitérées par les textures de serpentinitisation, pseudomorphiques ou non. La difficulté est d'autant plus grande que la composition chimique de ces roches, tant en éléments majeurs qu'en éléments traces, résulte de l'addition de la chimie de la péridotite initiale et de tous les processus d'interaction fluide-roche enregistrés depuis la cristallisation du protolithe, en passant par son exhumation, sa serpentinitisation, voire son altération superficielle.

L'étude pétrologique des serpentinites constitue une base de données inédite et la première étude approfondie effectuée sur les péridotites serpentinisées du Massif armoricain méridional ; particulièrement pour le complexe de Champtoceaux où l'ensemble de ces corps mantelliques n'avait jamais été étudié, à l'exception des serpentinites des Folies Siffait (Pitra *et al.* 2010) ; un peu moins pour les serpentinites du Complexe de la baie d'Audierne qui avaient déjà été étudiées (Peucat 1973; Plaine *et al.* 1981a; Béchenec *et al.* 1999). Notre étude de ces roches ultramafiques montre clairement que l'origine ainsi que les processus métamorphiques et l'évolution enregistrée par ces roches sont contrastés d'un massif à l'autre.

Les résultats obtenus montrent que toutes les textures actuelles de serpentinites, qui sont caractérisées notamment par la présence de porphyroclastes d'amphiboles et de spinelles ainsi que par la cristallisation de serpentine pseudomorphique cryptocristalline, indiquent d'anciennes textures de tectonites porphyroclastiques à mylonitiques ce qui suggère que ces anciennes péridotites ont cristallisé dans un environnement tectonique très actif.

Malgré l'intense serpentinitisation, des olivines ont été identifiées dans trois des massifs étudiés : Ty-Lan, les Folies Siffait et Pont de Barel. Elles ont été analysées dans 2 unités où elles présentent une composition chimique caractéristique d'un protolithe plutôt fertile (Mg# autour de 0,89-0,90-0,91). D'autre part, des spinelles ont été identifiés dans tous les massifs étudiés, ce qui suggère des conditions de cristallisation dans le champ de stabilité des péridotites à spinelle. Ils sont très souvent déstabilisés en chromite ferrique, voire magnétite, mais dans les serpentinites de l'Orgerais ainsi que dans celles de Pont de Barel, ils sont frais et présentent des caractéristiques géochimiques contrastées. Les uns, très chromifères,

suggérant un protolithe fortement résiduel (l'Orgerais) et les autres, plutôt alumineux, indiquant un protolithe fertile (Pont de Barel).

À l'exception des péridotites serpentinisées de l'Orgerais, de l'amphibole a été identifiée dans tous les massifs étudiés et les observations démontrent qu'elles sont toujours antérieures aux processus de serpentinitisation. Dans les péridotites du Complexe de Champtoceaux, deux espèces ont été reconnues : la pargasite que l'on trouve dans les péridotites de Pont de Barel et la trémolite que l'on trouve dans les péridotites de Drain et des Folies Siffait. Dans les péridotites de Ty-Lan, les deux mêmes espèces ont été identifiées.

La pargasite est un minéral peu fréquent dans les serpentinites des rides océaniques (Agrinier *et al.* 1996) notamment, car l'exhumation lente et les processus de serpentinitisation, de plus basse température déstabilisent ce type de minéraux qui apparaissent alors sous forme de relique au cœur de néocristallisations secondaires de trémolite (Agrinier *et al.* 1996). En revanche cette phase minérale est souvent décrite dans les marges passives issues d'anciennes zones de transition océan continent (OCT) tel que la marge passive ibérique qui constitue les premiers stades d'ouverture de l'Atlantique (Agrinier *et al.*, 1993, 1996; Picazo *et al.*, 2013) ou dans les péridotites sous continentales (massifs orogéniques ou xénolithes) (e.g. Bodinier *et al.*, 1990; Frezzotti *et al.*, 2010; Ishimaru and Arai, 2008; Matusiak-Malek *et al.*, 2010; McPherson *et al.*, 1996; Meshesha *et al.*, 2011; Zanetti *et al.*, 1996). Les pargasites de ces types de contexte se caractérisent principalement par des teneurs élevées en TiO_2 (2-4%) et un Mg# très haut (>0.9) suggérant une cristallisation à haute température comprise entre 800 et 1000 °C (Agrinier *et al.* 1988, 1993) avec une faible proportion d'eau et au cours de l'interaction soit avec des magmas alcalins, soit avec des fluides riches en Na et Ti (Conquéré 1971; Agrinier *et al.* 1988). Aucune amphibole identifiée dans les serpentinites étudiées ne présente de telles teneurs en TiO_2 ce qui discrimine un fluide riche en Ti. Deux réactions principales régissent l'apparition de telles phases : elles peuvent soit provenir de la déstabilisation des spinelles et des clinopyroxènes selon une équation du type spinelle + clinopyroxène + eau \rightarrow amphibole (Conquéré 1971) soit par transformation des clinopyroxènes par des magmas hydratés de composition alcaline. La préservation des spinelles dans toutes les serpentinites étudiées suggère qu'il s'agit plutôt de la deuxième réaction pour ce qui concerne le Massif armoricain méridional.

Par ailleurs, la composition chimique des pargasites est un proxy des conditions de pression, température et hydratation des péridotites (Niida et Green 1999; Green 2015). Ces auteurs suggèrent que, pour une certaine teneur en H_2O , la stabilité de ces amphiboles dans

des lherzolites est contrôlée par la teneur sur roches totale des éléments alcalins. Ainsi, les variations de compositions chimiques des pargasites peuvent être considérées comme une fonction de la température et de la pression. L'augmentation de la pression et de la température enregistrées se traduit alors par une augmentation de la substitution de type richtérite (${}^B\text{Ca}_{-1}{}^A_{\square} - {}^B\text{Na}_1{}^A\text{Na}_1$). Niida et Green (1999) suggèrent aussi que le Mg# des pargasites augmente avec la température et la pression et que les teneurs en TiO_2 augmentent avec la température et baissent légèrement avec la pression. En accord avec les conditions proposées par Niida and Green, 1999, la moyenne des teneurs en Na des sites A et B des pargasites étudiées a été calculée et elle est égale à 0,72 apfu (apfu : atome per formul unit = atome par unité de formule structurale) pour les pargasites des serpentinites de Pont de Barel et égal à 0,65 pour celles des serpentinites de Ty-Lan. Portées dans le diagramme Na (apfu) en fonction de la pression (Fig. I-1), les teneurs en Na suggèrent que ces amphiboles sont stables entre 9 et 20 kbar pour les deux unités, mais pour des températures respectivement comprises entre 1060 et 950 °C pour les pargasites de Pont de Barel et comprise entre 1030 et 920 °C pour celles de Ty-Lan. À ces conditions de pression et température, Niida and Green, 1999 proposent des pourcentages modaux de pargasites compris entre 20 et 35% pour $P = 15$, kar et $1050^\circ\text{C} > T > 925^\circ\text{C}$ et entre 16 et 32% pour $P=20$ kbar et $1050^\circ\text{C} > T > 925^\circ\text{C}$. Les proportions modales d'amphiboles estimées dans les serpentinites de Pont de Barel et de Ty-Lan (environ 20%) suggèrent donc que la pression devait être comprise entre 15 et 20 kbar. Ainsi, les péridotites de Pont de Barel, de la Butte de la Roche et de Ty-Lan pourraient s'être équilibrées autour 900-1050 °C pour des pressions de 15-20 kbar.

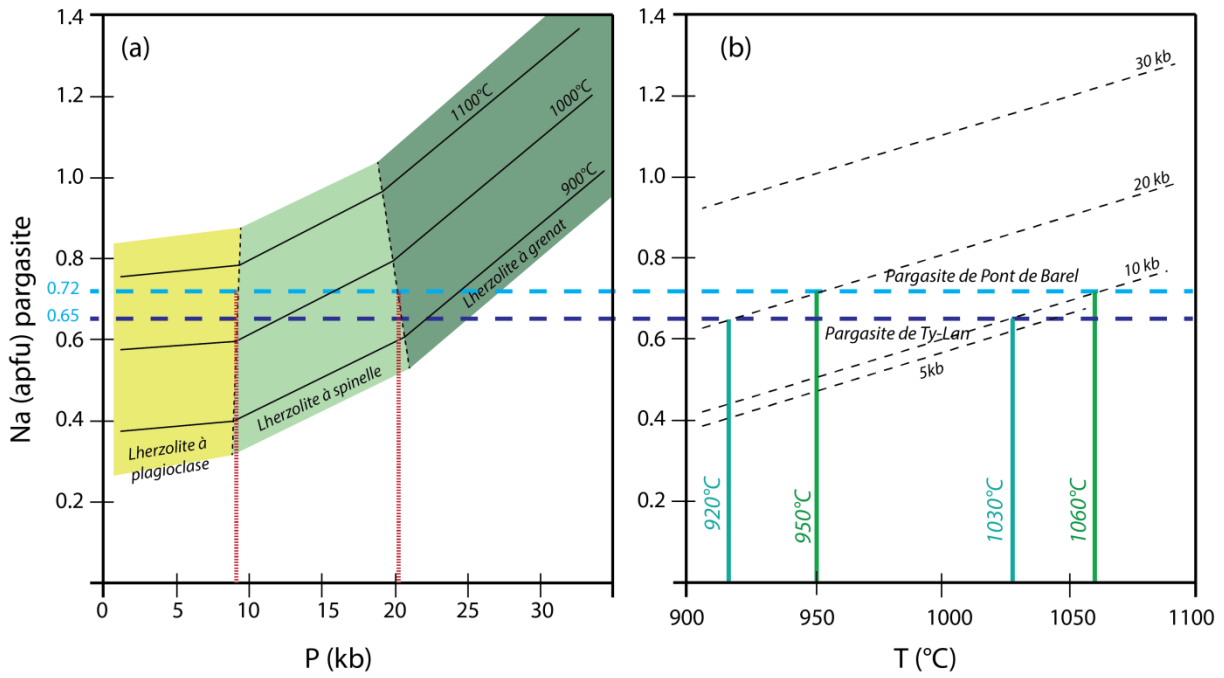


Fig. I-1 : variation des teneurs en Na (apuf) des sites A+B en fonction de la pression (a) et de la température (b). Pour la pression, les isothermes sont tracées en lignes continues noires (900°C, 1000°C et 1100°C). Pour la température, les isobares sont tracées en lignes discontinues continues noires (5 kb, 10 kb, 20 kbar, 30 kb). Les moyennes (0,72 et 0,65 apfu) des teneurs en Na pour les pargasites des serpentinites de Ty-Lan et de Pont de Barel est représentée par les lignes en discontinues bleues. Modifié d'après Niida and Green (1999).

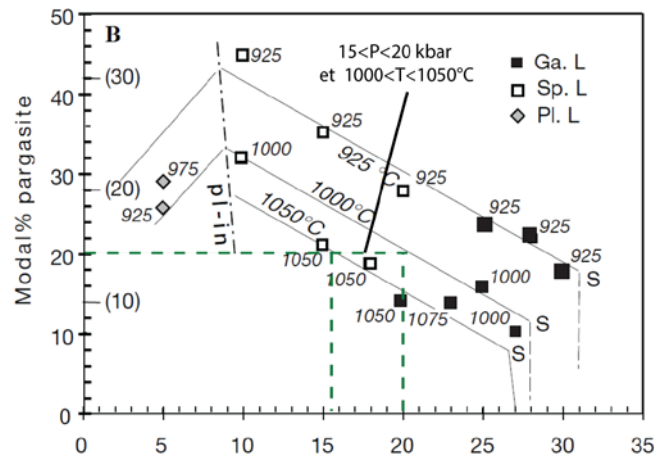


Fig. I-2 : proportion modale d'amphiboles de type pargasite estimée pour les péridotites de type lherzolite (Ga. L = Lherzolite à grenat, Sp. L = Lherzolite à spinelle, Pl. L = Lherzolite à plagioclase). Modifié d'après Niida and Green, 1999. Le diagramme montre que pour une proportion d'environ 20 % de pargasite, les conditions de pression et température de stabilité des péridotites sont respectivement comprises entre 15 et 20 kbar et 1000 et 1050°C. Modifié d'après Niida and Green (1999).

Les analyses en éléments majeurs donnent souvent des résultats discutables quant à l'origine géotectonique des serpentinites (Deschamps *et al.*, 2013). Notamment, car les concentrations de ces éléments sont souvent modifiées par les processus métasomatiques affectant les roches dans le manteau supérieur (interaction avec les produits de fusion, e.g.

McPherson *et al.*, 1996), mais aussi à l’affleurement (métasomatisme en contexte océanique, e.g. Bach *et al.*, 2004). Ce type de processus se traduit dans les péridotites par des enrichissements en éléments volatils (H, C, F, Cl, P, S) et en éléments incompatibles (Al, Ca, Na, K, Fe) et permet la cristallisation de nouvelles phases telles que des amphiboles, des carbonates ou encore des phosphates, concentrés en veines ou cristallisés dans la roche, mais à proximité des fractures (e.g. McPherson *et al.*, 1996). Par ailleurs, les processus de serpentinisation sont considérés comme enrichissant en éléments volatils, mais n’ayant que peu d’impact sur les teneurs en éléments majeurs des péridotites (Mével, 2003 ; Deschamps *et al.*, 2013). Certains auteurs décrivent néanmoins un lessivage des éléments mobiles tels que Ca, Na et Fe au cours des processus de serpentinisation en contexte océanique (e.g. Iyer *et al.*, 2008 ; Bach *et al.*, 2004).

Cette étude a montré qu’à l’exception des serpentinites de la Butte de la Roche, les analyses en éléments majeurs caractérisent le taux de fusion de la péridotite initiale. Ainsi, les serpentinites de Pont de Barel correspondent à d’anciennes péridotites fertiles de type lherzolite alors que les serpentinites de Ty-Lan, des Folies Siffait et de l’Orgerais pourraient correspondre à d’anciennes péridotites plus réfractaires.

Comme nous l’avons vu précédemment, les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche ont des signatures spectrales de lherzolites légèrement enrichies. Bien que ce type de péridotites soit décrit dans beaucoup de contexte géotectonique tels que le ride médio-océanique, les zones de transition océan continent (OCT) ou encore les chaînes orogéniques (Bodinier et Godard 2013; Guillot *et al.* 2015), ces roches sont cependant plus rares au niveau des dorsales médio-océaniques (Bodinier et Godard 2013; Guillot *et al.* 2015). À l’inverse, elles sont souvent décrites dans les contextes de type supra-subduction (récents ou anciens) tels que les OCT et les bassins avant et arrière arc qui permettent la remontée de manteau sous-continentale peu appauvri (e.g. Barnes *et al.*, 2013; Clerc *et al.*, 2012; Deschamps *et al.*, 2013; Meshesha *et al.*, 2011; Montanini *et al.*, 2006; Le Roux *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2007). Il existe alors deux types de lherzolites qui sont soit des lherzolites *s.s.* issues d’un très faible degré de fusion partielle (<10%) et présentant des proportions modales de clinopyroxène de l’ordre 15% (Le Roux *et al.* 2007), soit des lherzolites issues de harzburgites refertilisées comme c’est le cas pour les lherzolites pyrénéennes (Le Roux *et al.* 2007). Si l’on considère que la croissance des pargasites dans les péridotites de Pont de Barel est issue d’une hydratation des clinopyroxènes, on pourrait supposer que la proportion initiale de clinopyroxène devait être proche de composition modale des amphiboles (20%).

Cependant, Le Roux *et al.* (2007) ont montré que la refertilisation de harzburgites dans les Pyrénées était corrélée à une augmentation de la proportion modale de clinopyroxène. Ainsi, la proportion d'amphibole dans les serpentinites de Pont de Barel est probablement supérieure à celles des clinopyroxène de la péridotite initiale. Néanmoins, comme nous l'avons montré, la refertilisation étant limitée, il nous semble cohérent d'interpréter ces roches comme d'anciennes lherzolites *s.s.* légèrement refertilisées. Par extrapolation nous interprétons les serpentinites de la Butte de la Roche comme étant aussi d'anciennes lherzolites *s.s.* refertilisées. À l'inverse, au regard de la forte refertilisation des péridotites de Ty-Lan, il est peu probable que la proportion d'amphibole reflète la composition modale de clinopyroxène. Par ailleurs, si l'on considère le zonage identifié dans ces péridotites, qui se caractérise par un niveau riche en amphibole à proximité des fractures, il est raisonnable de penser que ces minéraux résultent de processus de refertilisation comme décrit par Le Roux *et al.* (2007) et que leur composition modale soit très supérieure à celle des pyroxènes de la péridotite initiale. Ainsi, les serpentinites de Ty-Lan pourraient correspondre à d'anciennes harzburgites fortement refertilisées selon un processus similaire à celui des péridotites pyrénéennes.

Dans ces trois unités, les analyses à la microsonde électronique ont montré que ces pargasites ont des compositions fortement alcalines ($0,7 < \text{Na} + \text{K} < 0,8$ apfu) qui suggèrent une interaction avec des fluides issus de la plaque plongeante (Nozaka 2014) ou des magmas alcalins hydratés (Agrinier *et al.* 1993). Par ailleurs, les fortes teneurs en Cr_2O_3 des pargasites identifiées dans les péridotites de Ty-Lan et de Pont de Barel montrent que ces amphiboles se rapprochent d'amphiboles métasomatiques telles que décrites par Agrinier *et al.* (1993). En accord avec ces auteurs, cela suggère qu'elles pourraient être caractéristiques d'une remontée du manteau au cours des premières phases d'un rifting. Dans les péridotites de la Butte de la Roche, mais aussi dans celles de Ty-Lan, la présence de trémolite caractérisée par une forte teneur en SiO_2 , une faible teneur en Al_2O_3 et en alcalins (Na et K) comparée aux amphiboles de type pargasite pourrait, en accord avec Agrinier *et al.* (1993), suggérer un métasomatisme postérieur à celui responsable de la croissance des pargasites, qui signerait dans ce cas un stade plus avancé d'un rifting, un manteau plus remonté ainsi que des températures plus faibles (600-700°C). Dans ces conditions, les péridotites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche pourraient représenter un stade très précoce de ce système de rifting, associé à une faible circulation de fluide, ce qui expliquerait leur faible taux de fusion et leur métasomatisme limité. Alors que les péridotites de Ty-Lan pourraient représenter un stade légèrement plus avancé de ce type système associé à une circulation de fluide plus importante

ce qui expliquerait leur taux de fusion supérieur ainsi que leur signature fortement métasomatique.

Pour les serpentinites des Folies Siffait, il est difficile d'établir l'origine précise de ces roches. La seule phase minérale primaire identifiée est l'olivine ($X_{fo} = 89$) qui indique un protolithe plutôt fertile. La présence de trémolite suggère une hydratation précoce qui pourrait être associée à une serpentinitisation abyssale en contexte de ride médio-océanique comme décrite par Mével (2003) ; la croissance de trémolite se ferait alors aux dépens des pyroxènes sous la forme : $opx + cpx + eau \rightarrow trémolite + serpentine$ (Mével 2003). Une telle réaction impliquerait cependant des teneurs en Al_2O_3 , Cr_2O_3 et TiO_2 relativement importantes (Mével 2003) que nous ne retrouvons pas dans les trémolites analysées dans les serpentinites des Folies Siffait. Ainsi, il semble peu probable que ces minéraux soient contemporains de la serpentinitisation. La deuxième possibilité de cristalliser ce type de phase minérale dans des péridotites est d'impliquer des processus métasomatiques similaires à ceux décrits pour les serpentinites de Pont de Barel, de la Butte de la Roche et de Ty-Lan, c'est-à-dire impliquant des fluides riches en eau ou des magmas hydratés. La présence de trémolite en lien avec ce type de processus est souvent décrite dans les péridotites serpentinitisées de zone de supra-subduction *s.l.* (e.g. Arai *et al.*, 2003; Ishimaru and Arai, 2008, 2015; Marocchi *et al.*, 2007; McInnes *et al.*, 2001). Les processus métasomatiques seraient contrôlés par des fluides de composition crustale issus de la déshydratation de la plaque plongeante ce qui impliquerait un métasomatisme alcalin et la présence d'amphiboles riche en Na et K (0,1-0,7 apfu) (Nozaka 2014). Les trémolites analysées dans les serpentinites des Folies Siffait ne présentent pas de telles valeurs, mais l'étude pétrologique a montré que ces trémolites étaient parfaitement contemporaines de la rétro-morphose. Elles pourraient par conséquent résulter de la transformation d'amphiboles plus aluminosodiques (pargasite ?) au cours de la déformation. Ainsi, les serpentinites des Folies Siffait pourraient correspondre à d'anciennes péridotites métasomatisées par des fluides supra-subductions.

Les péridotites de l'Orgerais, qui sont les plus réfractaires identifiées dans le Massif armoricain méridional ne contiennent aucune relique de minéraux ferromagnésiens. Il est donc fort probable que la péridotite initiale fut une harzburgite riche en olivine, voire une dunite. Les spinelles sont les seuls minéraux reliques de cette péridotite initiale. Comme nous l'avons vu précédemment, leur composition fortement chromifère est cohérente avec un fort taux de fusion partielle et caractéristique d'un environnement de péridotite du coin mantellique en position d'avant arc. Ainsi, ces péridotites pourraient provenir d'un

environnement abyssal (bassin arrière arc) ou du coin mantellique. Une origine abyssale est peu probable, car les péridotites de ce type de contexte présentent souvent une forte anomalie positive en Europium (Bodinier et Godard 2013; Deschamps *et al.* 2013). En revanche, les spectres des terres rares sont fortement compatibles avec ceux connus pour les péridotites du coin mantellique sous les arcs Izu-Bonin et Mariane (Parkinson et Pearce 1998) et dans celles du massif des Cyclops en Irian Jaya (Indonésie) (Monnier *et al.* 1999), ce qui est cohérent avec la composition des spinelles qui suggère des péridotites d'avant arc. Les péridotites de l'Orgerais pourraient donc provenir d'une zone de coin mantellique, peut-être en position avant arc.

De nombreux arguments indiquent que les serpentinites que nous avons étudiées proviennent d'un environnement de suprasubduction *s.l.* (coin mantellique, avant arc ou bassin arrière arc juvénile). Cependant, des distinctions en termes de protolithe et d'évolution doivent être faites.

- Les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la roche pourraient être d'anciennes lherzolites à spinelle ayant enregistré un métasomatisme, elles auraient été exhumées au cours d'un épisode de rifting intracontinental initiant l'ouverture d'un bassin arrière arc.
- Les serpentinites de Ty-Lan pourraient être d'anciennes harzburgites à spinelle qui ont enregistré un métasomatisme très intense. Ces roches pourraient alors représenter des termes plus réfractaires d'un système tectonique comparable à celui proposé pour les péridotites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche, mais plus évolué.
- Les serpentinites des Folies Siffait pourraient être d'anciennes harzburgites à spinelle qui pourraient provenir d'un environnement similaire à celui des péridotites de Ty-Lan.
- Les serpentinites de l'Orgerais pourraient être d'anciennes harzburgites riches en olivine, voire dunite. Elles pourraient provenir du coin mantellique, probablement en position avant arc si l'on se réfère à la composition des spinelles.

Comme nous l'avons vu dans le premier chapitre, le Massif armoricain méridional a connu l'ouverture de deux domaines océaniques issus d'épisode de rifting. Le premier dès l'Ordovicien (Ballèvre *et al.* 2013) qui initie l'ouverture de l'océan Galice-Massif central et le second au dévonien inférieur qui initie l'ouverture du bassin de Saint-Georges-sur-Loire (Ducassou *et al.* 2011a). Notons que l'ouverture de ce bassin pourrait être plus précoce, silurienne (Faure *et al.* 2008). Quoi qu'il en soit, la question principale quant à l'origine des

péridotites étudiées dans le cadre de ces travaux est : quel bassin ? En l'absence de datation précise, il est difficile de proposer une réponse claire à cette question. Cependant, ce qui est sûr, c'est que peu importe les péridotites de Pont de Barel-Butte de la Roche, de Ty-Lan et des Folies Siffait qui sont les reliques de ces bassins se sont formées au cours des premières phases d'ouverture. Elles sont donc soit ordoviciennes, soit dévoniennes. De même, il est difficile, voire impossible de savoir si les serpentinites de Ty-Lan et celles de Pont de Barel-Butte de la Roche proviennent du même système de rifting ou de deux sites géotectoniques différents.

Dans le complexe de Champtoceaux, si l'on considère l'agencement structural actuel des unités étudiées et que l'on s'affranchit de la déformation responsable du plissement de la structure (Fig. I-3), les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche s'alignent grossièrement selon un axe sud-est – nord-ouest (Lagarde 1978; Gumiaux 2003). De ce fait, elles sont situées au nord des unités de haute pression du complexe et donc au nord des orthogneiss de Champtoceaux qui représentent l'allochtone supérieur (Ballèvre *et al.* 2013). En accord avec les interprétations de Ducassou *et al.* (2011) qui suggèrent que l'allochtone supérieur se situe au sud du bassin de Saint-Georges-sur-Loire et si l'on considère que l'agencement spatial actuel est représentatif de cette paléostructure, il est probable que les lherzolites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche proviennent de la protolithosphère océanique du bassin de Saint-Georges-sur-Loire.

Il est possible d'effectuer le même raisonnement pour les serpentinites des Folies Siffait. Avant la déformation tardive liée au cisaillement sud-armoricain, les serpentinites des Folies Siffait pourraient se situer au sud des orthogneiss de Champtoceaux (Fig. I-3 (b)). Ainsi, ces serpentinites se trouvent en position normale par rapport au schéma des modèles géodynamiques (parautochtone - allochtone inférieur - allochtone moyen - allochtone supérieur). Ces serpentinites pourraient donc représenter la partie mantellique de l'océan Galice-Massif central. Cependant les caractéristiques géochimiques et notamment leur enrichissement en terres rares légères indiquent qu'elles proviennent d'un bassin arrière arc. À notre connaissance, un tel bassin n'est pas décrit dans la littérature scientifique, mais il pourrait correspondre à l'ophiolite de suprasubduction proposée par Ballèvre *et al.* (2013).

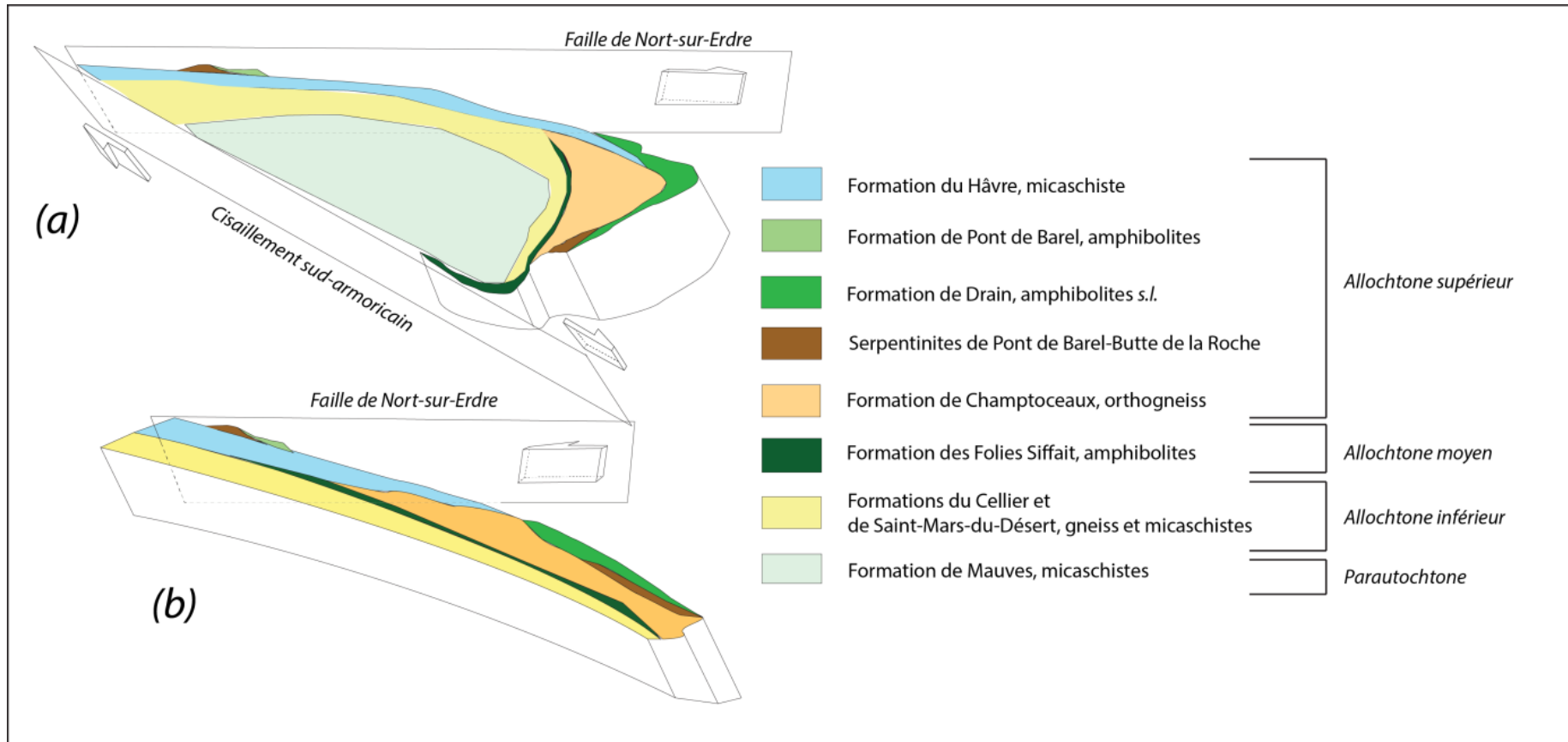


Fig. I-3 : blocs-diagrammes schématiques des unités du Complexe de Champtoceaux. (a) au cours de la déformation dextre associée au fonctionnement du Cisaillement sud-armoricain et au rejeu dextre de la Faille de Nort-sur-Erdre. (b) agencement supposé des mêmes unités au cours de la déformation sénestre. Les serpentinites de Pont de Barel – Butte de la Roche s’alignent un axe N120° est se situent toujours au nord des unités de haute pression. Modifié d’après Lagarde (1978).

Il est plus difficile d'apporter des hypothèses concernant l'origine et la mise en place des serpentinites de l'Orgerais. Néanmoins, leur position actuelle toujours en limite des unités du bassin d'Ancenis suggère un lien au moins structural avec cette entité géologique. Diot (1980) propose que le bassin d'Ancenis s'ouvre au cœur du bloc des Mauges, bloc qui appartient à l'allochtone supérieur. Si l'on considère que les serpentinites de l'Orgerais proviennent du coin mantellique *s.l.*, une hypothèse serait qu'elles proviennent du manteau situé sous l'allochtone supérieur et l'arc volcanique associé. Elles auraient alors subi une première phase de serpentinisation statique de basse température à lizardite et chrysotile, puis auraient été exhumées.

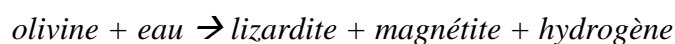
Pour les serpentinites de Ty-Lan, il n'existe pas de datation publiée des roches basiques associées. Par conséquent, on ne sait pas de quel bassin océanique elles proviennent. Néanmoins, Ballèvre *et al.* (2014) suggère qu'elles pourraient être ordoviciennes. De ce fait, s'il l'on considère un âge dévonien pour l'ouverture du bassin de Saint-George-sur-Loire, ces serpentinites ne peuvent avoir la même origine que celles de Pont de Barel – Butte de la Roche. Ceci étant, notre étude a montré qu'elles pourraient provenir d'un environnement similaire à celui des serpentinites ligériennes, c'est-à-dire exhumées au cours d'un épisode de rifting. De ce fait, ces serpentinites pourraient provenir de la remontée du manteau au cours des premiers stades d'ouverture du rift ordovicien initiant l'ouverture de l'océan Galice-Massif central.

II Serpentinisation océanique de basse température dans les roches ultramafiques du Massif armoricain méridional

II.1 Réactions de serpentinisation

Concernant les processus de serpentinisation, l'étude pétrologique a montré que la quasi-totalité de péridotites étudiées sont serpentinisées à plus de 80-90%. La seule exception concerne de rares échantillons prélevés au sein des péridotites de Ty-Lan, pour lesquelles le taux de serpentinisation est estimé à environ 60-70 %. Les premières phases de serpentinisation sont remarquablement similaires pour l'ensemble des péridotites étudiées et

sont caractéristiques d'une serpentinisation en contexte océanique telle que souvent décrite dans la littérature (e.g. Andreani *et al.*, 2007; Mével, 2003; Ulrich, 2010; Wicks and Whittaker, 1977; Wicks *et al.*, 1977). En effet, toutes présentent un premier épisode caractérisé par la cristallisation de lizardite pseudomorphique soit à texture maillée lorsqu'elle remplace les olivines, soit en bastite lorsqu'elle remplace les pyroxènes et dans une moindre mesure les amphiboles. Ce premier épisode de serpentinisation est toujours associé à la cristallisation de magnétite en fins liserés discontinus soulignant le maillage pseudomorphique ou cristallisant au cœur des mailles. Toutes ces observations suggèrent que les principales réactions qui régissent la serpentinisation dans le Massif armoricain sont les suivantes :



Bien que les champs de stabilité des serpentines soient peu contraints à l'heure actuelle, surtout dans les hautes pressions (Fig. II-1), la lizardite est classiquement interprétée comme le polymorphe de basse température (<400°C) (O'Hanley *et al.* 1989; Evans 2004) qui résulte principalement de la pseudomorphose des olivines, des orthopyroxènes et dans une moindre mesure des clinopyroxènes et des amphiboles (Wicks *et al.* 1977; Wicks et Whittaker 1977; Le Gleuher *et al.* 1990; Mével 2003). Les champs de stabilité de la lizardite sont peu dépendants de la pression et la disparition de ce minéral est régie soit par sa déshydratation (Johannes 1968; Chernosky 1973; Caruso et Chernosky 1979; Wunder et Schreyer 1997; Evans 2004) soit par sa transformation en serpentine de plus haute température de type chrysotile ou antigorite (Evans *et al.* 1976; O'Hanley et Wicks 1995; Evans 2004; Schwartz *et al.* 2013). Par ailleurs, les teneurs en aluminiums sont prépondérantes dans les conditions de stabilité de la lizardite (Chernosky 1973; Caruso et Chernosky 1979). En effet, ces auteurs ont montré qu'une lizardite alumineuse était plus stable à haute température, entre 350 et 600 °C pour des pressions jusqu'à 6-7 kbar. Cependant de telles conditions correspondraient à des teneurs en Al₂O₃ de l'ordre de 9% (O'Hanley *et al.* 1989) que nous n'avons jamais identifié dans la lizardite en pseudomorphose d'olivine. Les lizardites alumineuses identifiées dans les péridotites correspondent toujours à des bastites d'amphibole, ce qui suggère que la teneur en aluminium est contrôlée par la présence d'aluminium dans le minéral pseudomorphosé. Dans

toutes les serpentinites étudiées, la serpentinisation pseudomorphique est donc un processus de basse température. En accord avec Evans, (2004) et si l'on considère une serpentinisation à basse moyenne pression (0-6 kbar) ainsi que des teneurs faibles en aluminium, les températures de cristallisation de ce type de serpentine ne peuvent dépasser 300 °C sans que des phases telles que l'antigorite et la brucite n'apparaissent (Fig. II-1). Or nous n'avons jamais identifié ce type de polymorphe en pseudomorphose des minéraux ferromagnésiens. D'un autre côté, si l'on considère des pressions plus élevées (8-16 kbar), Schwartz *et al.* (2013) ont montré que l'apparition de l'antigorite se faisait à plus haute température, au maximum vers 340 °C (Fig. II-1). Ainsi, dans l'ensemble des péridotites étudiées, nous interprétons donc la serpentinisation pseudomorphique à lizardite comme un processus de basse température, inférieur à 340 °C.

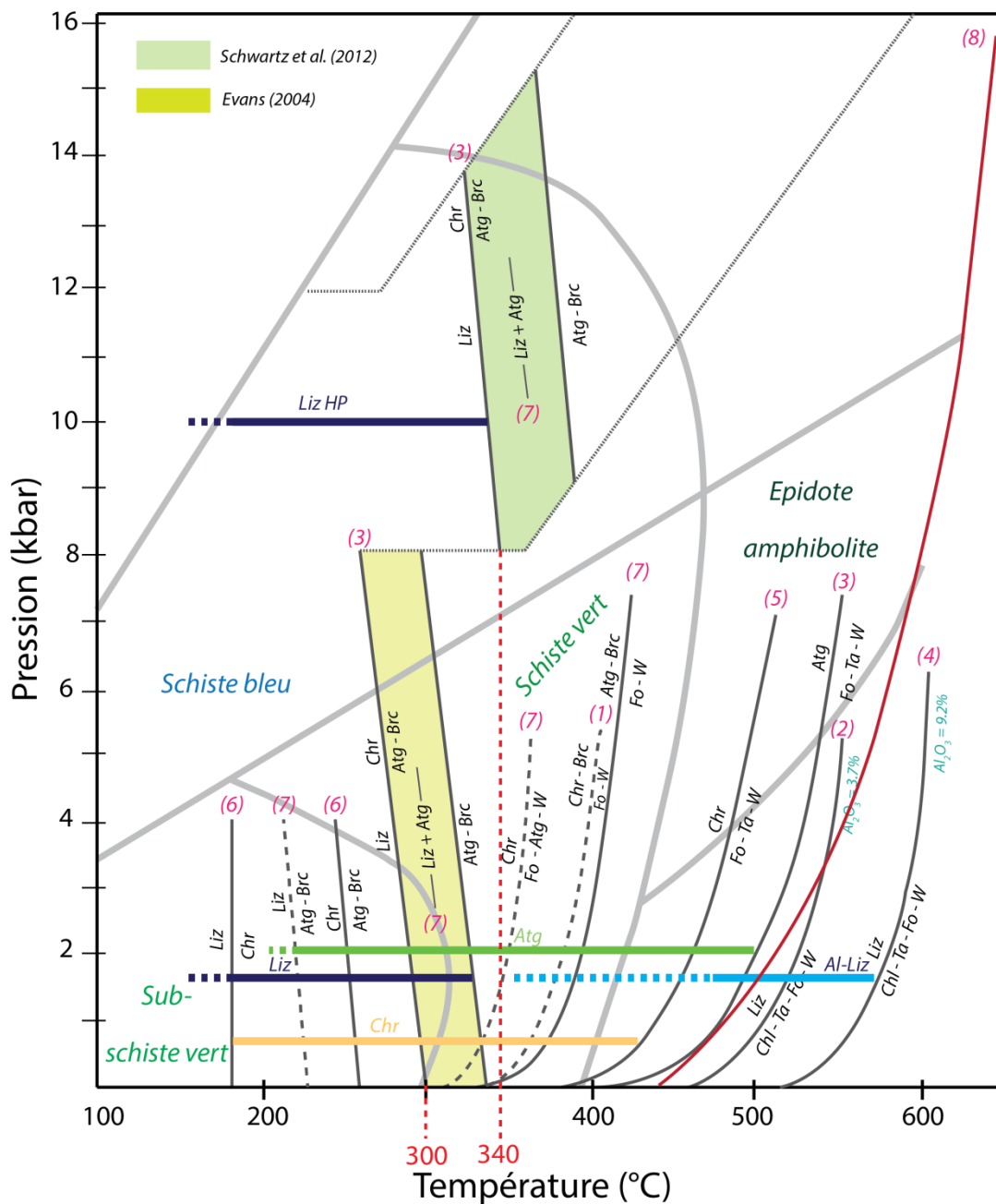


Fig. II-1 : diagramme de phase pour les trois principaux polymorphes de serpentinites. En basses pressions, inférieures à 8 kbar, d'après les études théoriques et naturelles de (1) Johannes (1968), (2) Chernosky (1973), (3) Evans *et al.* (1976), (4) Caruso and Chernosky (1979), (5) Chernosky *et al.* (1988), (6) O'Hanley and Wicks (1995), (7) Evans, (2004), (8) Wunder and Schreyer (1997). Les lignes horizontales représentent les gammes de stabilité des trois principaux polymorphes de serpentine ; ligne verte pour l'antigorite, bleu nuit pour la lizardite, bleu clair pour la lizardite alumineuse et orange pour le chrysotile. Les lignes grises représentent les principales réactions de transformation ou déshydratation des serpentines. Les lignes en tirets gris représentent des réactions métastables. Les courbes (1) (3) (5) (6) et (7) sont tracées pour un système MgO-SiO₂-H₂O et les courbes (2) et (4) pour un système MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Les champs colorisés représentent la zone de transition lizardite-antigorite. En jaune pour les basses pressions (Evans 2004) et en vert pour les hautes pressions (Schwartz *et al.* 2013). Les champs des faciès métamorphiques sont repris de Schwartz *et al.* (2013). La courbe rouge représente la limite de stabilité de l'antigorite, d'après Wunder and Schreyer (1997). Les lignes verticales en tirets rouges représentent les températures maximums de cristallisation des lizardites des serpentinites du Massif armoricain méridional, compte tenu de leur faible teneur en Al₂O₃. Liz : lizardite, Chr : chrysotile, Brc : brucite, Atg : antigorite, Fo : forstérite, Ta : talc, Chl : chlorite, W : H₂O.

II.2 Structuration et colmatage du réseau R1 à lizardite

À l'exception des péridotites les moins serpentinisées identifiées dans le Complexe d'Audierne, toutes les serpentinites étudiées sont coupées par un premier réseau de veines (R1). Ce dernier, qui forme soit des veines extensives, soit des veines cisailées, est toujours souligné par la cristallisation de magnétite, ce qui fournit un aspect réticulé à la roche. Dans toutes les serpentinites étudiées, les veines de ce réseau sont comparables aux veines V0 et V1 décrites par Andreani *et al.*, 2004, 2007, et aux veines V1 décrites par Dilek *et al.* (1997b) dans les serpentinites de la ride médio-atlantique (MAR 920). En accord avec ces auteurs, nous interprétons ce premier réseau de veines comme étant une caractéristique d'une serpentinisation océanique au cours des toutes premières phases d'exhumation du manteau.

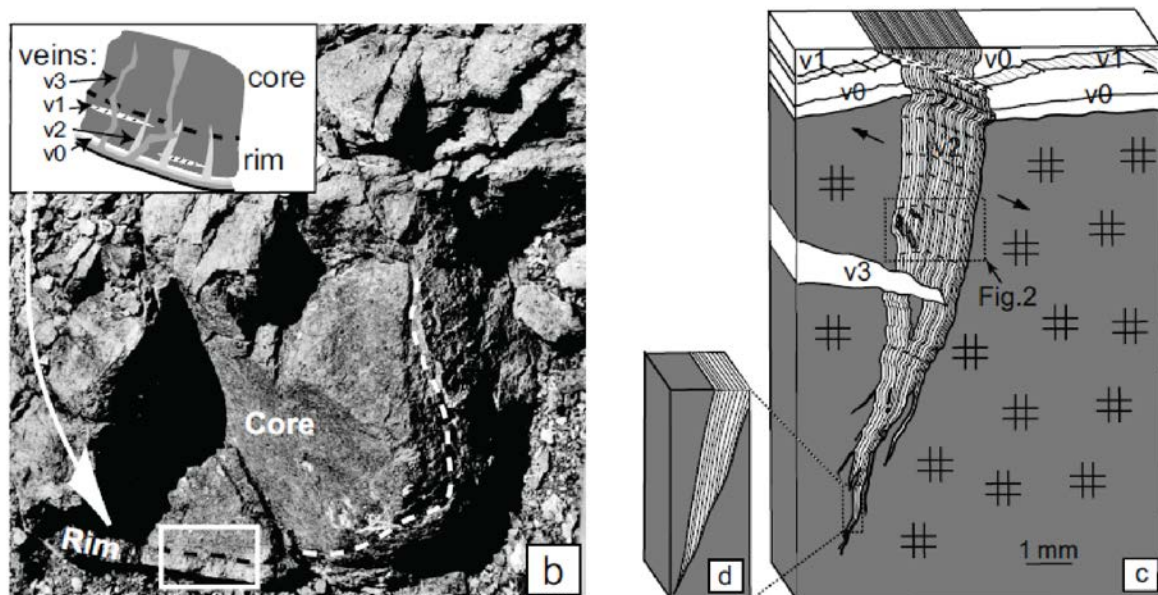


Fig. II-2 : photographie et schéma des veines V0, V1, V2 et V3 décrites par Andreani *et al.* (2004) dans les serpentinites d'origine océanique du Complexe Franciscain (Californie, États-Unis). Les veines V0 et V1 sont similaires aux veines du réseau R1 identifiées dans les serpentinites du Massif armoricain méridional. Les veines V2 sont similaires à celles du réseau R2 identifiées dans les serpentinites du Massif armoricain méridional. Nous n'avons pas identifié les veines V3 dans les serpentinites que nous avons étudiées. D'après Andreani *et al.* (2004).

Comme nous l'avons décrit dans l'étude pétrographique, l'ouverture de ces veines est variable, quelques dixièmes de millimètre à quelques centimètres, et lorsqu'elles se forment, elles sont toujours constituées de lizardite. De plus, elles contrôlent toujours le débit principal de la roche et, de ce fait, elles forment de fins placages verts nappant la surface des blocs de serpentinites. Le fait que ces veines n'aient pas été identifiées dans les péridotites les moins serpentinisées de Ty-Lan indique qu'elles apparaissent après un taux de serpentinisation au

moins supérieur à 60-70 %, ce qui est cohérent avec les taux de serpentinisation établis par Andreani *et al.*, 2007 qui suggèrent qu'en contexte océanique, les premières veines à lizardites apparaissent pour un taux de serpentinisation de l'ordre de 50-60 %. D'autre part, lorsqu'elles sont faiblement ouvertes et par conséquent lorsqu'elles occupent les parties centrales des blocs, ces veines montrent une composition chimique très similaire à celle des serpentines du maillage pseudomorphique, c'est-à-dire qu'elles sont peu alumineuses. En revanche, lorsqu'elles sont plus largement ouvertes et qu'elles soulignent donc le débit de la roche, leur composition apparaît plus hétérogène et plus alumineuse. On pourrait supposer que la différence de composition chimique entre ces veines est liée à une variation de la composition du fluide comme le suggèrent Andreani *et al.* (2007). Néanmoins, comme nous l'avons précisé, la serpentinisation est toujours plus intense à proximité des principales fractures de la roche, jusqu'à former des bastites d'amphibole. De ce fait, même si la lizardite après l'amphibole est plus alumineuse, il est probable qu'une partie de l'aluminium provenant des amphiboles serpentinisées soit aussi libérée dans la phase fluide et intègre les serpentines des larges veines qui contrôlent le débit de la roche (notamment celle des serpentinites de Pont de Barel). Par ailleurs, la composition chimique des fines veines de ce réseau étant similaire à celle des mailles de lizardite, cela suggère que les températures de formation sont proches de celles contrôlant la serpentinisation maillée, c'est-à-dire 340 °C au maximum, ce qui est cohérent avec les températures de formation des veines V1 décrite par Andreani *et al.* (2007). Une chronologie d'ouverture des veines de ce réseau peut aussi être proposée sur la base de celle établie par Andreani *et al.* (2007). En effet, ces auteurs proposent que l'ouverture et le colmatage de ces veines soient des réponses progressives à l'expansion volumique provoquée par les différentes réactions de serpentinisation. Dans ce cadre, les veines fines du réseau R1 pourraient correspondre aux toutes premières veines ouvertes en réponse à la serpentinisation. Les veines plus larges seraient ouvertes de manière synchrone, mais elles joueraient jusqu'à des stades plus avancés de la serpentinisation, peut-être à des températures plus élevées, ce qui expliquerait qu'elles puissent intégrer plus d'aluminium.

II.3 Structuration et colmatage du réseau R2 à chrysotile

Un deuxième réseau (R2) a été identifié dans toutes les serpentinites étudiées, à l'exception toujours, de celles faiblement serpentinisées. Il est constitué de veines extensives, parfois de type « crack seal » s'ouvrant toujours à partir du premier réseau auquel il est soit subperpendiculaire, soit légèrement oblique. La composition minéralogique de ce second réseau apparaît plus variable (chrysotile, serpentine polygonale et serpentine polyédrale) que

celle de R1. Néanmoins, il est majoritairement constitué de chrysotile en fibres perpendiculaires aux épontes des veines. Comparée aux serpentines pseudomorphiques, la composition chimique des minéraux de ce réseau apparaît principalement plus riche en FeO, en SiO₂ et en Al₂O₃. Par ailleurs, sa structuration apparaît concomitante de la transformation des bastites en chrysotile dans la matrice de la roche. La formation des bastites est connue pour se produire pour un taux de serpentinisation important (Wicks *et al.* 1977; Evans 2004; Andreani *et al.* 2007), ce qui suggère que la formation de ce réseau se produit pour un taux de serpentinisation très élevé.

La cristallisation de chrysotile dans les serpentinites peut se produire en contexte océanique (e.g. Andreani *et al.*, 2004, 2007; Bach *et al.*, 2004; Boschi *et al.*, 2008; Debret *et al.*, 2013; Dilek *et al.*, 1997b; Früh-green *et al.*, 1996) comme en contexte orogénique (e.g. Albino, 1995; Cogulu and Laurent, 1984; Kyser *et al.*, 1999; O'Hanley, 1988; Reynard, 2013; Ulrich, 2010). En contexte orogénique, l'ouverture de ces veines est fortement contrôlée par la tectonique et de ce fait, les plans de veines sont souvent associés aux principales contraintes de déformation (σ_1 , σ_2 et σ_3) (e.g. Bellot, 2008). En revanche, en contexte océanique, ces veines forment un réseau qui rappelle fortement le réseau centripète identifié dans les serpentinites étudiées (e.g. Andreani *et al.*, 2004, 2007; Evans, 2004; Mével, 2003). En accord avec Andreani *et al.*, 2007, nous interprétons la mise en place de ce réseau de veines comme une caractéristique d'une serpentinisation océanique. De plus, toujours en accord avec ces auteurs, la structuration de ce réseau pourrait se faire postérieurement au réseau R1, ce qui est attesté par les observations pétrographiques et confirmé par la présence de chrysotile dans le réseau R1.

Les conditions de formation du chrysotile dans les veines restent aujourd'hui équivoques d'autant qu'il pourrait s'agir d'une phase qui n'est thermodynamiquement jamais la plus stable (Evans 2004). Néanmoins, les auteurs s'accordent sur une température maximum de 500°C à 6-7 kbar, légèrement supérieure à celle de la lizardite non alumineuse (Fig. II-1). Par ailleurs, Evans (2004) suggère que la cristallisation de chrysotile ou de lizardite n'est par forcément lié à des variations de condition de pression et température, mais plutôt à un concours de circonstances qui empêcherait l'une ou l'autre des phases de cristalliser. Selon cet auteur, la cristallisation de chrysotile se ferait principalement dans les vides ou dans les fractures, car les conditions de cristallisation de la lizardite ne sont plus remplies (la réciproque étant vraie pour la cristallisation de la lizardite). De ce fait, Evans (2004) décrit le passage de la lizardite vers le chrysotile comme une réaction pseudo-variante

qui se fait indépendamment de la pression et de la température comme cela devrait être le cas s'il s'agissait d'une réaction univariante. Cette réaction « pseudo-variante » est principalement contrôlée par le rapport eau-roche, la disponibilité d'espace vide, les contraintes liées à la serpentinisation (expansion thermique) et les conditions de nucléation des serpentines (entropie, enthalpie et énergie libre de Gibbs). Dans ce cadre, la cristallisation de chrysotile se ferait lorsque le rapport eau roche est très élevé, directement à partir de la phase fluide et dans les vides, alors que la cristallisation de lizardite se ferait à rapport eau/roche plus faible et plutôt en pseudomorphose, d'abord de l'olivine puis des pyroxènes. De ce fait, si les conditions de cristallisation de la lizardite ne sont plus réunies, c'est que le rapport eau/roche est élevé et que le taux de serpentinisation est très important. Comme nous l'avons vu précédemment, la formation du réseau R2 semble associée à un taux de serpentinisation très avancé, ce qui suggère un rapport eau/roche très élevé et peu être des températures plus fortes (?), mais probablement inférieures à 400 °C puisqu'aucune antigorite n'été identifié dans le réseau R1. Dans ce cadre, il est raisonnable de penser que le passage de la lizardite comme polymorphe de serpentine au chrysotile n'est pas associé à un changement drastique des conditions P-T, mais plutôt à un processus logique et continu qui correspondrait à l'évolution du processus de serpentinisation : augmentation du rapport eau/roche et augmentation du volume. Ceci tend aussi à démontrer que le chrysotile en réseau centripète est une caractéristique d'une serpentinisation précoce et non tardive comme l'ont proposé certains auteurs (e.g. Ulrich, 2010).

La présence de serpentine polygonale dans le réseau R2 s'explique de la même manière que celle du chrysotile, c'est-à-dire sans contrôle de la pression et de la température. En effet, Baronnet et Devouard (1996) suggèrent que la serpentine polygonale se forme à partir du chrysotile lorsque les conditions de tension élastique liées aux forces de cristallisation sont trop importantes pour que le chrysotile soit préservé. Selon ces auteurs, la transformation de chrysotile en serpentine polygonale se ferait alors à l'état solide par segmentation progressive des feuillets du chrysotile. Rappelons d'ailleurs que les segments sont cristallographiquement de la lizardite (Baronnet et Devouard 1996, 2005). Ceci est parfaitement cohérent avec (Evans 2004) qui propose que le chrysotile et la lizardite fonctionnent comme un binôme stress antistress. La lizardite serait le polymorphe cristallisant sous fortes contraintes cristallographiques alors que le chrysotile cristalliserait sous faibles contraintes cristallographiques. Ceci implique que la présence de serpentine polygonale, se

fait nécessairement s'il y a du chrysotile et donc postérieurement à la cristallisation de ce dernier.

Quant à la présence de serpentine polyédrale, il pourrait s'agir d'une phase serpentineuse très tardive comme le suggèrent Andreani *et al.* (2008). En accord avec ces auteurs, elle pourrait s'être mise en place à des températures plus faibles que celles de cristallisation de la lizardite et du chrysotile : 200-300°.

Que ce soit pour le chrysotile, la serpentine polygonale ou la serpentine polyédrale, nos analyses chimiques ont montré que ces minéraux étaient globalement plus riches en fer, aluminium et surtout plus riches en silicium. Si l'on considère que la structuration et le colmatage du réseau R1 sont subséquents à la formation des bastites de pyroxène, il est probable que l'excès de silice associée à la bastitisation des orthopyroxènes fournit les éléments nécessaires et explique la composition chimique de ces phases minérales. Ainsi, le chrysotile, la serpentine polygonale et la serpentine polyédrale auraient cristallisé en lien avec un fluide aqueux (eau de mer) dont la composition est principalement contrôlée par l'apport en éléments chimiques depuis la roche hôte.

II.4 Conclusions sur la serpentinisation océanique de basse température

Nous venons, dans les parties précédentes, de montrer que l'ensemble des textures de serpentinisation pseudomorphique et les réseaux de veines (R1 et R2) identifiés dans les serpentinites étudiées sont caractéristiques d'une serpentinisation océanique de basses températures comprises entre 200 et 340°C. Si l'on se réfère à Andréani *et al.*, 2007, un tel processus s'explique parfaitement par la remontée du manteau et sa mise en contact avec une quantité de plus en plus importante d'eau de mer. Dans ce cadre, la chronologie qui peut être proposée pour la serpentinisation dans les péridotites étudiées est la suivante :

- serpentinisation pseudomorphique de l'olivine associée à un rapport eau/roche faible et ouverture puis colmatage des veines fines du réseau R1 à des températures inférieures à 340°C,
- de manière contemporaine, voire continue :
 - o serpentinisation pseudomorphique des orthopyroxènes et probablement des amphiboles ;
 - o réseau R1 toujours actif et structuration/colmatage des larges veines à partir des fines veines ;

- structuration et colmatage du réseau R2 avec cristallisation de chrysotile localement transformé en serpentine polygonale puis cristallisation de serpentine polyédrale ; le tout avec un rapport eau/roche élevé (R1 toujours actif localement colmaté par du chrysotile)

Dans les serpentinites du Massif armoricain méridional, le chrysotile est par conséquent un minéral issu de la serpentinisation de basses températures des péridotites. Ces processus sont d'origine océanique et se déroulent au cours de l'exhumation des péridotites.

III Serpentinisation orogénique de basse température dans les serpentinites des Folies Siffait

Dans les serpentinites des Folies Siffait, l'étude pétrographique a montré que la serpentinisation océanique était largement masquée par la déformation de la roche. Comme nous l'avons vu, cette déformation est principalement associée à une recristallisation des serpentines, sans changement de leur composition chimique et à une bastitisation des amphiboles qui sont progressivement transposées dans le plan de foliation. Tout comme pour la serpentinisation océanique, les faibles teneurs en aluminium dans ces serpentines suggèrent qu'elles se sont formées à basse température, probablement inférieure à 340 °C (Fig. II-1). Néanmoins, à la différence de la serpentinisation océanique qui se fait de manière « statique » et en régime cassant, la deuxième étape de serpentinisation qui affecte les serpentinites des Folies Siffait se fait en régime ductile.

Les études expérimentales de Raleigh et Paterson (1965) ont montré que la ductilité des serpentinites était une fonction de la pression, de la température et de l'état d'hydratation des serpentines. Ces auteurs ont établi que les serpentinites à lizardite en texture maillée ont un comportement ductile à des températures inférieures à 310 °C pour des pressions supérieures à 2,7-3 kbar (Fig. III-1). Ces données expérimentales sont cohérentes avec les températures que nous estimons pour ce deuxième épisode de serpentinisation (<340°C). Ce dernier pourrait donc se produire pour des températures inférieures à 310°C et des pressions supérieures à 3 kbar. Les veines de chrysotile qui ont été identifiées en plan parallèle au plan de foliation, et qui sont interprétées comme contemporaines de la déformation pourraient alors s'être formées dans les mêmes conditions. Dans ce cas, les conditions cristallographiques et thermodynamiques de cristallisation du chrysotile pourraient être similaires à celles des veines

du réseau R2. C'est-à-dire par relâchement de la contrainte liée à la serpentinisation et sursaturation des vides par la phase fluide, rendant impossible la cristallisation de lizardite.

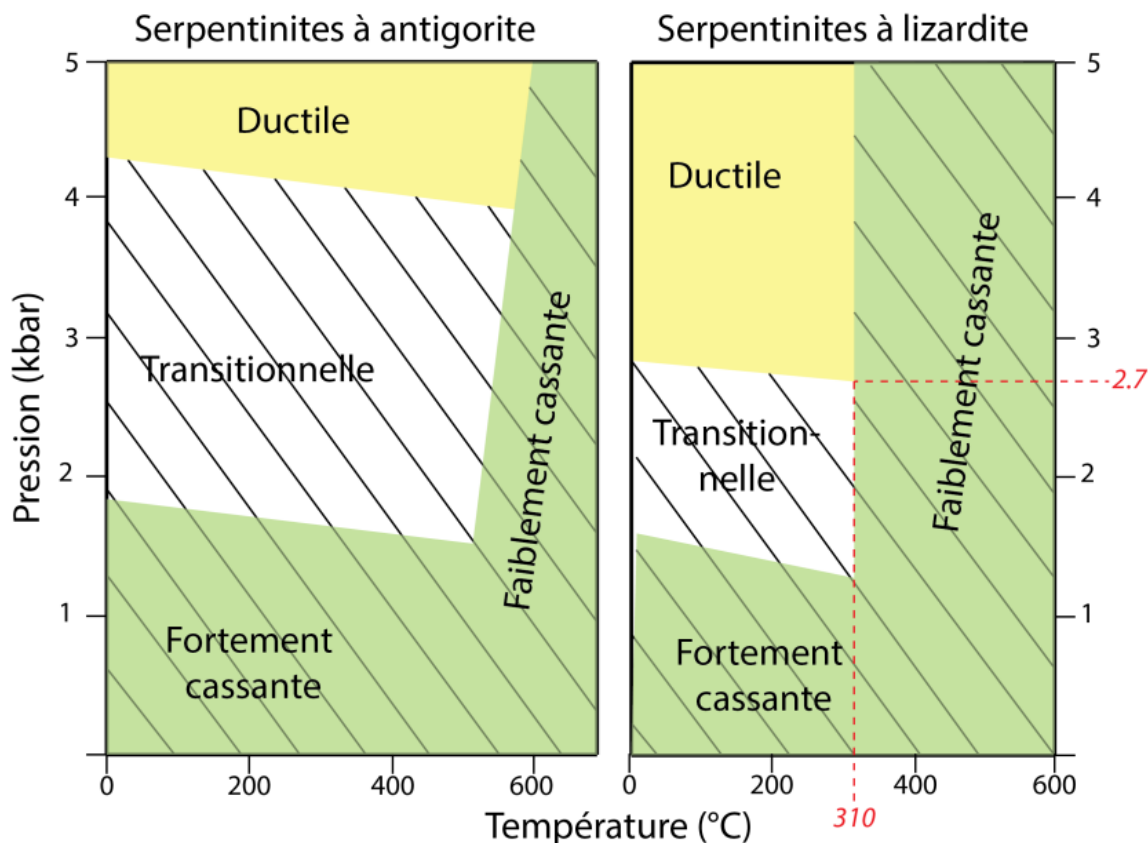


Fig. III-1 : Champs pression-température des déformations cassantes, transitionnelles et ductiles pour les serpentinites à antigorite et chrysotile à gauche et pour les serpentinites à lizardite maillée à droite. Modifié d'après Raleigh et Paterson (1965). Ce diagramme montre que les serpentinites des Folies Siffait pourraient s'être déformées à des températures inférieures à 310 °C pour des pressions supérieures à 2.7 kbar.

En contexte orogénique, il est possible de déformer des serpentinites soit au cours d'un trajet rétrograde, soit au cours du trajet prograde. De ce fait, la question d'un métamorphisme prograde ou rétrograde se pose clairement pour les serpentinites des Folies Siffait. Si la déformation prograde est largement documentée dans la littérature scientifique (e.g. Andreani *et al.*, 2005; Debret *et al.*, 2013a, 2013b; Gates and Kambin, 1990; Hermann *et al.*, 2000; Hirose *et al.*, 2006; Jabaloy-sánchez *et al.*, 2015; Lafay *et al.*, 2013; Roehrig *et al.*, 2015; Schwartz *et al.*, 2012), il n'y a, à notre connaissance, que peu d'études sur la déformation rétrograde (e.g. Hermann *et al.*, 2000; Jabaloy-sánchez *et al.*, 2015). Le métamorphisme prograde et, par conséquent, la déformation qui lui est souvent associée se caractérisent principalement par la mylonitisation, l'antigoritisation puis la déshydratation des serpentinites (e.g. Debret *et al.*, 2013b; Hermann *et al.*, 2000; Hirose *et al.*, 2006; Lafay *et al.*, 2013;

Padrón-Navarta *et al.*, 2011, 2013). Notons que ce métamorphisme prograde se déroule surtout au cours de l'enfouissement des serpentinites dans le cadre de la mise en subduction du plancher océanique. La mylonitisation de la roche s'exprime principalement par la formation progressive de plans S-C' qui sont souvent contemporains de la cristallisation de l'antigorite aux dépens de la lizardite (e.g. Hermann *et al.*, 2000; Lafay *et al.*, 2013; Schwartz *et al.*, 2012). Les limites thermobarométriques de cette déformation sont celles de stabilité de l'antigorite et de sa déshydratation. Deux réactions principales régissent cette déshydratation (Fig. II-1) : entre $350 < T < 450^{\circ}\text{C}$ et $1 < P < 16$ kbar, l'apparition d'olivine est contrôlée par la réaction antigorite + brucite = 2 forstérite + 3 H₂O et entre $450 < T < 600^{\circ}\text{C}$ et $1 < P < 10$ kbar la réaction implique l'apparition de talc (antigorite = forstérite + talc + H₂O) (Evans *et al.* 1976; Evans 2004). Notons que la présence d'aluminium dans l'antigorite peut influencer légèrement cette limite (Padrón-Navarta *et al.* 2013).

Dans les serpentinites des Folies Siffait, l'olivine est la seule phase minérale qui pourrait suggérer de telles réactions et donc un métamorphisme prograde. Néanmoins, l'absence d'antigorite (démontrée par cette étude), mais aussi l'absence de talc et de brucite (Pitra *et al.*, 2010, cette étude) indique clairement que si cette olivine est métamorphique, elle n'est issue d'aucune de ces deux réactions. Une autre réaction pourrait alors expliquer l'apparition d'olivine métamorphique. Elle implique directement la déshydratation de la lizardite sous la forme : lizardite = talc + forstérite + clinochlore + fluide (Caruso et Chernosky 1979). Pour les mêmes raisons qu'évoquées précédemment, cette réaction ne peut être avancée pour expliquer la formation de l'olivine dans les serpentinites de Folies Siffait. Par ailleurs, cette réaction implique que la lizardite a des teneurs très élevées en aluminium (Caruso et Chernosky 1979), ce qui n'est pas le cas pour les serpentinites des Folies Siffait. Enfin, le dernier argument qui va à l'encontre d'olivines d'origines métamorphiques est le fait que de telles phases présentent un Mg# $\gg 90$ (e.g. López Sánchez-Vizcaíno *et al.*, 2005). Ainsi, il nous apparaît évident que les olivines identifiées dans les serpentinites des Folies Siffait sont des olivines primaires. De ce fait, il n'y a, selon nous, aucun argument qui prouverait que la déformation des serpentinites des Folies Siffait soit associée à un métamorphisme prograde et nous interprétons cette déformation comme contemporaine d'un métamorphisme rétrograde.

Pitra *et al.* (2010) suggèrent que la chlorite présente dans les serpentinites des Folies Siffait est associée à l'assemblage minéralogique primaire de la péridotite initiale. Selon notre étude, la chlorite est contemporaine de la déformation qui se produit au cours de la deuxième

phase de serpentinisation de basse température et donc contemporaine d'un métamorphisme rétrograde. De plus, nos observations pétrographiques montrent clairement qu'elle se développe aux dépens de la lizardite lamellaire et peut-être, dans une moindre mesure, aux dépens des amphiboles elles-mêmes. De ce fait, nous interprétons ces chlorites comme des minéraux de basse température issue de la rétroformation des serpentinites, voire des amphiboles. Leur cristallisation pourrait alors se produire dans les stades finaux du métamorphisme rétrograde, probablement dans les conditions du faciès schiste vert de bas grade.

Les serpentinites des Folies Siffait ont donc enregistré une étape de serpentinisation rétrograde au cours de leur déformation. Comme nous l'avons vu, cette déformation est compatible avec le régime sénestre qui régit la déformation de l'ensemble du Complexe de Champtoceaux (Lagarde 1978), mais aussi avec celui qui régit la déformation dans le domaine varisque ligéro-sénaise (Cartier 2002; Cartier et Faure 2004) et plus largement dans l'ensemble de la Chaîne varisque d'Europe de l'Ouest (Faure *et al.* 2008, 2009). En accord avec ces auteurs, cette déformation pourrait être active entre la fin du Dévonien et le début du Carbonifère. Cependant, comme nous l'avons précisé précédemment notre interprétation s'oppose à celle de Pitra *et al.* (2010) qui proposent une déformation contemporaine d'un régime chevauchant. Par ailleurs, les interprétations que nous avons concernant les conditions métamorphiques de cette deuxième phase de serpentinisation ne sont pas non plus compatibles avec le métamorphisme inverse décrit par Pitra *et al.*, 2010. En effet, les connaissances actuelles sur la stabilité thermobarométrique des serpentines n'expliquent pas comment des serpentinites de basse température peuvent être en contact avec des orthogneiss métamorphisés à des températures supérieures à 650°C (Pitra *et al.* 2010). Une explication possible serait que ces serpentinites constituent des écaillles insérées tectoniquement après le refroidissement des orthogneiss, peut-être au cours de l'évènement D2 décrit par Faure (2008). Elles auraient d'ailleurs pu servir, comme cela est souvent décrit dans la littérature, de « couche savon » permettant l'accolement des orthogneiss de Champtoceaux avec les amphibolites de Folies Siffait.

IV Serpentinisation orogénique de haute température dans les serpentinites de l'Orgerais et de Ty-Lan

En plus de l'épisode précoce de serpentinisation essentiellement pseudomorphique, l'étude pétrologique détaillée des corps ultramafiques du Massif armoricain méridional a montré que certains d'entre eux avaient enregistré d'autres évènements principalement caractérisés par des processus de serpentinisation non pseudomorphiques. C'est notamment le cas pour les péridotites de l'Orgerais et de Ty-Lan.

Dans les deux cas, cette étape de serpentinisation se traduit par la croissance d'antigorite fibrolamellaire non pseudomorphique aux dépens de la lizardite maillée. Cependant, notre étude pétrographique a montré que dans le cas des serpentinites de l'Orgerais, cette deuxième phase est contemporaine de la mylonitisation de la roche alors que dans les serpentinites de Ty-lan, elle semble se produire sous un régime statique.

Comme nous l'avons décrit précédemment, l'antigorite est classiquement interprétée comme le polymorphe de haute température des serpentines (O'Hanley *et al.* 1989; Evans 2004). À basse pression ce minéral est stable jusqu'à 450°C alors qu'à haute pression, il pourrait être stable jusqu'à 650 °C (Fig. II-1). Par ailleurs, l'antigorite serait le polymorphe stable au-dessus de 70 kbar pour des températures inférieures à 300 °C (Reynard *et al.* 2015). Les travaux expérimentaux de Raleigh et Paterson (1965) suggèrent que la déformation ductile des serpentinites à antigorite, relativement indépendante de la température, se produit pour des pressions supérieures à 4 kbar. En dessous de cette pression, les serpentinites ont un comportement transitionnel jusqu'à 2 kbar puis fortement cassant (Fig. III-1).

IV.1 Température et réaction de serpentinisation dans les serpentinites de l'Orgerais

Dans les serpentinites de l'Orgerais, notre étude pétrographique a montré que plus la roche est déformée, plus elle contient d'antigorites. Cependant, un lien direct entre déformation et antigoritisation n'est pas évident. En effet, il existe deux possibilités pour expliquer le fait que les serpentinites mylonitiques de l'Orgerais sont riches en antigorites alors que les serpentinites massives sont riches en lizardites. La première consiste à envisager que l'antigoritisation se fait de manière statique, par augmentation de la température. La mylonitisation affecterait dans ce cas des serpentinites déjà fortement antigoritisées à des pressions supérieures à 4 kbar et des températures inférieures à 650 °C comme suggérés par Raleigh et Paterson (1965). La deuxième possibilité consiste à associer l'antigoritisation à la déformation. Dans ce cas, la déformation serait contrôlée par la température et serait alors d'autant plus importante que la proportion d'antigorites est grande. En d'autres termes, à pression constante, ce serait la formation d'antigorite et donc la température qui contrôlerait la

déformation. Comme suggéré par Wicks (1984), on se trouve ici dans un cas qui n'est pas compatible avec les expérimentations de Raleigh et Paterson (1965) et il apparaît imprudent d'utiliser leurs travaux pour estimer les conditions de pression associées à la mylonitisation des serpentinites de l'Orgerais. Par ailleurs, la présence des différentes veines du réseau R3, dont l'ouverture est contrôlée par la déformation, suggère que les processus de serpentinisation sont toujours en cours au moment de la déformation. Ceci nous semble être un argument solide qui indique que l'antigoritisation se produit pendant la déformation et que cette dernière est contrôlée par la température. Il est difficilement possible d'être précis quant à la température qui contrôle la croissance des antigorites et la déformation de ces serpentinites. Si l'on considère les champs de stabilité du chrysotile, la réaction (5) de la Fig. II-1 suggère des températures maximums de 450 °C à 2 kbar et 500 °C à 7 kbar. De plus, le fait que nous n'ayons pas identifié de brucite associée à l'antigorite pourrait suggérer que cette dernière se trouve dans sa forme la plus stable à haute température, celle dont la déshydratation se produit vers 500 °C à 2 kbar et 550 °C vers 7 kbar (réaction (3) de la Fig. II-1) ce qui est cohérent avec la présence de chrysotile de haute température. Ainsi, le chrysotile et l'antigorite pourraient s'être formés à des températures maximums de 500 °C si la pression est de l'ordre de 7 kbar. Enfin, le contrôle de la déformation par la température pourrait aussi expliquer la différence de texture observée dans les serpentinites les plus déformées. Les niveaux protomylonitiques seraient alors issus d'une déformation à plus faible température que celle responsable de la formation des niveaux mylonitiques ou ultramylonitiques.

IV.2 Structuration et colmatage du réseau R3 à chrysotile

Comme nous l'avons vu précédemment, la cristallisation de chrysotile pourrait se produire lorsque les conditions de formation de la lizardite ne sont pas remplies. Ceci concerne le chrysotile qui se forme dans le champ de stabilité de la lizardite non alumineuse. Cependant, Evans (2004) suggère aussi que ces conditions sont transposables au champ de stabilité de l'antigorite. De ce fait, la formation du chrysotile nécessite un rapport eau/roche élevé et probablement un fluide supersaturé. L'origine du fluide responsable de cette supersaturation est difficile à identifier en l'absence d'analyse isotopique. Néanmoins, comme le montrent les analyses chimiques, l'antigorite semble toujours contenir de plus faibles proportions d'eau. Ainsi, il est possible qu'une partie de l'eau responsable de la formation de chrysotile provienne de la déshydratation de la lizardite au cours de l'antigoritisation. Ceci est cohérent avec la plupart des réactions de formation de l'antigorite qui libère une grande

proportion d'eau (Wunder *et al.* 2001). D'autre part, comme nous l'avons vue précédemment, la composition chimique est différente entre le chrysotile des veines R3-a/b et celui des veines R3-c ; le premier étant plus siliceux et le dernier plus alumineux. L'augmentation de la teneur en silice des serpentinites, notamment celle des antigorites, au cours d'un métamorphisme prograde est souvent décrite dans la littérature (e.g. Lafay *et al.*, 2013; Schwartz *et al.*, 2013; Wunder *et al.*, 2001). Or les analyses des antigorites ne montrent pas de différence significative avec la lizardite. De ce fait, au lieu d'intégrer l'antigorite, la silice issue de la transformation de la lizardite en antigorite pourrait intégrer la phase fluide et par conséquent le chrysotile. Les teneurs en aluminium dans les veines R3-c sont plus difficiles à interpréter. En effet, les observations pétrographiques montrent que ces veines sont limitées aux parties protomylonitiques, que nous interprétons comme des zones de déformation de plus basse température, car pauvres en antigorite. Ce qui est incohérent avec la thermobarométrie des serpentinites qui suggère que l'aluminium intègre les serpentines de haute température. Néanmoins, la bordure de ces veines, qui ne présente pas de limite nette avec la matrice, pourrait suggérer un comportement plus ductile que celui qui régit la déformation des niveaux protomylonitiques. D'autre part, l'étude pétrographique a aussi montré que ces veines sont subséquentes, voire postérieures aux veines R3-a et R3-b qu'elles cisailent légèrement. Ainsi, ces veines pourraient correspondre à des veines de température légèrement plus élevée que les veines R3-a et R3-c, ce qui expliquerait des teneurs plus élevées en aluminium. Cette interprétation reste très hypothétique, car les conditions de stabilité du chrysotile alumineux sont peu contraintes dans la littérature scientifique et il n'y a à notre connaissance pas de preuve que le chrysotile alumineux soit plus stable à haute température. Notre interprétation se base sur une extrapolation de la stabilité de la lizardite et de l'antigorite alumineuse. Nous ne pouvons pas non plus écarter la possibilité d'un fluide de composition chimique différente et un apport de l'aluminium par une source extérieure (?).

IV.3 Température et réaction de serpentinisation dans les serpentinites de de Ty-lan

Dans les serpentinites de Ty-Lan, l'antigoritisation affecte la roche depuis l'extérieur des blocs vers l'intérieur, et ce de manière statique. Que ce soit dans les veines ou dans la matrice, l'étude pétrographique a montré que l'antigorite se développe aux dépens de la lizardite pseudomorphique issue de la serpentinisation océanique. La formation d'antigorite en contexte océanique est relativement rare et souvent associée à des conditions particulières

(Mével 2003). On la trouve alors soit sous la forme de veines, soit dans les zones de cisaillement (Mével 2003) et sa formation, limitée à des cristallisations mineures, nécessite une augmentation de la température et la circulation de fluide siliceux qui baissent le rapport Mg/Si et permettent les conditions de cristallisation de l'antigorite (Dilek et al. 1997b). L'abondance d'antigorite dans beaucoup d'échantillons de serpentinites de Ty-Lan, notamment dans le secteur de kérazel va clairement à l'encontre d'une antigorite issue de la serpentinisation océanique. En contexte orogénique *s.l.* (subduction, exhumation, collision), la formation d'antigorite est en revanche souvent décrite (e.g. Debret *et al.*, 2013b; Deschamps *et al.*, 2010; Groppo et Compagnoni, 2007; Khedr et Arai, 2012; Lafay *et al.*, 2013; O'Hanley et Wicks, 1995; Padrón-Navarta *et al.*, 2011; Schwartz *et al.*, 2013; Ulrich, 2010). Dans les zones de subduction, la formation d'antigorite se fait principalement pendant le métamorphisme de haute pression, au cours duquel la transition entre la lizardite et l'antigorite se produit entre 350 et 400° (Schwartz *et al.* 2013). À plus haute température, l'antigorite se déshydrate et la cristallisation d'olivine secondaire, en remplacement soit des veines, soit de la matrice est presque toujours observée (e.g. Debret *et al.*, 2013b). Nous n'avons jamais observé ce type d'olivine dans les serpentinites de Ty-Lan, ce qui indique que l'antigoritisation n'est pas associée à une phase d'enfouissement.

Si cette antigoritisation n'est ni océanique, ni associée au métamorphisme de subduction, elle est alors forcément continentale. Or nous avons vu précédemment que l'antigoritisation en domaine continentale était fortement structurée et souvent caractérisée par la présence de zone de cisaillement à antigorite ou de veine à antigorite qui ne se développe pas aux dépens de la lizardite, surtout pas aux dépens de celle qui constitue le maillage de la roche. Ce type d'antigoritisation ne nous semble pas cohérent avec les observations pétrographiques que nous avons effectuées. De ce fait, l'origine de l'antigorite dans les serpentinites de Ty-Lan doit être trouvée en dehors de ces contextes.

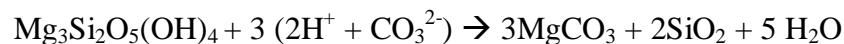
Dans sa thèse, Peucat (1973) suggérait déjà que la présence de talc dans ces serpentinites pouvait être associée à un événement thermique liée à un l'intrusion granitique qui les coupe (granite de Saint Joseph). Une telle hypothèse pourrait aussi expliquer l'antigoritisation de ces serpentinites. En effet, peu importe le contexte géologique, les processus d'antigoritisation impliquent très souvent la présence de silice dans la phase fluide (e.g. Harvey *et al.*, 2014; Lafay *et al.*, 2013; Mével, 2003; Schwartz *et al.*, 2013). En accord avec Evans (2004), il n'y qu'une seule réaction qui permette la formation d'antigorite à partir de fluide siliceux et sans produire de brucite (phase que nous n'avons pas observée) :



Cette réaction explique parfaitement les observations pétrographiques qui indiquent un remplacement de la lizardite et du chrysotile par l'antigorite. Par ailleurs, Evans (2004) suggère aussi qu'une fois complète, cette réaction génère du talc ce qui est aussi cohérent avec nos observations pétrographiques qui supposent que le talc se forme localement aux dépens des serpentines. À haute pression, Schwartz *et al.* (2013) propose que l'antigorite se forme par précipitation dissolution de la lizardite. Un tel processus pourrait être transposé aux serpentinites de Ty-Lan puisque c'est surtout la température qui régit cette transformation et non la pression. De plus, les observations pétrographiques ont montré la présence de serpentine amorphe (protoserpentine (?)) en remplacement de la lizardite et du chrysotile, qui pourrait raisonnablement être issu d'un tel processus et précéder la formation d'antigorite. Ainsi, nous proposons que l'antigoritisation des serpentinites de Ty-Lan se fasse par précipitation/dissolution des la lizardite et du chrysotile au cours de la mise en place du granite de Saint-Joseph.

V Altération tardive et processus de carbonatation-silicification

Plusieurs études se sont attachées à décrire les processus de carbonatation-silicification dans les péridotites serpentinisées (e.g. Kelemen et Matter, 2008; Mervine *et al.*, 2014; Ulrich *et al.*, 2014). Notamment pour des questions de stockage du CO₂ anthropique. L'interaction entre le CO₂ atmosphérique et les serpentines se traduit par un échange cationique H⁺ et Mg²⁺ à la surface des minéraux. La réaction chimique globale qui régit ce processus peut être écrite comme suit :



Cette réaction peut se produire très rapidement, quelques dizaines d'années (Beinlich et Austrheim 2012) et perdurer sur plusieurs dizaines de milliers d'années (Mervine *et al.*, 2014). Les températures impliquées sont larges et correspondent à la gamme de stabilité des carbonates de magnésium, c'est-à-dire entre une température ambiante et environ 400 °C (Klein and Garrido, 2011). Les travaux réalisés par Ulrich *et al.*, 2014 sur les péridotites serpentinisées de Nouvelle-Calédonie ont montré que la carbonatation-silicification de ces roches pouvait s'expliquer en combinant 2 modèles : un modèle mécanique *per descensum*, qui initie la carbonatation dans les réseaux de fractures et un modèle de carbonatation plus

pervasives par précipitation-dissolution qui affecte le maillage serpentineux, depuis la périphérie des mailles vers leur cœur. L'exemple de la Nouvelle-Calédonie résume relativement bien les différents processus supergènes de carbonatation-silicification des péridotites serpentinisées décrites dans la littérature scientifique. Ainsi, compte tenu des observations pétrographiques réalisées, il apparaît cohérent que des processus d'altération de surface soient à l'origine des veines de carbonate et de quartz dans les péridotites serpentinisées associées à la Formation de Pont de Barel. Cette hypothèse est confortée par le fait qu'aucune péridotite du faciès frais n'a été observée dans les parties superficielles des affleurements ; notamment celui de la carrière du Pont de Barel. Cependant, la présence de carbonate et de silice, seulement dans les réseaux R1 et R2 suggère que seul le modèle mécanique *per descensum* suffit à expliquer les phénomènes de carbonatation-silicification dans les péridotites associées à la Formation de Pont de Barel. D'autre part, cette hypothèse implique que les veines à lizardite fibreuses identifiées dans les faciès de péridotites altérées sont aussi liées à ces processus d'altération supergène et que par conséquent, des fibres sont générées par de tels processus.

VI Synthèse et conclusions sur les serpentinites

Ce travail a permis de montrer que les serpentinites du Massif armoricain méridional ont des origines et des évolutions contrastées.

Les serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche sont d'anciennes lherzolites à spinelle légèrement métasomatisées par des fluides alcalins issus de la déshydratation d'une plaque plongeante. Elles appartiendraient au bassin arrière arc de Saint-Georges-sur-Loire.

Les serpentinites de Ty-Lan sont d'anciennes harzburgites à spinelle très fortement métasomatisées par des fluides qui sont eux aussi de composition alcaline. Elles pourraient correspondre à des reliques du rifting initiant l'ouverture de l'océan Galice-Massif central

Les serpentinites des Folies Siffait sont d'anciennes harzburgites à spinelle refertilisées provenant d'un bassin arrière arc intraocéanique ouvert au nord de l'océan Galice-Massif central.

Enfin, les serpentinites de l'Orgerais sont d'anciennes harzburgites riches en olivine, voire dunite, à spinelle. Elles présentent toutes les caractéristiques d'une première serpentinitisation de basse température. L'origine de ces métapéridotites est clairement différente des autres péridotites du Massif armoricain méridionales. En effet, leurs caractéristiques pétrologiques et chimiques suggèrent fortement qu'elles proviennent du coin mantellique en position d'avant arc.

VII Origines et évolution des roches mafiques des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne

VII.1 Formations de Drain et de Pont de Barel

Dans la littérature scientifique, deux origines sont classiquement proposées pour les roches mafiques de la Formation de Drain. (Cartier et Faure 2004; Faure *et al.* 2005, 2008; Ballèvre *et al.* 2009, 2014). La première interprétation (Ballèvre *et al.* 2013) suggère que ces roches pourraient appartenir à une ophiolite de suprasubduction dévonienne, mise en place au nord de l'océan Galice-Massif central (Fig. VII-1). La deuxième interprétation est fournie par Faure *et al.*, (2008) (Fig. VII-2). Elle diffère de l'interprétation précédente par l'âge attribué à la mise en place de ces roches. En effet, Faure *et al.*, (2008) suggèrent que l'ophiolite de Drain pourrait être datée de l'Ordovicien supérieur (450-430 Ma). Dans les deux cas, si nos données confirment qu'il s'agit de magma dont le chimisme est influencé par une plaque plongeante, la position géographique proposée par ces auteurs nous semble discutable au regard des nouvelles données acquises par ce travail. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, les péridotites associées à ces roches mafiques correspondent à des lherzolites d'arrière arc. Ainsi, les roches mafiques de la Formation de Drain qui ont des signatures géochimiques d'arrière arc pourraient trouver leurs origines dans le bassin de Saint-Georges-sur-Loire.

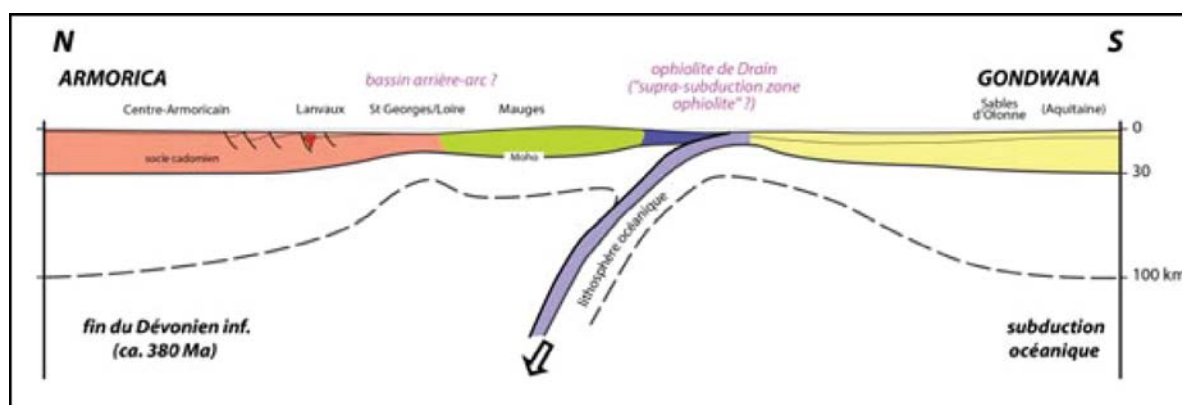


Fig. VII-1 : coupe schématique interprétative du contexte géodynamique du Massif armoricain méridional au Dévonien inférieur, localisant l'origine des roches de la Formation de Drain, dans le cadre d'une subduction intraocéanique située au nord de l'océan Galice-Massif central. D'après Ballèvre *et al.* (2013).

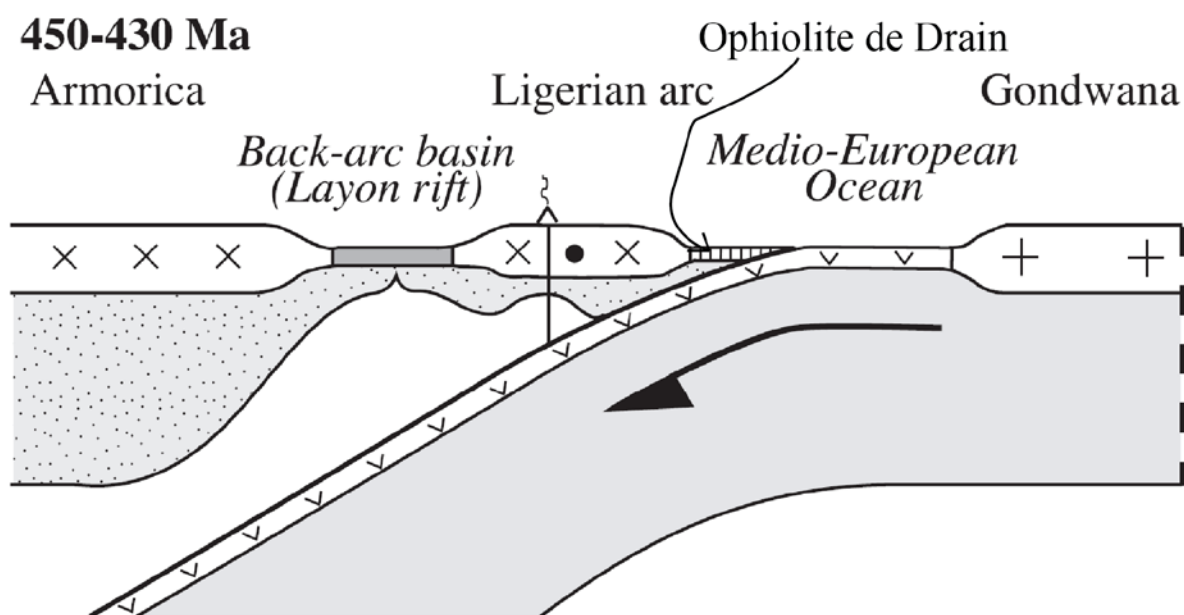


Fig. VII-2 ; coupe schématique interprétative du contexte géodynamique du Massif armoricain méridional à l'Ordovicien supérieur, localisant l'origine des roches de la Formation de Drain, dans le cadre d'une subduction intraocéanique située au nord de l'océan Galice-Massif central. Modifié d'après Faure *et al.*, (2008).

Dans la littérature, l'unité de Pont de Barel est associée à l'unité de Drain – le Hâvre (e.g. Bosse *et al.*, 2000; Cartier, 2002) sans que cela n'est jamais été démontrée. Au regard des données acquises dans le cadre de ces travaux, cette interprétation est parfaitement cohérente. De ce fait, le même raisonnement que celui établi pour la Formation de Drain peut être appliqué à la Formation de Pont de Barel. Ainsi, cette dernière pourrait provenir du bassin de Saint-Georges-sur-Loire. Les différences établies, entre autres par l'étude pétrographique (préservation des textures primaires dans la Formation de Drain et non dans la Formation de Pont de Barel), pourraient suggérer des protolithes différents. La finesse des textures observées pour les amphibolites de la Formation de Pont de Barel pourrait en effet indiquer un protolithe initialement plus fin, peut-être de type basaltique. Une telle interprétation est supportée par la présence des boudins d'épidotes qui pourraient représenter d'anciennes laves en coussin hydrothermalisées. En effet, de nombreuses études (e.g. Brunsmann *et al.*, 2002; McCaig *et al.*, 2007; Ordonez-Calderon *et al.*, 2008; Polat *et al.*, 2007) ont montré que l'altération hydrothermale pénétrative des basaltes de plancher océanique pouvait conduire à la formation de nodules d'épidotite, souvent nommés « épidosite », qui ont toutes les caractéristiques texturales des boudins observés dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. En accord avec Alt *et al.* (1986), il est possible qu'ils se soient formés à des

températures d'environ 200-300 °C. Les amphibolites de la Formation de Pont de Barel pourraient donc représenter un ancien niveau superficiel d'une lithosphère océanique, probablement de type complexe basaltique.

Concernant l'évolution tectonométamorphique de ces unités, comme nous l'avons mentionné précédemment, les métagabbros de la Formation de Drain ont enregistré un premier épisode de métamorphisme en régime statique. De ce fait, ce métamorphisme ne peut être attribué à la déformation D1 décrite par Faure *et al.* (2005, 2008) qui se caractérise par une linéation d'étirement et un mouvement transpressif top sud-ouest. Le métamorphisme M1 enregistré par les métagabbros de Drain ne peut donc pas être contemporain de la phase d'empilement des nappes du Complexe de Champtoceaux, peu importe son âge. Un tel métamorphisme pourrait par contre être attribué à des phénomènes d'hydrothermalisme océanique, ce qui est cohérent avec la présence d'épidosite dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Au niveau des rides océaniques, ce type de métamorphisme est croissant depuis le sommet de la croûte vers sa base et aussi en s'éloignant de chambre magmatique (Alt *et al.* 1986). Alt *et al.*, (1986) décrivent l'apparition d'amphiboles de type hornblende à partir de la zone de dyke de la croûte océanique, c'est-à-dire vers 1 km de profondeur. Néanmoins, à cette profondeur, l'actinolite est l'amphibole dominante. Or il n'y a pas d'actinolite associée au métamorphisme M1 des métagabbros de la Formation de Drain ce qui suggère qu'ils ont été métamorphisés à plus grande profondeur (pression et température plus élevées), directement dans la zone des gabbros, voir dans celle des cumulats puisque que ces derniers sont aussi amphibolitisés. Ceci est cohérent avec les pressions de 4,5-5,5 kbar qui ont été estimées..

Les amphibolites à épidotes et chlorite de la Formation de Pont de Barel, les métagabbros de la Formation de Drain ainsi que les cumulats associés aux métagabbros et aux péridotites de la Butte de la Roche pourraient représenter d'anciennes roches mafiques issues d'un même complexe ophiolitique. Les deux unités auraient alors été métamorphisées au cours d'un premier épisode statique en contexte océaniques. Il s'agirait alors du bassin de Saint-Georges-sur-Loire, qui se serait donc fortement océanisé au Dévonien, avant sa fermeture au dévono-carbonifère.

Si le métamorphisme M1 enregistré par ces deux unités est interprété comme statique et océanique, le métamorphisme M2 est clairement associé à la déformation principale de la roche. Cette déformation est cohérente dans les deux unités et traduit un régime globalement transtensif sénestre. Comme nous l'avons mentionné, cette déformation est identique à celle

connue dans les unités de haute pression du Complexe de Champtoceaux (Lagarde 1978). Dans la littérature, bien que nécessairement postérieure à l'évènement éclogitique, l'âge de cette déformation reste sujet à débat. Selon certains auteurs (e.g. Ballèvre *et al.*, 2009, 2014; Bosse *et al.*, 2000; Pitra *et al.*, 2010) elle pourrait être contemporaine de l'empilement en nappe du Complexe de Champtoceaux. Si l'on s'accorde avec Bosse *et al.* (2000) qui suggère que le métamorphisme de haute pression est Dévonien, la déformation est forcément postérieur et selon ces auteurs, dévonien supérieur. Par ailleurs, Pitra *et al.* (2010) suggère que la déformation est contemporaine d'un métamorphisme inverse en régime transpressif top vers le sud-ouest. D'un autre côté, Faure *et al.* (2008) suggèrent que les âges obtenus par Bosse *et al.* (2000) ne sont pas représentatifs de l'évènement de haute pression, mais d'une réouverture du système géochimique au cours de la déformation principale du Complexe de Champtoceaux ce qui impliquerait que l'évènement haute pression soit plus ancien, probablement silurien selon ces auteurs. De plus, ces mêmes auteurs suggèrent que l'empilement en nappe n'est pas responsable de la déformation principale actuellement visible dans les roches du Complexe de Champtoceaux, mais d'un événement ductile antérieur, probablement dévonien inférieur et dont les traces sont rares. Si l'on s'accorde avec Faure *et al.* (2008), la déformation principale du complexe de champtoceaux serait alors Dévonien supérieur à carbonifère inférieur et, comme nous l'avons déjà mentionné, caractérisée par un régime transtensif sénestre dans les unités à foliation verticale. Nous n'avons pas réalisé de datations qui pourraient préciser l'âge de la déformation que nous avons identifié sur le terrain. Aussi, nous ne pouvons que comparer nos données avec les deux interprétations susmentionnées. Dans ce cadre, les données concernant la déformation dans les Formations de Drain et de Pont de Barel montrent des critères s'accordent parfaitement avec les interprétations de Faure *et al.* (2008) ce qui suggère que le métamorphisme de M2 enregistré par les roches mafiques des Formations de Pont de Barel et de Drain pourrait être Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur. Ceci est cohérent avec l'âge de la fermeture du bassin de Saint-Georges-sur-Loire (Ducassou *et al.* 2011a).

Les estimations de pression et température associée à la déformation pour les amphibolites de la Formation de Pont de Barel et de pour les métagabbros rétro-morphosés de la Formation de Drain, sont proches : respectivement $3 < P < 5$ kbar et $370 < T < 410$ °C et $P \approx 5.5$ kbar et $T \approx 370$ °C. Ceci est parfaitement cohérent avec un épisode de déformation contemporain. Par contre, ces conditions sont différentes des conditions estimées pour

l'allochtone moyen (Pitra *et al.* 2010) ce qui constitue un argument supplémentaire pour intégrer les formations de Drain et de Pont de Barel à l'allochtone supérieur.

En conclusion, ces deux unités de roches mafiques pourraient avoir enregistré un premier métamorphisme (M1) statique en contexte océanique. Elles auraient ensuite été exhumées puis déformées au carbonifère inférieur au cours d'une déformation ductile associée à un métamorphisme rétrograde. Ceci implique qu'elles n'ont jamais été enfouies jusqu'à des conditions éclogitiques. Ce qui est cohérent avec l'absence de relique de ce type de métamorphisme dans ces unités.

VII.2 Formation du Hâvre

Dans les modèles géodynamiques, la Formation du Hâvre pourrait représenter la partie sédimentaire d'un complexe ophiolitique (Faure *et al.* 2008; Ballèvre *et al.* 2014). Il s'agirait alors du même complexe ophiolitique que celui de la Formation de Drain. Les données acquises dans le cadre de ces travaux vont parfaitement dans ce sens. Les amphibolites prasinitiques ont en effet un chimisme proche de celui des Formations de Pont de Barel et Drain (laves d'arrière arc). La déformation identifiée dans ces roches est similaire à celle des micaschistes encaissants et peut être interprétée comme contemporaine de la phase de déformation D2 décrite par Faure *et al.* (2008). Cependant, les estimations des conditions de pression et température suggèrent un métamorphisme de plus haut degré. Ceci implique que les Formations de Drain et du Hâvre ne constituent pas une unité solidaire comme suggérée dans les modèles de géodynamique (Faure *et al.* 2008; Ballèvre *et al.* 2014), mais deux unités séparées par un contact anormal. Elles auraient dans ce cadre été mises en contact au carbonifère, lors de l'évènement D2.

En accord, avec notre interprétation concernant l'origine des amphibolites de la Formation de Drain, les amphibolites prasinitiques pourraient donc aussi provenir du bassin de Saint-Georges-sur-Loire. Elles correspondraient dans ce cas à des niveaux très superficiels puisqu'elles sont associées à des métasédiments (micaschistes de la Formation du Hâvre).

Enfin, au cours de l'ouverture du bassin d'Ancenis, au dinantien, les serpentinites de l'Orgerais auraient été exhumées et mises en contact avec les micaschistes de la Formation du Hâvre. De ce fait, elles n'appartiennent pas à un complexe ophiolitique.

VII.3 Formation des Folies Siffait

La Formation des Folies Siffait constitue une unité méconnue et surtout non datée. Dans ce cadre, elle s'intègre difficilement dans les modèles de reconstitutions géodynamiques. Comme pour la Formation de Drain, il existe deux possibilités si l'on s'accorde sur une appartenance à l'unité allochtone moyenne comme suggérée par Ballèvre *et al.* (2009, 2013, 2014) et Pitra *et al.* (2010). Soit cette unité est ordovicienne issue des premiers stades d'ouverture de l'océan Galice-Massif central, soit elle est dévonienne et issue d'une ophiolite de suprasubduction intraocéanique située dans la partie nord de l'océan Galice-Massif central (l'ophiolite dite de Drain de Ballèvre *et al.* (2013)). Cependant, aucune de ces deux possibilités ne semble satisfaire parfaitement les données géochimiques obtenues dans le cadre de ce travail. C'est pourquoi nous proposons une alternative à ces deux possibilités. En effet, compte tenu de la géochimie (N-MORB d'arrière arc) nous proposons que ces roches proviennent d'un bassin arrière arc intraocéanique. La déformation qui est observée dans ces amphibolites est contemporaine de l'épisode D2 décrit par Faure *et al.* (2008). En accord avec les interprétations de ces auteurs, elle est donc postérieure à l'empilement des nappes du complexe de Champtoceaux.

En conclusion, les amphibolites de la Formation des Folies Siffait sont interprétées ici comme les reliques d'une ancienne ophiolite d'arrière arc intraocéanique appartenant à l'allochtone moyen. Elles auraient été déformées entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur au cours d'une déformation sénestre postérieure à l'empilement des nappes du complexe de Champtoceaux.

VII.4 Les Formations de Tréogat et de Peumerit

En accord avec les interprétations de Ballèvre *et al.* (2014), les roches mafiques des Formations de Tréogat et de Peumerit pourraient être ordoviciennes et appartenir à l'océan Galice-Massif central. Compte tenu de la nature géochimique des roches mafiques de ces formations, l'océan Galice-Massif centrale est à l'ordovicien un bassin arrière arc.

Schulz *et al.* (2002) suggèrent que le métamorphisme enregistré par les unités mafiques du complexe d'Audierne s'intègre dans un modèle de subduction puis d'exhumation sous la forme de nappes empilées. Le pic de métamorphisme serait de l'ordre de 800-900 °C et 14-19 kbar dans certains métagabbros à grenat, ce qui impliquerait des conditions du faciès

éclogite de haute température. Dans les amphibolites de Peumerit, ces mêmes auteurs suggèrent un métamorphisme rétrograde à des pressions de l'ordre de 6 kbar et 600°C. Cependant l'échantillon prélevé par ces auteurs provient de la carrière de Pont-Ilis. En accord avec Béchenec *et al.* (1999) et cette étude, cette carrière expose des roches appartenant à la Formation de Tréogat. Par conséquent, il est préférable de considérer que les estimations fournies par Schulz *et al.* (2002) sont représentatives de cette formation. Comparées aux conditions estimées dans le cadre de ces travaux, elles sont similaires en température (cette étude : 600-700 °C), mais plus élevée en pression (cette étude : 2,5-4 kbar). Par contre, les estimations pour la Formation Peumerit ($6 < P < 6,5$ kbar et $T \approx 700^\circ\text{C}$) sont cohérentes avec celles estimées par Schulz *et al.* (2002) pour la Formation de Tréogat. Dans les amphibolites prasinitiques de la Formation de Tréogat, la déformation principale est caractérisée par une linéation d'étirement nord-sud compatible avec un mouvement transtensif top vers le nord. Cette déformation peut être raisonnablement attribuée à la phase D2 décrite par Faure *et al.* (2008) ce qui impliquerait qu'elle soit Dévonien supérieur à carbonifère inférieur et donc contemporaine de l'épisode décrit dans le Complexe de Champtoceaux.

Les Formations de Peumerit et de Tréogat sont donc interprétées ici comme la « protolithosphère » océanique de l'océan Galice-Massif central et comme suggéré par Ballèvre *et al.* (2014), comme appartenant à l'allochtone moyen. Elles auraient été déformées au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur au cours d'une déformation transtensive.

VIII Synthèse et conclusion sur les roches mafiques

Ces travaux ont montré que des distinctions pouvaient être faites quant à l'origine des unités mafiques des reliques ophiolitiques des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne. Si toutes ces unités proviennent de bassin arrière arc, cette étude a montré que dans le complexe de Champtoceaux, les Formations de Drain et de Pont de Barel pouvaient provenir du bassin de Saint-George-sur-Loire alors que celle des Folies Siffait pouvait représenter une ophiolite d'arrière arc intraocéanique appartenant à l'océan Galice-Massif central. Dans le Complexe d'Audierne, cette étude a montré que les Formations de Peumerit et de Tréogat pourraient représenter la protolithosphère océanique de l'océan Galice-Massif central, elle se serait structurée à la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien dans un bassin arrière arc. Par ailleurs, cette étude a aussi montré que toutes les unités mafiques sont déformées au cours d'un épisode commun, caractérisé dans les unités à foliation verticale (Formations des Folies Siffait, de Drain, du Hâvre et de la Pont de Barel) par un régime sénestre et dans les unités plus horizontales (Formations de Peumerit et Tréogat) par un mouvement transtensif. En accord avec Faure *et al.* (2008), cette déformation pourrait être fini-dévonien à Carbonifère inférieur.

IX Synthèse et conclusions sur les reliques ophiolitiques des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne

L'ensemble des données acquises dans le cadre de ces travaux, à la fois concernant les roches ultramafiques, mais aussi concernant les roches mafiques du Massif armoricain méridional s'accorde sur un point majeur : toutes ces roches proviennent de bassins arrière arcs. Par ailleurs, la diversité géochimique mise en évidence par ces travaux (N-MORB, cumulat, lherzolite, harzburgites et dunités) est un argument de poids pour considérer l'ensemble des unités étudiées comme des reliques de complexes ophiolitiques. Si l'on s'accorde avec nos interprétations, il existe donc 3 complexes ophiolitiques dans le Massif armoricain méridional :

- l'ophiolite dévonienne de Drain-Pont de Barel, constituée de lherzolite *s.s* fortement serpentinisées (serpentinites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche), de cumulats, de métagabbros de type N-MORB (Formation de Drain), de metabasaltes de type N-MORB (Formation de Pont de Barel), la couverture sédimentaire pourrait correspondre aux micaschistes de la Formation du Hâvre ;
- l'ophiolite (non datée) des Folies Siffait, constituée d'harzburgites fortement serpentinisées (serpentinites des Folies Siffait), de rares cumulats et de métagabbros de type N-MORB (Unité des Folies Siffait) ;
- l'ophiolite ordovicienne d'Audierne, qui serait constituée d'harzburgites fortement refertilisées, de cumulats, de métagabbros de type N-MORB (Formation de Peumerit) et de metabasaltes de type N-MORB (Formation de Tréogat), en accord avec Béchenec *et al.* (1999) qui suggère que le passage de la Formation de Tréogat à la Formation de Trunvel (micaschistes) est progressif, cette dernière pourrait représenter la couverture sédimentaire.

Parmi ces trois ophiolites, les plus complètes en comparaison avec une séquence ophiolitique classique semblent être celles de Drain-Pont de Barel et d'Audierne. Si l'on compare à la structure classique des ophiolites, il semble qu'il manque toujours le complexe filonien. Si cette absence de complexe filonien était une caractéristique réelle des ophiolites étudiées ici et pas un manque de données, alors ces ophiolites pourraient correspondre au type ligurien défini par Dilek (2003). Selon cet auteur, ce type d'ophiolite se caractérise par des péridotites largement serpentinisées et coupées par des filons gabbroïques. Les péridotites

sont principalement des lherzolites à spinelles et à plagioclase. Elles sont plus anciennes que les roches mafiques (cumulats, gabbros, basaltes) avec lesquelles elles n'ont généralement pas de liens génétiques (fusion partielle → cristallisation fractionnée), ce qui semble être le cas concernant les ophiolites des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne. Par ailleurs ce type d'ophiolites serait situé principalement au niveau des marges continentales où elles se seraient formées au cours des premiers stades de rifting puis d'ouverture océaniques. Ces caractéristiques sont fortement comparables avec celles des ophiolites étudiées dans le cadre de ce travail. Ainsi, nous proposons que ces dernières correspondent à des ophiolites du type ligurien défini par Dilek (2003).

X Modèle géodynamique proposé

L'ensemble des études pétrologiques et géochimiques mené dans le cadre de ce travail nous permet de proposer un modèle d'évolution des ophiolites sud-armoricaines au paléozoïque (Fig. X-1), basé sur ceux proposés dans la littérature (Cartier et Faure 2004; Faure *et al.* 2008; Ballèvre *et al.* 2009, 2014; Ducassou *et al.* 2011a).

À l'ordovicien inférieur, ce modèle considère que la microplaque Armorica est détachée du Gondwana et que les deux masses continentales sont séparées par un bassin arrière arc qui correspond aux premiers stades d'ouverture de l'océan Galice-Massif central et dans lequel se mettent en place les ophiolites d'Audierne.

L'ordovicien moyen est selon ce modèle une période durant laquelle l'océan Galice-Massif central aurait pu évoluer jusqu'à la formation d'un véritable domaine océanique présentant une ride médiane.

À l'Ordovicien supérieur et au silurien inférieur, une première subduction intraocéanique, initiée à la ride de l'océan Galice-Massif central permettrait l'enfouissement d'une partie de la lithosphère de ce bassin, les traces de cet enfouissement pourraient être les éclogites de l'Unité des Essarts (cf. chapitre I partie II.3.1). Cette subduction provoquerait la formation d'un arc volcanique intraocéanique en arrière duquel un petit bassin arrière arc s'ouvrirait (bassin arrière arc des Folies Siffait). Bien que les amphibolites de la Formation des Folies Siffait ne soient pas datées, un tel contexte pourrait expliquer la nature des roches mafiques et ultramafiques de cette unité.

Entre le silurien inférieur et le Silurien moyen, le bassin arrière arc des Folies Siffait pourrait s'être étendu, provoquant la migration vers le sud de l'arc.

Au silurien supérieur, la totalité de la lithosphère de l'océan Galice-Massif centrale serait en subduction entraînant aussi l'arc volcanique silurien. Dans le même temps, au niveau de la marge sud de l'Armorica, s'initierait une seconde subduction à vergence nord entraînant une partie du bassin des Folies Siffait.

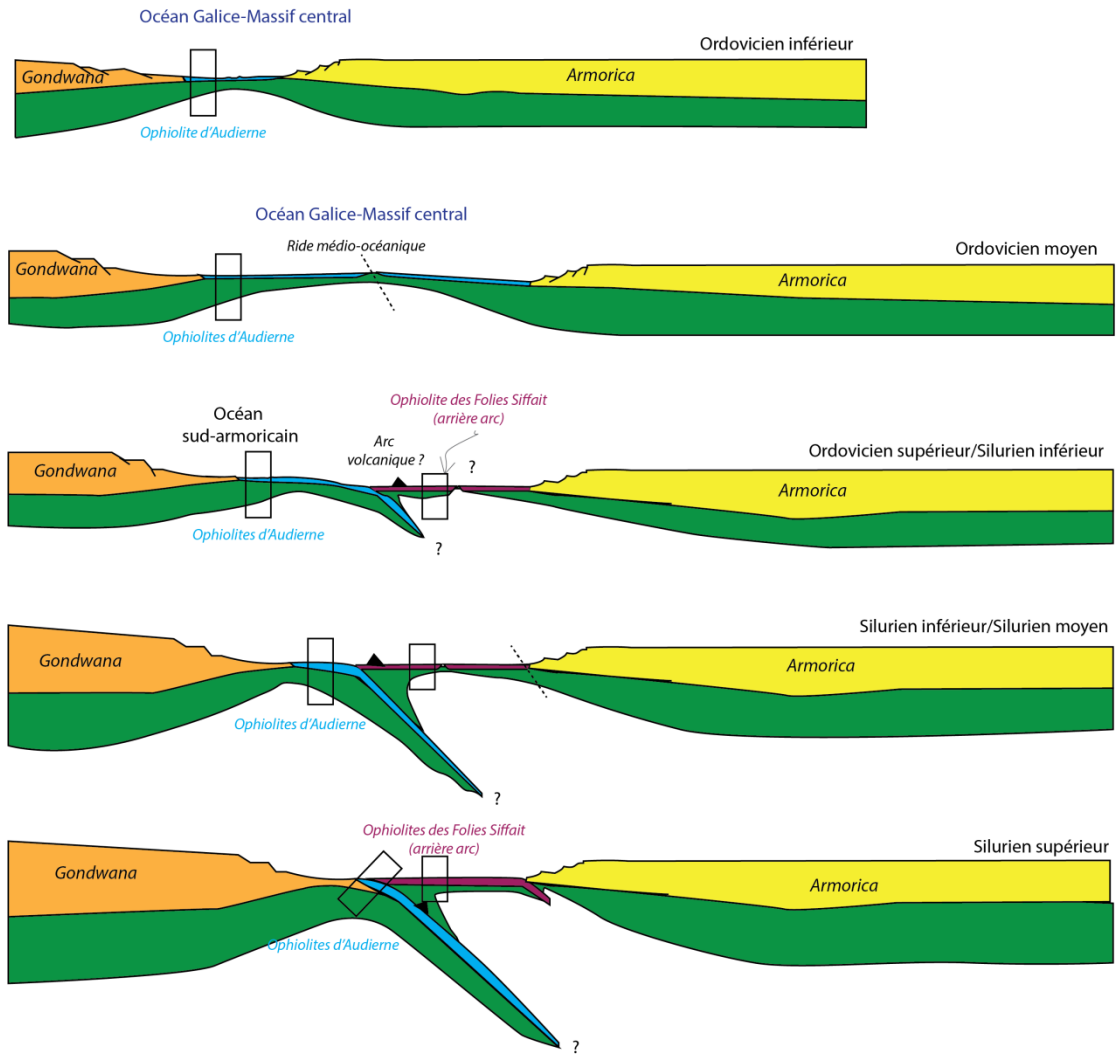
Au Dévonien inférieur, la marge septentrionale du Gondwana serait à son tour enfouie et la subduction du bassin des Folies Siffait provoquerait une distension de la marge sud de l'Armorica et l'ouverture du rift du Layon.

Au Dévonien moyen/supérieur, les unités métamorphiques de Champtoceaux seraient empilées les unes sur les autres selon la structure parautochone - allochtone inférieur - allochtone moyen - allochtone supérieur. Dans ce cadre, les ophiolites des Folies Siffait représenteraient l'allochtone moyen. De plus, les ophiolites d'Audierne seraient exhumées et transposées sur le Gondwana. Au nord, le Dévonien supérieur est marqué par la fermeture progressive du bassin de Saint-Georges-sur-Loire et peut être l'enfouissement d'une partie de la lithosphère océanique de ce bassin.

Enfin, au cours du dévonien supérieur et du carbonifère, lors du serrage varisque l'ensemble des unités aurait été exhumé et aurait enregistré un métamorphisme rétrograde au cours d'une déformation sénestre dans les unités verticalisées (Ophiolites de Drain-Pont de Barel et des Folies Siffait) et transtensive dans les unités plus horizontales (ophiolites d'Audierne). Plus tardivement, au Carbonifère supérieur, l'activation des grands accidents transcurrent de la zone broyée sud-armoricaine aurait démembré cette structure, transposé l'ophiolite d'Audierne près de 300 km vers le nord-ouest et plissé les nappes du Complexe de Champtoceaux.

S

N



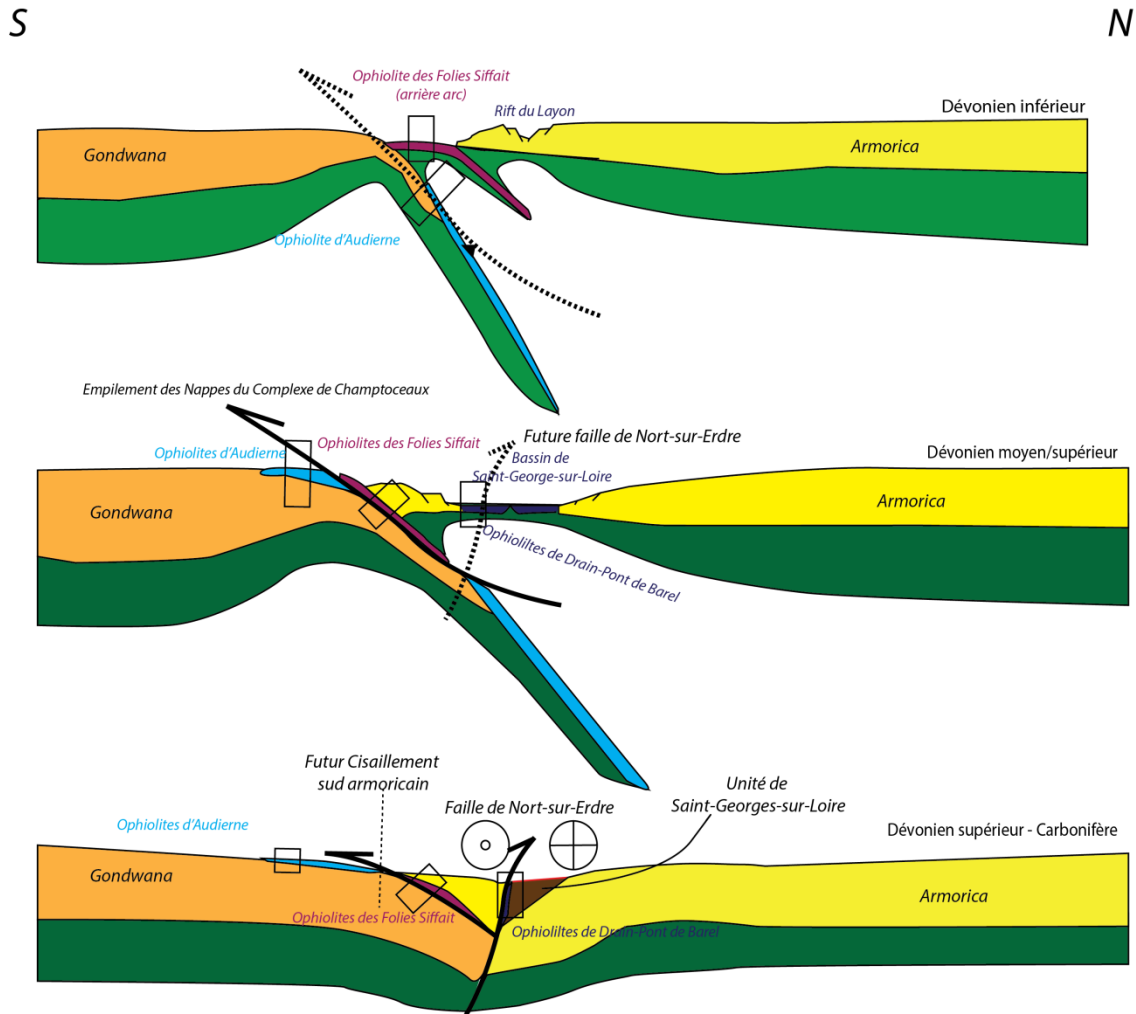


Fig. X-1 : modèle géodynamique proposé pour l'origine et l'évolution varisque des reliques ophiolitiques des Complexes d'Audierne et de Champtoceaux.

**Chapitre V : fibrogénèse dans les roches mafiques des
Complexes de Champtoceaux et d'Audierne**

I Introduction

Le deuxième objectif de ce travail a été de décrire les processus conduisant à la formation de minéraux fibreux dans les roches ultramafiques et mafiques étudiées. Cet objectif s'inscrit notamment dans le prolongement d'études récentes dont le but a été d'établir des cartes de susceptibilité de présence d'amiante dans les affleurements rocheux naturels (Béchenec *et al.* 2010, 2013a). Études qui elles-mêmes répondent aux exigences actuelles des différents PNSE (Plan National Santé Environnement)

Les travaux précédemment réalisés dans les reliques ophiolitiques du Massif armoricain (Béchenec *et al.* 2010, 2013a) ont permis d'identifier la présence d'amphiboles fibreuses dans trois des unités géologiques étudiées dans le cadre de ces travaux, à savoir la Formation de Tréogat pour les unités finistériennes et les Formations de Pont de Barel et de la vallée de la Sèvre pour les unités ligériennes. Ce chapitre présente une étude pétrologique de ces différentes occurrences fibreuses.

II Généralités sur les amphiboles

II.1 Classification

Le groupe des amphiboles est probablement l'un des groupes minéralogiques les plus complexes en termes de cristallographie et de compositions chimiques. Il est d'ailleurs considéré aujourd'hui, non plus comme un groupe, mais comme un super-groupe (Hawthorne *et al.*, 2012) dont la formule structurale peut être écrite de la façon suivante : $A_{0-1} B_2 C_5 T_8 O_{22} W_2$, où :

A = \square^4 , Na, K, Ca, Pb, Li ;

B = Na, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg, Li ;

C = Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , Li ;

T = Si, Al, Ti^{4+} , Be ;

⁴ Ce symbole signifie que le site considéré peut être vacant, c'est-à-dire non rempli.

$W = (\text{OH}), \text{F}, \text{Cl}, \text{O}^{2-}$.

La première manière de classer les amphiboles consiste à considérer leurs caractéristiques cristallographiques. Ainsi, il existe deux grandes classes d'amphiboles : les amphiboles monocliniques et les amphiboles orthorhombiques, dans lesquelles se répartissent des séries minéralogiques qui se différencient les unes des autres par la nature des cations présents dans le site B.

Les amphiboles monocliniques comprennent 3 séries :

- les amphiboles calciques et ferromagnésiennes ;
- les amphiboles intermédiaires ;
- les amphiboles sodiques.

Les amphiboles calciques comprennent la série de l'actinolite avec comme pôles la trémolite et la ferroactinolite. Les amphiboles ferromagnésiennes forment une série principale : la série de la cummingtonite avec comme pôles extrêmes la kupfferite et la grunérite.

Les amphiboles intermédiaires comportent, entre autres, l'ensemble des amphiboles de type hornblende (commune, basaltique ou titanifère), mais aussi, la série de la barkévicité avec comme extrêmes la magnésiohastingsite et l'hastingsite.

Les amphiboles sodiques constituent une gamme de séries. Les deux principales sont la série du glaucophane, avec pour extrêmes le glaucophane et le ferroglaucophane, et la série de l'arfvedsonite avec comme bornes l'eckermanite et l'arfvedsonite. Enfin ce groupe comprend aussi la richtérite (variété sodique de l'actinolite) et la riébeckite.

Les amphiboles orthorhombiques se répartissent essentiellement dans une série :

- la série de l'anthophyllite-gédrite, dont le pôle ferromagnésien est l'anthophyllite et dont le pôle alumineux est la gédrite.

Cette classification est adaptée aux études des amphiboles par microscopie optique. Néanmoins, elle ne permet qu'une approche géochimique limitée. De plus, les techniques d'analyse *in situ* telle que la microsonde électronique, développée à partir des années 1950, ont permis de préciser les variations de composition chimique de ces différentes séries d'amphiboles, si bien que de nouvelles classifications, basées sur la formule structurale détaillée des minéraux, ont été proposées dès la fin des années 1960 (Leake *et al.*, 1968).

Cette capacité à identifier précisément la nature chimique des amphiboles a cependant conduit à la nomination de nombreuses nouvelles espèces, si bien qu'avant 1978, les amphiboles étaient un groupe comprenant plus de 200 espèces minéralogiques. À partir de 1978 ce nombre a été réduit à peu près 75 espèces, notamment grâce aux travaux de Leake *et al.*, qui ont proposé une classification basée sur la répartition des différents cations dans les sites cristallographiques A, B et T des amphiboles. Cette classification a été revue à deux reprises, une fois en 1997 (Leake *et al.*, 1997) puis une fois en 2003 (Leake *et al.*, 2003), sous l'égide de l'IMA (International Mineralogical Association). À ce jour, elle est la plus utilisée par les pétrologues et les minéralogistes pour classifier et nommer les amphiboles analysées à la microsonde électronique. Néanmoins, la complexité des amphiboles et la découverte de nouvelles compositions chimiques faisant intervenir des éléments peu conventionnels des amphiboles (e.g. le lithium) ont conduit certains auteurs à proposer d'autres bases de classification (e.g. Hawthorne and Oberti, 2006). Aujourd'hui la classification a été revue et celle adoptée par l'IMA est détaillée par Hawthorne *et al.* (2012). À la différence des premières classifications, celle-ci ne prend pas en compte la composition cationique du site T, car il est le moins ouvert aux variations. Elle se base principalement sur les sites A, B et C qui sont des sites à forte variabilité cationique et sur le site W qui intègre OH, F et Cl. Ainsi, le supergroupe des amphiboles comprend deux groupes qui se distinguent par le contenu du site W, dans lequel se répartissent 9 sous-groupes qui se distinguent par les cations attribués aux sites A, B et C. Notons par ailleurs que, pour des raisons pétrologiques, les auteurs de cette classification ont préservé la définition attribuée dans les classifications précédentes à la série ferroactinolite – actinolite – trémolite. Pour de plus amples détails sur la classification des amphiboles, le lecteur pourra se référer à Hawthorne *et al.* (2012).

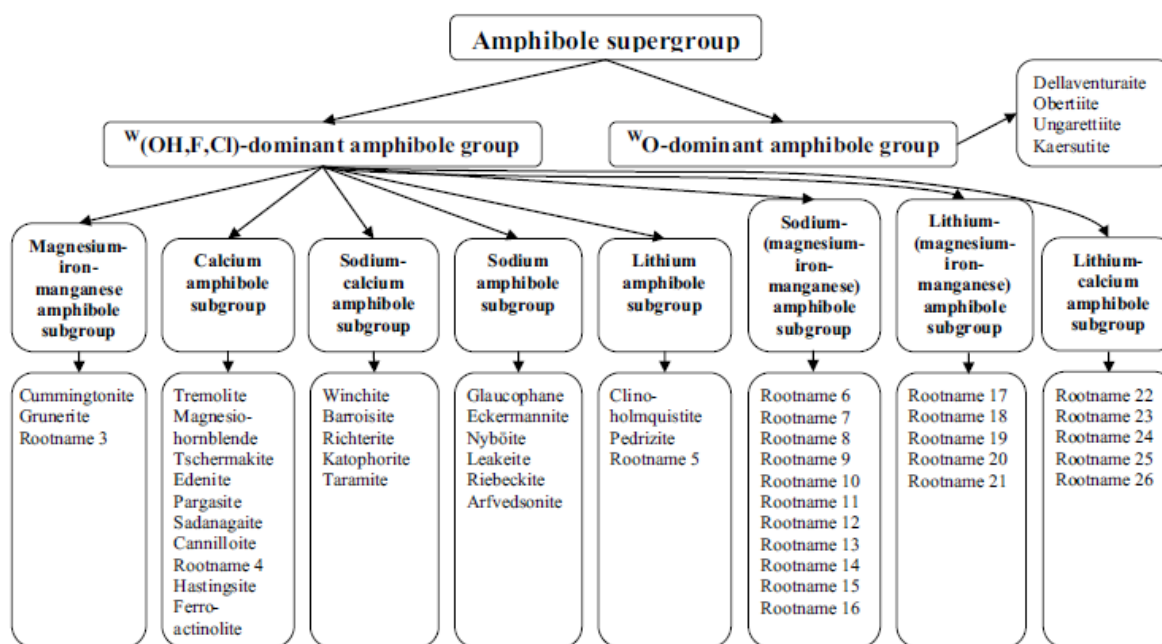


Fig. II-1 : classification des amphiboles monocliniques adoptée par l'IMA(d'après Oberti *et al.*, 2012)

II.2 Structure des amphiboles monocliniques

Les amphiboles font partie de la famille des inosilicates, minéraux structurés sous forme de chaînes silicatées. Si l'on considère la classification cristallographique, la majorité des amphiboles est monoclinique ; elles sont alors caractérisées par une géométrie de type $C2/m$ (Fig. II-2). Ainsi, elles possèdent une double chaîne silicatée composée de 2 sites tétraédriques distincts (T(1) et T(2)), de 3 sites octaédriques (M(1)), M(2), M(3)), d'un site de coordination supérieure à [8] (M(4)) et d'un site de coordination [12] (A(2) ou A(m)) (Fig. II-2). Rapportés à la formule structurale des amphiboles ($A_{0-1} B_2 C_5 T_8 O_{22} W_2$), les cations attribués à A intègrent le site A, ceux attribués à B, le site M(4), ceux attribués à C, les sites M(1-3) et enfin, les sites T correspondent en toute logique au T de la formule structurale. Notons de plus que le site H noté sur la Fig. II-2 correspond au site W de la formule structurale. Les amphiboles fibreuses étudiées dans le cadre de ces travaux (trémolite-actinolite) possèdent cette structure cristallographique.

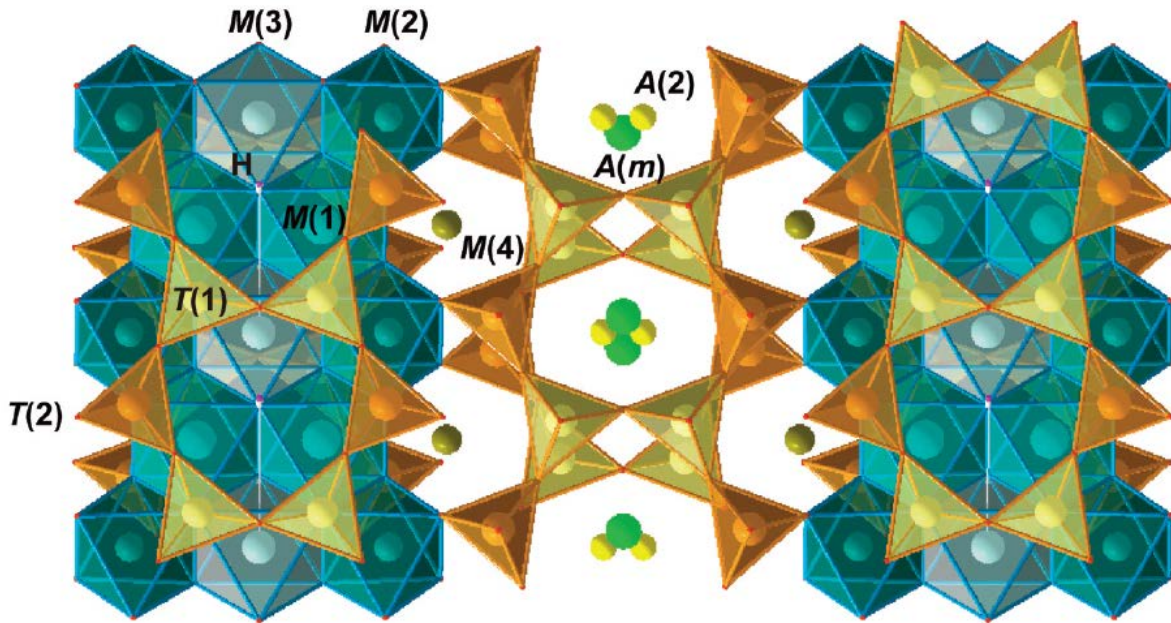


Fig. II-2 : structure des amphiboles monocliniques $C2/m$ projetée selon (100) (d'après Oberti *et al.*, 2012).

D'un point de vue cristallographique, lorsque l'on souhaite nommer une face quelconque d'un minéral, c'est la notation de Miller qui doit être utilisée. Celle-ci se base sur la forme primitive parallélépipédique définissant le système cristallin du minéral et possédant tous les axes de symétrie du réseau cristallin. Dans le cas des amphiboles monocliniques, le parallélépipède est un prisme oblique à base losange défini par trois axes cristallographiques : a , b et c (Fig. II-3). Chacune des faces du réseau est alors notée selon ces trois axes. D'un point de vue géométrique, les amphiboles monocliniques forment un prisme droit à base hexagonale constitué de 8 faces principales. Selon la classification de Miller, ces faces sont notées (001) pour les faces parallèles au plan défini par a et b , (010) pour les faces parallèles au plan défini par a et c et (110) pour les faces sécantes à la fois au plan défini par les axes a et c et au plan défini par les axes b et c . Notons par ailleurs que les clivages caractéristiques des amphiboles correspondent à l'axe des plans (110).

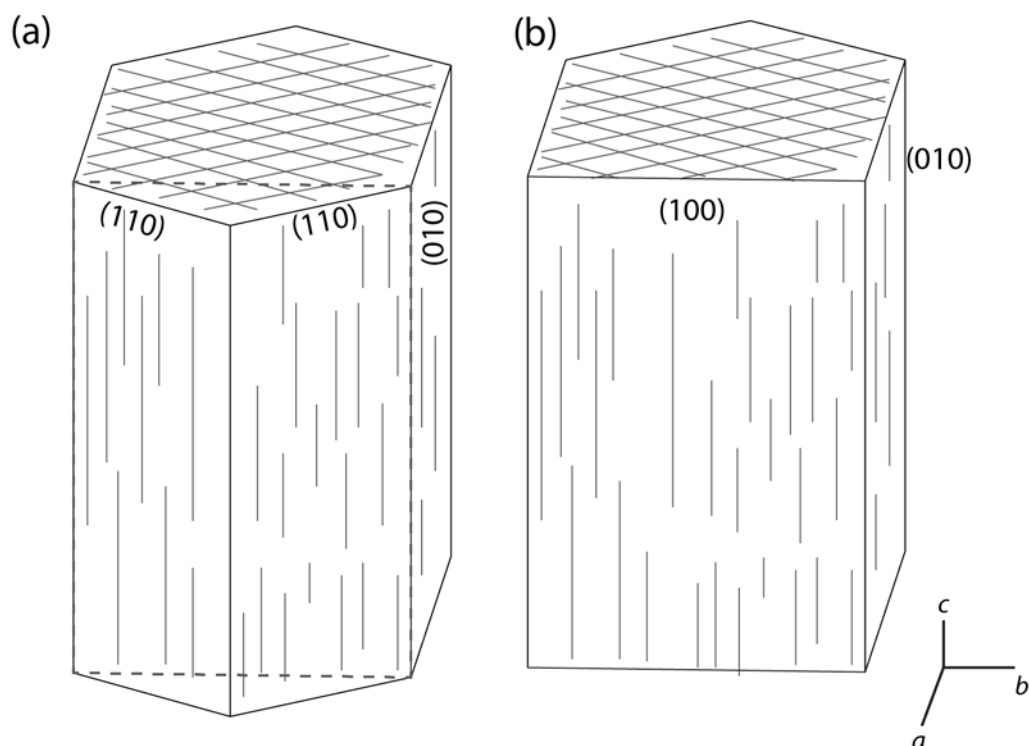


Fig. II-3 : diagrammes schématiques illustrant la structure cristallographique des amphiboles monocliniques. Sur le diagramme (a) les plans de clivage sont notés (110), car ils coupent les axes a et b. Sur le diagramme (b) le plan noté (100) ne coupe que l'axe (a). Ces indices, notés en fonction de l'intersection entre les plans cristallographiques et les axes a, b et c du réseau cristallin sont nommés indice de Miller.

II.3 Les amphiboles fibreuses de type actinolite-trémolite

Les amphiboles fibreuses de type actinolite-trémolite ont fait l'objet de nombreuses études dans les années 1970, d'abord car elles pouvaient correspondre à des minéraux asbestiformes et donc d'intérêt économique (amiante) puis dans un deuxième temps, après que les amiantes aient été classés cancérigènes pour l'Homme par le CIRC (Centre International de la Recherche sur le Cancer), à cause des effets que ces fibres peuvent induire lorsqu'elles sont inhalées. Aujourd'hui, l'amiante est interdit dans la plupart des pays industrialisés dont l'Allemagne, l'Australie, la Belgique, la France, l'Irlande, l'Espagne, l'Italie, le Japon, la Suède, la Suisse et le Royaume-Uni et les études concernant les amphiboles fibreuses de type actinolite-trémolite correspondent le plus souvent à des études épidémiologiques et/ou toxicologiques.

Les principales amphiboles fibreuses sont l'actinolite, la trémolite, la riébeckite, la grunérite et l'anthophyllite.

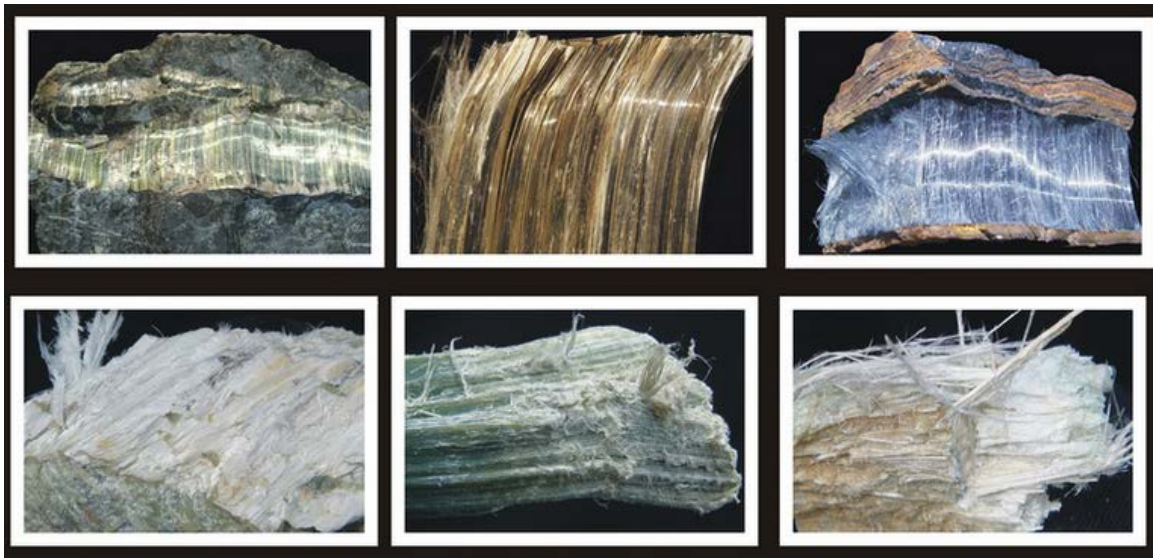


Fig. II-4 : principaux types d'amphiboles fibreuses sous leur forme asbestiforme. En haut, de gauche à droite : chrysotile, amosite (ou grunérite-amiante), crocidolite (ou riébeckite-amiante). En bas de gauche à droite : trémolite-amiante, actinolite-amiante et anthophyllite-amiante. Le chrysotile (serpentine à morphologie asbestiforme) est mis ici par comparaison avec les amphiboles fibreuses (source : <https://www.flickr.com/photos/asbestos/>).

Dans cette partie seules les amphiboles de type trémolite-ferroactinolite (série de l'actinolite) seront décrites, les autres amphiboles n'ayant pas été identifiées dans les formations géologiques étudiées dans le cadre de ce travail.

La série de l'actinolite ($\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe,Mn})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) constitue une solution solide dont les pôles purs sont la trémolite et la ferroactinolite. Elle est subdivisée en plusieurs catégories sur la base des cations occupant le site C $[(\text{Fe}+\text{Mn})/(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})]$, c'est-à-dire la proportion de ferroactinolites dans le minéral (Leake *et al.* 1997; Hawthorne *et al.* 2012). Ainsi, entre 0 et 10% de ferroactinolite, l'amphibole est nommée trémolite, entre 10 et 50%, elle est nommée actinolite ; enfin, entre 50 et 100% elle est nommée ferroactinolite. Plusieurs types de substitutions sont possibles dans la série de l'actinolite. Les principales substitutions sont la substitution édénitique (${}^{\text{T}}\text{Si}_{-1}{}^{\text{A}_\square}{}^{\text{T}}\text{Al}_1{}^{\text{A}}\text{Na}_1$) et tschermakitique (${}^{\text{T}}\text{Si}_{-1}{}^{\text{C}}(\text{Mg, Fe, Mn})_{-1}{}^{\text{T}}\text{Al}_1{}^{\text{C}}\text{Al}_1$) ainsi que les substitutions vers la série cummingtonite-grunérite (${}^{\text{B}}\text{Ca}_{-1}{}^{\text{B}}(\text{Fe,Mg,Mn})_1$) et vers les pôles richtérite (${}^{\text{B}}\text{Ca}_{-1}{}^{\text{A}_\square}{}^{\text{B}}\text{Na}_1{}^{\text{A}}\text{Na}_1$) et glaucophane (${}^{\text{B}}\text{Ca}_{-1}{}^{\text{C}}(\text{Mg,Fe})_{-1}{}^{\text{B}}\text{Na}_1{}^{\text{C}}\text{Al}_1$). Ces substitutions s'effectuent dans la limite des compositions de la série de l'actinolite, comme définie par Hawthorne *et al.* (2012). Outre la différence chimique notable entre trémolite et ferroactinolite et les différentes substitutions possibles, ces deux pôles se démarquent aussi par une différence de paramètres de maille (Verkouteren et Wylie 2000) avec respectivement :

- $a_{\text{trémolite}} = 9,841 \text{ \AA}$ et $a_{\text{ferroactinolite}} = 10,021 \text{ \AA}$;
- $b_{\text{trémolite}} = 18,055 \text{ \AA}$ et $b_{\text{ferroactinolite}} = 18,353 \text{ \AA}$;
- $c_{\text{trémolite}} = 5,278 \text{ \AA}$ et $c_{\text{ferroactinolite}} = 5,315 \text{ \AA}$.

Toutes ces différentes espèces sont susceptibles de se présenter sous forme massive, aciculaire ou fibreuse. L'une des principales distinctions chimiques connues entre les différents habitus est une augmentation de la teneur en Al depuis les termes fibreux vers les termes aciculaires puis massifs et prismatiques (Dorling et Zussman, 1987 ; Verkouteren and Wylie, 2000). Une autre distinction est la diminution de la teneur en Na sur le site A (Dorling et Zussman 1987). Notons cependant que ces distinctions ont été réalisées sur des minéraux issus de contextes géologiques variés avec pour objectif la discrimination chimie-morphologie des amphiboles.

III Caractérisation des fibres minérales associées aux roches mafiques

III.1 Terminologie utilisée

Il n'existe pas de définition et de caractéristiques précises de ce qu'est une amphibole fibreuse. En pétrographie, les principaux termes utilisés pour décrire les minéraux sont : automorphe, subautomorphe et xénomorphe. Ces termes ne traduisent pas la forme des minéraux, mais plutôt le degré de développement des faces cristallines. Ainsi, un minéral automorphe est un minéral dont toutes les faces cristallines sont parfaitement développées ; un minéral subautomorphe est un minéral dont seules quelques faces cristallines sont parfaitement développées et un minéral xénomorphe un minéral ne présentant aucune face cristalline parfaitement développée. Pour ce qui est de la forme des minéraux, la terminologie reste imprécise. Néanmoins, les principaux termes utilisés en pétrographie sont : massif, prismatique, lamellaire et fibreux (e.g. Dorling et Zussman, 1987). Les minéraux prismatiques, dont la géométrie est bien caractérisée, sont souvent des minéraux automorphes. Les minéraux massifs peuvent être automorphes à xénomorphes. Le terme lamellaire est souvent appliqué aux phyllosilicates, ces minéraux peuvent être automorphes à xénomorphes. Le terme fibreux, souvent employé pour décrire les amphiboles, comprend plusieurs sous catégories : aciculaire, capillaire, filiforme, byssolitique ou encore asbestiforme. Cependant, la distinction entre ces sous-catégories n'est pas claire. À titre d'exemple, la byssolite caractérise historiquement une « touffe » constituée d'actinolite asbestiforme (actinolite-amiante). Ainsi, par extrapolation, l'adjectif byssolitique décrit, indépendamment de la nature du minéral, tout amas fibreux ayant les susdites caractéristiques. On comprend dès lors que l'utilisation de ces adjectifs pour qualifier la morphologie des fibres reste très délicate. Dans ces travaux, nous nous écartons de ces sous-catégories qui définissent les minéraux fibreux. En effet, les nombreuses observations pétrographiques effectuées nous ont conduits à distinguer plusieurs catégories d'amphiboles. Ainsi, dans cette étude, les amphiboles prismatiques ou massives sont définies par le degré de développement des différentes faces cristallines. Les amphiboles aciculaires correspondent à des amphiboles allongées dont les terminaisons sont pointues. Les amphiboles fibreuses se déclinent en trois sous catégories qui sont : fibreux-raide, fibreux-flexueux et fibreux-souple. La Fig. III-1 illustre ces différents habitus d'amphibole. Nous devons préciser que cette terminologie ne s'applique qu'à la description microscopique des amphiboles étudiées. Pour ce qui concerne la description

macroscopique, les amphiboles massives ne sont pas distinguées dans le cadre de ce chapitre et, compte tenu de l'échelle d'observation, toutes les amphiboles allongées sont considérées comme fibreuses.

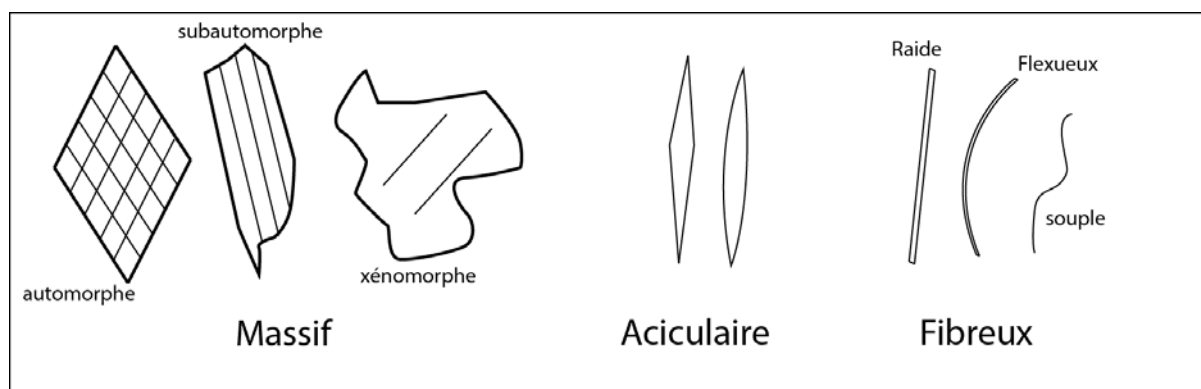


Fig. III-1 : schémas illustrant la classification des différents habitus des amphiboles étudiées dans le cadre de ces travaux. Les amphiboles dites massives sont soit automorphes, soit subautomorphes, soit xénomorphes. Les amphiboles aciculaires apparaissent allongées et ont des terminaisons pointues. Les amphiboles fibreuses se déclinent en 3 sous catégories (raide, flexueux et souple). Ces dernières se différencient par une diminution du diamètre de la fibre.

III.2 Structure de terrain

Sur le terrain, les principales structures porteuses d'amphiboles fibreuses sont similaires, quelle que soit l'unité considérée. Ces structures correspondent principalement à des occurrences synfoliales et à des occurrences très étroitement associées aux veines synfoliales à quartz et plagioclase suggérant ainsi que ces minéraux fibreux sont contemporains de la déformation principale qui affecte ces roches. Ces amphiboles fibreuses sont très abondantes dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel et moins fréquemment observées dans les prasinites de la Formation de Tréogat et dans les amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre

La Fig. III-2 est un bloc-diagramme montrant l'ensemble des structures syncinématiques identifiées dans les roches étudiées (i.e. fentes de tension, épidotites boudinées et de type σ et δ , veines synfoliales). Toutes ces structures s'observent dans tous les plans de la roche, mais le plan d'observation principal correspond au plan X-Z (perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation). Dans les formations de Pont de Barel et de Tréogat, toutes ces structures sont observées. Dans la Formation de la vallée de la Sèvre, seules les veines synfoliales ont été identifiées.

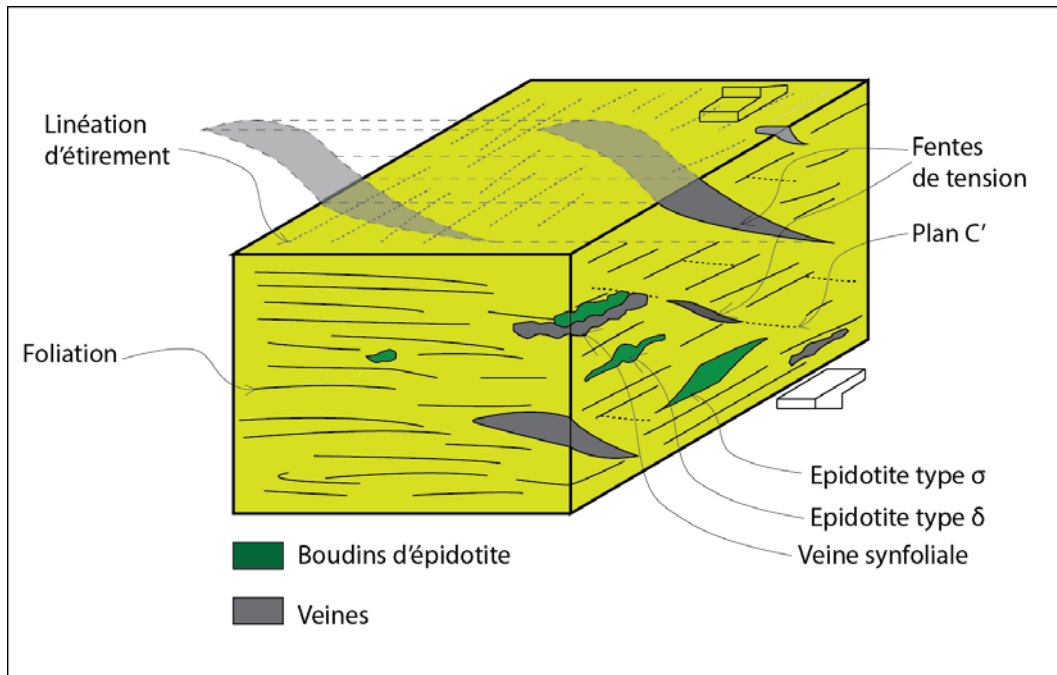


Fig. III-2 : bloc-diagramme schématique des différentes structures associées à la déformation principale et identifiées sur le terrain. Toutes ces structures sont présentes dans les Formations de Pont de Barel et de Tréogat, mais seules des veines synfoliales ont été identifiées dans la Formation de la vallée de la Sèvre.

Dans les amphibolites de Pont de Barel, la densité des veines synfoliales est très importante, ces dernières étant réparties d'une manière à peu près homogène dans toute l'unité. L'épaisseur de ces veines est généralement faible (centimétrique à décimétrique), mais peut exceptionnellement atteindre le mètre (Fig. III-3). La fréquence de ces veines est beaucoup plus faible dans les prasinites de Tréogat et encore plus faible dans les amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre pour laquelle seuls des pierres volantes et quelques rares affleurements attestent de leur présence. Dans tous les cas, ces veines sont constituées de plagioclase, de quartz et dans une moindre mesure de calcite.

Dans les amphibolites de Pont de Barel, les veines synfoliales sont souvent associées aux boudins d'épidotite (Fig. III-3 (a)) qu'elles recoupent localement (Fig. III-3 (b)). Sur les sections XZ, ces veines apparaissent très allongées (Fig. III-3 (d)). En sections YZ, ces veines sont beaucoup moins allongées (Fig. III-3 (e)), ce qui confirme leur caractère syncinématique. Dans une moindre mesure, des veines à valeur de fentes de tension ont également été observées, associées aux plans C' (Fig. III-3 (f)). Les mêmes veines ont été identifiées dans les prasinites de la Formation de Tréogat, mais en quantité moindre (Fig. III-4). Dans les amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre, les veines observées sont rares et sont toujours parallèles au plan de foliation (Fig. III-5).

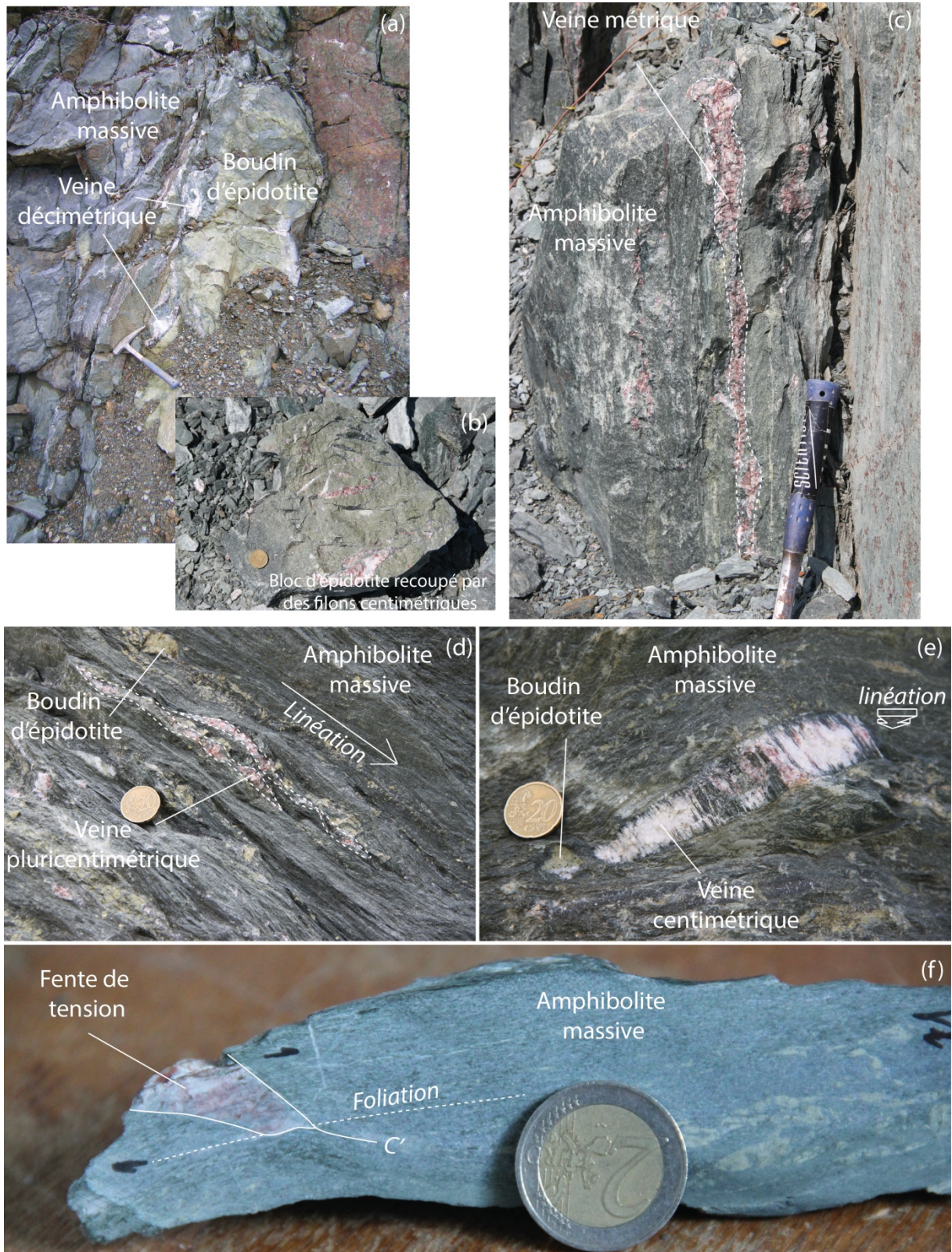


Fig. III-3 : cortège de veines identifiées dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. (a) boudin métrique d'épidotite dont la bordure est soulignée par une veine d'épaisseur décimétrique. (b) bloc d'épidotite recoupé par des veines centimétriques. (c) veine de longueur métrique parallèle à la foliation. (d) veine discontinue de longueur pluricentimétrique parallèle à la foliation. (e) veine centimétrique. (f) fente de tension associée à un plan C'



Fig. III-4 : exemples de veines observées dans les prasinites de la Formation de Tréogat. (a) boudin d'épidotite dont la bordure est soulignée par une veine. (b) et (d) veines discontinues d'épaisseur pluricentimétrique. (c) et (e) veines de longueur décimétrique soulignant la foliation. (f) fente de tension ouverte à partir de plan C'



Fig. III-5 : aspect de la surface correspondant à un contact entre une veine et l'amphibolite encaissante observé dans les amphibolites de la Formaiton de la vallée de la Sèvre. La veine est synfoliale et cette surface est donc parallèle au plan de foliation

Dans les veines synfoliales observées, les fibres d'amphibole ont systématiquement été identifiées au niveau des épontes où elles forment alors des placages soyeux d'épaisseur pelliculaire (Fig. III-6 (b)). Ces mêmes placages ont également été observés au niveau de l'enveloppe extérieure des boudins d'épidotite. Dans les veines à valeur de fentes de tension, ces mêmes fibres sont obliques, voire perpendiculaires par rapport épontes (Fig. III-6 (a)). Dans les boudins d'épidotites, les structures porteuses de fibres sont plus anarchiques. En effet, le caractère fortement compétent de ces éléments implique qu'ils ont un comportement plus cassant que la matrice amphibolique. De ce fait, les veines et les amphiboles fibreuses associées ne présentent pas toujours une structure cohérente avec la déformation principale (Foliation) (Fig. III-7 (a)). À l'échelle de l'échantillon, les occurrences à amphiboles fibreuses observées d'une part dans et à la périphérie des boudins d'épidotite et d'autre part au niveau des épontes des veines sont toujours très étroitement associées. Lorsque les boudins d'épidotite ne sont pas recoupés par des veines, les amphiboles qu'ils contiennent sous forme de veine n'apparaissent pas aussi fibreuses que celles des épontes des boudins (Fig. III-7 (b)). Ceci suggère que la croissance des minéraux qui colmatent les filons est postérieure à celles

des amphiboles. Par ailleurs, les boudins d'épidotes sont souvent soulignés par des niveaux sombres riches en amphibole (Fig. III-8).

Enfin, dans une moindre mesure, des amphiboles fibreuses ont également été identifiées dans des veines monominérales d'épaisseur inframillimétrique à centimétrique. Ces veines sont souvent situées à proximité des fentes de tension, mais ne sont pas colmatées par du plagioclase et/ou par du quartz.

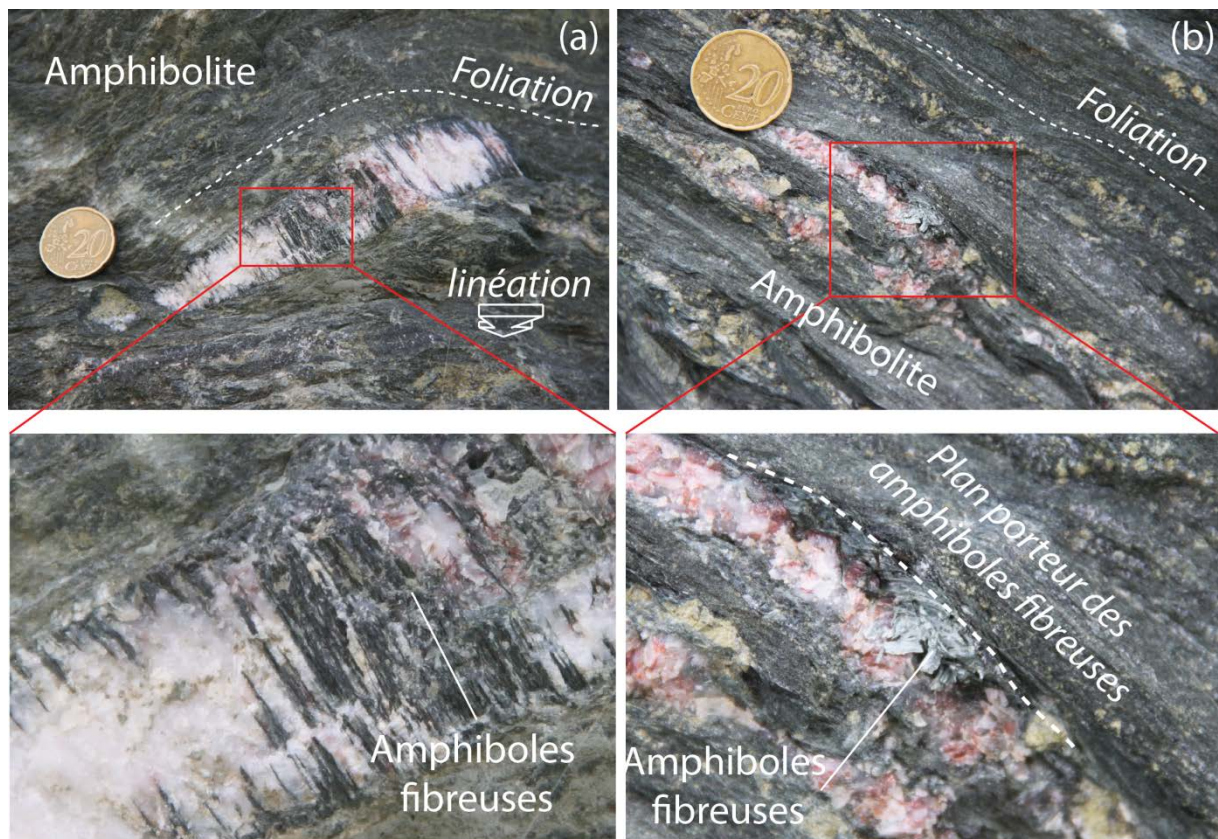


Fig. III-6 : photographies illustrant des amphiboles fibreuses perpendiculaires aux épontes du filon. (b) photographies illustrant des amphiboles fibreuses portées par un plan parallèle au plan de foliation et correspondant à une éponte de veine.

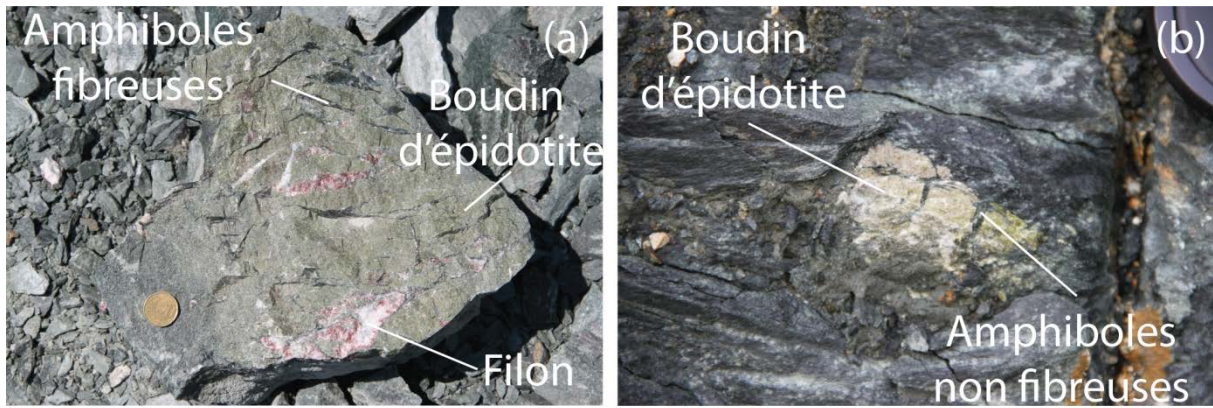


Fig. III-7 : exemple de nodule d'épidotite recoupé par des veines à amphiboles et à surface extérieure tapissée d'amphiboles fibreuses dans les amphibolites de la Formation de Barel (a) et dans les prasinites de la Formation de Tréogat (b).

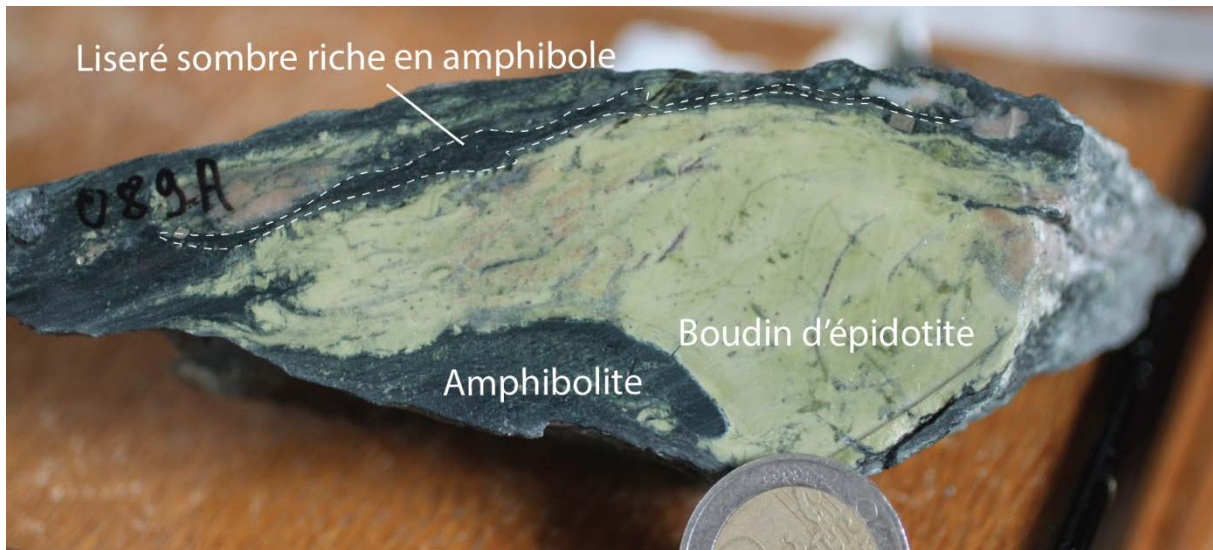


Fig. III-8 : photographie illustrant un boudin d'épidotite allongé dans le plan de foliation. Les contours de ce boudin sont localement soulignés par un liseré sombre riche en amphibole.

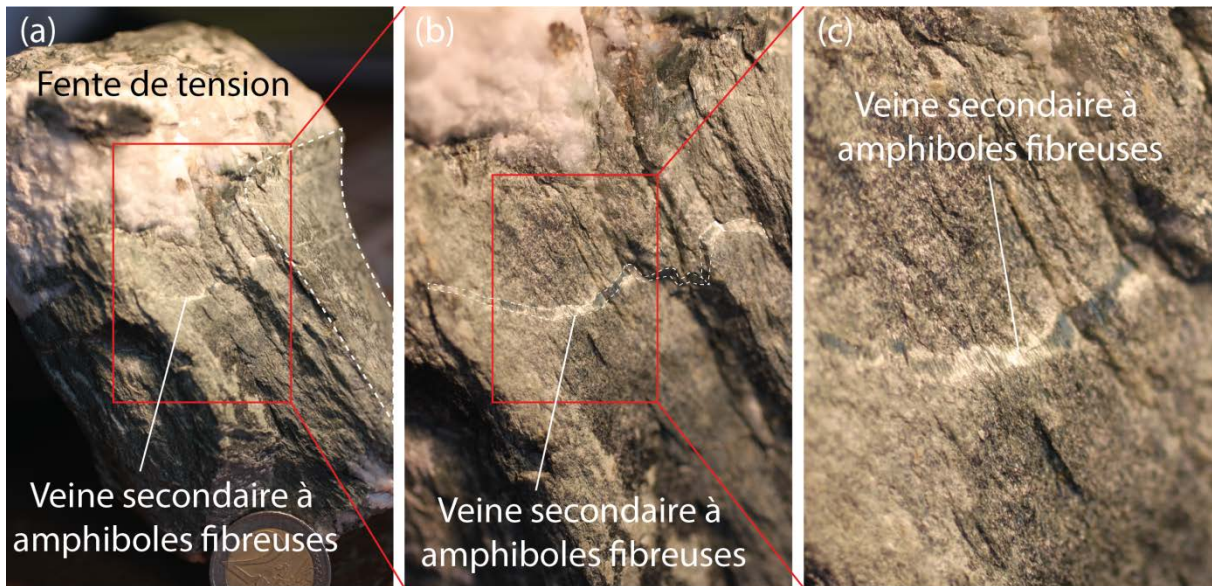


Fig. III-9 : photographies d'une veine secondaire à amphibole fibreuse, associée à l'ouverture de fente de tension. Amphibolites de la Formation de Pont de Barel.

III.3 Pétrologie minérale

III.3.1 Les nodules d'épidotite

Dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel, les nodules d'épidotites sont principalement constitués d'épidote (pistachite), de plagioclase interstitiel et d'amphibole. Les proportions modales sont très variables d'un nodule à l'autre, certains étant riches en épidotes et en plagioclases (Fig. III-10) et les autres riches en épidote et en amphibole (Fig. III-11). Ces nodules d'épidotites sont souvent recoupés par des veines d'amphiboles aciculaires orientées ou non dans le plan de foliation (Fig. III-11). Dans ces veines, les amphiboles sont parfois chloritisées (Fig. III-10, Fig. III-11). Dans une moindre mesure, des amphiboles à morphologie prismatique peuvent aussi être identifiées dans ces nodules d'épidotite. Deux types de texture ont été reconnus au microscope, selon que les nodules soient ou non transposés dans la foliation. Lorsque les nodules sont transposés dans le plan de foliation (Fig. III-10), ils présentent une texture finement recristallisée et sont constitués d'épidote et de plagioclase. De plus, on y observe parfois des porphyroclastes d'épidote de type delta en cours de recristallisation (Fig. III-10), confirmant ainsi une structuration au cours de la déformation principale. Lorsque les nodules sont moins déformés, ils présentent en fonction de leur proportion en amphibole une texture granoblastique ou granonématoblastique (Fig. III-11).

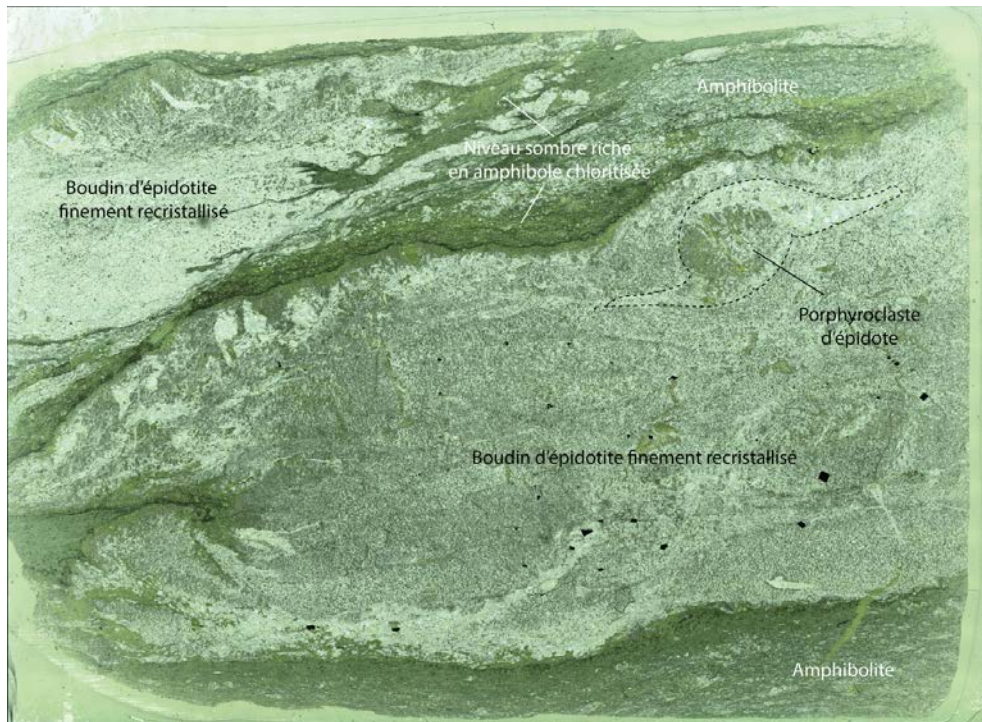


Fig. III-10 : microphotographie d'une lame (3*4 cm) illustrant la texture des nodules d'épidote transposés dans le plan de foliation au cours de la déformation de la roche. La lame a été réalisée dans le nodule de la Fig. III-8.

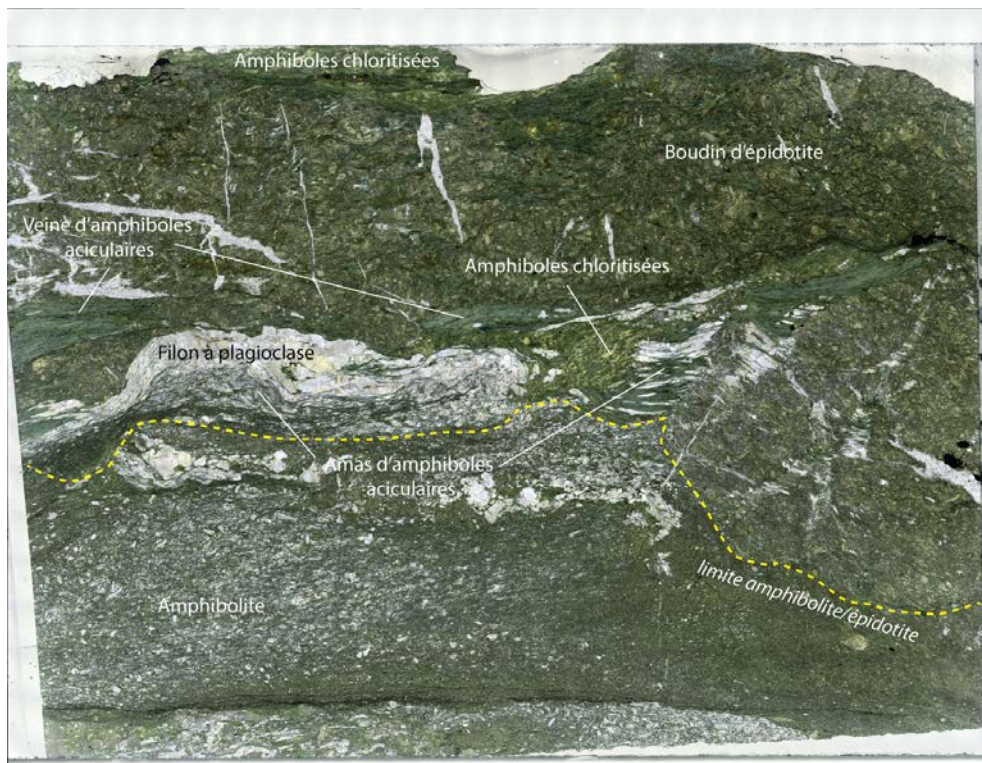


Fig. III-11 : microphotographie d'une lame (3*4 cm) illustrant la texture granonématoblastique des nodules d'épidote à amphibole.

III.3.2 Les veines

Les observations microscopiques confirment que les veines sont constituées de plagioclase, de quartz et dans une moindre mesure de calcite (Fig. III-12). Des éléments d'amphibolites sont parfois préservés dans ces veines, de même que des gerbes d'amphiboles aciculaires de grande taille (millimétrique à centimétrique). Notons que ces gerbes d'amphiboles sont souvent associées aux veines qui recourent les nodules d'épidotite, ce qui montre qu'elles correspondent aux veines d'amphibole qui recourent les nodules d'épidotite. Dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel et dans les prasinites de la Formation de Tréogat, les veines sont principalement constituées de plagioclase (Fig. III-12 (a), (b), (c) et (d)), souvent transformé tardivement en calcite (Fig. III-12 (c) et (d)). Dans les amphibolites de la Formation de la vallée de la Sèvre, les veines observées sont principalement constituées de quartz (Fig. III-12 (e) et (f)) et seules leurs épontes sont soulignées par un fin niveau de plagioclase (Fig. III-12 (e) et (f)). On peut rappeler ici que ces veines essentiellement quartzieuses sont associées aux amphibolites mylonitiques de cette unité.

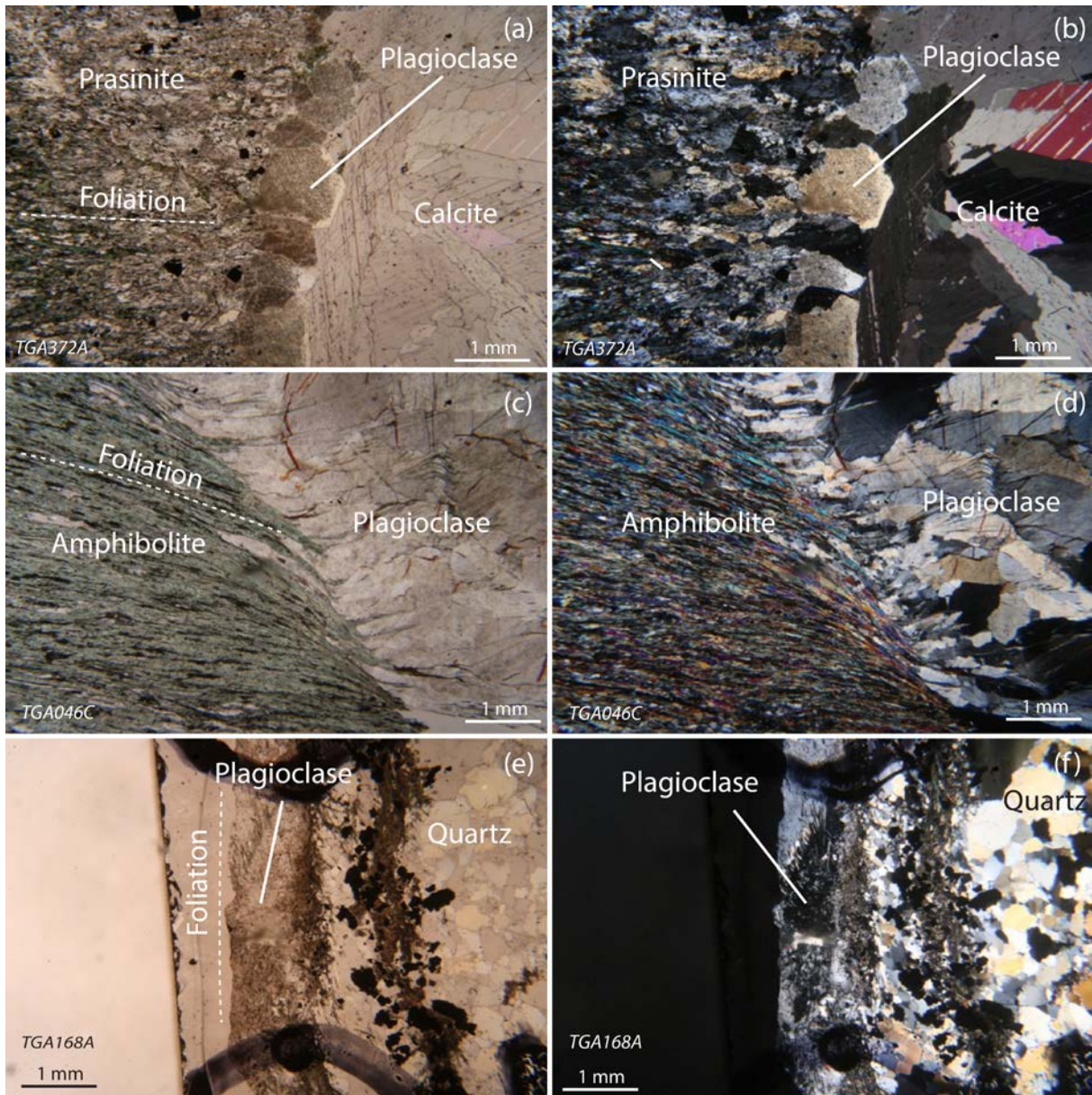


Fig. III-12 : microphotographies, à gauche en LPNA et à droite en LPA, illustrant la composition et la structure des veines identifiées dans les roches étudiées. (a) et (b) veine de calcite (en remplacement des plagioclases ?) perpendiculaire à la foliation (fente de tension) et séparée de la matrice prasinitique par un fin niveau de plagioclase (prasinite de la Formation de Tréogat). (c) et (d) veine de plagioclase perpendiculaire à la foliation (fente de tension) en contact direct avec la matrice amphibolique (amphibolite de la Formation de Pont de Barel). (e) et (f) veine de quartz dont l'éponte est soulignée par un fin niveau de plagioclase. La partie amphibolique de la roche n'a pas été intégrée à la lame mince, mais elle se situerait directement à gauche du niveau de plagioclase (amphibolite de la Formation de la vallée de la Sèvre).

Une lame mince a été réalisée dans une structure similaire à celle présentée sur la Fig. III-6 (b). La Fig. III-13 illustre cette structure observée au microscope. Les nodules d'épidote sont plus ou moins finement recristallisés et forment des amas lenticulaires étirés dans la foliation. Ces nodules présentent localement des veines à amphibole aciculaire parfois complètement chloritisée. Les veines de plagioclase apparaissent irrégulières et plus ou moins concordantes avec le plan de foliation. La Fig. III-13 montre très nettement que les amas d'amphibole aciculaire se délitent progressivement des veines auxquelles elles appartiennent. Ceci confirme que la mise en place des veines se produit au niveau des veines d'amphiboles préexistantes et que la cristallisation des plagioclases est subséquente, voire postérieure à la croissance des amphiboles aciculaires.

Les Fig. III-14 et Fig. III-15 illustrent des fentes de tension à plagioclase + amphibole recoupant la foliation, à partir desquelles des lames ont été réalisées selon un plan perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation d'étirement (section XZ). La Fig. III-14 montre une partie d'une fente de tension colmatée par du plagioclase partiellement transformé en calcite. Les amphiboles aciculaires sont souvent imbriquées entre les cristaux de plagioclase. De plus, on peut observer sur la partie supérieure de la photographie que ces amphiboles aciculaires sont greffées à la matrice de la roche, suggérant ainsi qu'elles constituent un prolongement de la matrice ou une veine à amphibole. Les amphiboles non connectées à la matrice et imbriquées entre les plagioclases de la veine auraient alors été disséminées au cours de la cristallisation des plagioclases.

La Fig. III-15 correspond à une demi-fente de tension colmatée par des plagioclases. Ces derniers sont orientés dans le plan de foliation, mais à la différence de la Fig. III-14, aucune amphibole aciculaire n'est identifiable dans cette structure.

La Fig. III-16 illustre le même type de structure que les deux figures précédentes. Le plan de la lame est cependant différent puisqu'il est parallèle au plan de foliation. Là encore, des amphiboles aciculaires, parfois regroupées en amas, peuvent être identifiées au sein des plagioclases.

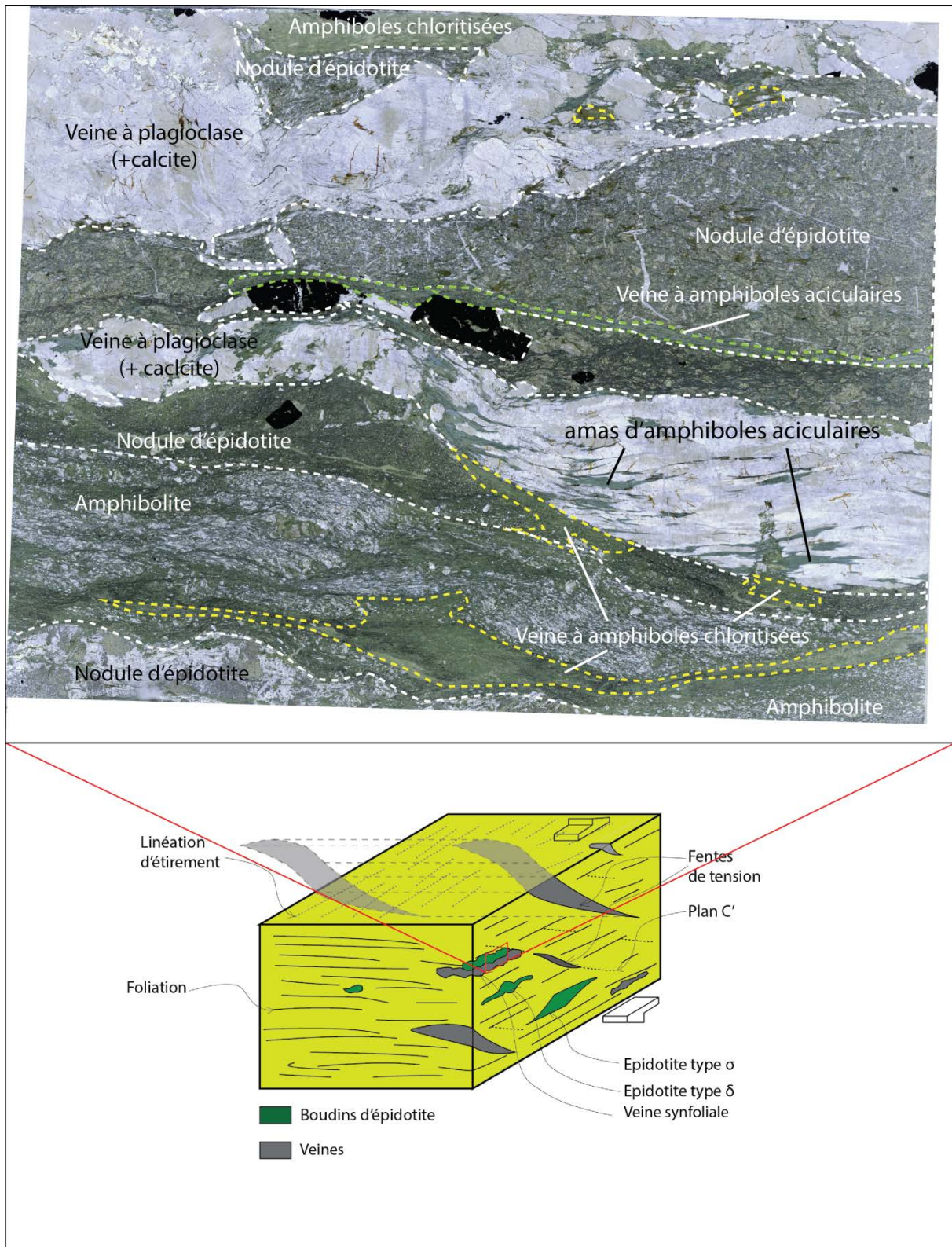


Fig. III-13 : microphotographies d'une lame ($\approx 3 \times 4$ cm) illustrant la relation entre les nodules d'épidotite, la matrice amphibolique et les veines à plagioclase (+ calcite) dans les structures à amphiboles fibreuses. La lame a été réalisée perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation d'étiement (section XZ). Son positionnement théorique par rapport aux structures de déformation est représenté par le cadre rouge dessiné sur le bloc-diagramme.

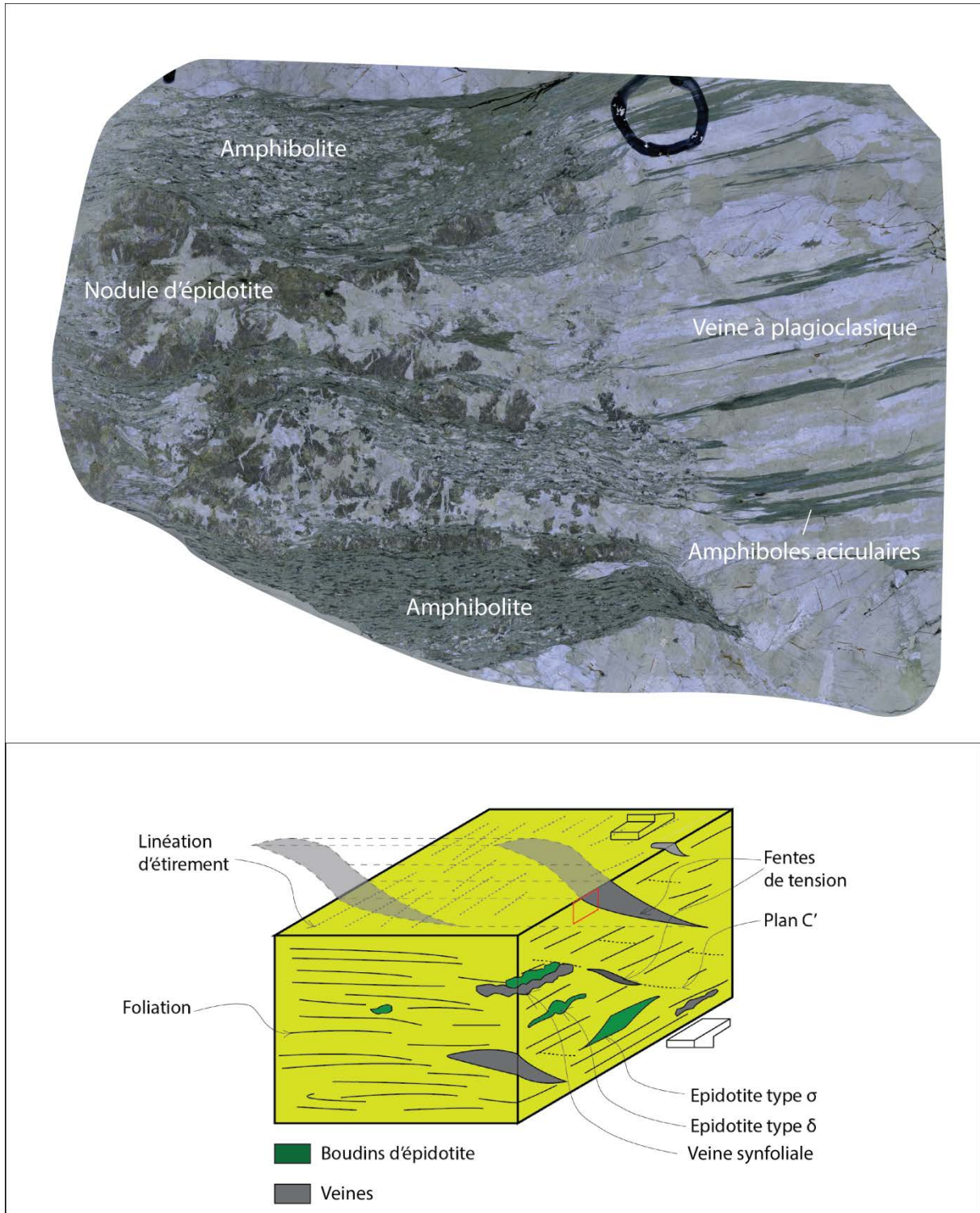


Fig. III-14 : microphotographies d'une lame ($\approx 3 \times 4$ cm) illustrant la relation entre les nodules d'épidotite, la matrice amphibolique et les veines de plagioclase dans les structures porteuses d'amphiboles fibreuses associées aux amphibolites de la Formation de Pont de Barel. La partie gauche la photo présente deux veines synfoliales à plagioclase greffées sur des nodules d'épidotite tronçonnés. La partie droite de la photo montre une fente de tension colmatée essentiellement par du plagioclase. Les amphiboles aciculaires observées entre les plagioclases de la veine principale peuvent provenir de l'encaissant de la veine (encaissant étiré) ou correspondre à des cristaux néoformés. La lame a été réalisée perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation d'étirement (section XZ). Son positionnement théorique par rapport aux structures de déformation est représenté par le cadre rouge dessiné sur le bloc-diagramme. Parallèlement à la linéation d'étirement. Son positionnement théorique par rapport aux structures de déformation est représenté par le cadre rouge dessiné sur le bloc-diagramme.

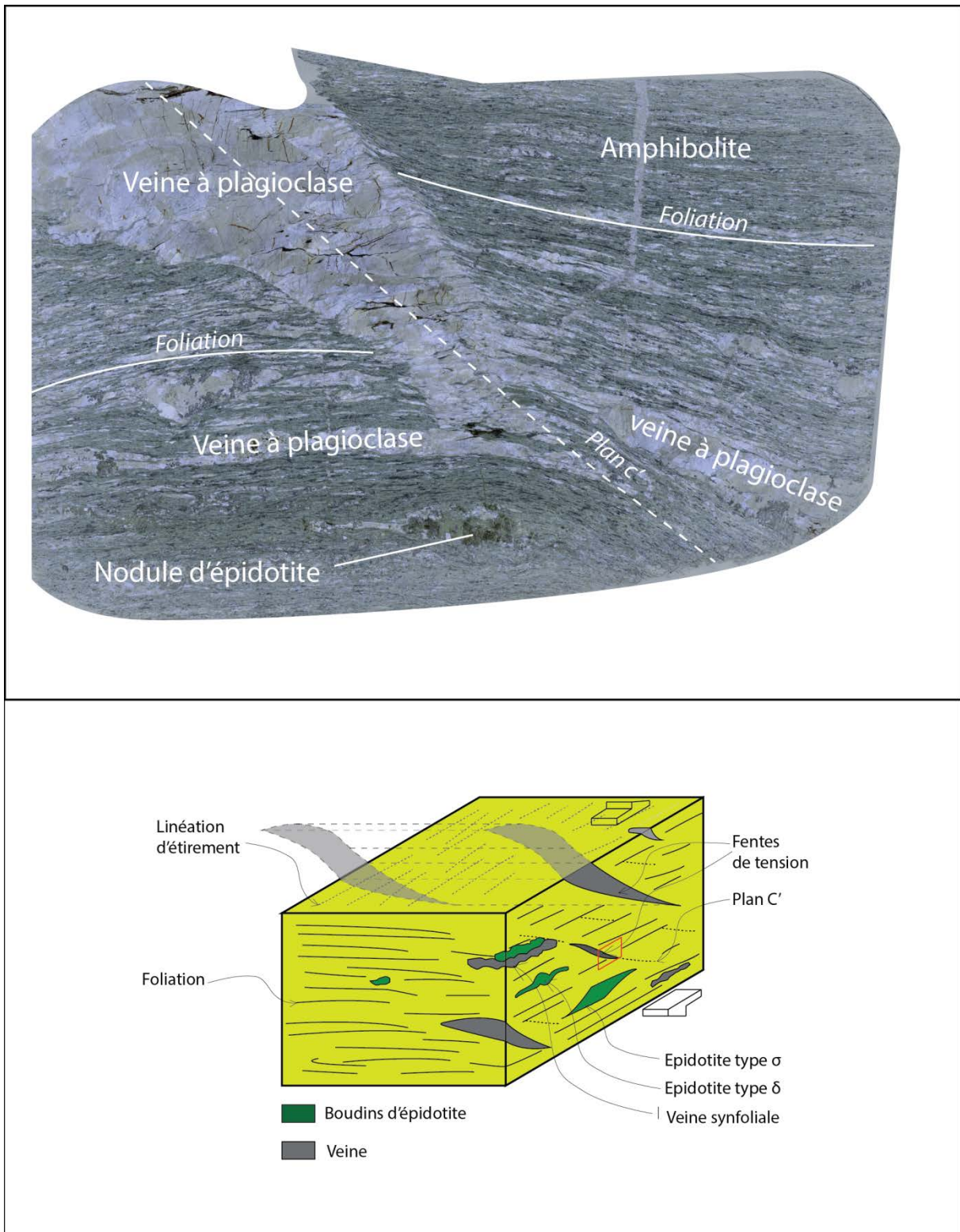


Fig. III-15 : microphotographie d'une lame ($\approx 3 \times 4$ cm) illustrant la relation une fente de tension et la foliation dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. La fente de tension est ouverte en prolongement de plans C'. La lame a été réalisée perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation d'étirement. Son positionnement théorique par rapport aux structures de déformation est représenté par le cadre rouge dessiné sur le bloc-diagramme.

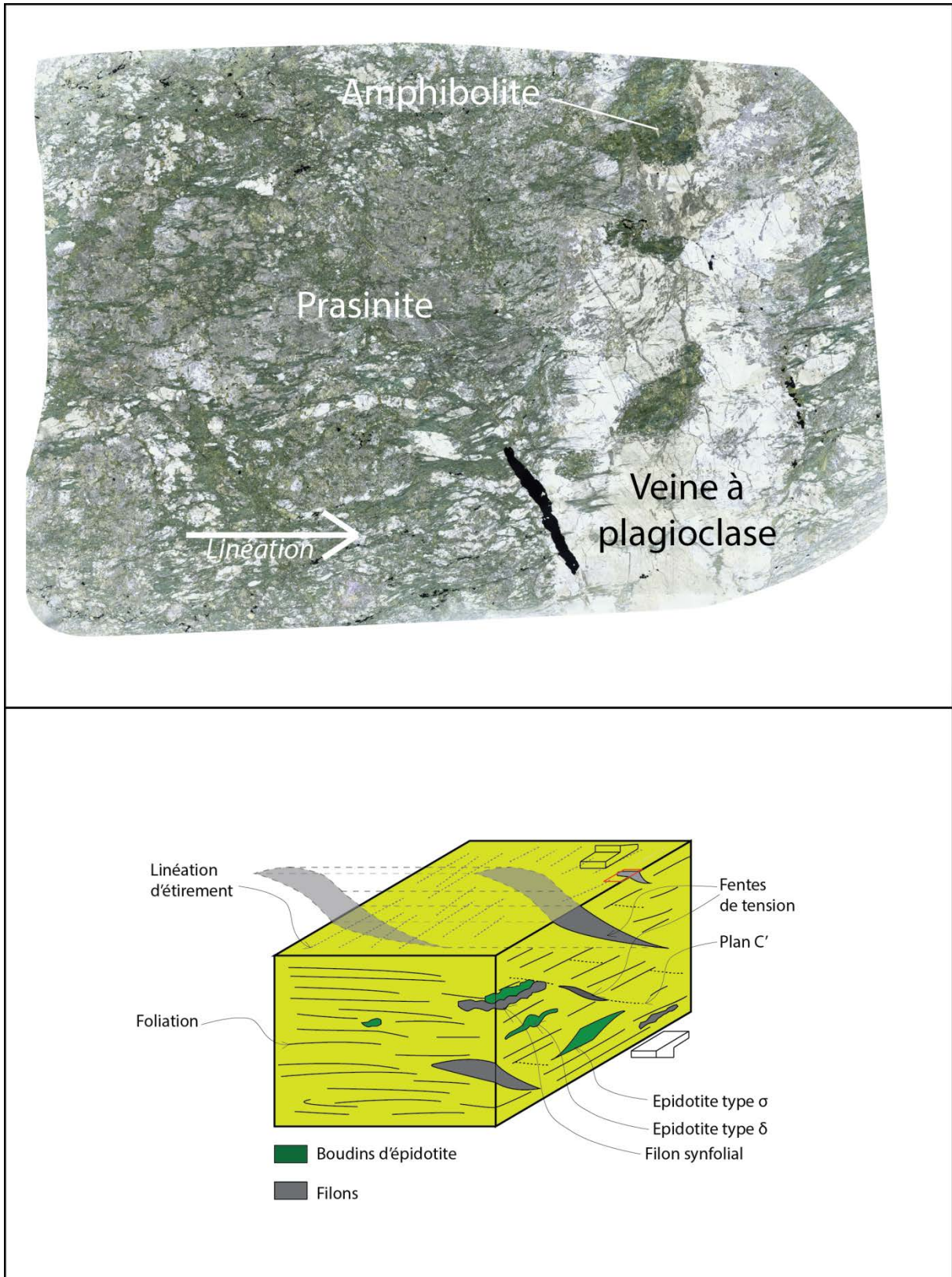


Fig. III-16 : microphotographie d'une lame ($\approx 3 \times 4$ cm) illustrant la relation une fente de tension et la foliation dans les prasinites de la Formation de Tréogat. La fente de tension est ouverte en prolongement de plans C'. La lame a été réalisée parallèlement à la foliation à la linéation d'étirement. Son positionnement théorique par rapport aux structures de déformation est représenté par le cadre rouge dessiné sur le bloc-diagramme.

III.3.3 Les amphiboles fibreuses

Les amphiboles fibreuses répondant à la définition établie précédemment (cf. paragraphe III.1 de ce chapitre) s'observent principalement au niveau des veines et en placage de dimensions très variables sur certains plans parallèles à la foliation. Dans une moindre mesure, il est possible d'en observer dans la matrice de la roche, mais cela semble anecdotique. Dans toutes les unités, les observations montrent que les amphiboles fibreuses sont exclusivement associées au plagioclase. Les cristaux sont très similaires dans les trois unités étudiées et se présentent sous différentes formes depuis des termes aciculaires jusqu'à des termes fibreux souples. Dans tous les cas, ces fibres sont issues de la fragmentation d'amphibole aciculaire. Elles correspondent donc à des fragments de clivage et il n'y a donc pas d'amiante *s.s.* dans ces veines ou placages.

Les Fig. III-17, Fig. III-18 et Fig. III-19 illustrent les amphiboles fibreuses observées en LPNA pour chacune des unités géologiques dans lesquelles elles ont été identifiées. Dans ces exemples, les amphiboles sont principalement incluses dans les plagioclases situés aux épontes des veines. À faible grossissement (e.g. Fig. III-17 (a) et (b), Fig. III-18 (a) et (b)), seules des amphiboles aciculaires sont observables. À plus fort grossissement (e.g. Fig. III-17 (f), Fig. III-18 (f)), les amphiboles fibreuses sont plus nombreuses et le plus souvent parallèles aux amphiboles aciculaires. Les fibres sont principalement raides, mais peuvent localement présenter une morphologie flexueuse, voire souple.

Dans les fentes de tension à amas d'amphiboles aciculaires, les fibres peuvent être très allongées avec une longueur plurimillimétrique, voire centimétrique. Ces fibres sont souvent flexueuses et leur diamètre n'excède que rarement quelques dizaines de microns. La Fig. III-20 illustre ce type de fibre. On y observe que les amphiboles fibreuses sont issues de la fragmentation des amphiboles aciculaires. La plupart de ces amphiboles fibreuses possèdent une morphologie rectiligne et seules les plus fines d'entre elles présentent une morphologie souple.

Au niveau du contact entre les veines et la matrice, le même processus de fragmentation des amphiboles peut être observé. Dans ce cas de figure, ce sont les amphiboles synfoliales de la matrice qui se fragmentent pour donner des amphiboles fibreuses, ces dernières apparaissant alors similaires à celles décrites dans le paragraphe précédent (e.g. Fig. III-19).

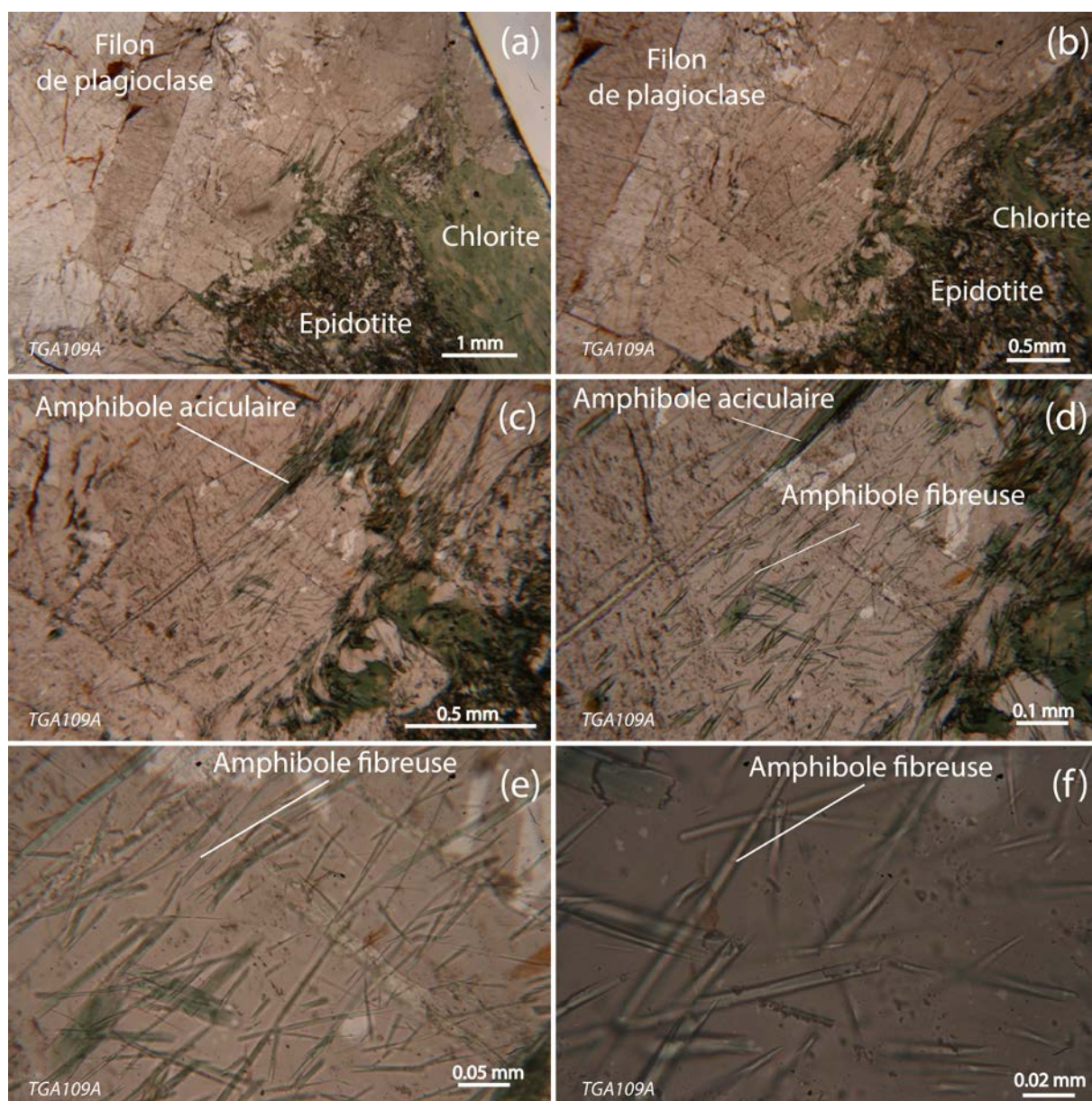


Fig. III-17 : microphotographies, en LPNA et à différents grossissements, représentatives des fibres d'amphibole identifiée dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel.

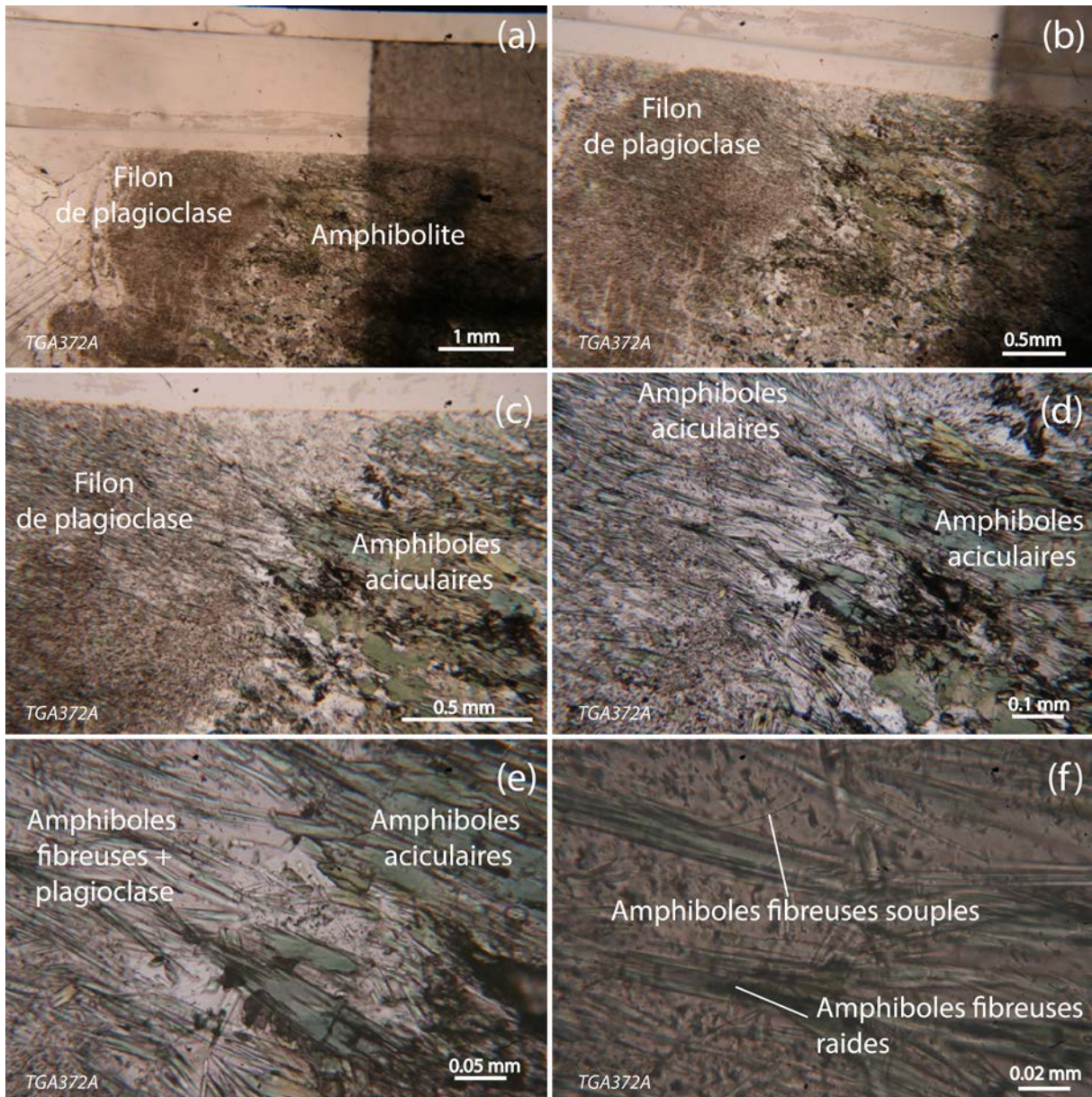


Fig. III-18 : microphotographies, en LPNA et à différents grossissements, représentatives des fibres d'amphibole identifiée dans les amphibolites de la Formation de Tréogat.

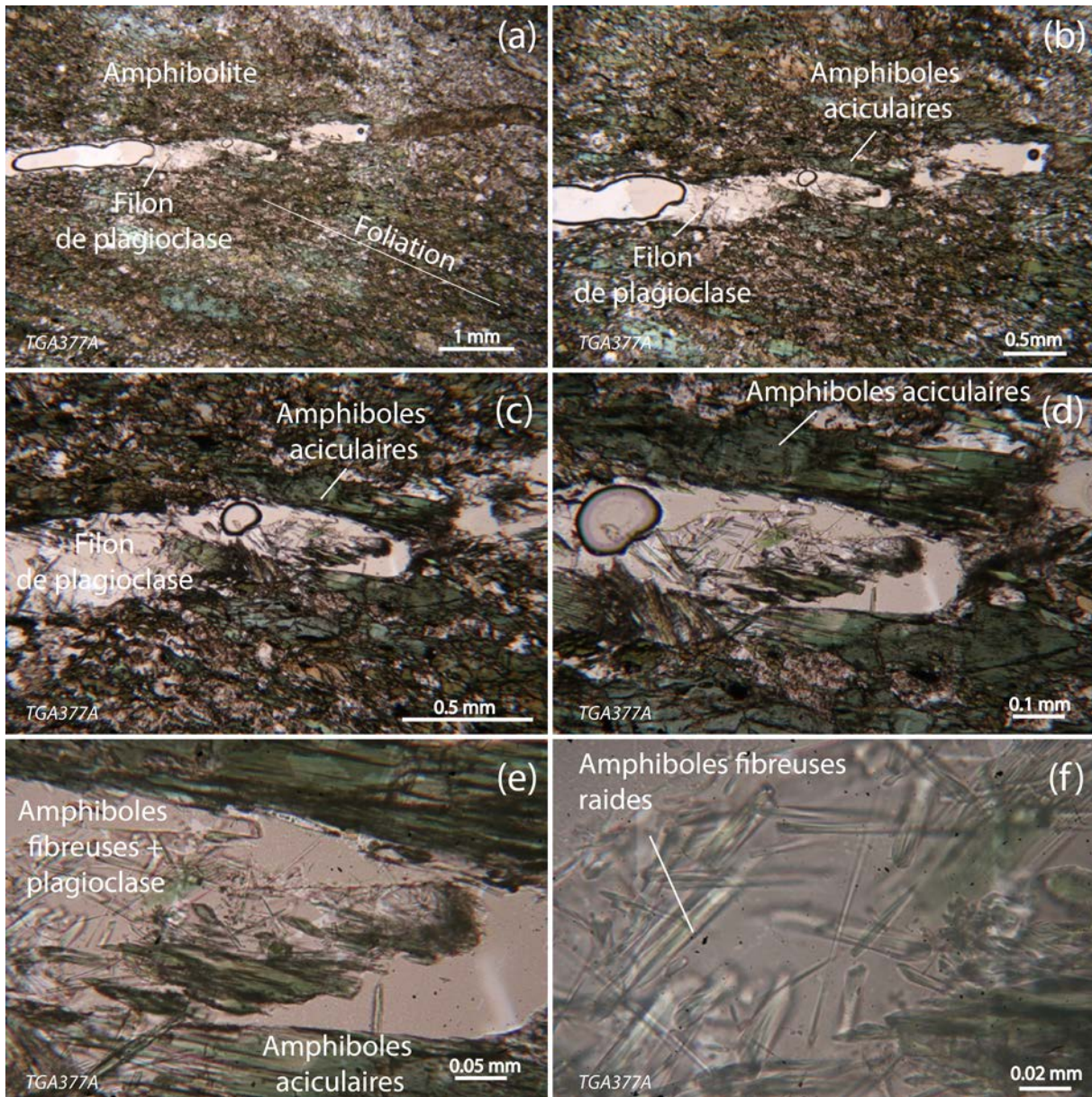


Fig. III-19 : microphotographies, en LPNA et à différents grossissements, des fibres d'amphibole identifiée dans les amphibolites de la Formation de la Vallée de la Sèvre. On observe sur ces différentes photographies qu'une amphibole aciculaire de la matrice est coupée par une veine de plagioclase. Au contact de cette veine, l'amphibole est décolorée et des fibres sont dispersées dans les plagioclases.

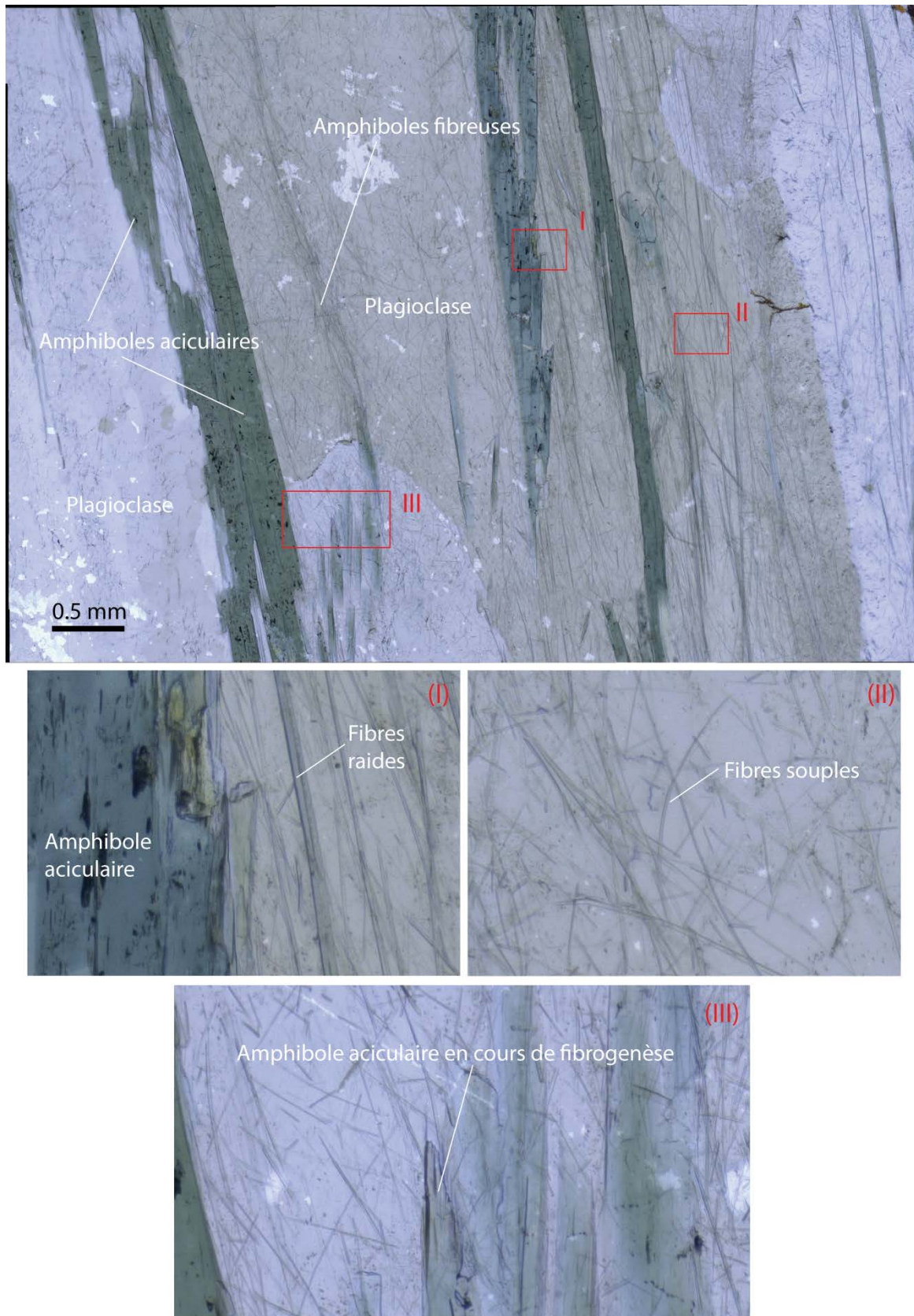


Fig. III-20 : microphotographie d'une fente de tension à plagioclase (cf. Fig. III-14) colmatée par des phénocristaux de plagioclase séparés par de longues amphiboles aciculaires. Les trois zooms illustrent les différents types morphologiques d'amphiboles fibreuses identifiées (raides, souples) et leurs dimensions. La photo III illustre la pointe d'une amphibole aciculaire en cours de fragmentation.

III.3.4 Morphologie des amphiboles fibreuses

La morphologie des amphiboles fibreuses a été étudiée par microscopie électronique à balayage. L'appareil utilisé est un microscope JEOL JSM 5800LV à spectromètre de rayon X à énergie dispersive SAMx SDD de l'Institut des Matériaux de Nantes (IMN). L'intensité a été réglée à 15kV.

Dans les trois unités étudiées, la morphologie des fibres apparaît similaire. Il s'agit principalement de fibres raides de dimensions variables, souvent brisées qui sont issues de fibres de plus grandes dimensions (diamètre et longueur). Les observations au MEB ont montré que toutes les fibres présentent un rapport longueur sur diamètre très élevé largement supérieur à 3. Les fibres de diamètre supérieur à 50 μm présentent souvent une morphologie prismatique qui caractérise une fragmentation principalement selon les plans de clivage (110) (Fig. III-21). En dessous de ce diamètre, la fragmentation se produit préférentiellement selon les plans de clivage (110) et le plan cristallographique (100) (Fig. III-21). Les fibres raides présentent généralement un diamètre supérieur à 2 μm pour une longueur très variable. Les fibres flexueuses présentent un diamètre compris entre 0,5 et 2,0 μm . En dessous de 0,5 μm , les observations au MEB montrent que les fibres sont souples. Les Fig. III-21, Fig. III-22, Fig. III-23 illustrent les différentes morphologies qui caractérisent les amphiboles fibreuses étudiées.

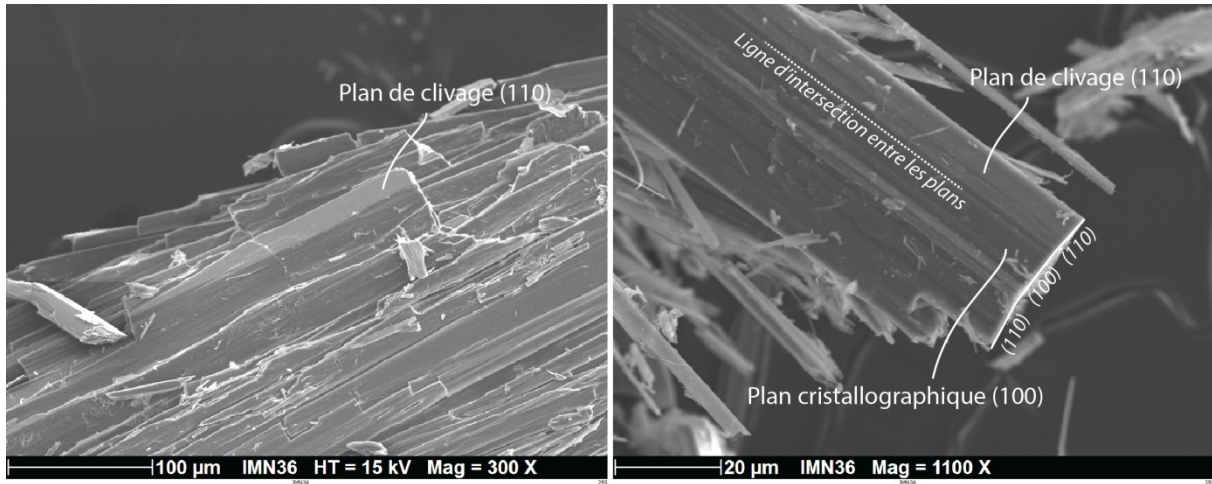


Fig. III-21 : microphotographies au microscope électronique à balayage d'amphiboles en cours de fragmentation. Lorsqu'elles sont de grandes dimensions (photo de gauche), les fibres se fragmentent préférentiellement selon les plans de clivage (110).

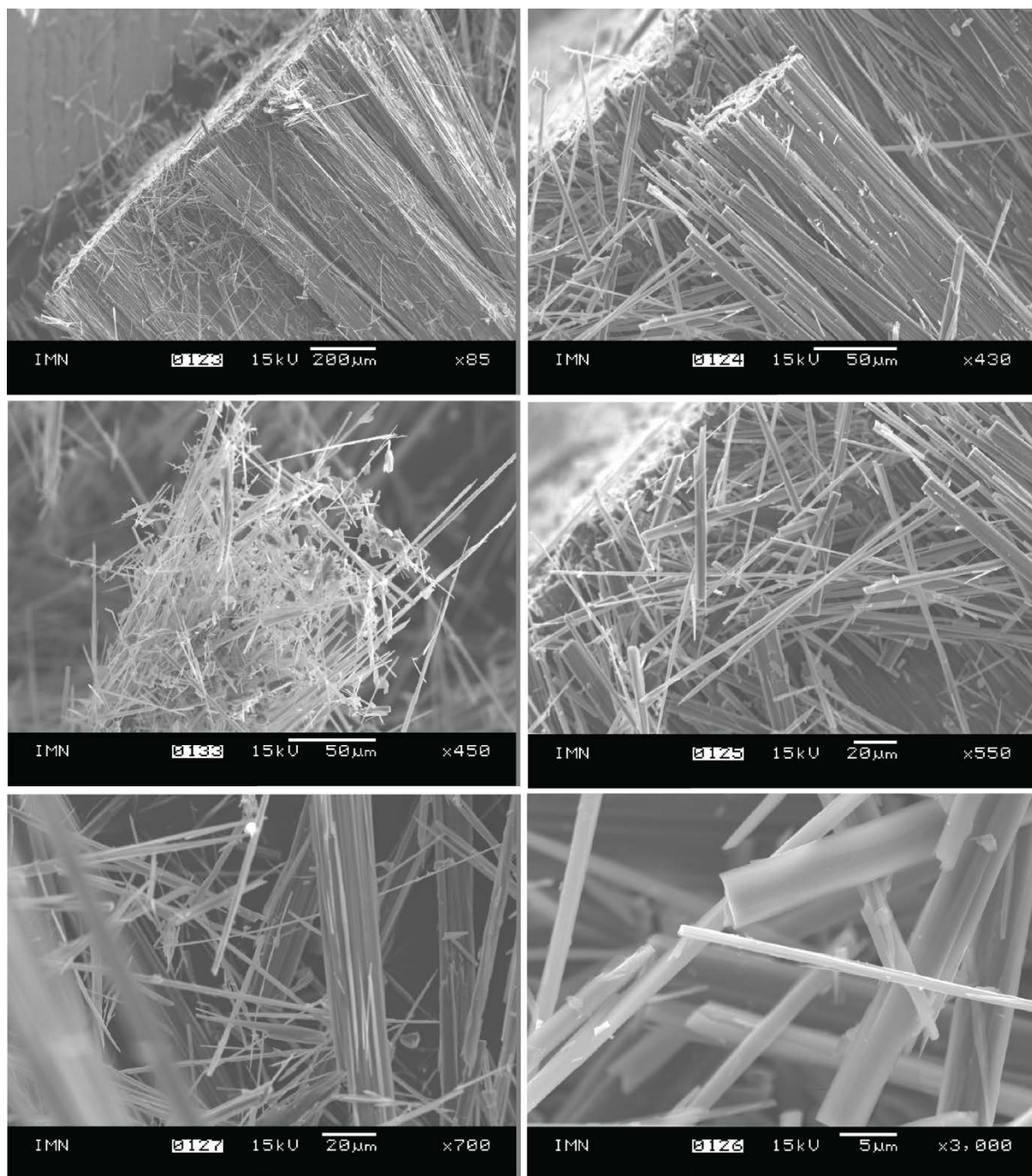


Fig. III-22 : microphotographies au microscope électronique à balayage des fibres identifiées dans la Formation de Pont de Barel. Les fibres sont issues de la fragmentation de fibres de dimensions plus importantes. Ces fibres sont principalement raides et dans une moindre mesure flexueuses.

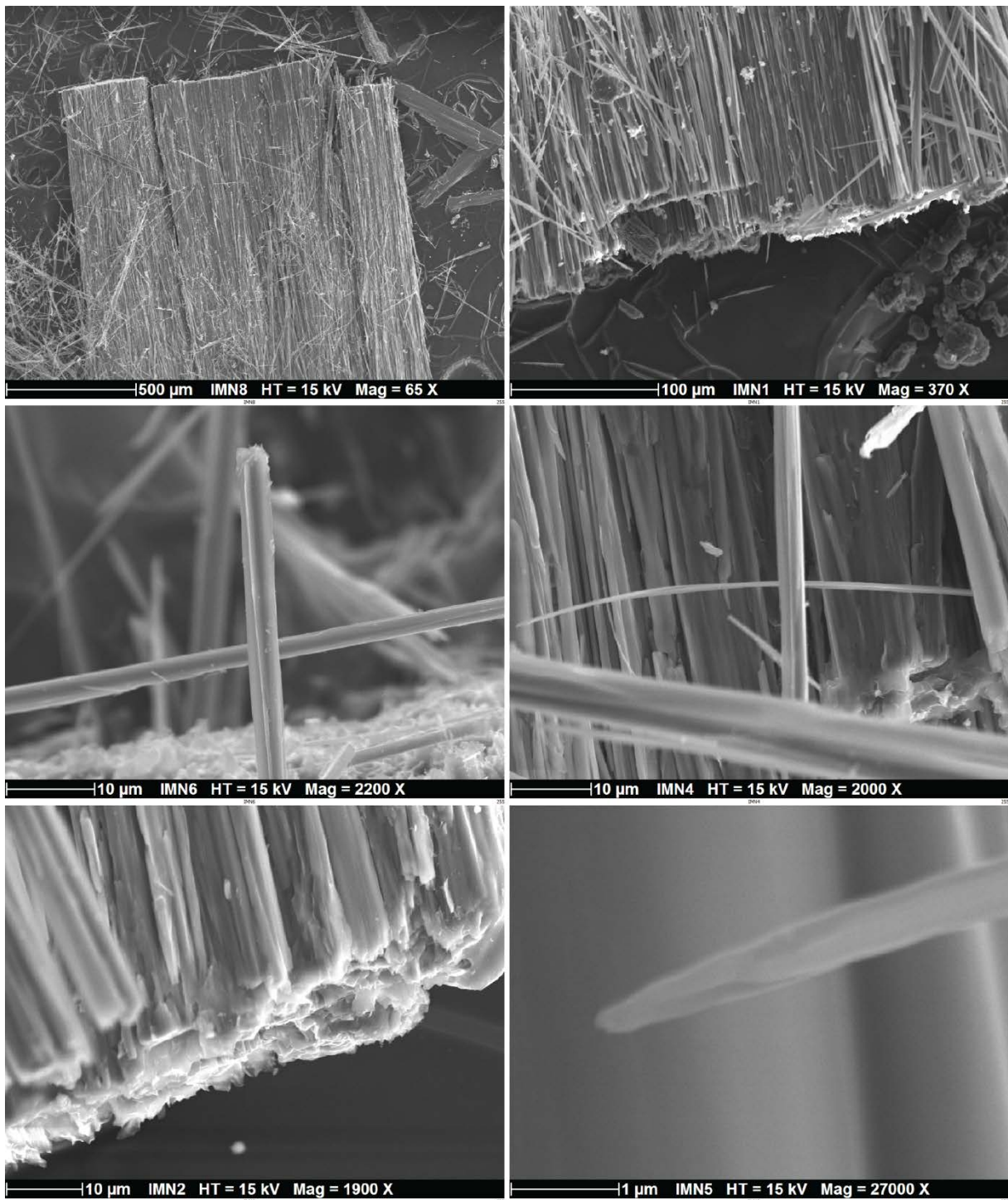


Fig. III-23 : microphotographies au microscope électronique à balayage des fibres identifiées dans la Formation de Pont de Barel. Les fibres sont ici issues de la fragmentation de fibres de dimensions plus importantes. Ces fibres sont principalement raides et dans une moindre mesure flexueuses.

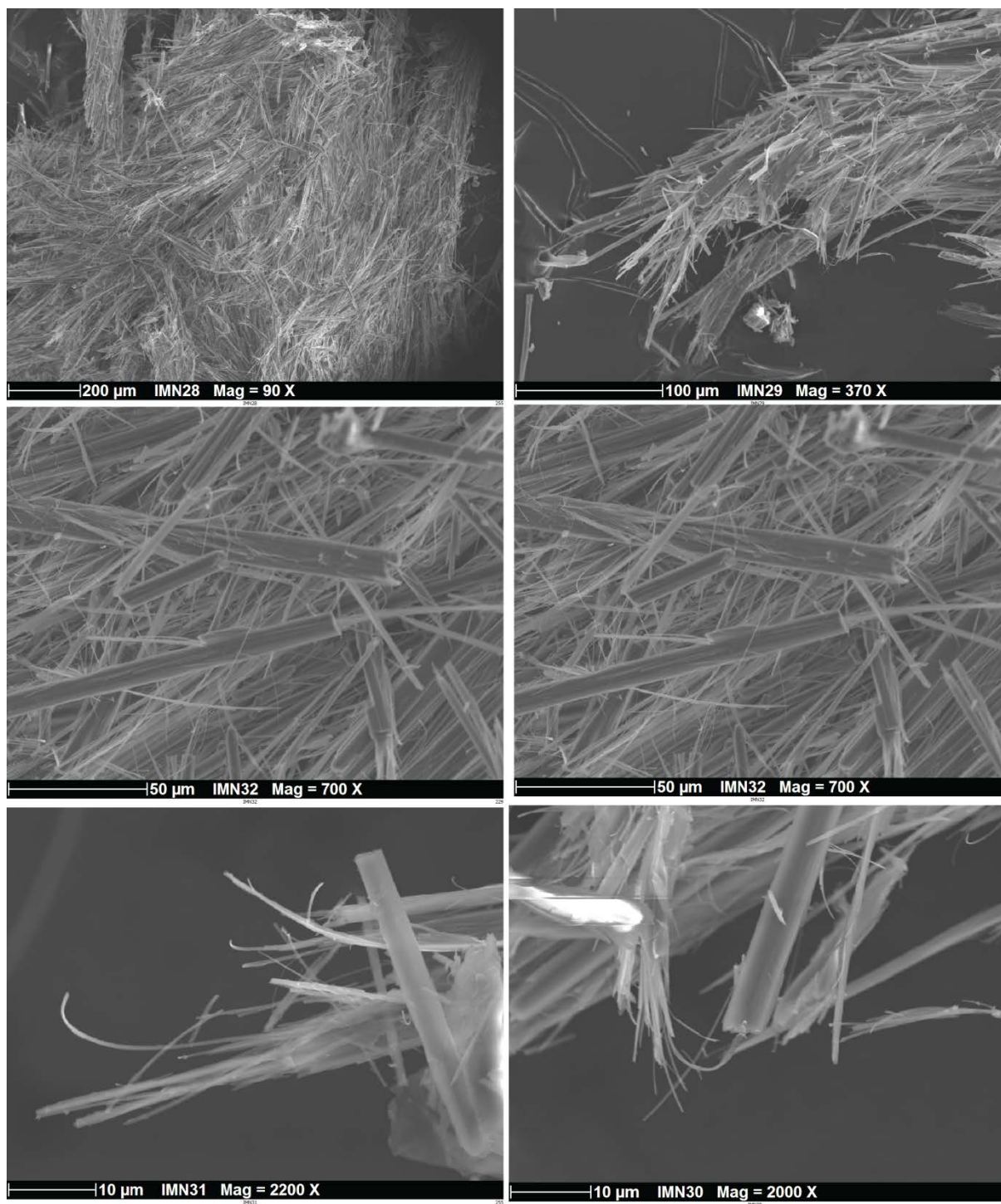


Fig. III-24 : microphotographies au microscope électronique à balayage des fibres identifiées dans la Formation Tréogat. Les fibres sont ici issues de la fragmentation de fibres de dimension plus importante. Ces fibres sont principalement raides à flexueuses, plus rarement souples.

III.3.5 Chimie minérale

a Les amphiboles

Dans cette partie sont décrites les analyses effectuées à partir des amphiboles fibreuses et aciculaires associées aux différentes structures observées sur le terrain et au microscope. Parmi les trois types d'amphiboles fibreuses définis précédemment, seules les analyses concernant les amphiboles fibreuses raides sont présentées. En effet, les amphiboles flexueuses et souples ont souvent un diamètre à la fois trop faible ($< 2 \mu\text{m}$) et trop proche du diamètre utile du faisceau de la microsonde ($\approx 1 \mu\text{m}$). De ce fait, les analyses concernant ces fibres très fines ne sont presque jamais satisfaisantes (total en pourcentage de poids d'oxyde $< 95-96\%$) du fait de la nature composite du volume analysé dans lequel plusieurs espèces minérales peuvent coexister.

Pour les amphibolites de la Formation de Pont de Barel, les analyses montrent que les amphiboles fibreuses sont principalement des actinolites et dans une moindre mesure des hornblendes. Les actinolites sont caractérisées par des teneurs en SiO_2 toujours supérieures à 50%, des teneurs en Al_2O_3 inférieures à 3,5 % et un Mg # compris entre 0,49 et 0,59. À l'inverse, les hornblendes sont caractérisées par des teneurs en SiO_2 inférieures à 51,3 % et des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 4,3 et 7 %. Ces amphiboles présentent donc une composition chimique très similaire aux termes les plus rétro-morphosés qui ont été analysés dans la trame de la roche.

Concernant les prasinites de la Formation de Tréogat, les analyses montrent aussi que les amphiboles fibreuses sont des actinolites. Elles se caractérisent par des compositions similaires à celles des actinolites fibreuses des amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 sont respectivement comprises entre 50,6 et 53,7 % et entre 1,8 et 4,5 % et le Mg# est compris entre 0,5 et 0,7. Enfin, les teneurs en Na_2O de ces amphiboles sont inférieures à 0,65 %. Les amphiboles aciculaires sont quant à elles principalement des magnésio-ferri-hornblendes. Elles se distinguent par des teneurs plus faibles en SiO_2 ($43,9 < \text{SiO}_2 < 49,8$) et plus fortes en Al_2O_3 ($4,9 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 11,4$) et en Na_2O ($0,7 < \text{Na}_2\text{O} < 1,5$). Le Mg# de ces amphiboles est similaire à celui des actinolites fibreuses. Ces amphiboles ont donc une composition proche de celle des amphiboles de la trame de la roche.

Pour les amphibolites mylonitiques de la Formation de la vallée de la Sèvre, les analyses montrent que les amphiboles fibreuses associées aux veines sont principalement des

magnésio-hornblendes, une seule analyse semblant correspondre à de l'actinolite. Néanmoins, il est important de noter que les amphiboles les plus fibreuses ont été identifiées dans les plagioclases et que les analyses faites à partir de ces amphiboles fibreuses se sont avérées mauvaises du fait de l'influence dans l'analyse des minéraux environnants et au final ininterprétables. Les compositions des amphiboles fibreuses analysées sont probablement très proches des compositions obtenues à partir des cristaux aciculaires. Elles se caractérisent par des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 respectivement comprises entre 49,1 et 51,5 % et entre 3,7 et 6,8 %. Leur Mg # ($0,53 < \text{Mg\#} < 0,62$) est comparable à celui des amphiboles fibreuses des Formations de Pont de Barel et de Tréogat. Enfin, les teneurs en Na_2O sont inférieures à 0,7 %. Les amphiboles aciculaires qui tapissent les épontes des filons sont toujours des magnésio-hornblendes avec des teneurs en SiO_2 proches de celles des amphiboles fibreuses ($46,7 < \text{SiO}_2 < 51,9$ %). Ces amphiboles présentent cependant des teneurs en Al_2O_3 ($6,2 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 10,0$ %) et en Na_2O ($0,6 < \text{Na}_2\text{O} < 1,2$ %) plus élevées que les amphiboles fibreuses. Elles ont ainsi une composition intermédiaire entre les amphiboles aciculaires à massives de la trame de la roche et les amphiboles fibreuses englobées dans les plagioclases.

Reportées dans un diagramme ternaire $\text{XSi}(\text{T})\text{-XAl}^{\text{IV}}(\text{T})\text{-XNa}(\text{A})$ (Fig. III-25, Fig. III-26 et Fig. III-27), les analyses concernant les amphiboles associées aux veines s'alignent parfaitement avec la tendance définissant la rétro-morphose des roches pour les amphibolites de la Formation de Pont de Barel et pour les prasinites de la Formation de Tréogat. Pour les amphibolites mylonitiques de la Formation de la vallée de la Sèvre, les données s'alignent parfaitement sur la tendance définie à partir des analyses des amphiboles issues du métamorphisme M, ce qui suggère que les amphiboles aciculaires ou fibreuses tapissant les filons sont issues de la rétro-morphose des amphiboles aciculaires de la trame.

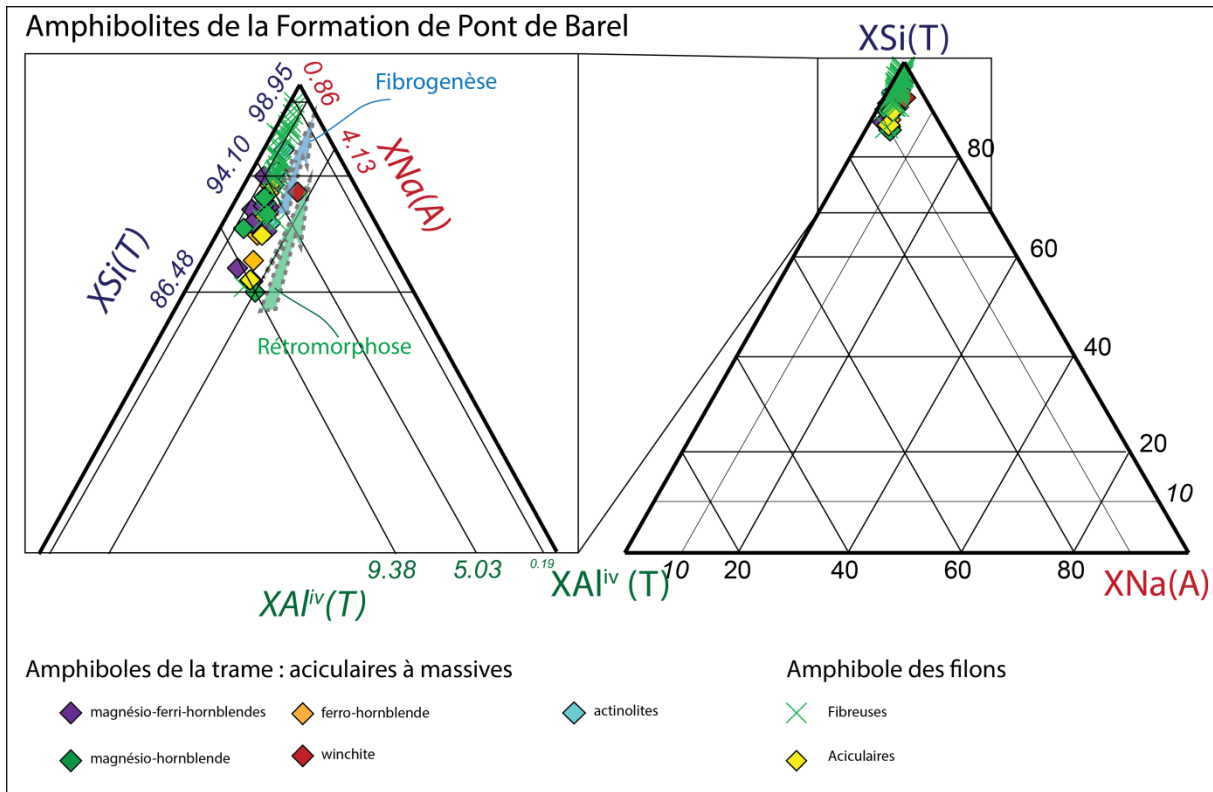


Fig. III-25 : diagramme ternaire $XSi(T)$ - $XAl^{iv}(T)$ - $XNa(A)$ avec : $XSi(T) = Si(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $XAl^{iv}(T) = Al^{iv}(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $XNa(A) = Na(A)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$ pour les amphiboles fibreuses des amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Les données sont ici comparées à celles des amphiboles de la trame de la roche. On observe que la fibrogenèse prolonge la tendance qui caractérise la rétro-morphose.

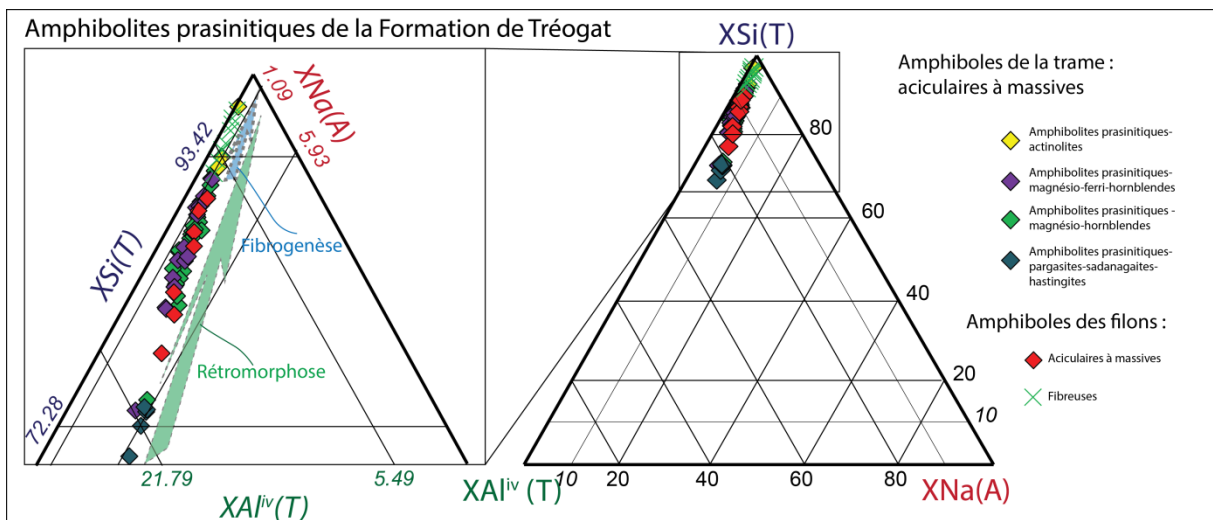


Fig. III-26 : diagramme ternaire $XSi(T)$ - $XAl^{iv}(T)$ - $XNa(A)$ avec : $XSi(T) = Si(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $XAl^{iv}(T) = Al^{iv}(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $XNa(A) = Na(A)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$ pour les amphiboles fibreuses des prasinites de la Formation de Tréogat. Les données sont ici comparées à celles des amphiboles de la trame de la roche. On observe que la fibrogenèse prolonge la tendance qui caractérise la rétro-morphose.

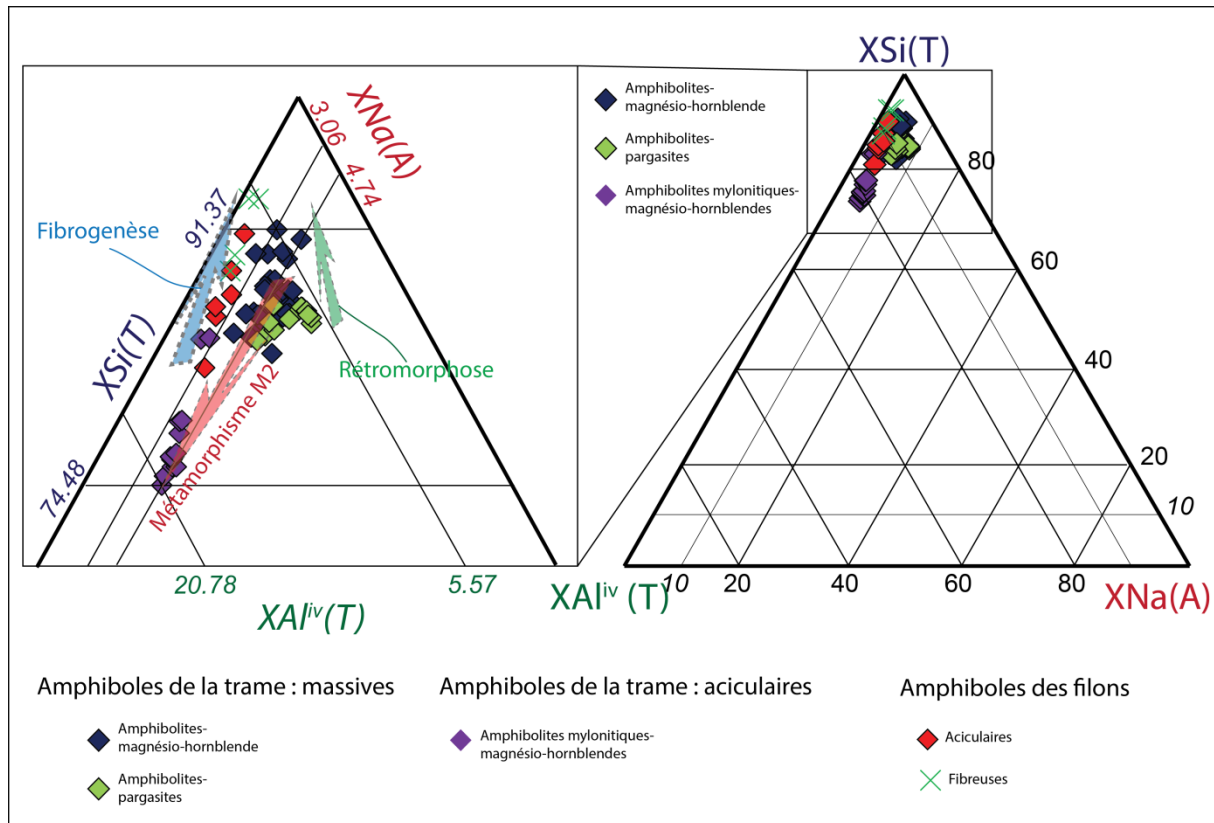


Fig. III-27 : diagramme ternaire $X_{Si}(T)-X_{Al^{iv}}(T)-X_{Na}(A)$ avec : $X_{Si}(T)=Si(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $X_{Al^{iv}}(T)=Al^{iv}(T)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$; $X_{Na}(A)=Na(A)/(Si(T)+Al^{iv}(T)+Na(A))$ pour les amphiboles fibreuses des amphibolites mylonitiques de la vallée de la Sèvre. Les données sont ici comparées à celles des amphiboles de la trame de la roche. On observe que la fibrogenèse semble correspondre à une rétro-morphose des amphiboles issues du métamorphisme M2.

b Les plagioclases

Les analyses sur les plagioclases qui constituent les différentes veines montrent que ces minéraux ont des compositions variables. Dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel, les plagioclases sont toujours des albites ($X_{An} < 1,70\%$). Dans les prasinites de la Formation de Tréogat, les analyses montrent la présence de deux espèces de plagioclases : des oligoclases ($14,0 < X_{An} < 26,0\%$) et des albites ($X_{An} < 1,70\%$). Enfin, dans les amphibolites mylonitiques de la vallée de la Sèvre, les analyses montrent que les plagioclases ont des compositions d'andésite ($34,4 < X_{An} < 51,8\%$).

III.3.6 Analyses en composantes principales des amphiboles (ACP)

Pour contraindre la corrélation entre l'habitus (massif, aciculaire et fibreux) des différentes amphiboles étudiées et leur composition chimique rapportée à leur formule structurale, une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée à l'aide du logiciel Exlstat. Le choix de cette méthode est principalement motivé par la limite des diagrammes binaires et ternaires classiquement utilisés en pétrologie. Ces types de diagrammes sont donc peu adaptés lorsque les variables qui caractérisent les individus étudiés sont nombreuses (>3). Pour les amphiboles, les individus ou observations sont les habitus des minéraux et les variables la répartition des éléments chimiques dans les différents sites cristallographiques issue du calcul des formules structurales. Ces variables sont donc très nombreuses et aucun diagramme ne permet de comparer l'ensemble de ces données. En revanche, l'analyse en composante principale (ACP) est une méthode statistique très puissante pour ce type de cas. Elle permet de créer dans un espace en deux dimensions des graphiques qui représentent l'ensemble des variables corrélées les unes autres et aux observations tout en respectant au maximum l'intégrité statistique des données. En d'autres termes, elle permet d'établir sous forme graphique un résumé le plus pertinent possible des données initiales. Ici, il s'agit donc de représenter sous forme graphique les différentes corrélations chimiques entre les différents types d'amphibole étudiés.

La première étape d'une ACP consiste à calculer la matrice de corrélation entre les différentes variables afin de préciser leur relation mathématique. Ainsi, les unes par rapport aux autres, les variables présentent soit une corrélation positive, soit une corrélation négative. Une corrélation positive entre au moins deux variables signifie qu'elles ont un comportement similaire. En revanche, une corrélation négative signifie qu'elles ont un comportement opposé. La matrice de corrélation calculée pour les différentes amphiboles des Formations de Pont de Barel, de Tréogat et de la vallée de la Sèvre est présentée dans le Tab. III-1.

Tab. III-1 : matrice de corrélation calculée pour les amphiboles des Formations de Pont de Barel, de Tréogat et de la vallée de la Sèvre.

Variables	(T)Si	(T)Al	(C)Ti	(C)Al	(C)Fe3+	(C)Fe2+	(C)Mg	(B)Mn2+	(B)Fe2+	(B)Ca	(B)Na	(A)Na	(A)K
(T)Si	1	-1,000	-0,002	-0,829	-0,473	0,340	0,469	0,177	-0,058	-0,257	0,407	-0,891	-0,387
(T)Al	-1,000	1	0,002	0,830	0,473	-0,339	-0,469	-0,176	0,058	0,256	-0,406	0,891	0,387
(C)Ti	-0,002	0,002	1	-0,057	-0,042	0,079	-0,078	0,019	-0,047	-0,016	0,060	0,011	0,016
(C)Al	-0,829	0,830	-0,057	1	0,090	-0,311	-0,426	-0,351	0,058	0,094	-0,125	0,720	0,437
(C)Fe3+	-0,473	0,473	-0,042	0,090	1	-0,164	-0,332	0,460	0,349	-0,220	-0,033	0,348	0,004
(C)Fe2+	0,340	-0,339	0,079	-0,311	-0,164	1	-0,622	0,152	-0,103	-0,190	0,348	-0,149	-0,042
(C)Mg	0,469	-0,469	-0,078	-0,426	-0,332	-0,622	1	-0,080	-0,071	0,179	-0,204	-0,510	-0,280
(B)Mn2+	0,177	-0,176	0,019	-0,351	0,460	0,152	-0,080	1	0,455	-0,571	0,317	-0,212	-0,097
(B)Fe2+	-0,058	0,058	-0,047	0,058	0,349	-0,103	-0,071	0,455	1	-0,747	0,244	-0,082	0,098
(B)Ca	-0,257	0,256	-0,016	0,094	-0,220	-0,190	0,179	-0,571	-0,747	1	-0,818	0,293	-0,037
(B)Na	0,407	-0,406	0,060	-0,125	-0,033	0,348	-0,204	0,317	0,244	-0,818	1	-0,342	-0,004
(A)Na	-0,891	0,891	0,011	0,720	0,348	-0,149	-0,510	-0,212	-0,082	0,293	-0,342	1	0,110
(A)K	-0,387	0,387	0,016	0,437	0,004	-0,042	-0,280	-0,097	0,098	-0,037	-0,004	0,110	1

Cette matrice de corrélation permet de définir autant de facteurs qu'il y a de variable. Dans le cas présent, il y a donc 13 facteurs. Le principe de l'ACP est de comparer ces facteurs deux par deux. Les facteurs choisis dans le cadre de ces travaux sont les facteurs 1 et 2 qui représentent respectivement les corrélations entre l'ensemble des variables et la variable (T)Si (nombre d'atomes de Si sur le site T) et l'ensemble des variables et la variable (T)Al (nombre d'atomes d'Al sur le site T).

Les résultats du traitement mathématique de l'ACP sont présentés dans la Fig. III-28. Le cercle de gauche représente les corrélations entre les différentes variables. Dans ce type de cercle, plus les points sont positionnés proches du cercle *et alignés* selon un des deux axes, plus la corrélation est mathématiquement fiable. Lorsque les points sont localisés dans un même quart du cercle, cela signifie qu'ils ont une corrélation positive. En d'autres termes, ces points varient de la même manière. On observe par conséquent sur ce cercle que seuls Si(T), Al(T), Al(C) et Na(A) sont fiables. Par ailleurs, on observe que Si(T) *et* Al(T), Al(C), Na(A) sont négativement corrélés ce qui signifie que ces éléments ont des comportements opposés. Le graphique de central représente la répartition des différentes observations (rappelons qu'ici il s'agit des différents habitus) selon les facteurs 1 et 2. On observe que les amphiboles massives sont principalement réparties dans la partie droite du diagramme alors que les amphiboles fibreuses sont répartir dans la partie gauche du diagramme. Les amphiboles aciculaires sont quant à elles principalement réparties entre les amphiboles fibreuses et massives. Le graphique de gauche représente l'association des deux graphiques précédents. Ce graphique montre clairement que la répartition des observations est corrélée aux différents vecteurs de corrélation des variables. Ainsi, cela montre que les processus de fibrogenèse sont régis par des variations d'Al(T), d'Al(C), de Na(A) et de Si(T). Les amphiboles fibreuses étant plus siliceuses que les amphiboles massives et les amphiboles aciculaires étant un intermédiaire entre les deux.

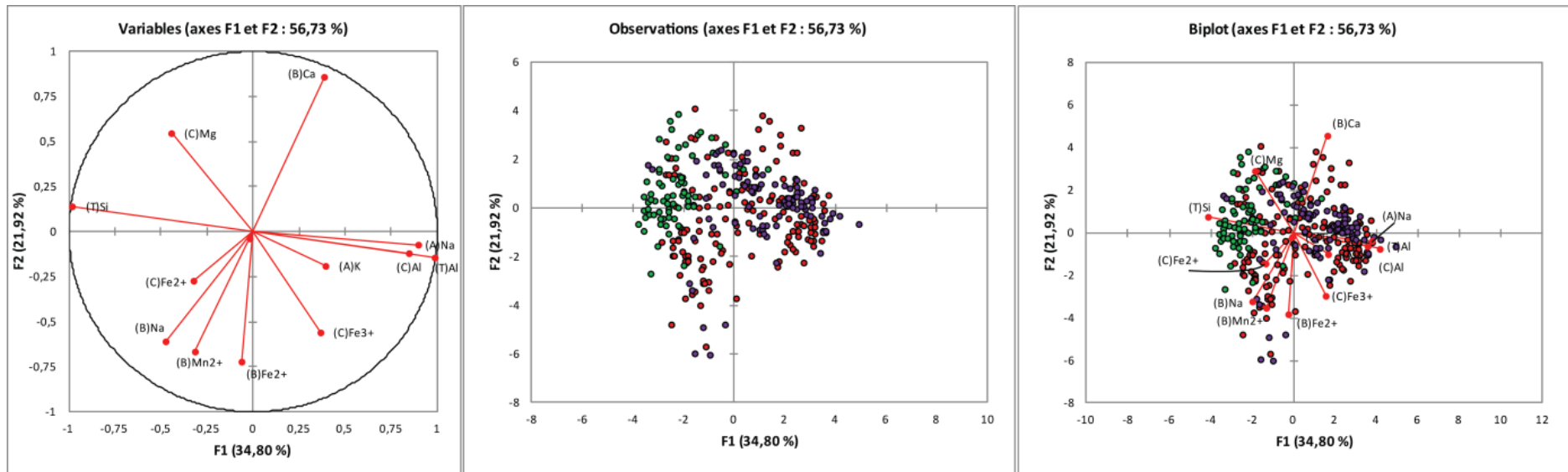


Fig. III-28 : graphiques des résultats de l'ACP. Les ronds verts représentent les amphiboles fibreuses, les ronds rouges représentent les amphiboles aciculaires et les ronds violets représentent les amphiboles massives.

Pour contraindre les résultats fournis par l'ACP, une cartographie chimique au MEB a été réalisée sur une amphibole aciculaire en cours de fibrogenèse (Fig. III-29). Les résultats montrent qu'en plus d'une variation principale en Al, Si et Na, les amphiboles en cours de fibrogenèse sont plus riches en Fe et moins riches en Mg, mais aussi moins riche en titane (Fig. III-30).

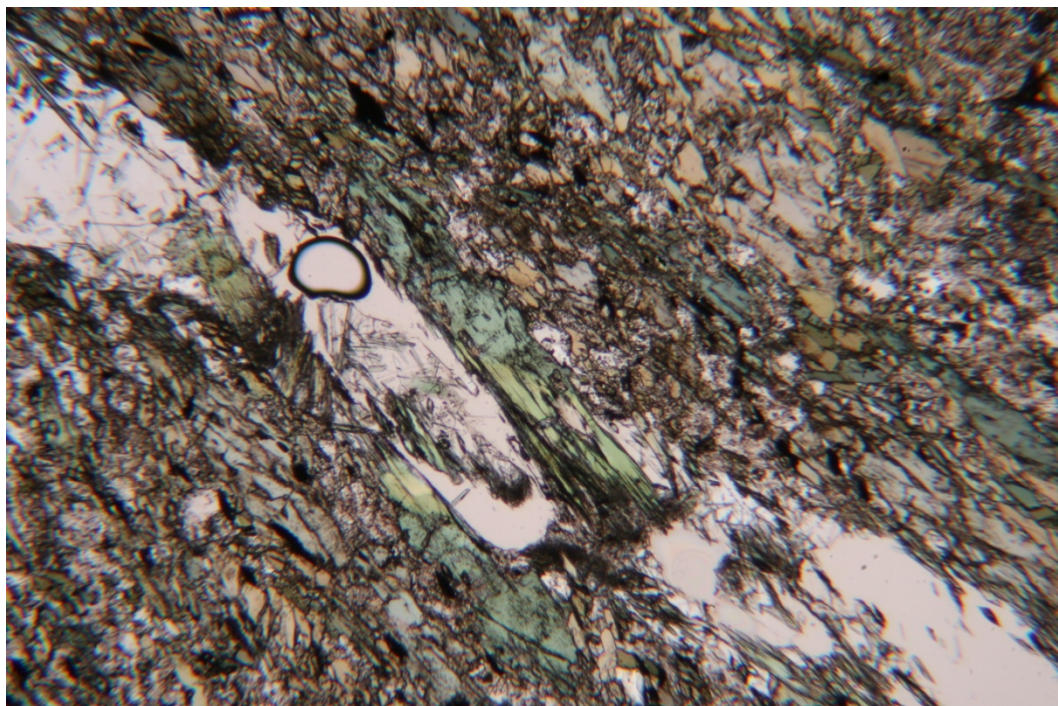


Fig. III-29 : microphotographie en LPNA d'une amphibole aciculaire coupée par une veine de plagioclase et en cours de fibrogenèse. On observe une décoloration de l'amphibole au passage de la veine qui traduit une variation de la composition chimique

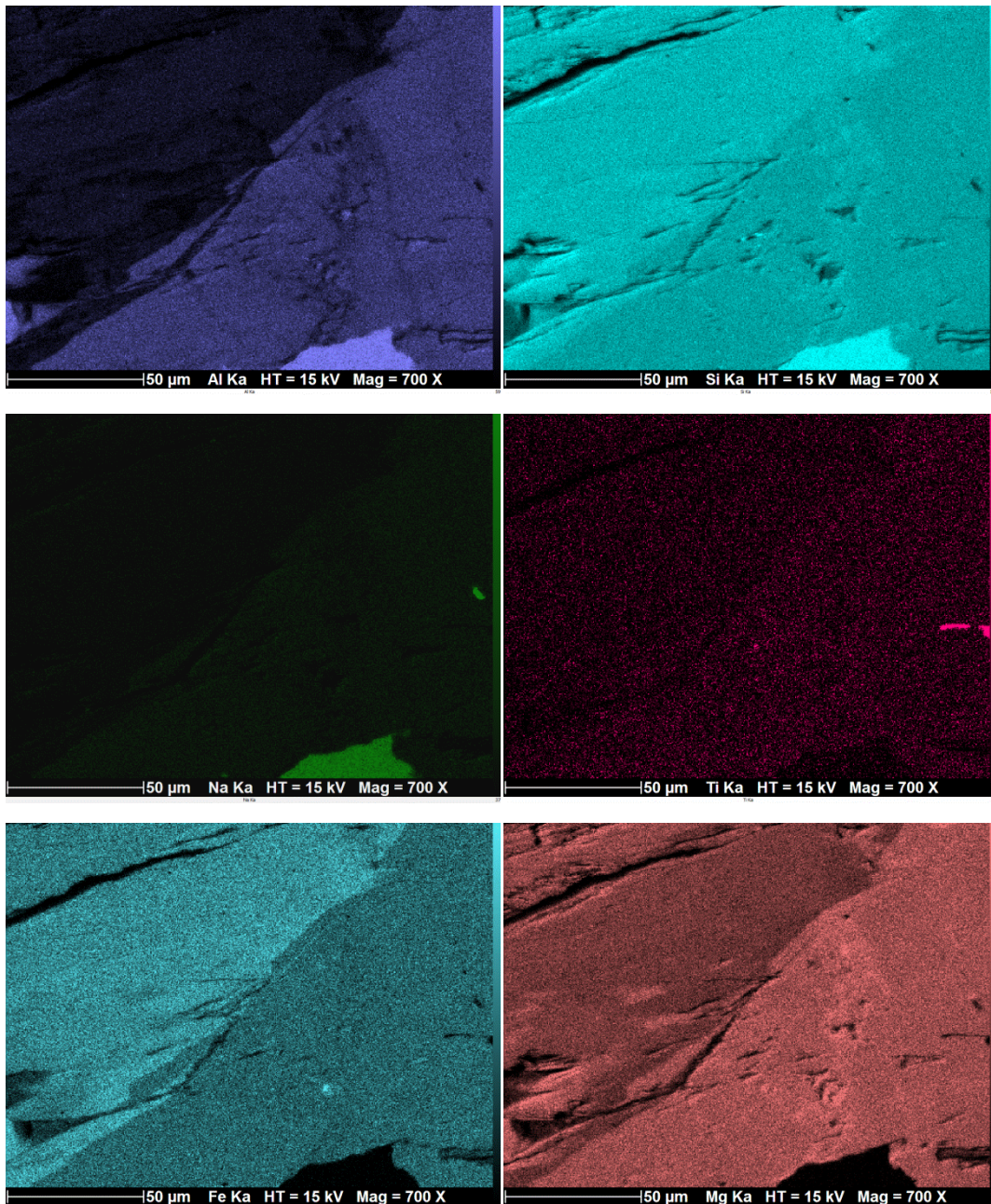


Fig. III-30 : cartographie chimique par microscopie électronique à balayage d'une amphibole aciculaire en cours de fibrogenèse. Les fibres correspondent à la partie gauche des images.

III.4 Synthèse

Cette étude pétrologique a montré d'une part que les amphiboles fibreuses étaient identiques dans les trois unités étudiées (Formaiton de Pont de Barel, de Tréogat et de la Vallée de la Sèvre) et d'autre part qu'elles se forment en réponse à des processus comparables dans ces trois unités. En effet, sur le terrain, les amphiboles fibreuses ont toujours été observées dans les structures associées à la déformation (plan de schistosité, fentes de tension, etc.). De plus, les observations au microscope ont permis de montrer que dans tous les cas,

ces amphiboles fibreuses sont issues de la fragmentation des amphiboles aciculaires synfoliales préexistantes. Ceci implique que les processus de fibrogenèse sont postérieurs à la croissance des amphiboles aciculaires et donc fini-déformation. L'étude à la microsonde électronique des amphiboles fibreuses a montré que leur composition (amphiboles calciques siliceuses), s'inscrit dans le prolongement des compositions analysées à partir des amphiboles matricielles, le tout définissant une évolution depuis des amphiboles de relativement haute température (faciès amphibolite) jusqu'à des amphiboles de basse température (faciès schiste vert). Cette évolution correspond à la rétro-morphose qui affecte les unités encaissantes au fur et à mesure de leur exhumation. Enfin, l'ACP et la cartographie au MEB ont montré que les processus de fibrogenèse sont régis par des variations d'Al(T), d'Al(C), de Na(A) et de Si(T) et dans une moindre mesure de Fe, de Mg et de Ti.

III.5 Discussion sur la fibrogenèse

III.5.1 Origine des structures porteuses de fibres

L'étude pétrologique des amphiboles fibreuses a permis de montrer qu'elles sont souvent en relation structurale avec des nodules d'épidotite (cas des Formations de Pont de Barel et de Tréogat). Comme l'a montré l'étude pétrostructurale des unités mafiques, ces nodules d'épidotite correspondent à des structures métamorphiques antérieures au développement de la déformation principale. Dans les roches mafiques, ces nodules riches en épidote sont souvent décrits dans le cadre de processus d'altération hydrothermale de la croûte océanique, plus particulièrement de ses niveaux supérieurs (e.g. Dilek *et al.*, 1997c; Honnorez, 2003; Jones, 1997; McCaig *et al.*, 2007; Ordonez-Calderon *et al.*, 2008; Polat *et al.*, 2007). Ainsi, ces nodules d'épidotite peuvent correspondre à d'anciennes épidosites océaniques. Honnorez (2003) suggère que lors de l'accrétion d'une ride lente telle la ride médio-atlantique, la formation des épidosites se produit à proximité de la chambre magmatique, dans le complexe filonien. Les processus qui régissent la formation de ces épidosites sont alors principalement des processus métasomatiques qui se produisent à des températures de l'ordre de 250 à 370 °C et qui sont accompagnés de la mise en place de nombreuses veines quartzo-sulfurés (Alt *et al.* 1986; Honnorez 2003). Honnorez (2003) suggère aussi que ces processus soient principalement actifs à proximité de la chambre magmatique (la zone de réacteur), dans le complexe filonien (Fig. III-31). Les formations

étudiées ici, interprétées comme d'anciennes ophiolites de type ligurien, sont notamment caractérisées par l'absence de complexe filonien. De ce fait, il est possible que la zone de réacteur décrite par Honnorez (2003) se trouve directement au niveau du complexe basaltique. Par conséquent il est possible que des épidosites se forment aux dépens des basaltes superficiels et particulièrement aux dépens des basaltes en coussins. Dans les ceintures de roches vertes archéennes du Groenland, Polat *et al.* (2007) et Ordonez-Calderon *et al.* (2008) ont d'ailleurs décrit des épidosites issues de l'altération de pillow-lavas (Fig. III-32). Par ailleurs, ces mêmes auteurs décrivent la présence d'un niveau sombre riche en amphibole calcique soulignant les épidosites (Fig. III-32). Cette structure n'est pas sans rappeler les niveaux riches en amphibole identifiés dans les nodules d'épidotites des Formations de Pont de Barel et de Tréogat. Ainsi, en accord avec les interprétations de Polat *et al.*, (2007), il est proposé ici que ces niveaux riches en amphibole représentent d'anciens niveaux de même nature dont l'origine pourrait être un processus d'altération hydrothermale en contexte océanique, à l'image de ce qui a été proposé par Polat *et al.*, (2007) pour les roches vertes archéennes du Groenland. Les nodules d'épidotite correspondent dans cette interprétation à d'anciens basaltes en coussin epidotisés.

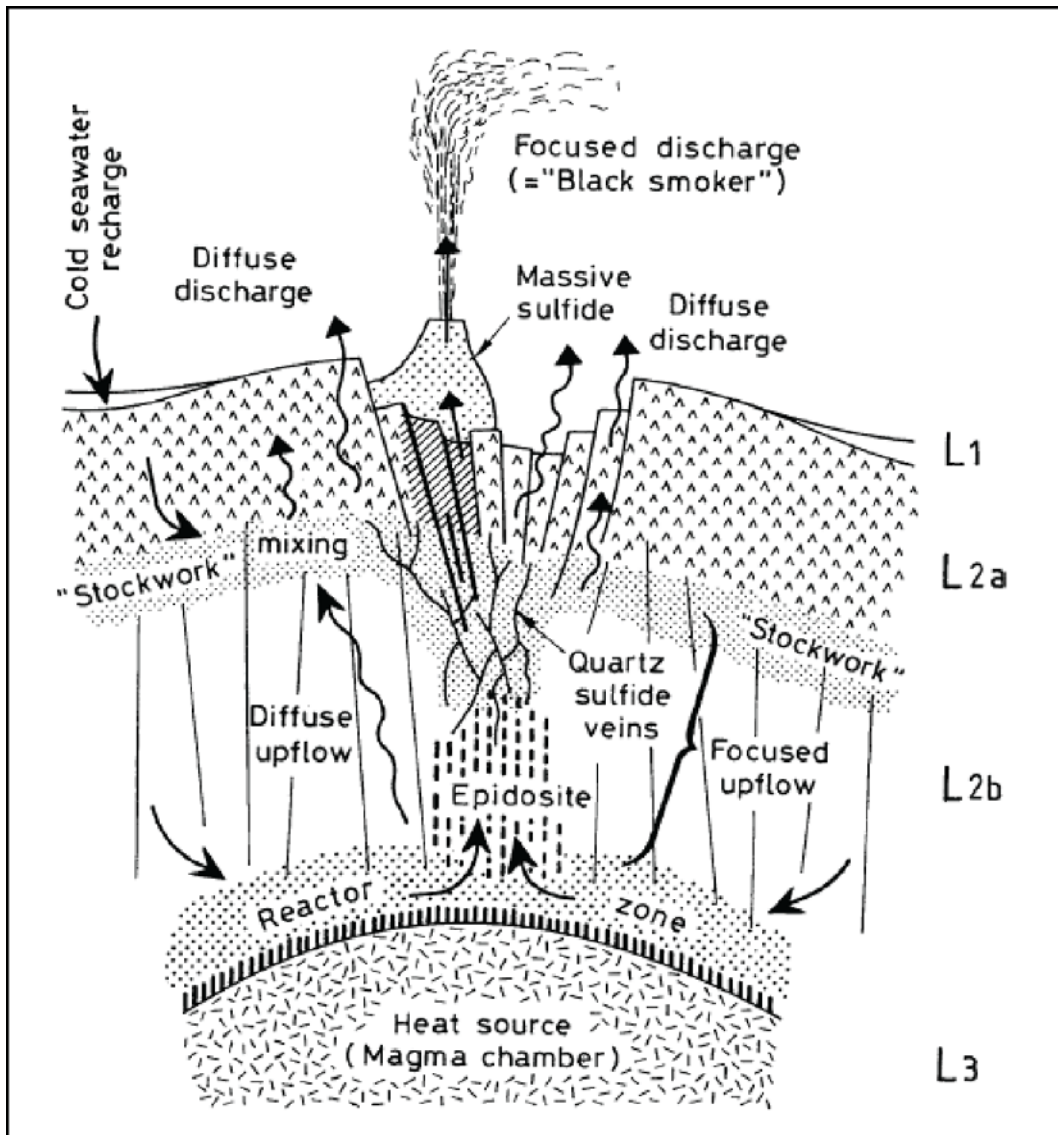


Fig. III-31 : schéma d'un système hydrothermal à l'axe d'une dorsale océanique lente d'après Honnorez (2003). L1 = couverture de sédiments pélagiques ; L2a = coulée de lave et basaltes en coussin ; L2b = complexe filonien ; L3 = parties inférieures de la croûte océanique.

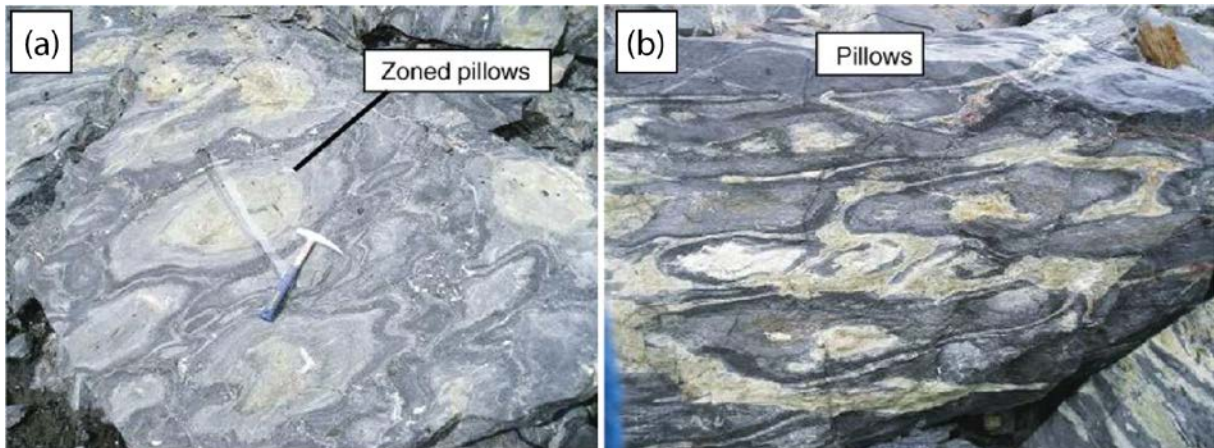


Fig. III-32 : photographie des épidosites de la ceinture de roche verte d'Ivisaartoq (Groenland), d'après Polat *et al.*, (2007). Les épidosites sont soulignées par des niveaux sombres riches en amphibole calcique de type hornblende.

En plus des surfaces extérieures des nodules d'épidosite, les amphiboles fibreuses sont également abondantes dans les plans de la foliation et dans les veines synfoliales. Il est donc clair que les structures porteuses d'amphiboles fibreuses sont dans ce cas directement contrôlées par les processus qui accompagnent la déformation de la roche. Dans le cas des Formations de Pont de Barel et de Tréogat, ces structures seraient alors contemporaines d'un métamorphisme rétrograde alors que dans le cas de la Formation de la vallée de la Sèvre, il pourrait s'agir de structures contrôlées par un métamorphisme prograde.

En conclusion, les amphiboles fibreuses appartiennent à des structures dont l'origine pourrait être très précoce (hydrothermalisme océanique) ou plus tardive (métamorphisme rétrograde ou prograde). Dans le cas des nodules d'épidotites, ces structures pourraient être ordoviciennes pour la Formation de Tréogat et dévoniennes pour la Formation de Pont de Barel. Dans le cas des structures filoniennes, en accord avec nos conclusions sur l'évolution des unités mafiques étudiées dans le cadre de cette thèse, les structures porteuses d'amphiboles fibreuses pourraient être dévono-carbonifères et attribuées à la déformation D2 définie par Faure *et al.* (2008) pour les Formations de Pont de Barel et de Tréogat, alors qu'elles seraient carbonifères et attribuables au jeu dextre du cisaillement sud-armoricain pour la Formation de la vallée de la Sèvre.

III.5.2 Formation des fibres

Les études concernant la genèse des amphiboles fibreuses sont très nombreuses (e.g. Dorling et Zussman, 1987; Erkouteren et Ylie, 2002; Gopal *et al.*, 2004; Groppo et Compagnoni, 2007; Metcalf et Buck, 2015; Pacella *et al.*, 2015; Ross *et al.*, 2008; Vignaroli *et al.*, 2014). Cependant, peu de ces travaux se sont intéressés à la relation entre les processus de déformation des roches encaissantes et la genèse des fibres. De plus, dans les quelques études de ce type, les fibres sont souvent considérées de croissance fibreuse (e.g. Vignaroli *et al.*, 2014) et la question de la fragmentation de minéraux initialement non fibreux n'a que très rarement été prise en compte. Les études cristallographiques menées en comparaison sur des amphiboles fibreuses et des amphiboles massives ont permis de mettre en évidence que les principales différences entre ces amphiboles concernent le remplissage des sites T et A (Dorling et Zussman 1987). Ces auteurs ont aussi montré que la fibrogenèse se produisait principalement à partir des plans de clivage (110), jusqu'à une dimension limite où la genèse de fibrilles (amphiboles fibreuses souples) se produit à partir du plan (100). Les limites de cette étude sont principalement liées à la provenance des amphiboles étudiées. En effet, les amphiboles étudiées par Dorling et Zussman (1987) proviennent de plusieurs dizaines de localités, ce qui ne permettait pas d'établir un lien entre fibrogenèse et évolution tectonométamorphique des unités encaissantes. La présente étude a montré que la fibrogenèse était principalement contrôlée par la fragmentation d'amphiboles préexistantes, cette dernière s'accompagnant par une modification de la composition chimique des amphiboles correspondant à un enrichissement en Si du site T et d'un appauvrissement en Na, Aliv *et alvi*, respectivement des sites A, T et C. Ces résultats sont en accord avec les conclusions établies par Dorling et Zussman (1987). De ce fait, la fibrogenèse dans les roches mafiques des reliques ophiolitiques des Complexes de Champtoceaux et d'Audierne peut être interprétée comme un processus de fragmentation d'amphiboles initialement non fibreuses. En accord avec les observations de Dorling et Zussman (1987), la fibrogenèse serait d'abord contrôlée par une segmentation selon les plans de clivage, ce qui produirait les amphiboles de type fibreux raides à flexueux, puis par une segmentation bimodale selon les plans cristallographiques (100) et les plans de clivage, ce qui produirait les amphiboles de type fibreux souple (Fig. III-33). Par ailleurs, l'achèvement de ce processus de fibrogenèse peut donc produire *in fine*, à partir d'amphiboles calciques relativement pauvres en silice (hornblendes), la formation d'amphiboles ayant toutes les caractéristiques chimiques et morphologiques de l'actinolite-amiante. Cette conclusion est fondamentale, car elle démontre

que l'actinolite amiante peut être générée par des processus autres que ceux qui régissent la nucléation intrinsèquement fibreuse des actinolites-amiante.

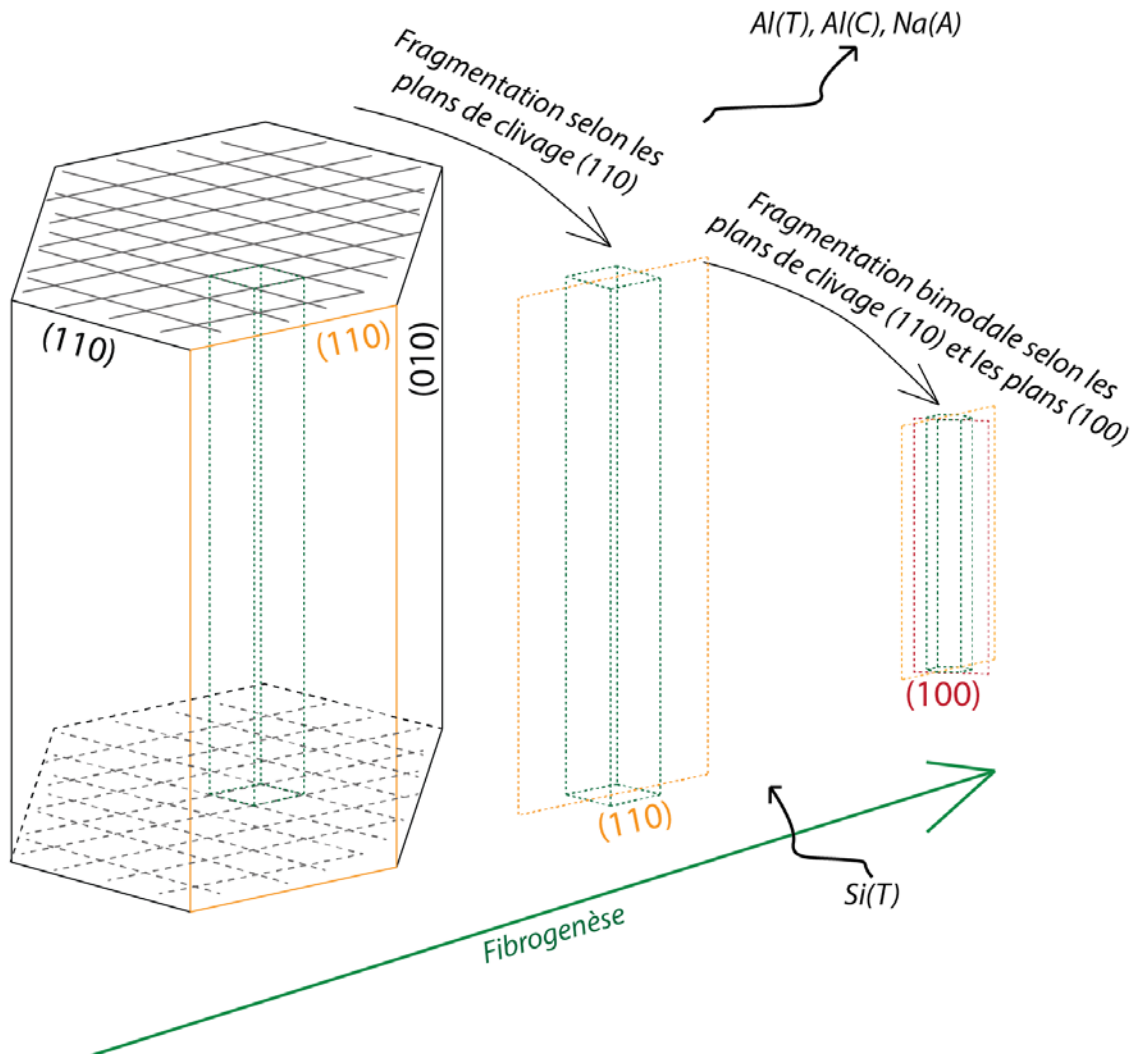


Fig. III-33 : diagramme schématique du processus de fibrogenèse dans les roches mafiques des Formations de Tréogat, Pont de Barel et Vallée de la Sèvre. Les fibres se forment d'abord par segmentation selon les plans de clivage (110) puis par segmentation bimodale selon les plans de clivage (110) et les plans cristallographiques (100). Ce processus de fibrogenèse est accompagné d'un enrichissement en silicium (Si) et d'un appauvrissement en aluminium (Al) et sodium (Na).

III.5.3 Déterminisme métamorphique dans les processus de fibrogenèse

Les paragraphes précédents ont montré que les amphiboles fibreuses étaient directement issues de la fragmentation d'amphiboles non fibreuses associées pour les unes à des structures héritées d'un hydrothermalisme très précoce et pour les autres à des structures contemporaines de la déformation principale. Par ailleurs, l'étude géologique sur le terrain a montré que les formations de Tréogat et de la vallée de la Sèvre présentaient une proportion

moins importante d'amphiboles fibreuses que la Formation de Pont de Barel. Or, l'étude géochimique des amphiboles de la matrice de la roche comparée à l'étude géochimique des amphiboles fibreuses de chacune de ces formations a montré que, pour la formation de Pont de Barel, la composition chimique des amphiboles de la matrice était très proche de celle des amphiboles fibreuses. De plus l'estimation thermobarométrique du métamorphisme suggère des conditions de bas degré. À l'inverse, pour les formations de Tréogat et de la vallée de la Sèvre, la composition chimique des amphiboles de la matrice semble plus éloignée de celle des amphiboles fibreuses. Le métamorphisme est quant à lui de plus haut degré. Ainsi, la composition chimique des amphiboles de la matrice de la roche, qui reflète les conditions métamorphiques de leur croissance, est un paramètre important dans la probabilité de genèse d'amphiboles fibreuses issues de la fragmentation d'amphiboles non fibreuse. Le passage par un stade aciculaire, de composition chimique intermédiaire entre la composition des amphiboles massive et celle des amphiboles fibreuses semble en ce sens être un critère primordial. Ceci implique que les amphiboles de la matrice de la roche ont une susceptibilité à évoluer vers des formes de plus en plus fibreuses d'autant plus importante qu'elles ont une chimie siliceuse et un habitus aciculaire.

En conséquence, le potentiel amiantifère d'une roche doit être regardé selon plusieurs paramètres qui sont directement imputables à la nature de cette roche et de son évolution. Ce sont ces mêmes paramètres que le BRGM utilise pour dresser des cartes de susceptibilité de présence d'amiante (lithologie, minéralogie, évolution tectonométamorphique, nature des déformations, importance des recristallisations dans les conditions). Parmi ces paramètres, l'évolution tectonométamorphique qui lie le métamorphisme à la déformation doit être considérée comme un paramètre crucial. En effet, plus les roches sont déformées et rétrogradées vers des conditions métamorphiques de bas degrés (faciès schiste vert), plus les conditions sont favorables à la présence d'actinolite asbestiforme. De ce fait, les faciès mylonitiques à ultramylonitiques doivent être des cibles privilégiées pour la recherche d'amiante dans les matériaux naturels.

III.5.4 Le rôle de la pression

Les données précédentes ont montré que les processus de fibrogenèse étaient principalement associés aux structures tardi-tectoniques et que ces processus étaient d'autant mieux exprimés qu'ils affectaient des amphiboles aciculaires, à la fois calciques et siliceuses. Une question reste cependant un suspens. En effet, quel est le déclencheur de cette

fibrogenèse ? Les parties précédentes ont montré que la signature chimique de cette fibrogenèse était principalement lié à la teneur en silice et en aluminium des amphiboles. De nombreuses études (e.g. Hammarstrom et Zen, 1986; Holland et Blundy, 1994; Molina *et al.*, 2015; Rutter *et al.*, 1989) ont montré que la teneur en aluminium des amphiboles est corrélable à la pression à laquelle ces amphiboles ont cristallisé. Les travaux montrent que les amphiboles alumineuses sont stables à plus haute pression par rapport aux amphiboles siliceuses. Dans les parties précédentes, nous avons aussi vu que les structures porteuses d'amphiboles fibreuses étaient toujours des fractures (fractures synfoliales colmatées, fentes de tension, etc.) dans lesquelles les plagioclases sont présents ou non. Par ailleurs, nous avons aussi vu que la croissance des plagioclases se faisait postérieurement à la fibrogenèse, ce qui signifie que les fluides ne sont pas les principaux paramètres contrôlant la déstabilisation des amphiboles. Les études notamment sur le rôle des fluides dans la genèse des gisements d'or ont montré que la circulation de fluide et les processus de minéralisation étaient accompagnés d'une chute de pression et dans une moindre mesure d'une chute de la température (e.g. Barakat *et al.*, 2002). Il s'agit en fait d'une chute de pression lié à la pression de fluide qui atteint un niveau supralithostatique et permet à la roche de se fracturer (Sibson *et al.* 1988; Sibson et Scott 1998; Mondal et Mamtani 2013). Dans le cas de la fibrogenèse, un tel processus pourrait être l'élément déclencheur recherché. En effet, si la pression chute rapidement à l'intérieur de la fracture, il est raisonnable de penser que les amphiboles situées à proximité de la fracture soient déstabilisées. Cette déstabilisation se traduirait par un échange d'éléments entre la phase fluide et les amphiboles préexistantes, avec transfert d'aluminium et de sodium dans la phase fluide, cristallisation de plagioclase sodique et fragmentation des amphiboles selon un processus similaire à celui décrit par Dorling et Zussman (1987).

III.5.5 La nature des fluides

Si la perte d'aluminium au cours de la fibrogenèse peut s'expliquer par une décompression liée à la circulation de fluide, le fait que les amphiboles fibreuses soient plus siliceuses que les amphiboles non fibreuses ne s'explique pas par ces processus de décompression. En revanche, il est probable que cet élément (silice) soit fourni par la phase fluide puisque des fluides siliceux ont largement été décrits dans le Massif armoricain (Tartèse 2011; Lemarchand *et al.* 2012; Tartèse *et al.* 2012). Ainsi, les fluides responsables de la fracturation pourraient avoir une composition siliceuse.

III.5.6 Processus de fibrogenèse

Si l'on prend compte les hypothèses des parties précédentes, les processus de fibrogenèse pourraient être contrôlés par plusieurs étapes successives :

- fracturation de la roche par pression de fluide, déstabilisation des amphiboles aciculaires, largage d'aluminium et de sodium dans la phase fluide et apport de silicium par la phase fluide ;
- cristallisation des plagioclases scellant les fractures et emballant ainsi de nombreuses fibres d'amphibole.

La fibrogenèse implique donc un échange métasomatique entre les amphiboles de la roche et la phase fluide qui pourrait être modélisée globalement selon la réaction suivante :



L'aluminium, le sodium et le silicium contenus dans la phase fluide pourraient alors fournir une partie des éléments permettant la cristallisation des plagioclases.

IV Conclusion

Ce chapitre a permis de montrer que les amphiboles fibreuses identifiées dans les Formations de Pont de Barel, de la vallée de la Sèvre et de Tréogat s'étaient formées par fragmentation des amphiboles aciculaires selon leur réseau cristallographique au cours des derniers stades de déformation qu'ont enregistré les unités hôtes. Dans les trois unités, la fibrogenèse pourrait être déclenchée par la circulation de fluide siliceux qui provoquerait la fracturation des roches puis la déstabilisation des amphiboles située dans ces fractures. Cette déstabilisation serait responsable d'une libération de l'aluminium des sites T et C et du sodium du site A des amphiboles ; ces éléments migreraient alors dans la phase fluide. En parallèle, les amphiboles s'enrichiraient en silice sur leur site T. La croissance des plagioclases en colmatage des fractures pourrait alors être alimentée par l'aluminium et le sodium issus des plagioclases et par le silicium de la phase fluide. Enfin, une conclusion importante de ce chapitre est la notion de déterminisme métamorphique dans les processus de fibrogenèse. En effet, cette étude sur les processus de fibrogenèse suggère que plus les amphiboles aciculaires d'une roche ont une composition siliceuse (vers le pôle actinolite), plus la probabilité de trouver des fibres est grande.

Conclusions générales et perspectives

Les roches mafiques et ultramafiques appartenant aux reliques ophiolitiques du Massif armoricain méridional constituant le cœur des études réalisées dans le cadre de cette thèse manquaient jusqu'aujourd'hui d'une étude généralisée et comparative entre les deux principaux complexes connus : le Complexe de Champtoceaux en Pays ligérien et le Complexe de la baie d'Audierne en Pays breton.

Ce travail a mis en évidence que les unités mafiques et ultramafiques du Massif armoricain méridional pourraient représenter au moins trois complexes ophiolitiques fortement démembrés dont les caractéristiques principales sont celles des ophiolites de Bassin arrière arc. Dans ce cadre, l'ophiolite d'Audierne pourrait représenter une ophiolite ordovicienne structurée au cours des premières phases d'ouverture de l'océan Galice-Massif central. L'ophiolite de Drain-Pont de Barel serait quant à elle une ophiolite dévonienne dont la mise en place pourrait être attribuée aux premières phases d'ouverture du bassin de Saint-Georges-sur-Loire. Enfin, l'ophiolite des Folies Siffait serait une ophiolite d'arrière arc intraocéanique appartenant à la bordure nord de l'océan Galice-Massif central.

Concernant les roches ultramafiques de ces ophiolites, cette étude a permis de distinguer différents protolithes et différentes évolutions tectonométamorphiques. Les serpentinites des ophiolites d'Audierne et des Folies Siffait pourraient correspondre à d'anciennes harzburgites refertilisées. À l'inverse, les serpentinites de l'ophiolite de Drain-Pont de Barel, elles aussi refertilisées, pourraient correspondre à d'anciennes lherzolites. Enfin, cette étude a mis en évidence que les serpentinites associées aux micaschistes de la Formation du Hâvre pourraient être d'anciennes harzburgites riches en olivine, voire des dunites, provenant d'un coin mantellique d'avant arc.

Dans toutes les ophiolites, le taux de serpentinisation des péridotites est supérieur à 80-90 %. Les textures pétrographiques observées dans ces roches sont principalement des textures de serpentinisation pseudomorphique de basse température à lizardite qui pourraient correspondre à une serpentinisation océanique contrôlée par un régime statique et par l'infiltration d'eau de mer dans le manteau. Des textures de serpentinisation non statiques ont été identifiées dans les serpentinites associées aux micaschistes de la Formation du Hâvre. Elles se traduisent par le développement d'antigorite et sont contemporaines du métamorphisme régional qui affecte l'ensemble du complexe de Champtoceaux. Dans les serpentinites d'Audierne les textures de serpentinisation océaniques sont localement oblitérées par des textures de serpentinisation tardive de haute température à antigorite qui pourraient être

lié à des processus de précipitation-dissolution des serpentines océaniques au cours de la mise en place d'un massif granitique (Massif de Saint-Joseph).

Concernant les roches mafiques de ces complexes ophiolitiques, ces travaux ont montré qu'il s'agissait de roches mafiques tholéitiques principalement compatibles avec le type N-MORB mises en contexte d'arrière arc. Toutes ces roches mafiques auraient été déformées et métamorphisées au dévono-carbonifère au cours de leur exhumation. Dans l'ophiolite d'Audierne, cette déformation serait contrôlée par un régime essentiellement transtensif alors que dans l'ophiolite de Drain-Pont de Barel ainsi que dans celle des Folies Siffait, cette déformation serait contrôlée par un régime sénestre.

La diversité des ophiolites armoricaines démontrée par ces travaux de recherche impose comme perspective de s'interroger sur les relations qu'elles pourraient avoir avec les différentes ophiolites connues dans les autres massifs cristallins varisques français que sont le Massif central et le Massif des Vosges. Plus largement, ce type d'étude comparative pourrait être étendue aux ophiolites des Massif Ibérique et à celles du Massif de Bohèmes afin de mieux comprendre la nature des bassins océaniques s'ouvrant et se refermant au cours du cycle varisque.

Par ailleurs, ces travaux ont permis de préciser les bases géologiques nécessaires au deuxième objectif de la thèse concernant la caractérisation des minéraux fibreux dans ces reliques d'unité ophiolitique.

Dans les serpentinites, ces travaux ont principalement porté sur la structuration des veines de chrysotile. Ces travaux ont montré que l'apparition de ce minéral est comparable dans les différentes serpentines étudiées et qu'il est structuré en réseau centripète au sein duquel :

- il se forme toujours après la lizardite (pseudomorphique ou non) par « concours de circonstances » plus que par variation des conditions de pression température, comme suggérée par Evans (2004) ;
- sa formation implique une sursaturation des fluides aqueux et systématiquement un apport de silice ou d'aluminium et parfois de fer depuis la roche encaissante ;
- sa stabilité est liée aux mêmes critères que son apparition, sans implication d'une variation de la pression ni de la température. Ainsi, il peut souvent se transformer en serpentine polygonale.

Par ailleurs ces travaux ont aussi montré que, dans une moindre mesure, du chrysotile en veines pouvait être associées à la déformation des roches. Dans certains cas au cours d'une serpentinisation rétrograde de basse température et dans d'autres cas au cours d'une serpentinisation prograde de haute température dans le champ de stabilité de l'antigorite. Dans les deux cas, les conditions de cristallisation de ce chrysotile pourraient être similaires à celles décrites précédemment.

Ces travaux montrent donc que le chrysotile est un minéral ubiquiste des serpentinites du Massif armoricain méridional. Plus largement, ces travaux suggèrent que la structuration des veines de chrysotile en réseau centripète est une suite logique à la serpentinisation pseudomorphique de basse température, dans le cadre de l'exhumation d'un manteau lithosphérique. Enfin, cette étude a clairement montré que le chrysotile est une phase stable avec l'antigorite de haute température et de ce fait, cette étude appuie, conforte ou confirme les conclusions de Evans (2004) qui propose que le chrysotile soit un minéral métastable.

Dans les roches mafiques, c'est l'actinolite qui est le principal minéral fibreux reconnu. Ce travail a montré un lien étroit entre les structures porteuses de ces fibres et les structures de déformation de la roche. Dans toutes les unités, les fibres identifiées sont issues de la fragmentation d'amphiboles aciculaires dont la croissance s'est faite en réponse à un métamorphisme rétrograde. Les observations pétrographiques ont clairement montré que les stades finaux de ces processus métamorphiques étaient accompagnés d'une circulation de fluide parfois intense, responsables de la fracturation du bâti géologique. Au cours de cette fracturation les amphiboles situées à proximité de ces zones de fracture auraient été déstabilisées et auraient relâché l'aluminium qu'elles contiennent sur les sites cristallographiques T et C ainsi que le sodium qu'elles contiennent sur le site A en même temps qu'elles auraient intégré du silicium sur leur site T. Ceci implique que la nature du fluide est principalement siliceuse. Les plagioclases, avec lesquels ont systématiquement été identifiés les amphiboles fibreuses auraient cristallisé légèrement après la fibrogenèse ce qui explique que les amphiboles sont principalement incluses dans ces plagioclases.

Des perspectives très prometteuses s'ouvrent alors si l'on considère que la fibrogenèse est une continuité du métamorphisme rétrograde et qu'elle est contrôlée par des processus de décompression lors de la fracturation. En effet, les éléments chimiques tels Aliv, Si et Na qui contrôlent la fibrogenèse sont principalement les éléments sur lesquels sont fondées les thermomètres et les baromètres appliqués aux amphiboles calciques. Dans ce cadre, des études comparatives entre les variations chimiques des amphiboles au cours du

métamorphisme rétrograde et les variations chimiques des amphiboles au cours de la fibrogenèse pourraient permettre d'étendre ces géothermobaromètres à des températures et des pressions plus faibles (faciès schiste vert de bas degré) que celles pour lesquelles ils sont classiquement utilisés (faciès schiste vert de haut degré à amphibolite).

Bibliographie

- Agrinier, P., Mével, C., et Girardeau, J. (1988) Hydrothermal alteration of the peridotites cored at the ocean/continent boundary of the Iberian margin: petrologic and stable isotope evidence. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 103, 225-234.
- Agrinier, P., Mével, C., Bosch, D., et Javoy, M. (1993) Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea). *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 187-205.
- Agrinier, P., Cornen, G., et Beslier, M. (1996) Mineralogical and oxygen isotopic feature of serpentinites recovered from the ocean/continent transition in the Iberia abyssal plain. *Proceedings of the Oceanic Drilling Program, Scientific Results*, 149, 541-552.
- Albino, G. V. (1995) Iron-and aluminium-rich serpentine and chlorite from the boundary ultramafic complex, Cape Smith Belt, New Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 33, 559-568.
- Alt, J.C., Honnorez, J., Laverne, C., et Emmermann, R. (1986) Hydrothermal alteration of 1 km section through the upper oceanic crust, deep sea drilling project hole 504B: mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions. *Journal of Geophysical Research*, 91, 309-335.
- Andreani, M., Baronnet, A., Boullier, A.M., et Gratier, J.P. (2004) A microstructural study of a « crack-seal » type serpentine vein using SEM and TEM techniques. *European Journal of Mineralogy*, 16, 585-595.
- Andreani, M., Boullier, a.-M., et Gratier, J.-P. (2005) Development of schistosity by dissolution-crystallization in a Californian serpentinite gouge. *Journal of Structural Geology*, 27, 2256-2267.
- Andreani, M., Mével, C., Boullier, a.-M., et Escartín, J. (2007) Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, n/a-n/a.
- Andreani, M., Grauby, O., Baronnet, A., et Muñoz, M. (2008) Occurrence, composition and growth of polyhedral serpentine. *European Journal of Mineralogy*, 20, 159-171.
- Arai, S., Ishimaru, S., et Okrugin, V.M. (2003) Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of the Kamchatka arc : Implication for the metasomatic agent. *The Island Arc*, 12, 233-246.
- Audren, C., Triboulet, C., Chauris, L., Lefort, J.P., Vignerresse, J.L., Audrain, J., Thieblemont, D., Goyallon, J., Guennoc, P., Augris, C., et autres (1993) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Île de Groix (415). Orléans BRGM. Carte géologique par Audren et al. (2009), 101 p.
- Augier, R., Menier, D., Van-Vliet-Lanoë, B., Chauris, L., Thinon, I., Mougin, B., Couto, D.D.O., Turrillot, P., Bellanger, M., Goubert, E., et autres (2011) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vannes (417). Orléans BRGM. Carte géologique par Augier et al. (2010), 263 p.
- Auzende, a.-L., Daniel, I., Reynard, B., Lemaire, C., et Guyot, F. (2004) High-pressure behaviour of serpentine minerals: a Raman spectroscopic study. *Physics and Chemistry of Minerals*, 31, 269-277.
- Bach, W., Garrido, C.J., Paulick, H., Harvey, J., et Rosner, M. (2004) Seawater-peridotite interactions: First insights from ODP Leg 209, MAR 15°N. *Geochemistry, Geophysics,*

Geosystems, 5, n/a-n/a.

- Ballèvre, M., Marchand, J., Godard, G., Goujou, J.C., et Wyns, R. (1994) Eo-hercynian events in the Armorican Massif. In *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas* p. 183-194.
- Ballèvre, M., Capdevila, R., Guerrot, C., et Peucat, J.-J. (2002) Discovery of an alkaline orthogneiss in the eclogite-bearing Cellier Unit (Champtoceaux Complex, Armorican Massif): a new witness of the Ordovician rifting. *Comptes Rendus Geoscience*, 334, 303-311.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., et Pitra, P. (2009) Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 174-201.
- Ballèvre, M., Fourcade, S., Capdevila, R., Peucat, J.-J., Cocherie, a., et Fanning, C.M. (2012) Geochronology and geochemistry of Ordovician felsic volcanism in the Southern Armorican Massif (Variscan belt, France): Implications for the breakup of Gondwana. *Gondwana Research*, 21, 1019-1036.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J., Peucat, J., et Pitra, P. (2013) Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche, 5-96.
- Ballèvre, M., Martinez Catalan, J.R., Lopez-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Fernandez, R.D., Ducassou, C., Arenas, R., Bosse, V., Castineiras, P., et autres (2014) Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French-Spanish project. *Geological Society, London, Special Publications*, 77-113.
- Barakat, A., Marignac, C., Boiron, M.C., et Bouabdelli, M. (2002) Caractérisation des paragenèses et des paléocirculations fluides dans l'indice d'or de Bleïda (Anti-Atlas, Maroc). *Comptes Rendus Geoscience*, 334, 35-41.
- Barnes, J.D., Eldam, R., Lee, C.-T. a., Errico, J.C., Loewy, S., et Cisneros, M. (2013) Petrogenesis of serpentinites from the Franciscan Complex, western California, USA. *Lithos*.
- Baronnet, A., et Devouard, B. (1996) Topology and crystal growth of natural chrysotile and polygonal serpentine. *Journal of Crystal Growth*, 166, 952-960.
- (2005) Microstructures of common polygonal serpentines from axial HRTEM imaging, electron diffraction, and lattice-simulation data. *Canadian Mineralogist*, 43, 513-542.
- Béchenec, F., Guennoc, P., Guerrot, C., Le Bret, P., Thiéblemont, D., Carn, A., Delanoë, Y., Giot, P.R., Hallégouët, B., Le Meur, S., et autres (1996) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Concarneau (382). Orléans BRGM. Carte géologique par Béchenec et al. (2000), 129 p.
- Béchenec, F., Hallégouët, B., Thiéblemont, D., Guerrot, C., Cocherie, A., et Carn, A. (1999) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Quimper (346). Orléans BRGM. Carte géologique par Béchenec et al. (1999), 160 p.
- Béchenec, F., Thiéblemont, D., Guerrot, C., Cocherie, A., et Carn, A. (2001) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rosporden (347). Orléans BRGM. Carte géologique par Béchenec et al. (2001), 124 p.
- Béchenec, F., Thiéblemont, D., Audru, J., Cocherie, A., et Corbier, P. (2006) Notice

- explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Plouay (348). Orléans BRGM. Carte géologique par Béchenec et al. (2006), 110 p.
- Béchenec, F., Chèvremont, P., Stussi, J.M., Thiéblemont, D., Cocherie, A., et Roy, C. (2008) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Poiré-sur-Vie (561). Orléans BRGM. Carte géologique par Béchenec et al. (2008), 180 p.
- Béchenec, F., Aertgeerts, G., Lahondère, D., Cagnard, F., Berthier, H., et Noel, S. (2010) Cartographie de l'aléa amiante environnemental dans le département de la Loire-Atlantique. Rapport final BRGM/RP-59108-Fr, 116 p.
- Béchenec, F., Aertgeerts, G., et Lahondère, D. (2013a) Cartographie de l'aléa amiante environnemental dans les départements du Massif armoricain. Rpport final BRGM/RP-62079-Fr, 182p/, 126 ill., 1 ann., 182 p.
- Béchenec, F., Thiéblemont, D., Guerrot, C., Cocherie, A., et Lucassou, F. (2013b) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Baud (384). Orléans BRGM. Carte géologique par Béchenec et al. (2013), 143 p. Management.
- Béchenec, F., Thiéblemont, D., Cocherie, A., et Lucassou, F. (2013c) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Elven (385). Orléans BRGM. Carte géologique par Béchenec et al. (2013), 135 p.
- Bédard, É., Hébert, R., Guilmette, C., Lesage, G., Wang, C.S., et Dostal, J. (2009) Petrology and geochemistry of the Saga and Sangsang ophiolitic massifs, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet: Evidence for an arc-back-arc origin. *Lithos*, 113, 48-67.
- Beinlich, A., et Austrheim, H. (2012) In situ sequestration of atmospheric CO₂ at low temperature and surface cracking of serpentinitized peridotite in mine shafts. *Chemical Geology*, 332-333, 32-44.
- Bellot, J.P. (2008) Natural deformation related to serpentinitisation of an ultramafic inclusion within a continental shear zone: The key role of fluids. *Tectonophysics*, 449, 133-144.
- Bernard-Griffiths, J., et Cornichet, J. (1985) Origin of eclogites from South Brittany, France: A Sm-Nd isotopic and REE study. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 52, 185-201.
- Bitri, A., Ballèvre, M., Brun, J.-P., Chantraine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C., et Truffert, C. (2003) Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor 2/programme GéoFrance 3D). *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 969-979.
- Bitri, A., Brun, J.-P., Gapais, D., Cagnard, F., Gumiaux, C., Chantraine, J., Martelet, G., et Truffert, C. (2010) Deep reflection seismic imaging of the internal zone of the South Armorican Hercynian belt (western France) (ARMOR 2/GéoFrance 3D Program). *Comptes Rendus Geoscience*, 342, 448-452.
- Bodinier, J., Menzies, M.A., Nobumichi, S., Frey, F.A., et Pherson, E.M.C. (2004) Silicate, Hydrous and Carbonate Metasomatism at Lherz, France: Contemporaneous Derivatives of Silicate Melt - Harzburgite Reaction. *Journal of Petrology*, 45, 299-320.
- Bodinier, J.L., et Godard, M. (2013) Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites, 3^e éd., 103-167 p. *Treatise on Geochemistry: Second Edition Vol. 3*. Elsevier Ltd.
- Bodinier, J.L., Vasseur, G., Vernières, J., Dupuy, C., et Fabries, J. (1990) Mechanisms of Mantle Metasomatism: Geochemical Evidence from the Lherz Peridotite. *Jour. Petrol.*, 31, 597-628.

- Boschi, C., Dini, A., Früh-Green, G.L., et Kelley, D.S. (2008) Isotopic and element exchange during serpentinization and metasomatism at the Atlantis Massif (MAR 30°N): Insights from B and Sr isotope data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 1801-1823.
- Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., et Balle, M. (2000) Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France), 325, 297-325.
- Bosse, V., Balleve, M., et Vidal, O. (2002) Ductile Thrusting Recorded by the Garnet Isograd from Blueschist-Facies Metapelites of the Ile de Groix, Armorican Massif, France. *Journal of Petrology*, 43, 485-510.
- Bosse, V., Féraud, G., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., et Corsini, M. (2005) Rb–Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): Implications for closure mechanisms in isotopic systems. *Chemical Geology*, 220, 21-45.
- Bouton, P. (2014a) Rapport d'expertise confidentiel - oolite-R2014-15-CR4.
- (2014b) Rapport d'expertise confidentiel - Oolite-R2014-23D.
- Brown, E.H. (1976) The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism. *Journal of p*, 18, 53-72.
- Brunsmann, a., Franz, G., et Heinrich, W. (2002) Experimental investigation of zoisite–clinozoisite phase equilibria in the system $\text{CaO–Fe}_2\text{O}_3\text{–Al}_2\text{O}_3\text{–SiO}_2\text{–H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 115-130.
- Cagnard, F. (2008) Carte géologique harmonisée du département du Finistère notice géologique - BRGM/RP- 56273 - FR, 435 p., 12 fig., 2 tab. 3 pl. hors-texte., 435 p.
- Cagnard, F., Gapais, D., Brun, J.P., Gumiaux, C., et Driessche, J. Van Den (2004) Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorican Hercynian belt (Vendée, France). *Journal of Structural Geology*, 26, 435-449.
- Carpenter, M.S.N., Peucat, J.-J., et Pivette, B. (1982) Geochemical and geochronological characteristics of Palaeozoic volcanism in the St Georges-sur-Loire synclinorium (South Armorican Massif). Evidence for Pre-hercynian tectonic evolution. *Bulletin du BRGM*, 1, 63-79.
- Cartier, C. (2002) Structure de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire et du Domaine ligérien (Massif armoricain) : Implication géodynamique pour la Chaîne hercynienne. Orléans.
- Cartier, C., et Faure, M. (2004) The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Amorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 945-958.
- Cartier, C., Faure, M., et Lardeux, H. (2002) Discussion on « A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia » by D. Shelley et G. Bossière, 24, 1659-1663.
- Caruso, L.J., et Chernosky, J.V.J. (1979) The stability of lizardite. *Canadian Mineralogist*, 17, 757-769.
- Cavet, P., Arnaud, A., Blaise, J., Gruet, M., Lardeux, H., Rivière, L.-M., Chauris, L., et Guignes, J. (1970) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Chalonnès-sur-Loire (453). Orléans BRGM. Carte géologique par Cavet et al. (1970), 32 p.
- Cavet, P., Arnaud, A., Blaise, J., Gruet, M., Lardeux, H., Marchand, J., Nicolas, A., Rivière, L.-M., et Rossignol, J.-C. (1978) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Ancenis (452). Orléans BRGM. Carte géologique par Cavet et al. (1978), 56 p.

- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Guerrot, C., Ballèvre, M., et Guennoc, P. (2001) The Cadomian active margin (North Armorican Massif , France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331, 1-18.
- Chantraine, J., Béchenec, F., et Rabu, D. (2003) Notice explicative de la carte 1/250000 du Massif armoricain, 107 p.
- Chernosky, J.V.J. (1973) An experimental investigation of the serpentine and chlorite group minerals in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Cambridge.
- Chernosky, J. V., Berman, R.G., et Bryndzia, L.T. (1988) Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 19, 295-346.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.Y., et De Saint Blanquat, M. (2012) Exhumation of subcontinental mantle rocks: Evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 183, 443-459.
- Cogulu, E., et Laurent, R. (1984) Mineralogical and chemical variation in chrysotile veins and peridotite host-rock from the asbestos of southern quebec. *Canadian mineralogist*, 22, 173-183.
- Conquéré, F. (1971) La lherzolite à amphibole du gisement de Caussou (Ariège, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 30, 296-313.
- Cressey, B.A., et Zussman, J. (1976) Electron microscopic studies of serpentinites. *Canadian*, 14, 307-313.
- Debret, B., Nicollet, C., Andreani, M., Schwartz, S., et Godard, M. (2013) Three steps of serpentinization in an eclogitized oceanic serpentinization front (Lanzo Massif - Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 165-186.
- Debret, B., Andreani, M., Godard, M., Nicollet, C., Schwartz, S., et Romain, L. (2013) Trace element behaviour during serpentinization/de-serpentinization of an eclogitized oceanic lithosphere: A LA-ICPMS study of the Lanzo ultramafic massif (Western Alps). *Chemical Geology*.
- Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andreani, M., et Hattori, K. (2010) In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: Timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology*, 269, 262-277.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., et Hattori, K. (2013) Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96-127.
- Dilek, Y. (2003) Ophiolite concept and its evolution. *Special Papers-Geological Society of America*, 1-16.
- Dilek, Y., Fumes, H., et Skjerlie, K.E. (1997a) Propagating rift tectonics of a Caledonian marginal basin : Multi-stage seafloor spreading history of the Solund-Stavfjord ophiolite in western Norway, 280, 213-238.
- Dilek, Y., Coulton, A., et Hurst, S.D. (1997b) Serpentinization and hydrothermal veining in peridotites at site 920 in the MARK area 1. *Proceedings of the Oceanic Drilling Program, Scientific Results*, 153, 35-59.
- Diot, H. (1980) Recherches structurales dans la partie orientale du Domaine ligérien. Nantes.

- Dorling, M., et Zussman, J. (1987) Characteristics of asbestiform and non-asbestiform calcic amphiboles. *Lithos*, 20, 469-489.
- Dubreuil, M., Cavet, P., Blaise, J., Esteoule-Choux, J., Gruet, M., et Lardeux, H. (1989) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Saint-Mars-la-Jaille (421). Orléans BRGM. Carte géologique par Dubreuil et al. (1988).
- Ducassou, C., Ballèvre, M., Lardeux, H., et Robin, C. (2011a) Evidence for pre-orogenic, Early Devonian rifting in the Variscan belt: stratigraphy and structure of the Palaeozoic cover of the Mauges Unit (Upper Allochthon, Armorican massif, France). *International Journal of Earth Sciences*, 100, 1451-1475.
- Ducassou, C., Poujol, M., Hallot, E., Bruguier, O., et Balleve, M. (2011b) Petrology and geochronology of the high-K calc-alkaline Mésanger magmatism (Armorican massif , France): a ca . 320 Ma old volcano-plutonic association, 467-477.
- Egal, E., Thiéblemont, D., Thomas, E., Guennoc, P., Hallégouët, B., Carn, A., Chantraine, J., Guerrot, C., Houlgatte, E., Le Berre, P., et autres (2005) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Saint-Brieuc (243). Orléans BRGM. Carte géologique par Egal et al. (2005), 224 p.
- El Korh, a., Schmidt, S.T., Ulianov, A., et Potel, S. (2009) Trace Element Partitioning in HP-LT Metamorphic Assemblages during Subduction-related Metamorphism, Ile de Groix, France: a Detailed LA-ICPMS Study. *Journal of Petrology*, 50, 1107-1148.
- El Korh, a., Schmidt, S.T., Vennemann, T., et Ballèvre, M. (2013) Trace element and isotopic fingerprints in HP-LT metamorphic rocks as a result of fluid-rock interactions (Ile de Groix, France). *Gondwana Research*, 23, 880-900.
- El Korh, A., Schmidt, S.T., Ballèvre, M., Ulianov, A., et Bruguier, O. (2012) Discovery of an albite gneiss from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): geochemistry and LA-ICP-MS U-Pb geochronology of its Ordovician protolith. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1169-1190.
- Erkouteren, J.E.R. V, et Ylie, A.N.N.G.W. (2002) Anomalous optical properties of fibrous tremolite , actinolite , and ferroactinolite, 87, 1090-1095.
- Evans, B.W. (2004) The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable. *International Geology Review*, 46, 479-506.
- Evans, B.W., Johannes, W., Oterdoom, H., et Trommsdorf, V. (1976) Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. *Schweiz Mineral .Petrog. Mitt*, 56, 79-93.
- Fabries, J., Lorand, J.-P., et Bodinier, J.-L. (1998) Fabriès J. - 1998 - petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs.pdf. *Tectonophysics*.
- Faure, M., et Cartier, C. (1998) Déformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de St-Clément-de- la-Place (Unité de Lanvaux , Massif armoricain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Earth and Planetary Science*, 326, 795-802.
- Faure, M., Bé Mézème, E., Duguet, M., Cartier, C., et Talbot, J.Y. (2005) Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain. *Journal of the Virtual Explorer*, 19.
- Faure, M., Mézème, E.B., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., et Boutelier, D. (2008) Devonian geodynamic evolution the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricain. *Tectonics*, 27, 1-19.

- Faure, M., Lardeaux, J.-M., et Ledru, P. (2009) A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 202-213.
- Frezzotti, M.L., Ferrando, S., Peccerillo, A., Petrelli, M., Tecce, F., et Perucchi, A. (2010) Chlorine-rich metasomatic H₂O-CO₂ fluids in amphibole-bearing peridotites from Injibara (Lake Tana region, Ethiopian plateau): Nature and evolution of volatiles in the mantle of a region of continental flood basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 3023-3039.
- Früh-green, G.L., Plas, A., et Lécuyer, C. (1996) Petrologic and stable isotope constraints on hydrothermal alteration and serpentinization of the epr shallow mantle at hess deep (site 895) 1. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 147, 255-291.
- Furnes, H., Rosing, M., Dilek, Y., et de Wit, M. (2009) Isua supracrustal belt (Greenland)—A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology. *Lithos*, 113, 115-132.
- Gates, A.E., et Kambin, R.C. (1990) Comparison of the natural deformation of the State-Line Serpentinite U.S.A., with experimental studies. *Tectonophysics*, 182, 249-258.
- Godard, G. (1981) Lambeaux probable d'une croûte océanique subductée : le écolites de Vendée.
- (2001) The les Essarts eclogite-bearing metamorphic complex (Vendée, Southern Armorican Massif) : Pre-variscan terrains in the Hercynian Belt? *Géologie de la France*, 1-2, 29-51.
- Godard, G., Bouton, P., Poncet, D., Guerrot, C., Roy, C., Thiéblemont, D., et Chèvremont, P. (2010) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montaigu (536). Orléans BRGM. Carte géologique par Godard et al. (2007), 171 p.
- Gopal, N.O., Narasimhulu, K. V, et Rao, J.L. (2004) EPR, optical, infrared and Raman spectral studies of Actinolite mineral. *Spectrochimica acta. Part A, Molecular and biomolecular spectroscopy*, 60, 2441-8.
- Gordon Medaris, L., Ackerman, L., Jelínek, E., Michels, Z.D., Erban, V., et Kotková, J. (2015) Depletion, cryptic metasomatism, and modal metasomatism (refertilization) of Variscan lithospheric mantle: Evidence from major elements, trace elements, and Sr-Nd-Os isotopes in a Saxothuringian garnet peridotite. *Lithos*, 226, 81-97.
- Green, D.H. (2015) Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. *Physics and Chemistry of Minerals*, 42, 95-122.
- Groppo, C., et Compagnoni, R. (2007) Metamorphic veins from the serpentinites of the Piemonte Zone, western Alps, Italy: A review. *Periodico di Mineralogia*, 76, 127-153.
- Groppo, C., Rinaudo, C., Cairo, S., Gastaldi, D., et Compagnoni, R. (2006) Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramafics. *European Journal of Mineralogy*, 18, 319-329.
- Guillot, S., et Ménot, R.-P. (2009) Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 253-265.
- Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P., et Prigent, C. (2015) Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophysics*, 646, 1-19.
- Gumiaux, C. (2003) Modelisation du Cisaillement hercynien de Bretagne centrale :

déformation crustale et implications lithosphériques. Mémoire géosciences rennes. Rennes.

- Hammarstrom, J.M., et Zen, E. (1986) Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Harvey, J., Savov, I.P., Agostini, S., Cliff, R.A., et Walshaw, R. (2014) Si-metasomatism in serpentinized peridotite : The effects of talc-alteration on strontium and boron isotopes in abyssal serpentinites from Hole 1268a , ODP Leg 209. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 126, 30-48.
- Hawthorne, C., et Oberti, R. (2006) Volume 44 February 2006 Part 1 ON THE CLASSIFICATION OF AMPHIBOLES, 44, 1-21.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W. V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., et Welch, M.D. (2012) Ima report: Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97, 2031-2048.
- Hermann, J., Müntener, O., et Scambelluri, M. (2000) The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, 327, 225-238.
- Hirose, T., Bystricky, M., Kunze, K., et Stünitz, H. (2006) Semi-brittle flow during dehydration of lizardite–chrysotile serpentinite deformed in torsion: Implications for the rheology of oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 484-493.
- Holland, T., et Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Honnorez, J. (2003) Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: the TAG hydrothermal mound (Mid-Atlantic Ridge) vs. DSDP/ODP Hole 504B (Equatorial East Pacific). *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 781-824.
- Hora, J.M., Kronz, A., Möller-McNett, S., et Wörner, G. (2013) An Excel-based tool for evaluating and visualizing geothermobarometry data. *Computers and Geosciences*, 56, 178-185.
- Hövelmann, J., Putnis, A., Geisler, T., Schmidt, B.C., et Golla-Schindler, U. (2010) The replacement of plagioclase feldspars by albite: Observations from hydrothermal experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159, 43-59.
- Ishimaru, S., et Arai, S. (2008) Calcic amphiboles in peridotite xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka, and their implications for metasomatic conditions in the mantle wedge. *Geological Society, London, Special Publications*, 293, 35-55.
- Ishimaru, S., et Arai, S. (2015) Calcic amphiboles in peridotite xenoliths from Avacha volcano , Kamchatka , and their implications for metasomatic conditions in the mantle wedge, 35-55.
- Iyer, K., Austrheim, H., John, T., et Jamtveit, B. (2008) Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: Constraints from the Leka Ophiolite Complex, Norway. *Chemical Geology*, 249, 66-90.
- Jabaloy-sánchez, A., Gómez-pugnaire, M.T., Padrón-navarta, J.A., Sánchez-vizcaíno, V.L., et Garrido, C.J. (2015) Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado – Filábride Complex (

- Betic Cordillera , SE Spain). *Tectonophysics*, 644-645, 40-57.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V., et Vanke, H. (1979) The abundance of major, minor and trace elements in the earth ' s mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 11, 2031-2050.
- Janjou, D., Lardeux, H., Chantraine, J., Callier, L., et Etienne, H. (1998) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Segré (422). Orléans BRGM. Carte géologique par Janjou et al. (1998), 68 p.
- Jégouzo, P. (1980) The South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*1, 2, 39-47.
- Jégouzo, P., et Rosello, E.A. (1988) La Branche Nord du Cisaillement sud-armoricain (France): essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 2, 1825-1831.
- Johannes, W. (1968) Experimental Investigation of the Reaction Forsterite + H₂O = Serpentine + Brucite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 315, 309-315.
- Jones, K.A. (1997) Deformation and emplacement of the Lizard Ophiolite Complex , SW England , based on evidence from the Basal Unit, 154, 871-885.
- Junbing, C., et Zhigang, Z. (2007) Metasomatism of the peridotites from southern Mariana fore-arc : Trace element characteristics of clinopyroxene and amphibole. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 50, 1005-1012.
- Kelemen, P.B., et Matter, J. (2008) In situ carbonation of peridotite for CO₂ storage, 105, 17295-17300.
- Khedr, M.Z., et Arai, S. (2012) Petrology and geochemistry of prograde deserpentinized peridotites from Happo-O'ne, Japan: Evidence of element mobility during deserpentinization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43, 150-163.
- Kodolanyi, J., Pettke, T., Spandler, C., Kamber, B.S., et Gmeling, K. (2011) Geochemistry of Ocean Floor and Fore-arc Serpentinites: Constraints on the Ultramafic Input to Subduction Zones. *Journal of Petrology*, 53, 235-270.
- Kyser, T.K., O'Hanley, D.S., et Wicks, F.J. (1999) The origin of fluids associated with serpentinization processes: evidence from stable-isotope compositions. *The Canadian Mineralogist*, 37, 223-237.
- Lafay, R., Deschamps, F., Schwartz, S., Guillot, S., Godard, M., Debret, B., et Nicollet, C. (2013) High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps. *Chemical Geology*, 343, 38-54.
- Lagarde, J.-L. (1978) La déformation des roches dans les domaines de schistosité subhorizontale : application à la nappe du canigou-roc de France (Pyrénées Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif armoricain).
- Lahondère, D. (2013) Caractérisation minéralogique des occurrences fibreuses dans la carrière de Barel (44 530, Guenrouet). Rapport final BRGM/RC-62357-GR, 60 p.
- Lahondère, D., Chèvremont, P., Béchenec, F., Bouton, P., Godard, G., Stussi, J.M., Viaud, J.M., Roy, C., Cocherie, A., et Rebay, G. (2009) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Paullau (535). Orléans BRGM. Carte géologique par Lahondère et al.

- (2009), 173 p.
- Lasnier, B. (1970) Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale Etude préliminaire des gabbros coronitiques du massif armoricain et du massif des maures.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., et Streckeisen, A. (1986) A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Le Gleuher, M., Livi, K.J.T., Veblen, D.R., Noack, Y., et Amouric, M. (1990) Serpentinization of enstatite from Pernes, France : Reaction microstructures and the role of system openness. *American Mineralogist*, 75, 813-824.
- Le Hébel, F., Vidal, O., J.R., K., et Gapais, D. (2002) Les " Porphyroïdes " de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne hercynienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 334, 205-211.
- Le Mée, L. (1999) Etude d'une portion du flanc sur la nappe cristallophylienne de Champtoceaux : la Butte de la Roche (commune du Loroux-Bottereau 44). Rapport de TER, 40 p.
- Le Métour, J., Blouin, J.P., Chantraine, J., Clozier, L., et Etienne, H. (1989) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cholet (510). Orléans BRGM. Carte géologique par Le Métour et al. (1989), 55 p.
- Le Roux, V., Bodinier, J.L., Tommasi, a., Alard, O., Dautria, J.M., Vauchez, a., et Riches, a. J. V (2007) The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 259, 599-612.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Vladimir G. Krivovichev, et autres (1997) Nomenclature of amphiboles : Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Lemarchand, J., Boulvais, P., Gaboriau, M., Tartèse, R., Cokkinos, M., Bonnet, S., Jégouzo, P., et Al, J.L.E.T. (2012) Giant quartz vein formation and high-elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone : geological, fluid inclusion and stable isotope evidence, 169.
- Liu, C.Z., Wu, F.Y., Wilde, S. a., Yu, L.J., et Li, J.L. (2010) Anorthitic plagioclase and pargasitic amphibole in mantle peridotites from the Yungbwa ophiolite (southwestern Tibetan Plateau) formed by hydrous melt metasomatism. *Lithos*, 114, 413-422.
- Locock, A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences*, 62, 1-11.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Trommsdorff, V., Gómez-Pugnaire, M.T., Garrido, C.J., Müntener, O., et Connolly, J. a. D. (2005) Petrology of titanian clinohumite and olivine at the high-pressure breakdown of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite (Almirez Massif, S. Spain). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 627-646.
- Marchand, J. (1982) Une véritable éclogite en Bretagne occidentale (Baie d'Audierne - France). *Terra cognita*, 2, 312.
- Marchand, J., Perrin, J., Weeksteen, G., Forestier, F.H., et Lasnier, B. (1969) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vallet (482). Orléans BRGM. Carte

- géologique par Marchand et al. (1969), 11 p.
- Marchand, J., Sellier, D., Alix, Y., Etienne, H., et Lulzac, Y. (1989) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Savenay (450). Orléans BRGM. Carte géologique par Marchand et al. (1989).
- Marocchi, M., Hermann, J., et Morten, L. (2007) Evidence for multi-stage metasomatism of chlorite-amphibole peridotites (Ulten Zone , Italy): Constraints from trace element compositions of hydrous phases, 99, 85-104.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, a., Gapais, D., et Brun, J.P. (2004) Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics*, 382, 117-128.
- Matusiak-Małek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Grégoire, M., et Downes, H. (2010) Metasomatic effects in the lithospheric mantle beneath the NE Bohemian Massif: A case study of Lutynia (SW Poland) peridotite xenoliths. *Lithos*, 117, 49-60.
- McCaig, A.M., Cliff, R. a., Escartin, J., Fallick, A.E., et MacLeod, C.J. (2007) Oceanic detachment faults focus very large volumes of black smoker fluids. *Geology*, 35, 935.
- McInnes, B.I.A., Gregoire, M., Binns, R.A., Herzig, P.M., et Hannington, M.D. (2001) Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle , Lihir , Papua New Guinea : petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 169-183.
- McPherson, E., Thirlwall, M.F., Parkinson, I.J., Menzies, M. a., Bodinier, J.L., Woodland, a., et Bussod, G. (1996) Geochemistry of metasomatism adjacent to amphibole-bearing veins in the Lherz peridotite massif., 134, 135-157.
- Mervine, E.M., Humphris, S.E., Sims, K.W.W., Kelemen, P.B., et Jenkins, W.J. (2014) Carbonation rates of peridotite in the Samail Ophiolite, Sultanate of Oman, constrained through ¹⁴C dating and stable isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 126, 371-397.
- Meshesha, D., Shinjo, R., Matsumura, R., et Chekol, T. (2011) Metasomatized lithospheric mantle beneath Turkana depression in southern Ethiopia (the East Africa Rift): Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 889-907.
- Metcalf, R. V, et Buck, B.J. (2015) Genesis and health risk implications of an unusual occurrence of fibrous NaFe³⁺-amphibole. *Geology*, 43, 63-66.
- Mével, C. (2003) Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 825-852.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C., et Fershtater, G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks : New calibrations based on plagioclase / amphibole Al-Si partitioning and amphibole / liquid Mg partitioning. *LITHOS*, 232, 286-305.
- Mondal, T.K., et Mamtani, M. a. (2013) 3-D Mohr circle construction using vein orientation data from Gadag (southern India) - Implications to recognize fluid pressure fluctuation. *Journal of Structural Geology*, 56, 45-56.
- Monnier, C., Girardeau, J., Pubellier, M., Polvé, M., Permana, H., et Bellon, H. (1999) Mineralogy and Petrology Petrology and geochemistry of the Cyclops ophiolites .(Irian Jaya , East Indonesia): consequences for the Cenozoic evolution of the north Australian

- margin. *Mineralogy and Petrology*, 65, 1-28.
- Monnier, C., Girardeau, J., Permana, H., Rehault, J.-P., Bellon, H., et Cotten, J. (2003) Dynamics and age of formation of the Seram-Ambon ophiolites (Central Indonesia). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 174, 529-543.
- Monnier, C., Girardeau, J., Le Mée, L., et Polvé, M. (2006) Along-ridge petrological segmentation of the mantle in the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7.
- Montanini, A., Tribuzio, R., et Anczkiewicz, R. (2006) Exhumation history of a garnet pyroxenite-bearing mantle section from a continent-ocean transition (Northern Apennine Ophiolites, Italy). *Journal of Petrology*, 47, 1943-1971.
- Moody, J. b., Jenkins, J., et Meyer, D. (1985) An experimental investigation of the albitization of plagioclase. *Canadian Mineralogist*, 23, 583-596.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., et Gottardy, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Murphy, J.B., van Staal, C.R., et Collins, W.J. (2011) A comparison of the evolution of arc complexes in Paleozoic interior and peripheral orogens: Speculations on geodynamic correlations. *Gondwana Research*, 19, 812-827.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R. a., et Woodcock, N.H. (2010) Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17, 194-222.
- (2012) A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*, 3, 125-135.
- Navon, O., et Stolper, E. (1987) Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as chromatographic column. *The Journal of Geology*, 95, 285-307.
- Niida, K., et Green, D.H. (1999) Stability and chemical composition of paragenetic amphibole in MORB pyroxenite under upper mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 18-40.
- Ningthoujam, P.S., Dubey, C.S., Guillot, S., Fagion, a.-S., et Shukla, D.P. (2012) Origin and serpentinization of ultramafic rocks of Manipur Ophiolite Complex in the Indo-Myanmar subduction zone, Northeast India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 50, 128-140.
- Nozaka, T. (2014) Metasomatic hydration of the oeyama forearc peridotites: Tectonic implications. *Lithos*, 184-187, 346-360.
- O'Hanley, D.S. (1988) The Origin of Alpine Peridotite-Hosted , Cross Fiber , Chrysotile Asbestos Deposits. *Economic geology*, 83, 256-265.
- O'Hanley, D.S., et Wicks, F.J. (1995) Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. *The Canadian Mineralogist*, 33, 753-773.
- O'Hanley, D.S., Chernosky, J. V., et Wicks, F.J. (1989) The Stability of lizardite and chrysotile. *Canadian Mineralogist*, 27, 483-493.
- Oberti, R., Cannillo, E., et Toscani, G. (2012) How to name amphiboles after the IMA2012 report: Rules of thumb and a new PC program for monoclinic amphiboles. *Periodico di Mineralogia*, 81, 257-267.
- Ordóñez-Calderon, J.C., Polat, A., Fryer, B., Cagnon, J.E., Raith, J.G., et Appel, P.W.U.

- (2008) Evidence for HFSE and REE mobility during calc-silicate metasomatism, Mesoarchean (3075 Ma) Ivisartaq greenstone belt, southern West Greenland. *Precambrian Research*, 161, 314-340.
- Pacella, A., Fantauzzi, M., Turci, F., Cremisini, C., Montereali, M.R., Nardi, E., Atzei, D., Rossi, A., et Andreozzi, G.B. (2015) Surface alteration mechanism and topochemistry of iron in tremolite asbestos: A step toward understanding the potential hazard of amphibole asbestos. *Chemical Geology*, 405, 28-38.
- Padrón-Navarta, J. a., Lopez Sanchez-Vizcaino, V., Garrido, C.J., et Gomez-Pugnaire, M.T. (2011) Metamorphic Record of High-pressure Dehydration of Antigorite Serpentinite to Chlorite Harzburgite in a Subduction Setting (Cerro del Almirez, Nevado-Filabride Complex, Southern Spain). *Journal of Petrology*, 52, 2047-2078.
- Padrón-Navarta, J.A., Sánchez-Vizcaíno, V.L., Hermann, J., Connolly, J. a. D., Garrido, C.J., Gómez-Pugnaire, M.T., et Marchesi, C. (2013) Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites. *Lithos*.
- Palandri, J.L., et Reed, M.H. (2004) Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1115-1133.
- Paquette, J. (1987) Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitiques. Chaîne hercynienne et Chaîne alpine.
- Paquette, J.L., Peucat, J.-J., Bernard-Griffiths, J., et Marchand, J. (1985) Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pd zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 52, 203-216.
- Parkinson, I.J., et Pearce, J. a (1998) Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577-1618.
- Passchier, C.W., et Trouw, A.J. (2005) *Micro-tectonics*, 235 p.
- Pearce, J. a. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48.
- Peucat, J.-J. (1973) Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne - Massif armoricain, France - Etude pétrographique et structurale, 108.
- Peucat, J.-J., Vidal, P., Godard, G., et Postaire, B. (1982) Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynian belt? *Earth and Planetary Science Letters*.
- Picazo, S., Manatschal, G., Cannat, M., et Andréani, M. (2013) Deformation associated to exhumation of serpentinized mantle rocks in a fossil Ocean Continent Transition: The Totalp unit in SE Switzerland. *Lithos*, 175-176, 255-271.
- Pitra, P., Ballèvre, M., et Ruffet, G. (2010) Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 183-208.
- Plaine, J., Peucat, J.-J., Morzadec-Kerfourn, M.-T., et Pinot, J.-P. (1981a) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Pont-Croix (345). Orléans BRGM. Carte géologique par Plaine et al. (1981), 48.

- Plaine, J., Hallégouët, B., Quété, Y., et Bambier, A. (1981b) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Malestroit (386). Orléans BRGM. Carte géologique par Plaine et al. (1981), 51 p.
- Plaine, J., Hallégouët, B., et Quété, Y. (1984) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Questembert (418). Orléans BRGM. Carte géologique par Plaine et al. (1984), 63 p.
- Plissart, G. (2012) La chaîne varisque dans les Carpates Méridionales et les Balkans Occidentaux : études pétrostructurales des massifs d'Almăj (Roumanie), de Deli Jovan (Serbie) et de la Stara Planina Occidentale (Bulgarie).
- Polat, A., Appel, P.W.U., Frei, R., Pan, Y., Dilek, Y., Ordoñez-Calderon, J.C., Fryer, B., Hollis, J.A., et Raith, J.G. (2007) Field and geochemical characteristics of the Mesoarchean Ivvisaartoq greenstone belt, southern West Greenland: evidence for seafloor hydrothermal alteration. *Gondwana Research*, 11, 69-914.
- Raleigh, C.B., et Paterson, M.S. (1965) Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 70, 3965.
- Reynard, B. (2013) Serpentine in active subduction zones. *Lithos*, 178, 171-185.
- Reynard, B., Bezacier, L., et Caracas, R. (2015) Serpentes, talc, chlorites, and their high-pressure phase transitions: a Raman spectroscopic study. *Physics and Chemistry of Minerals*, 42, 641-649.
- Ribeiro, J.M., Stern, R.J., Kelley, K.A., Shaw, A.M., Martinez, F., et Ohara, Y. (2015) Composition of the slab-derived fluids released beneath the Mariana forearc : Evidence for shallow dehydration of the subducting plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 418, 136-148.
- Rinaudo, C., Gastaldi, D., et Belluso, E. (2003) Characterization of Chrysotile, Antigorite and Lizardite By Ft-Raman Spectroscopy. *The Canadian Mineralogist*, 41, 883-890.
- Roehrig, E.E., Laó-Dávila, D. a., et Wolfe, A.L. (2015) Serpentinization history of the Río Guanajibo serpentinite body, Puerto Rico. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 195-217.
- Rolin, P., Audru, J.-C., Bouroullec, I., Wyns, R., Thiéblemont, D., Cocherie, A., Guerrot, C., Courtois, N., Bernard, E., Chantraine, J., et autres (2000) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537). Orléans BRGM. Carte géologique par Rolin et al. (2000), 117 p.
- Rolin, P., Audru, J.-C., Poncet, D., Thiéblemont, D., Guerrot, C., Cocherie, A., Farjanel, G., Fauconnier, D., Lemordant, Y., et Soyer, C. (2004) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bressuire (538). Orléans BRGM. Carte géologique par Rolin et al. (2004), 109 p.
- Ross, M., Langer, A.M., Nord, G.L., Nolan, R.P., Lee, R.J., Van Orden, D., et Addison, J. (2008) The mineral nature of asbestos. *Regulatory toxicology and pharmacology* : RTP, 52, S26-30.
- Rutter, M.J., Vanderlaan, S.R., et Wyllie, P.J. (1989) Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: Aluminium in hornblende at 10 Kbar pressure. *Geology*, 17, 897- 900.
- Sajona, F.G., Maurv, R.C., Bellon, H., Cotten, J., et Defant, M. (1996) High Field Strength Element Enrichment of Pliocene — Pleistocene Island Arc Basalts , Zamboanga

- Peninsula , Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37, 693-726.
- Sajona, F.G., Maurv, R.C., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H., et Fontaine, L. (2000) Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources , Negros and Batan (Philippines). *The Island Arc*, 9, 472-486.
- Sajona, F.G., Maury, C., Pubellier, M., et Leterrier, J. (2001) Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting , central Mindanao (Philippines). *Lithos*, 54, 173-206.
- Schulz, B., Lucks, H., Audren, C., et Triboulet, C. (2002) Variscan pressure-temperature evolution of garnet pyroxenites and amphibolites in the Baie d'Audierne metamorphic series, Brittany (FRANCE). *Geological Society of America Special Paper*, 364, 89-103.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., Lanari, P., et Auzende, A.L. (2013) Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178, 197-210.
- Shelley, D., et Bossière, G. (2000) A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Journal of Structural Geology*, 22, 757-776.
- Sibson, R.H., et Scott, J. (1998) Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews*, 13, 293-306.
- Sibson, R.H., Robert, F., et Poulsen, K.H. (1988) High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16, 551-555.
- Snow, J.E., et Dick, H.J.B. (1995) Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4219-4235.
- Sun, S. -s., et McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313-345.
- Takazawa, E., Okayasu, T., et Satoh, K. (2003) Geochemistry and origin of the basal lherzolites from the northern Oman ophiolite (northern Fizeh block). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4.
- Tartèse, R. (2011) Caractérisation et datation des circulations de fluides dans le Cisaillement Sud Armoricaïn (Massif Armoricaïn , France).
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Chevalier, T., Paquette, J.-L., Ireland, T.R., et Deloule, E. (2012) Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insights for crustal-scale fluid flow and water–rock interaction processes. *Journal of Geodynamics*, 56-57, 86-107.
- Tatarroti, P., Susini, S., Nimis, P., et Ottolini, L. (2002) Melt migration in the upper mantle along the Romanche Fracture Zone. *Lithos*, 63, 125-149.
- Ters, M., Marchand, J., Châteauneuf, J.-J., Visset, L., Biteau, F., Ottman, F., Limasset, O., Talbo, H., Guigues, J., et Bambier, A. (1978) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Paimboeuf (536). Orléans BRGM. Carte géologique par Ters et al. (1978), 59 p.
- Thiéblemont, D., Cabanis, B., et Le Métour, J. (1987) Etude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinentale : la série bimodale ordovicienne du Choletais (Massif vendéen). *Geologie de la France*, 1, 65-76.
- Thiéblemont, D., Augier, R., Ferry, J.N., Laurent-Charvet, S., Maleyx, C., Ravoux, A.,

- Lebret, P., Guerrot, C., et Chrétien, P. (2011) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vihiers (511). Orléans BRGM. Carte géologique par Thiéblemont et al. (2011), 109 p.
- Trautmann, F., et Cagnet-Mawhin, M.P. (1988) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Nozay (420). Orléans BRGM. Carte géologique par Trautman et al. (1988), 57 p.
- Ulrich, M. (2010) Péridotites et serpentinites du complexe ophiolitique de la Nouvelle Calédonie. Etudes pétrologiques, géochimiques et minéralogiques sur l'évolution d'une ophiolite de sa formation à son altération. Nouvelle Calédonie - Joseph Fourier de Grenoble.
- Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D., et Meffre, S. (2010) Lithos Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation : The New Caledonia ophiolite. LITHOS, 115, 223-236.
- Ulrich, M., Muñoz, M., Guillot, S., Cathelineau, M., Picard, C., Quesnel, B., Boulvais, P., et Couteau, C. (2014) Dissolution-precipitation processes governing the carbonation and silicification of the serpentinite sole of the New Caledonia ophiolite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 167, 1-19.
- Ulven, O.I., Storheim, H., Austrheim, H., et Malthe-Sørensen, a. (2014) Fracture initiation during volume increasing reactions in rocks and applications for CO2 sequestration. Earth and Planetary Science Letters, 389, 132-142.
- Verkouteren, J.R., et Wylie, a. G. (2000) The tremolite-actinolite-ferro-actinolite series: Systematic relationships among cell parameters, composition, optical properties, and habit, and evidence of discontinuities. American Mineralogist, 85, 1239-1254.
- Vignaroli, G., Ballirano, P., Belardi, G., et Rossetti, F. (2014) Asbestos fibre identification vs. evaluation of asbestos hazard in ophiolitic rock mélanges, a case study from the Ligurian Alps (Italy). Environmental Earth Sciences, 72, 3679-3698.
- Wang, J., Hattori, K.H., Kilian, R., et Stern, C.R. (2007) Metasomatism of sub-arc mantle peridotites below southernmost South America: Reduction of fO₂ by slab-melt. Contributions to Mineralogy and Petrology, 153, 607-624.
- Wicks, F.J., et Whittaker, E.J.W. (1977) Serpentinite texture and serpentinisation. Canadian Mineralogist, 15, 459-488.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W., et Zussman, J. (1977) Model for serpentine textures after olivine. Canadian mineralogist, 15, 446-458.
- Wicks, J. (1984) Deformation histories as recorded by serpentinites. II. Deformation during and after serpentinization. Canadian mineralogist, 22, 197-203.
- Wiechert, U., Ionov, D.A., et Wedepohl, K.H. (1997) Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano , Dariganga lava plateau , Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle. Contributions to Mineralogy and Petrology, 126, 345-364.
- Wunder, B., et Schreyer, W. (1997) Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). Lithos, 41, 213-227.
- Wunder, B., Wirth, R., et Gottschalk, M. (2001) Antigorite : Pressure and temperature dependence of polysomatisation and water content. European Journal of Mineralogy, 13, 485-495.

- Wyns, R., Godard, G., Lablanche, G., Biron, R., et Bresson, G. (1989) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Roche-sur-Yon (562). Orléans BRGM. Carte géologique par Wyns et al. (1989), 80 p.
- Wyns, R., Lardeux, H., Moguedet, G., Duarmel, G., Gruet, M., et Biagi, R. (1998) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Chemillé (483). Orléans BRGM. Carte géologique par Wyns et al. (1998), 72 p.
- Xie, X., Byerly, G.R., et Ferrell, R.E. (1997) Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt : crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry, 275-291.
- Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M. ç., et Yildirim, D.K. (2015) A Windows program for chlorite calculation and classification. Computers and Geosciences, 81, 100-113.
- Zanetti, a., Vannucci, R., Bottazzi, P., Oberti, R., et Ottolini, L. (1996) Infiltration metasomatism at Lherz as monitored by systematic ion-microprobe investigations close to a hornblendite vein. Chemical Geology, 134, 113-133.

I Protocoles analytiques et méthodes

I.1 Spectroscopie Raman : qualification des polymorphes de serpentines

Si la microscopie optique à lumière polarisée est une technique rapide et simple pour identifier la nature de la plupart des minéraux, elle est limitée lorsqu'il s'agit de différencier les serpentines. Ceci étant, des techniques plus complexes existent, en particulier la spectroscopie à diffusion Raman. C'est une technique robuste notamment, car les bases de données spectrales sont aujourd'hui très complètes et facilement accessibles, mais aussi, car elle est rapide à mettre en œuvre. Dans le cadre de ces travaux, c'est donc cette technique qui a principalement été utilisée pour l'identification précise des différents polymorphes de serpentine, particulièrement l'antigorite et la lizardite qui ne sont distinguables ni par microscopie optique ni par microsonde électronique. Toutes les analyses réalisées ont été faites au Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, à l'université de Nantes (France).

I.1.1 Principe

Lorsqu'une onde électromagnétique interagit avec un milieu quelconque (solide, gaz, liquide), elle est en grande partie transmise, réfléchi ou absorbée (Fig. I-1). Dans ce cas, son interaction avec le milieu répond aux lois de l'optique géométrique comme c'est le cas pour la microscopie optique. Cependant, dans certains cas particuliers, une infime partie est diffusée (Fig. I-1) et par conséquent, les lois d'optique géométrique ne peuvent plus s'appliquer. L'interaction onde/milieu est alors régie par les lois de la physique quantique. La spectroscopie Raman s'inscrit dans le deuxième cas. Le phénomène sur lequel elle se base est donc un phénomène quantique. Il correspond à la diffusion inélastique d'un photon de lumière monochromatique par la matière irradiée. Il s'agit plus précisément d'un échange énergétique entre la lumière et la matière. Rapporté à chacune des molécules, le passage de l'onde électromagnétique crée un dipôle électrique qui émet un photon. La diffusion Raman représente la variation entre la longueur d'onde de ce photon et celle du faisceau excitateur (Fig. I-2).

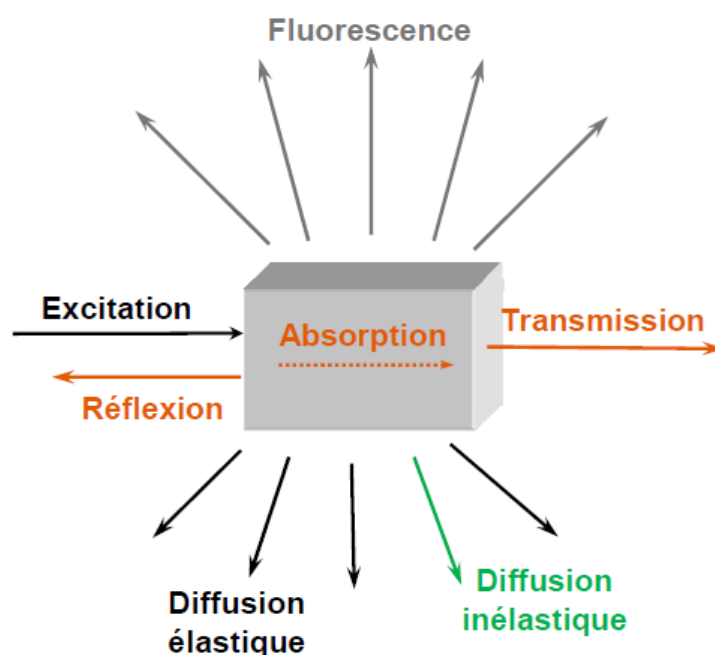


Fig. I-1 : schéma des différents modes d'interaction entre une onde électromagnétique et la matière (d'après Dahère 2012).

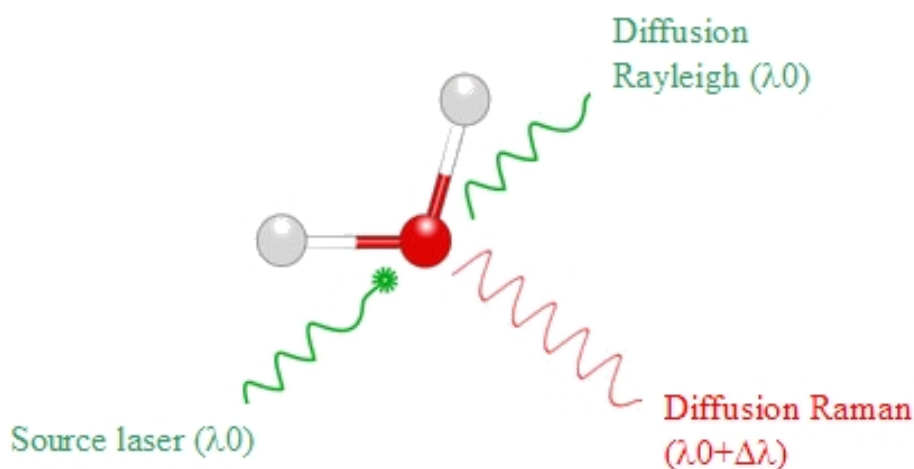


Fig. I-2 : schéma représentant l'interaction entre la longueur d'onde caractéristique du faisceau excitateur et la molécule impactée. Deux types de diffusion sont émis : la diffusion de Rayleigh dont les caractéristiques sont celles du faisceau excitateur et la diffusion Raman dont les caractéristiques dépendent de l'interaction entre l'onde excitatrice et la molécule impactée (©Ifremer).

En spectroscopie Raman, l'onde électromagnétique excitatrice est un laser monochromatique d'énergie fixe supérieure à celle des vibrations moléculaires. Lors de l'interaction avec la molécule, celle-ci est portée dans un état énergétique élevé et de courtes durées de vie que l'on nomme « état virtuel ». C'est au cours du retour à l'état énergétique fondamental que la molécule sollicitée émet un photon. Il existe alors trois possibilités :

- la fréquence de désexcitation est à la même que celle de l'excitation : c'est la diffusion Rayleigh élastique.

- la fréquence de désexcitation est inférieure à celle de l'excitation, cela signifie que le photon perd de l'énergie au profit de la liaison moléculaire : c'est la diffusion Raman inélastique Stokes.

- La fréquence de désexcitation est une supérieure à celle de l'excitation, cela signifie que le photon gagne de l'énergie aux dépens de la liaison moléculaire : c'est la diffusion Raman inélastique anti-Stokes.

Dans les deux derniers cas, la différence énergétique correspond à un écart d'énergie vibrationnelle dont les caractéristiques sont propres aux liaisons de chaque molécule. Une liaison peut vibrer selon différents modes : étirement symétrique des liaisons (ν_1), étirement asymétrique (ν_3) et par des mouvements de torsion ou de pliage (ν_2).

Un spectre Raman est constitué des longueurs d'ondes émises par ces phénomènes. En spectroscopie Raman, on utilise plutôt la différence entre le nombre d'ondes des photons diffusés et celui de l'excitatrice. On trouve donc la diffusion de Rayleigh, qui est la plus forte, au centre du spectre et les diffusions Stokes et anti-Stokes de part et d'autre. Généralement, l'intensité de cette dernière est plus faible, c'est pourquoi on étudie de préférence les photons ayant perdu de l'énergie.

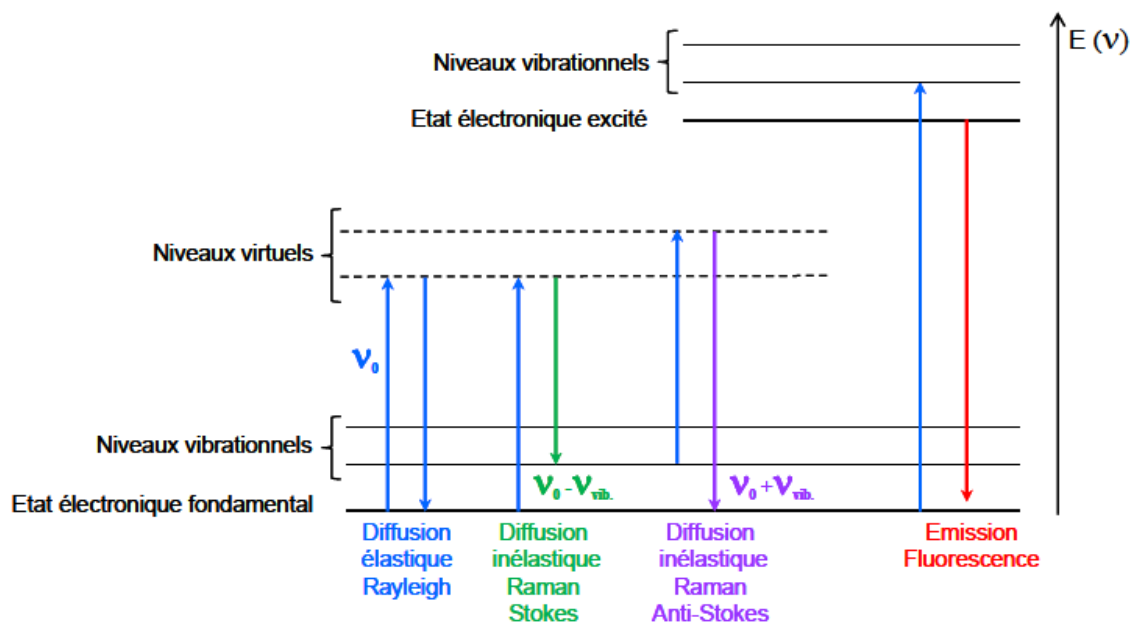


Fig. I-3 : différents modes de transition énergétique associés à l'effet Raman. ν_0 correspond à la fréquence du faisceau excitateur et ν_{vib} représente la fréquence vibrationnel de la molécule impactée (d'après Dahère 2012).

I.1.2 Application aux serpentines

Dans la littérature, plusieurs vibrations ou combinaisons de vibrations permettent de différencier les polymorphes de serpentine. Lors des analyses, deux fenêtres analytiques ont été considérées : la première est comprise entre 150 et 1400 cm^{-1} et la seconde entre 3500 et 4000 cm^{-1} . Ces fenêtres ont été choisies en accord avec Groppo *et al.*, 2006 ; Rinaudo *et al.*, 2003 pour la fenêtre inférieure et en accord avec Auzende *et al.*, 2004 pour la fenêtre supérieure. L'antigorite se différencie principalement par un pic intense à 1044 cm^{-1} . Il correspond au mode d'étirement asymétrique Si-O_b-Si. Un mélange avec la lizardite provoque une diminution de l'intensité de ce pic (Schwartz *et al.* 2013). Chez la lizardite et le chrysotile, ce pic n'existe pas. Pour plus de précisions, nous avons comparé les données spectroscopiques Raman pour différentes références bibliographiques récentes : Auzende *et al.*, 2004 ; Groppo *et al.*, 2006 ; Schwartz *et al.*, 2012 ; Ningthoujam *et al.*, 2012. Certaines caractéristiques semblent apporter des compléments pour différencier les polymorphes de serpentine. Ainsi, la vibration du groupe O-H-O chez l'antigorite est généralement inférieure à 231 cm^{-1} alors qu'elle est supérieure à 230 cm^{-1} pour le chrysotile et supérieure à 231 cm^{-1} pour la lizardite. La vibration symétrique $\nu_5(e)$ SiO₄ est inférieure à 380 cm^{-1} chez l'antigorite et supérieure à 380 cm^{-1} chez la lizardite. Pour le chrysotile, cette vibration est supérieure à

390 cm^{-1} . La vibration ν_s Si-O_b-Si est supérieure à 688 cm^{-1} pour la lizardite et le chrysotile et inférieure à 690 cm^{-1} pour l'antigorite.

	Minéral texture/structure	Kloprogge et al., 1999	Rinaudo et Gastaldi 2003				Groppo et al., 2006								Ningthoujam et al., 2012		Schwartz et al., 2012				
		Chr	Chr	Atg	Liz	Atg matrix	Atg bastite	Atg veine-2	Atg veine-3	"Bastite" Liz	"Mesh" Liz	Chr veine-1	Chr veine-2	Chr veine-3	Chr veine-4	Liz	Chr	Liz	Atg	Chr	Mix antigorite-lizardite
Hautes fréquences																					
Basses fréquences	Band assignment																				
	$\nu_{as} Si-O_{nb}$	1102	1105m		1096?													1100		1100	
	$\nu_{as} Si-O_b-Si$			1044s		1045	1045	1045	1045										1043		1043
	Mg-OH outer symmetric translation modes	709																			
	$\nu_s Si-O_b-Si$	705																			
	Antisymmetric OH-Mg-OH translation mode	692	692 vs	683vs	690vs	684	683	684	684	692	688	694	693	694	695			690	680	690	
	Libration of inner Mg-OH	629		635m	630m	640	640	640	640	640	640	641	640	640	640						
	SiO_4-AIO_4 deformation modes	622	620																		
	Mg-OH translation + $\nu_6(e) SiO_4$	607		520m	510m																
	$\nu_3(a_1) SiO_4$				506-515																
	Antisymmetric Mg-OH translation	466				463															
	Symmetric $\nu_5(e) SiO_4$	458																			
	Symmetric Mg-OH vibrations	432																			
	Bending of SiO_4	388	389vs	375vs	388vs	379	379	379	379	388	380	391	390	394	392	380 - 385	390 - 395	390	373	390	380
	Vibrations of O-H-O groups	374																			
	A_{1g} mode of Mg(O,OH) ₆	345	345m		350							348									
		318																			
		304																			
		231	231s	230vs	233vs	230	231	230	230	234	234	235	232	233	234	240	230	230	226	230	
		199				197	202	202	202	195	197	192	191	193	194						

Fig. I-4 : longueur d'onde des différentes vibrations des serpentines issues de la littérature.

II Analyses des éléments majeurs et mineurs

Au cours de cette étude, les éléments majeurs ont pu être analysés soit sur les phases minérales des roches, soit sur roche totale. Deux techniques analytiques ont principalement été utilisées : la microsonde électronique pour les phases minérales et l'ICP-OES pour les analyses sur roche totale.

II.1 Microsonde électronique : les phases minérales

Les analyses des éléments majeurs et mineurs ainsi que certaines cartographies chimiques des phases minérales ont été réalisées à l'Ifremer (Institut français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer) en utilisant une microsonde électronique de type Cameca SX 100. Cette méthode permet une détermination *in situ* de la chimie des minéraux. Tous les résultats obtenus dans le cadre de ces travaux sont donnés en pourcentages de poids d'oxydes (pdo). Étant donné le diamètre du faisceau utilisé (environ 1 micron), cette technique est limitée lorsqu'il s'agit d'analyser des fibres isolées inférieures en diamètre à 2-3 microns. De ce fait, les analyses utilisées dans le chapitre sur la fibrogenèse concernent des fibres dont le diamètre est supérieur à ces valeurs. Pour les autres minéraux, les analyses ont été réalisées sur plusieurs phases de même nature, dans chacune des lames minces étudiées. Parfois, des lignes analytiques multipoints ont pu être réalisées afin d'identifier des phénomènes de zonation des minéraux. Dans ce cas, des cartographies chimiques fines ont pu être réalisées en complément. Notons que les carbonates (CO_3^{2-}) ne peuvent être complètement analysés par cette méthode. Ceci est dû au fait que les échantillons doivent être fortement conducteurs et qu'ils sont de ce fait métallisés au carbone. L'échantillon est saturé en carbone et cet élément ne peut donc pas être mesuré. En revanche, la nature des carbonates (Mg, Ca, etc.) peut aisément être déterminée.

II.2 ICP-OES : roche totale

Les analyses des éléments majeurs et mineurs sur roche totale ont été réalisées au Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (LPG Nantes) à l'aide d'un ICP-OES (Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometer) iCAP 6300 radial de la marque Thermo Scientific. Pour les roches mafiques, cet appareil permet de mesurer en tant qu'éléments majeurs : Si, Al, Ca, Mg, Fe et en tant qu'éléments mineurs : Ti, Mn, Na, K, P.

Pour les roches ultramafiques, il permet de mesurer en tant qu'élément majeur : Si, Al, Ca, Mg, Fe et en tant qu'éléments mineurs : Ti, Mn, Cr, Ni. Les analyses sont réalisées sur des poudres de roche préalablement mise en solution.

II.2.1 Préparation des échantillons

II.2.1.1 Broyages des roches

Les roches prélevées sont dans un premier temps lavées puis sciées en petits cubes d'environ 1cm³ à l'aide d'une scie diamantée. Entre 5 et 10 cubes ont été réalisés pour chacun des échantillons analysés. Les surfaces patinées *et altérées* restant sur ces cubes sont alors retirées à l'aide de la même scie. D'autre part, une attention a été portée sur la présence de marques de frottement laissées par la scie au moment du découpage des sucres. Celles-ci sont aussi retirées minutieusement. Notons que, parfois, l'altération avancée de certains échantillons n'a pas permis de s'affranchir complètement de ces petits artéfacts.

Ces cubes sont ensuite grossièrement broyés à l'aide d'un broyeur à mâchoires. À la sortie, une première fraction de roches dont les fragments sont inférieurs à 2 mm est séparée. La fraction restante est alors finement concassée au mortier d'Abish, jusqu'à ce qu'elle soit composée de fragments de taille inférieure à 2 mm. Une partie de cette poudre grossière ainsi obtenue est ensuite placée dans un broyeur à bille d'agate. Il s'agit alors de placer la poudre et 4 billes d'agate (d'environ 1 cm de diamètre) dans des bols eux-mêmes en agate. L'appareil qui fonctionne en rotation permet de choquer les particules de roches entre elles et avec les billes d'agate. Ainsi, elles sont très finement fragmentées. À la fin de l'opération, le diamètre des particules atteint une taille inférieure à environ 70 microns. Dans le cadre de ces travaux, les poudres finales ont été obtenues après 45 min à 1 h de broyage par cet appareil.

II.2.2 Mise en solution

II.2.2.1 Préparation de la solution standard interne ou SSI

La solution standard interne est utilisée dans toutes les analyses chimiques réalisées au LPGN. Son protocole de préparation et son application sont parfaitement décrits par Ségard (2013). Ces quelques lignes lui sont empruntées : « la SSI est réalisée à partir de solution

monoélémentaire de cobalt (Co) et de germanium (Ge). Le Bore qui provient de l'acide borique H_3BO_3 est également utilisé comme standard interne dans notre méthode. Ces éléments permettent de corriger les intensités brutes mesurées de la dérive instrumentale ainsi que les effets de matrice. ... Pour chaque séquence analytique, 500 ml de SSI sont préparés en ajoutant successivement dans une fiole jaugée 40 g de chaque solution élémentaire de Co et de Ge à 1000 ppm et 20 g d' HNO_3 16N. La solution finale est obtenue en complétant la fiole à 500 g par de l'eau milliQ ».

II.2.2.2 Attaque acide

Pour chaque échantillon, 125 mg de poudres sont prélevés et déposés dans un bécher de type savilex. Cette poudre est ensuite attaquée par un mélange d'acide composé de 0.5 ml d' HNO_3 à 65% et de 40 gouttes d'HF à 40%. Afin de catalyser les processus d'attaque acide, les échantillons sont disposés sur une plaque chauffante et chauffés pendant 12 heures à $90^\circ C$; pendant la dernière heure, la température est montée à $110^\circ C$. Après refroidissement, le contenu des béchers est vidé dans un flacon adapté et mélangé à 5 g de solution standard interne (SSI). Les béchers sont rincés 3 fois par une solution d'acide borique (H_3BO_3) à 20 g/l et les produits de rinçage sont aussi versés dans le flacon. Enfin, le mélange est complété par ajout de ce même acide jusqu'à ce que sa masse totale atteigne 50 g. L'utilisation de l'acide borique permet entre autres la neutralisation de l'HF, de ce fait, pour que la réaction soit complète, les solutions sont laissées au repos pendant au moins 12 h avant d'être analysées.

II.2.3 Analyse des solutions

II.2.3.1 Séquence analytique

Plusieurs types solutions sont intégrés au cours d'une même séance analytique. Peu importe le nombre d'échantillons analysés, les séquences débutent et s'achèvent systématiquement par deux blancs. Ils correspondent à 2 solutions préparées sans poudre et sont nécessaires afin de s'affranchir des éléments contaminants qui se trouvent, soit dans les produits utilisés lors de la mise en solution, soit intégrés dans les solutions au cours des différentes étapes de préparation. Par ailleurs, un standard interne est utilisé dans chacune des séquences analytiques. Il est disposé dans l'ordre de passage tout les 3 ou 4 échantillons (Fig.

II-1), en fonction de la taille de la séquence, et permet le contrôle de la dérive instrumentale et des effets de matrice. Dans le cadre de ces travaux, le standard interne utilisé est un basalte hawaïen provenant du Kilauea, numéroté K1919 par l'équipe de recherche de C. Langmuir (Université d'Harvard, États-Unis). Enfin, plusieurs géostandards internationaux sont incorporés aux différentes séquences analytiques. Pour les roches mafiques, les géostandards utilisés dans le cadre de ces travaux sont WS-E, W2-a, PM-S. Pour les roches ultramafiques, il s'agit d'UB-N et de JP-1. Pour les quelques roches acides analysées, les géostandards utilisés sont RGM-1, GS-N, SDC-1, PM-S. Ces standards sont disposés de façon aléatoire dans la séquence, mais soin est pris de ne pas les regrouper. Une séquence analytique complète (Fig. II-1) présente toutes ces solutions analysées au cours de 2 passages successifs. Un changement d'ordre étant opéré entre le premier et le deuxième passage. Enfin, un échantillon de la séquence est doublé (2 solutions différentes sont préparées) afin de s'assurer de la reproductibilité des résultats sur la séquence.

1	43 Blanc 1	30	21 K1919	59	43 Blanc 1	88	21 K1919
2	15 Blanc 2	31	28 TGA133B	60	15 Blanc 2	89	17 TGA345C
3	21 K1919	32	30 TGA133C	61	21 K1919	90	5 TGA341A
4	1 TGA007A	33	37 WS-E	62	22 TGA379A	91	49 TGA351A
5	2 TGA009A	34	21 K1919	63	41 PM-S	92	21 K1919
6	33 JP-1	35	34 TGA172A	64	20 TGA053A	93	47 TGA350A
7	21 K1919	36	35 TGA173A	65	21 K1919	94	38 W2-a
8	3 TGA018J	37	36 TGA285A	66	37 WS-E	95	40 TGA334A
9	4 TGA018K	38	40 TGA334A	67	25 TGA070A	96	44 TGA355A
10	5 TGA341A	39	21 K1919	68	9 TGA344A	97	21 K1919
11	7 TGA342A	40	38 W2-a	69	2 TGA009A	98	46 TGA339A
12	21 K1919	41	45 TGA335A	70	21 K1919	99	10 TGA357A
13	8 TGA343A	42	46 TGA339A	71	8 TGA343A	100	1 TGA007A
14	9 TGA344A	43	21 K1919	72	14 TGA380A	101	21 K1919
15	11 TGA344B	44	47 TGA350A	73	45 TGA335A	102	13 TGA345A
16	21 K1919	45	49 TGA351A	74	21 K1919	103	6 TGA381A
17	12 TGA348E	46	41 PM-S	75	23 TGA056A	104	36 TGA285A
18	13 TGA345A	47	50 TGA352A	76	26 TGA107A	105	33 JP-1
19	16 TGA345B	48	21 K1919	77	30 TGA133C	106	21 K1919
20	17 TGA345C	49	31 TGA353A	78	28 TGA133B	107	31 TGA353A
21	21 K1919	50	42 UB-N	79	21 K1919	108	48 TGA356A
22	19 TGA346B	51	44 TGA355A	80	27 TGA107A-2	109	4 TGA018K
23	20 TGA053A	52	6 TGA381A	81	42 UB-N	110	7 TGA342A
24	23 TGA056A	53	21 K1919	82	19 TGA346B	111	21 K1919
25	21 K1919	54	48 TGA356A	83	21 K1919	112	3 TGA018J
26	24 TGA057A	55	10 TGA357A	84	24 TGA057A	113	34 TGA172A
27	25 TGA070A	56	22 TGA379A	85	16 TGA345B	114	12 TGA348E
28	26 TGA107A	57	14 TGA380A	86	11 TGA344B	115	50 TGA352A
29	27 TGA107A-2	58	21 K1919	87	35 TGA173A	116	21 K1919
						117	43 Blanc 1
						118	15 Blanc 2

Fig. II-1 : exemple de séquence analytique doublée réalisée pour l'analyse des éléments majeurs et mineurs dans le cadre de ces travaux. Notons que le même type de séquence est préparé pour les analyses des éléments en traces par ICP-MS.

II.2.3.2 Traitement des résultats

Une fois la séquence analytique terminée, le traitement des résultats bruts se fait à l'aide d'un solveur Excel (Su, 2002), utilisant une méthode mise au point par C. Langmuir au LDEO (Lamont Doherty Earth Observatory – Etats-Unis).

Plusieurs étapes sont réalisées au cours de ce traitement :

- **Dans un premier temps**, le logiciel permet la correction des blancs par interpolation linéaire entre les valeurs mesurées pour les blancs et les valeurs théoriques des blancs pour chaque échantillon.
- **Dans un deuxième temps**, le logiciel permet la correction de la dérive instrumentale. Celle-ci est due au fait que l'intensité du plasma varie au cours de la séquence analytique, de manière linéaire ou non. Cette dérive est déterminée grâce aux différents standards internes régulièrement positionnés dans la séquence (K1919). Ainsi, la variation de l'intensité du signal en fonction du temps peu être déterminée et l'intensité (en coups/s) de chacun des échantillons peu être corrigé de cette variation.

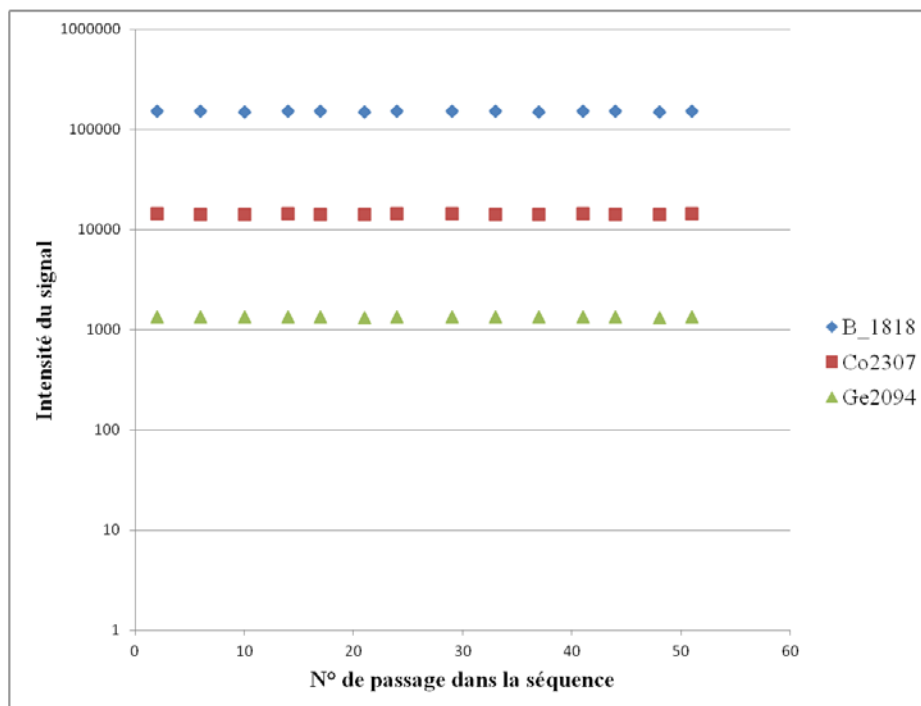


Fig. II-2 : intensité du signal (en coups/s) pour les différents standards internes (K1919) en fonction du n° de passage/temps dans une séquence analytique typique. Pour définir les équations régissant une éventuelle variation, 3 ou 4 points sont choisis en fonction des ruptures de pente identifiées sur ce type de graphique. Notons que dans ce cas, la dérive instrumentale est quasiment nulle.

- **Dans un troisième temps**, le logiciel permet le calcul des concentrations en pourcentage de poids d'oxydes des éléments analysés. Pour ce faire, les intensités corrigées des effets de matrice et de la dérive instrumentale sont utilisées pour l'établissement de droites de calibration qui correspondent, pour chacun des standards internationaux intégrés à la séquence, à la concentration (en pourcentage de poids d'oxyde) en fonction de l'intensité corrigée (en coup/s). Ainsi établies, ces droites de calibration, qui sont des fonctions en théorie linéaires, permettent le calcul des concentrations absolues pour chaque échantillon de la séquence. Du fait qu'elles sont linéaires, ces fonctions sont donc de type $y = f(x)$ avec y correspondant à la concentration en pdo et x correspondant à l'intensité en coup/s. Dans la réalité, ce type de fonction n'est que rarement obtenue et, bien qu'ayant une ordonnée à l'origine proche de 0, les fonctions obtenues correspondent à des fonctions affines. De ce fait, deux paramètres principaux doivent être vérifiés pour que les droites de calibration soient utilisables : (i) la pente doit être la plus proche de 1, et (ii) l'ordonnée à l'origine doit être la plus proche de 0 (Fig. II-3). Ce deuxième critère est d'importance majeure, en particulier pour les éléments faiblement concentrés, pour lesquels l'erreur mathématique liée à cette approximation sur l'ordonnée à l'origine est proche, en ordre de grandeur, à la valeur en pourcentage d'oxyde de l'élément analysé.

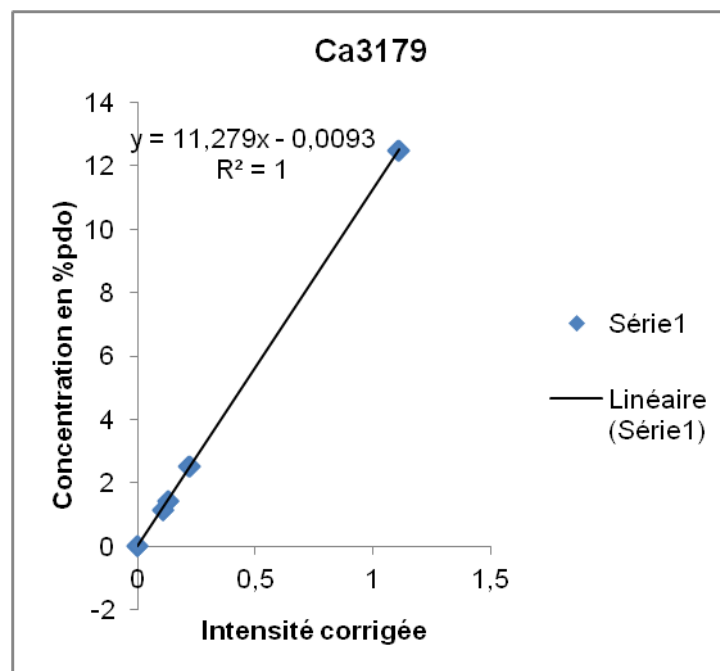


Fig. II-3 : exemple de droite de calibration obtenue pour le calcium, après correction des résultats bruts. Ici quatre géostandards internationaux ont été utilisés.

III Analyse des éléments en traces

Les analyses des éléments en traces sur roche totale ont été réalisées au LPGN à l'aide d'un ICP-MS quadripôle (Inductively Coupled Plasma – Masse Spectrometer) de type Bruker 820 MS. Elles sont réalisées à partir des mêmes poudres que pour les analyses des éléments majeurs. La préparation de ces poudres est décrite dans la partie II.2.1 de ce chapitre. De plus, de la même façon que pour les analyses à l'ICP-OES, les analyses à l'ICP-MS nécessitent la mise en solution de ces poudres.

III.1 ICP-MS : roche totale

III.1.1 Mise en solution

III.1.1.1 Préparation de la solution standard interne ou SSI

Dans le cadre des analyses en éléments traces, il est nécessaire d'incorporer un certain nombre d'éléments de concentration connue. Comme pour les analyses des éléments majeurs, ils sont intégrés à la solution analysée par la préparation d'une solution standard interne. Celle-ci est préparée à base de solutions monoélémentaires de Ge, Rh, In, Tm et Bi concentrées à 1000 ppm. Ces éléments sont incorporés à la SSI de sorte qu'ils soient concentrés à 50 ppb pour le Ge et 20 ppb pour Rh, In, Tm, Bi. La SSI est préparée en deux étapes :

- Préparation d'une solution mère : dans une fiole jaugée de 100 ml, sont ajoutées dans l'ordre, 0,5 ml de solution standard monoélémentaire de Ge puis 0,2 ml de solution standard monoélémentaire de Rh, In, Tm, Bi à 1000 ppm. La fiole jaugée est alors complétée par ajout, jusqu'au trait de jauge (100 ml), d'une solution d'HNO₃ à 1%.
- Préparation de la SSI : dans un flacon de 2 L, sont ajoutés 20 g de solution mère puis 1 L d'eau milliQ. Ce mélange est complété par l'ajout de 100 ml d'HNO₃ 16 N puis par ajout d'eau milliQ jusqu'à ce que la masse totale soit de 2000 g.

III.1.1.2 Mise en solution des échantillons

Les analyses en éléments traces utilisent 50 mg de poudre de roche et nécessitent la réalisation de deux attaques acides. Les poudres sont disposées dans un bécher savillex. Dans un premier temps, 0,5 ml d'eau milli Q et 0,5 ml d' HNO_3 sont ajoutés dans le bécher. Ensuite, 14 gouttes ($\approx 0,5$ ml) d' HF et trois gouttes d'acide perchlorique sont ajoutées à la solution. Les béchers (fermement refermés) sont ensuite disposés sur une plaque chauffante et chauffés à 130°C pendant 12 heures. La température est montée progressivement par palier de $2^\circ\text{C}/\text{min}$. Après refroidissement des béchers, ces derniers sont ouverts et le contenu est évaporé par chauffage à 110°C pendant 5 heures puis à 120°C pendant 4 heures. L'augmentation de la température se fait toujours par palier de $2^\circ\text{C}/\text{min}$. La deuxième attaque est similaire à la première. Les échantillons sont chauffés à 130°C , mais cette fois-ci pendant 48 heures. Le protocole d'évaporation est le même que pour la première attaque. Une fois le contenu des béchers évaporé, 1 ml d' HNO_3 distillé et concentré à 69 % est rajouté à chaque bécher. Les béchers sont une nouvelle fois chauffés, à 120°C et cette fois-ci pendant 76 heures. L'augmentation de la température se fait toujours par paliers de $2^\circ\text{C}/\text{min}$. Une fois refroidi, le contenu des béchers est évaporé pendant 12 heures à 130°C . À l'issue de cette étape, 1 ml d' HNO_3 distillé et concentré à 69 % est ajouté à chaque bécher et le mélange est chauffé à 110° pendant 5 heures. Une fois refroidi, le contenu des béchers est rincé puis versé dans un flacon de 250 ml auquel est ajouté 50 g de SSI, 1 goutte d' HF et de l'eau milli Q jusqu'à ce l'intégralité de la solution ait une masse de 250 g.

III.1.2 Analyse des solutions

III.1.2.1 Séquence analytique

Les séquences analytiques pour les éléments en traces sont préparées de la même manière que pour les analyses des éléments majeurs (cf. partie II.2.3.1 de ce chapitre). Les géostandards internationaux utilisés sont les mêmes. Ainsi, les blancs sont disposés au début et à la fin de chaque séquence et les standards internationaux de façon aléatoire. Ces analyses nécessitent aussi une correction de la dérive instrumentale. De la même manière que pour les éléments majeurs, celle-ci est estimée par l'utilisation du standard interne K1919, positionné tout les 3-4 échantillons dans la séquence analytique.

III.1.2.2 Traitement des résultats

Là encore, le traitement des résultats se fait de la même manière que pour les éléments majeurs, par l'utilisation de solveur Excel. Les trois principales étapes sont les mêmes :

- Correction des blancs ;
- Correction de la dérive instrumentale ;

Calcul des concentrations en pourcentage de poids d'oxyde pour chacun des éléments.

IV Identification Raman des Serpentes

IV.1 Serpentes de la Butte de la Roche et de Pont de Barel

IV.1.1 Le maillage serpentiniteux

Les analyses par spectroscopie Raman des serpentines constituant le maillage serpentiniteux des péridotites de Pont de Barel et de la Butte de la Roche indiquent la lizardite comme seul polymorphe. Un spectre représentatif est présenté en Fig. IV-1. En basses fréquences, le spectre apparaît pollué par le signal de la résine époxy utilisée pour l'induration des échantillons. Néanmoins, l'absence du pic à 1044 cm^{-1} exclut l'antigorite. En hautes fréquences, la présence d'un double pic $3680\text{-}3702\text{ cm}^{-1}$ exclut le chrysotile et la serpentine polygonale et confirme la lizardite.

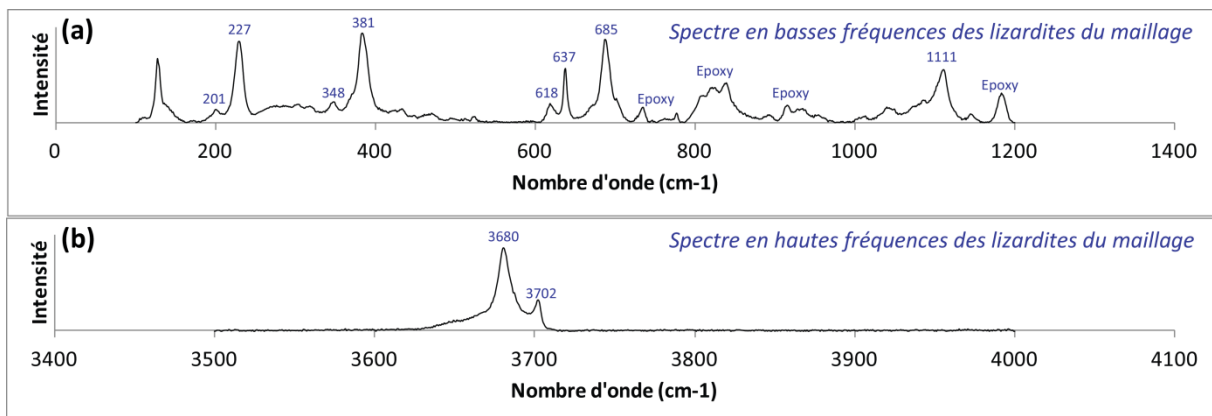


Fig. IV-1 : spectres Raman caractéristiques des lizardites de la texture maillée pseudomorphique des péridotites serpentinitisées de Pont de Barel. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.1.2 La lizardite du réseau R1

La lizardite du réseau R1 a été analysée par spectroscopie Raman, à la fois sur les veines des serpentinites non altérées, mais aussi sur celles des faciès fortement silicifiés et carbonatés.

Pour les serpentinites non altérées, les analyses effectuées sur les serpentines du réseau R1 sont présentées en Fig. IV-2. En basses fréquences, l'absence de pic à 1044 cm^{-1} exclut l'antigorite. En hautes fréquences, le double pic principal à $3682\text{-}3703\text{ cm}^{-1}$ indique clairement la lizardite. Néanmoins, il n'est pas impossible que le pic à 3703 cm^{-1} soit atténué par

l'épaulement à 3693 cm^{-1} qui pourrait alors représenter du chrysotile ou de la serpentine polygonale (?). Ainsi, de tels polymorphes sont probablement intimement associés à la lizardite de ce réseau.

Pour les serpentinites carbonatée et silicifiée, les analyses sont présentées en Fig. IV-3, la qualité des spectres obtenus est moins bonne que celle des spectres des veines non altérées, mais les caractéristiques de la lizardite sont persistantes. De légères différences sont à noter en hautes fréquences. En effet, le double pic à $3681\text{-}3704\text{ cm}^{-1}$ apparait mieux marqué que dans les veines fraîches. De ce fait, la signature spectrale de polymorphe tel la serpentine polygonale ou le chrysotile semble limitée. Néanmoins, la persistance d'un épaulement à 3689 cm^{-1} suggère quand même leur présence.

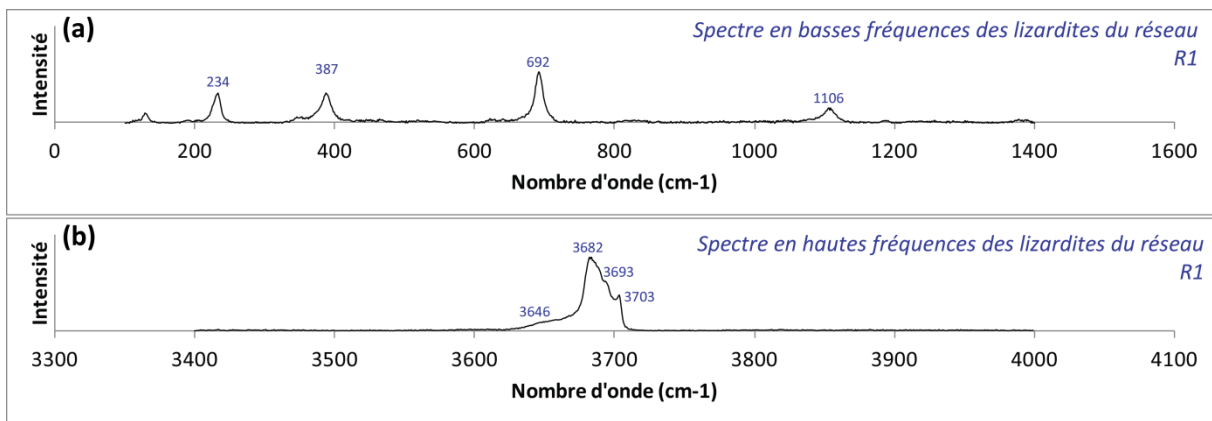


Fig. IV-2 : spectres Raman caractéristiques des lizardites des veines du réseau R1 des péridotites serpentinisées de Pont de Barel. (a) en basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

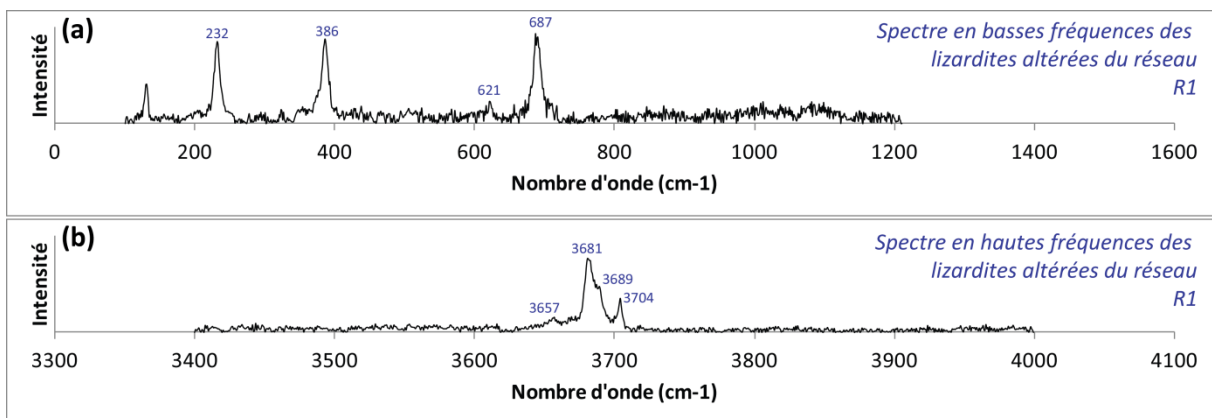


Fig. IV-3 : spectres Raman caractéristiques des lizardites des veines altérées du réseau R1 des péridotites serpentinisées de Pont de Barel. (a) en basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.1.3 Le chrysotile du réseau R2

Les analyses réalisées sur le chrysotile des veines du réseau R2 sont présentées en Fig. IV-4. L'absence de pic à 1044 cm^{-1} et le pic à 3695 cm^{-1} , respectivement en basses et en hautes fréquences excluent l'antigorite et suggèrent le chrysotile. Par ailleurs, le pic à 1107 cm^{-1} est aussi compatible avec le chrysotile.

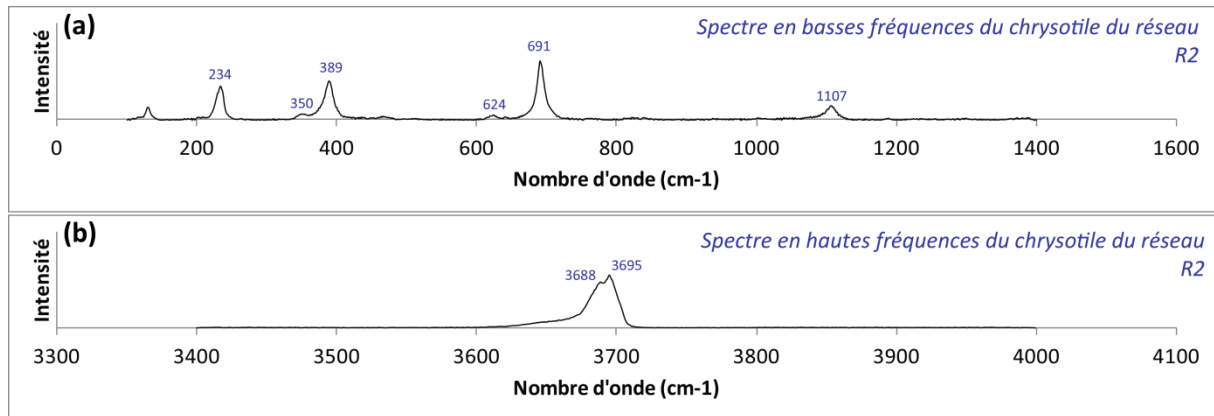


Fig. IV-4 : spectres Raman caractéristiques du chrysotile des veines du réseau R2 des péridotites serpentinisées de Pont de Barel. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.1.4 La serpentine polyédrale du réseau R2

La serpentine polyédrale identifiée dans le réseau R2 se distingue particulièrement des autres serpentines identifiées dans les péridotites de Pont de Barel. Un spectre caractéristique est présenté en Fig. IV-5. Le spectre en basse fréquence est très similaire à celui des lizardites classiquement analysées par spectroscopie Raman. Il ne présente pas le pic à 1044 cm^{-1} , ce qui exclut l'antigorite. Par contre, le spectre en hautes fréquences se distingue nettement par un pic très intense à 3704 cm^{-1} et par un petit pic à 3689 cm^{-1} . La présence d'un pic à 3678 cm^{-1} contraste aussi avec ce qui est connu dans la littérature concernant la lizardite et suggère la serpentine polyédrale.

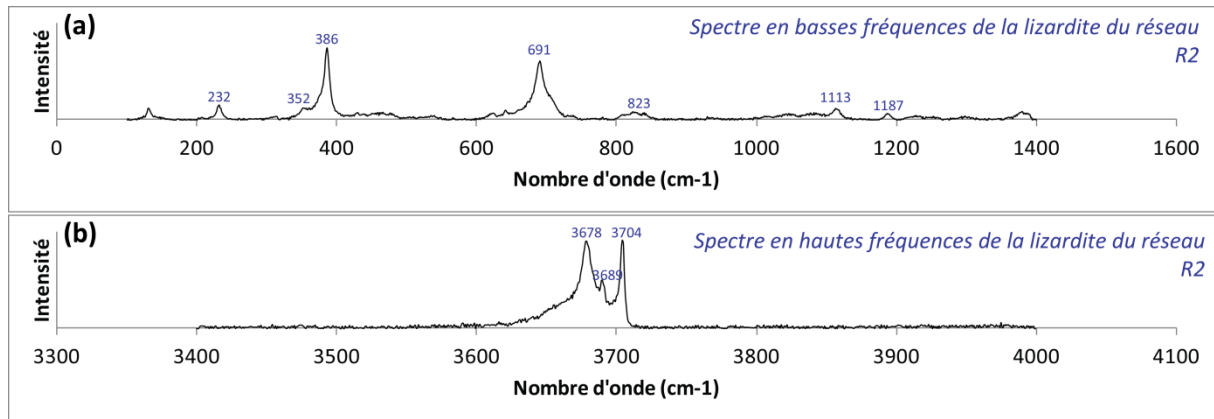


Fig. IV-5 : spectres Raman caractéristiques de la serpentine poyédrade localement identifiée dans les veines du réseau R2 des péridotites serpentinisées de Pont de Barel. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.2 Serpentinites de l'Orgerais

IV.2.1 Le maillage serpentineux

Dans l'ensemble des péridotites serpentinisées de l'Orgerais, les analyses par spectroscopie Raman ont montré que la lizardite occupait la texture pseudomorphique de l'olivine et les bastites. Un spectre représentatif est présenté en Fig. IV-6. En basses fréquences, l'absence de pic à 1044 cm⁻¹ exclut l'antigorite. Par ailleurs, le double spectre à 3682-3702 précédé d'un épaulement à 3650 indique clairement la lizardite.

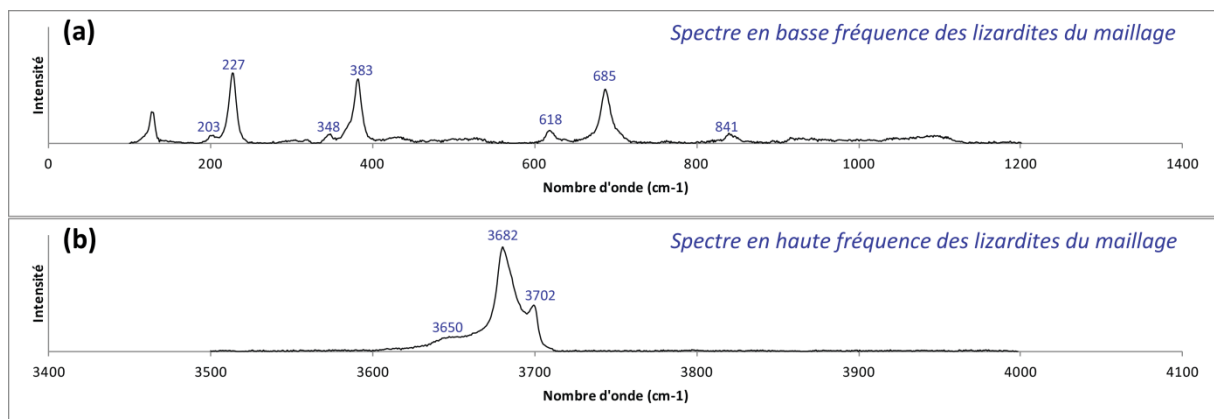


Fig. IV-6 : spectres Raman caractéristiques des lizardites de la texture pseudomorphique des péridotites serpentinisées de l'Orgerais. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.2.2 L'antigorite fibrolamellaire non pseudomorphique

À l'instar de la lizardite qui constitue le polymorphe occupant la texture maillée pseudomorphique, les analyses par spectroscopie Raman montrent que l'antigorite représente

la serpentine non pseudomorphique. Un spectre caractéristique est présenté en Fig. IV-7. La présence du pic à 1045 cm^{-1} en basses fréquences et celle du double pic à $3667\text{-}3698\text{ cm}^{-1}$ en hautes fréquences excluent tout autre polymorphe de serpentine que l'antigorite.

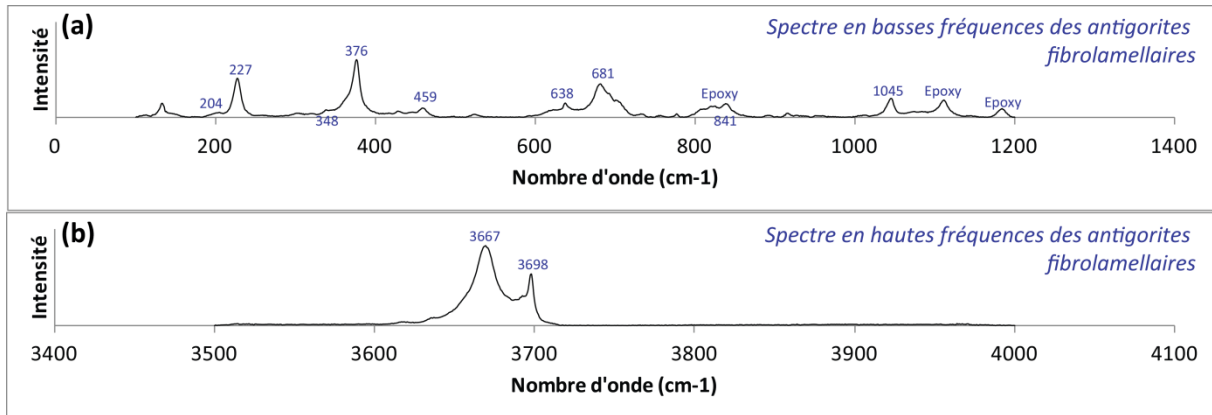


Fig. IV-7: Fig. IV-8: spectres Raman caractéristiques des antigorites non pseudomorphiques des péridotites serpentinisées de l'Orgerais. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.2.3 Le chrysotile des réseaux R3a-b-c

Concernant les veines du réseau R3, les analyses par spectroscopie Raman confirment les observations microscopiques. Elles sont toutes occupées par des fibres de chrysotiles. La Fig. IV-9 représente spectre caractéristique de ce minéral. Les pics en basses fréquences pour suggérer la serpentine polygonale ou la lizardite, mais la présence du pic à 1106 cm^{-1} argumentent en faveur du chrysotile. Ce qui est confirmé en hautes fréquences par un pic à 3693 cm^{-1} précédé d'un épaulement vers 3650 cm^{-1} .

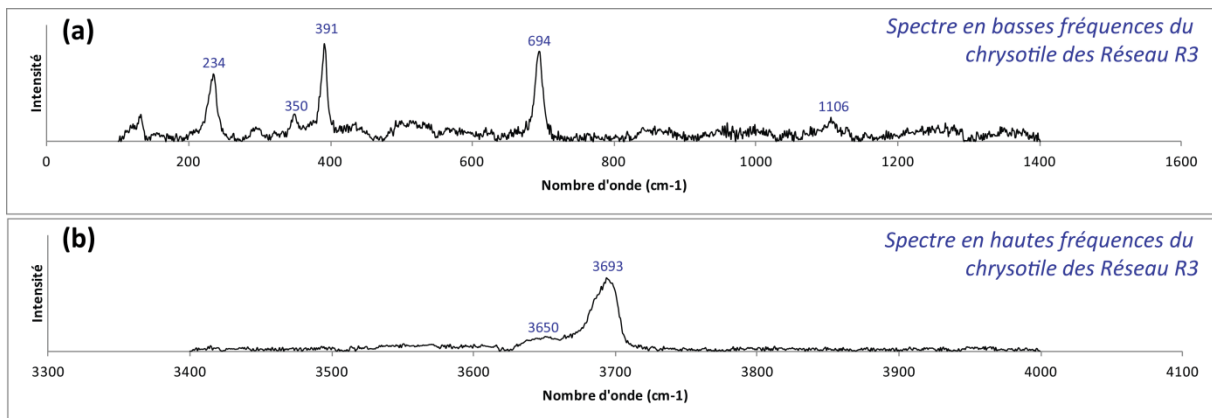


Fig. IV-9 : analyses Raman des serpentines de type chrysotile des veines du réseau R3. (a) spectre en basses fréquences montrant cinq pics (234, 350, 391, 634 et 1106) caractéristiques du chrysotile. (b) spectre en hautes fréquences montrant un pic principal à 3693 et un épaulement à 3650 caractéristique du chrysotile.

IV.3 Serpentinites des Folies Siffait

IV.3.1 La lizardite du maillage serpentiniteux

Les analyses par spectroscopie Raman ont été réalisées sur le cœur des mailles et sur l'anneau périphérique. Un spectre représentatif est présenté en Fig. IV-10. En basses fréquences, l'absence de pic vers 1044 cm^{-1} exclut l'antigorite alors que le double pic à $3681\text{-}3703\text{ cm}^{-1}$ est représentatif de la lizardite.

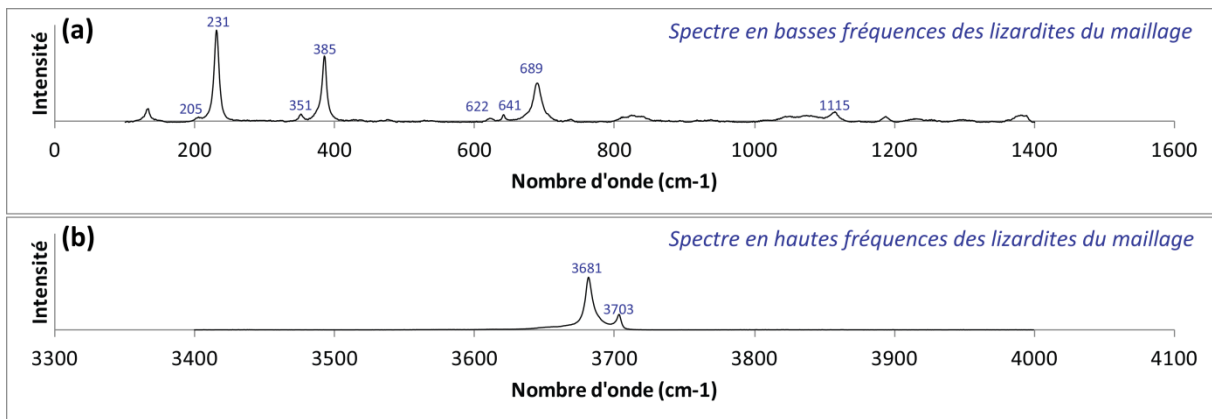


Fig. IV-10 : spectres Raman caractéristiques des lizardites de la texture pseudomorphique des péridotites serpentinisées des Folies Siffait. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.3.2 La lizardite en lamelle orientée

Les spectres fournis par l'analyse Raman des serpentines en lamelles contemporaines de la déformation montrent les caractéristiques de la lizardite. En basses fréquences, le spectre ne présente pas de pic vers 1044 cm^{-1} et en hautes fréquences, il montre un double pic à $3680\text{-}3703\text{ cm}^{-1}$ indiquant la lizardite.

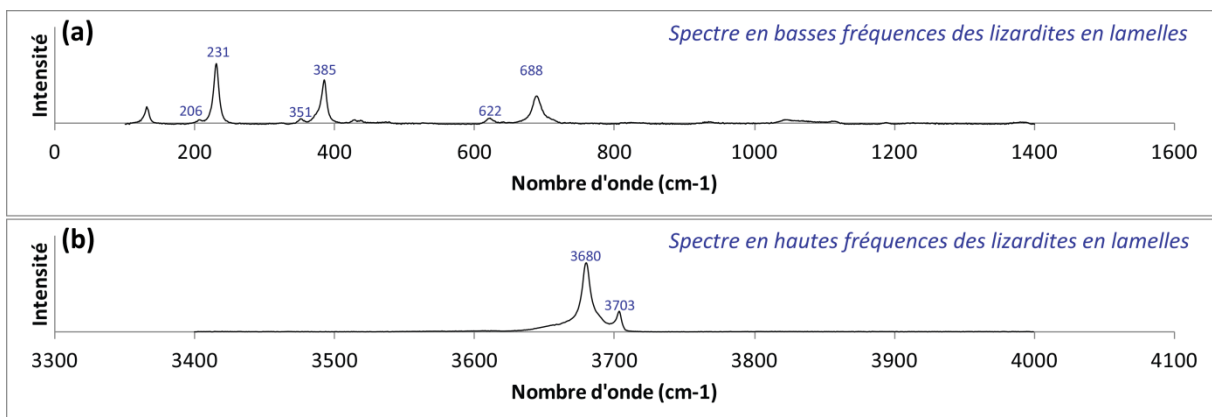


Fig. IV-11 : spectres Raman caractéristiques des lizardites en lamelles des péridotites serpentinisées des Folies Siffait. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.4 Les serpentinites de Ty-Lan

IV.4.1 Le maillage serpentineux

Dans l'ensemble des péridotites échantillonnées dans le Complexe de la baie d'Audierne, les analyses par spectroscopie à diffusion Raman réalisées sur les serpentines du maillage indiquent la lizardite. Un spectre caractéristique est présenté en Fig. IV-12. L'absence de pic vers 1044 cm^{-1} exclue l'antigorite et le double pic $3683\text{-}3704$ exclue le chrysotile et la serpentine polygonale.

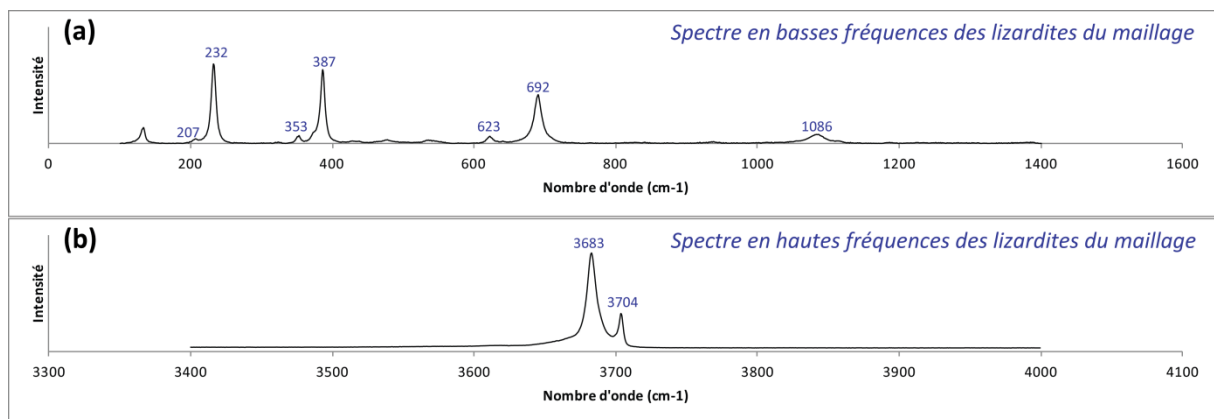


Fig. IV-12 : spectres Raman caractéristiques des lizardites de la texture pseudomorphique des péridotites serpentinisées des secteurs de Kerguelmès, Ty-Lan et Kerazel. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.4.2 L'antigorite fibrolamellaire non pseudomorphique

Les analyses par spectroscopie Raman des serpentines fibrolamellaires indiquent l'antigorite. La Fig. IV-13 montre un spectre caractéristique de ce type de serpentine. Elle se caractérise dans la fenêtre des basses fréquences par un pic vers 1047 cm^{-1} (Fig. IV-13 (a)) et dans la fenêtre des hautes fréquences par un double pic à 3664 et 3697 cm^{-1} , précédé d'un épaulement à 3615 cm^{-1} (Fig. IV-13 (b)).

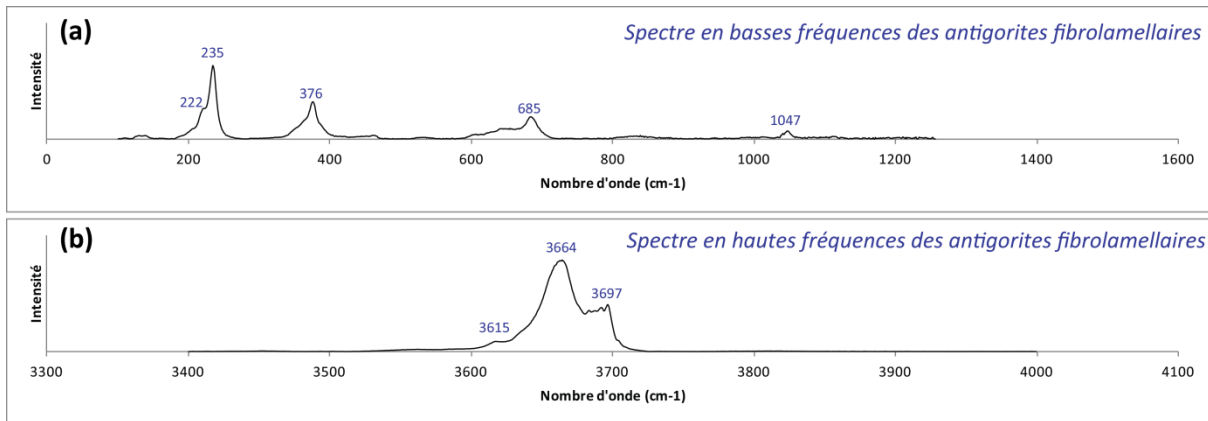


Fig. IV-13 : spectres Raman caractéristiques des antigorites fibrolamellaires non pseudomorphiques des péridotites serpentinisées des secteurs de Kerguelmès, Ty-Lan et Kerazel. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.4.3 Les lizardites du réseau R1 dans le secteur de Kerguelmès

Dans le secteur de Kerguelmès, des analyses par spectroscopie Raman ont été réalisées sur 3 types serpentines occupant les veines du réseau R1.

Dans le cœur des blocs, les résultats indiquent la lizardite (Fig. IV-14). En effet, le spectre en basses fréquences (Fig. IV-14 (a)) montre un léger bombement centré sur 1101 cm^{-1} et l'absence de pic à 1044 cm^{-1} qui excluent l'antigorite. En hautes fréquences ((Fig. IV-14 (b)), le double pic à 3686 et 3700 cm^{-1} exclut le chrysotile et confirme qu'il ne s'agit pas d'antigorite.

Au niveau des fractures majeures des blocs, où le réseau R1 est composé d'une part de serpentine d'aspect amorphe et d'autre part de serpentine rubanée en remplacement du chrysotile (cf. Fig. VI-18), les analyses Raman montrent clairement la complexité de la serpentinitisation dans ces structures. Au niveau des parties d'aspect amorphes, le spectre en basses fréquences ne montre pas de pic à 1044 cm^{-1} , ce qui exclut l'antigorite. Le spectre en haute fréquence (Fig. IV-15 (a) et (b)) qui montre un double pic à 3682 - 3704 cm^{-1} précédé d'un épaulement à 3656 cm^{-1} indique la lizardite. Au niveau des parties rubanées, qui pourraient représenter d'anciennes veines de chrysotile de type crack-seal, les analyses (Fig. IV-15 (c) et (d)) indiquent y aussi la lizardite. Par ailleurs l'analyse qui a été réalisée sur les fibres emballées dans la lizardite amorphe, et dont la relation avec le chrysotile du réseau R2 ne fait aucun doute (cf. Fig. VI-18 (e) de ce chapitre), présente les caractéristiques de la lizardite. En effet, en basses fréquences (Fig. IV-15 (e)), l'absence de pic à 1044 cm^{-1} exclut l'antigorite et le pic vers 1104 pourrait suggérer chrysotile. Néanmoins, en hautes fréquences

(Fig. IV-15 (f)), le double pic à 3682-3704 cm^{-1} est caractéristique de la lizardite. De ce fait il apparaît sans aucun doute que cette lizardite est une lizardite de deuxième génération.

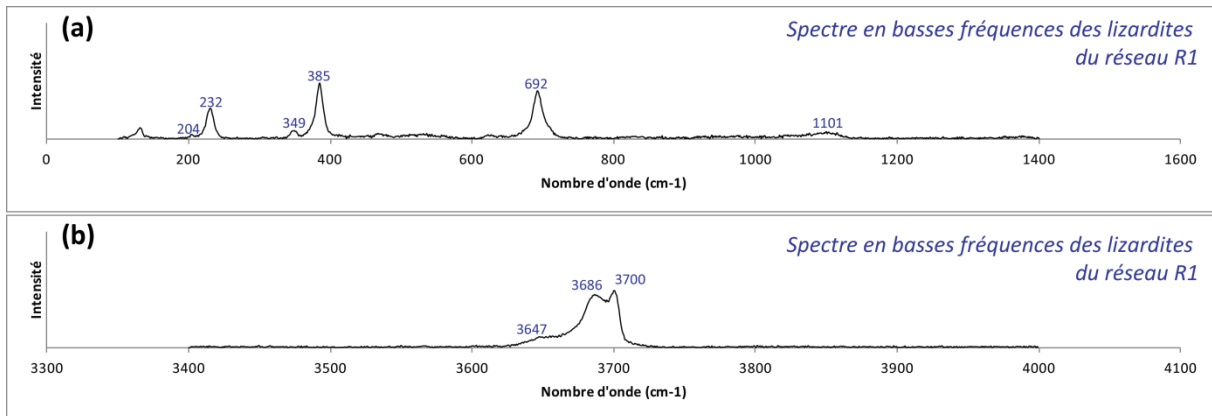


Fig. IV-14 : spectres Raman représentatifs des lizardites de la première génération dans le réseau R1. (a) en basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

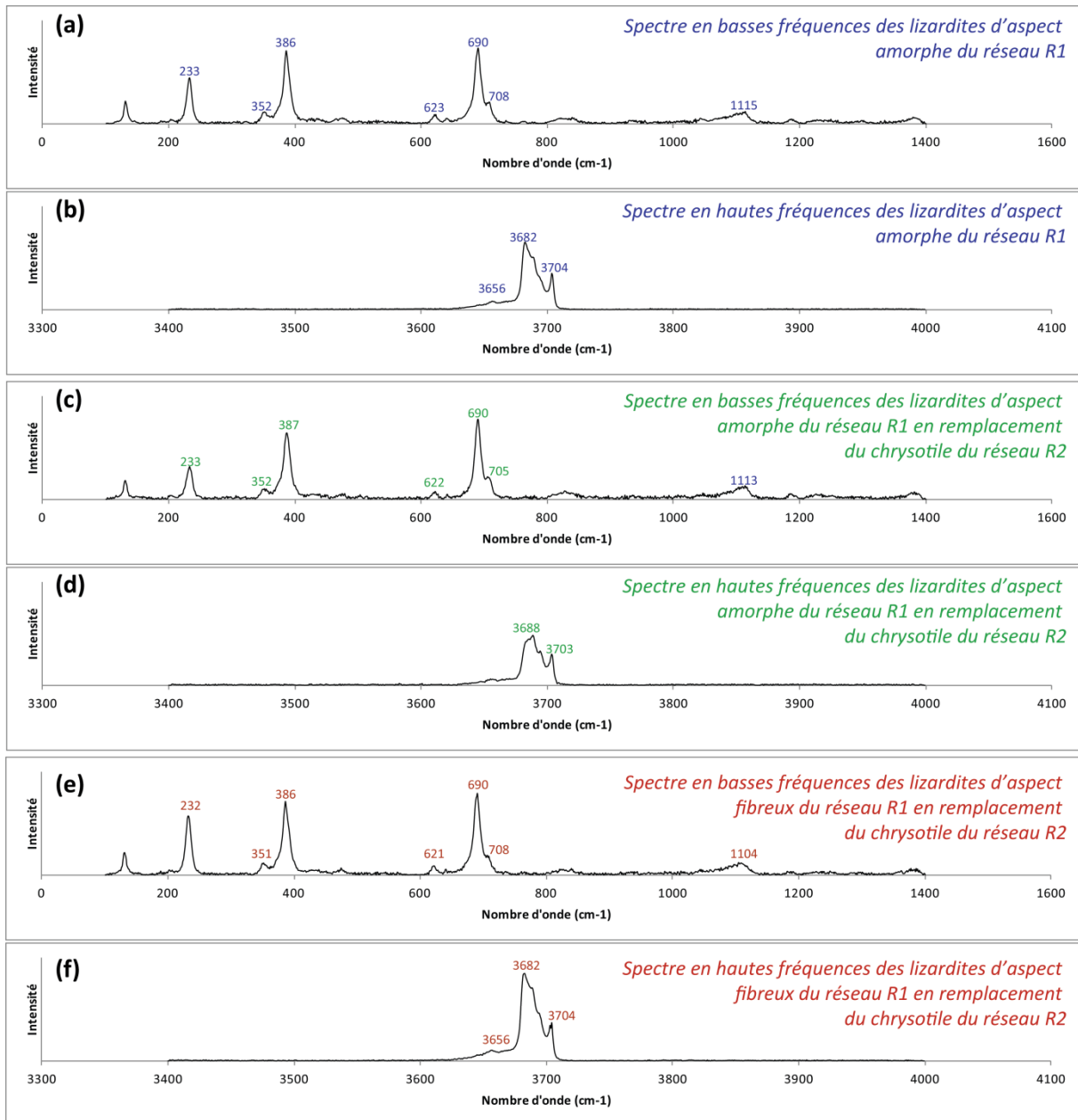


Fig. IV-15 : spectres Raman caractéristiques de la lizardite de deuxième génération identifiée dans le réseau R1 pour le secteur de Kerguelmès. (a) et (b) pour les lizardites 2 d'aspect amorphe. (c) et (d) pour les lizardites 2 d'aspect rubané et (e) et (f) pour les lizardites 2 en remplacement du chrysotile du réseau R2.

IV.4.4 Le chrysotile du Réseau R2

Les analyses par spectroscopie Raman sur les veines du réseau R2 confirment les observations macroscopiques et microscopiques. Dans la fenêtre des basses fréquences, l'absence de pic à 1044 cm^{-1} exclut l'antigorite et le pic à 1107 cm^{-1} suggère soit le chrysotile, soit la lizardite. En revanche, en hautes fréquences, le pic à 3694 cm^{-1} précédé des deux épaulements à 3640 et 3687 cm^{-1} exclut la lizardite et confirme le chrysotile.

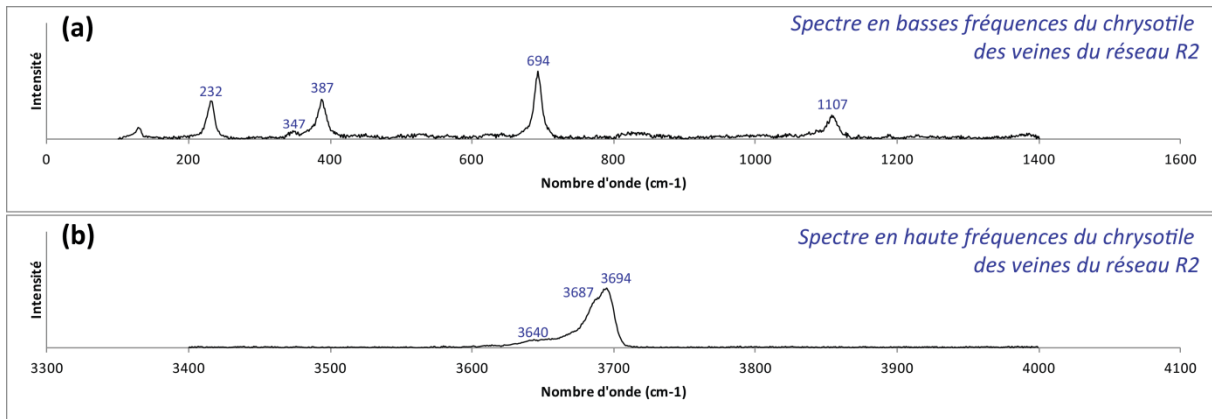


Fig. IV-16 : spectres Raman représentatifs du chrysotile du réseau R2. (a) en basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.4.5 L'antigorite fibrolamellaire du réseau R1 dans le secteur de Ty-Lan

Dans le secteur de Ty-Lan les analyses Raman montrent que les veines du réseau R1 qui contrôlent le débit de la roche sont occupées par de l'antigorite. Deux structures ont été analysées. La première correspond à de larges veines dans lesquelles l'antigorite a cristallisé sur plusieurs millimètres voire 1 cm de largeur. La seconde correspond aux veines d'aspect fibreux contrôlant le débit de la roche, il s'agit alors des placages identifiés le long de la départementale 2 (Fig. VI-7 et Fig. VI-9) et des veines décolorées identifiées dans la carrière du Moulin de Pontalan (Fig. VI-5). Le spectre caractéristique de la première structure est présenté en Fig. IV-17. En basses fréquences, les résultats montrent un pic à 1049 cm^{-1} caractéristique de l'antigorite. Celui-ci est néanmoins masqué par un pic plus important à 1058 cm^{-1} dont l'origine n'est pas connue. Par ailleurs ce spectre montre aussi un pic à 1349 cm^{-1} dont l'origine n'est pas non plus connue. Dans le secteur des hautes fréquences, le double pic à $3664\text{-}3698\text{ cm}^{-1}$ précédé d'un épaulement à 3614 cm^{-1} indique clairement l'antigorite. Le spectre caractéristique de la deuxième structure considérée est présenté en Fig. IV-18. Il montre un pic à 1047 cm^{-1} et un double pic à $3666\text{-}3697\text{ cm}^{-1}$ qui sont caractéristiques de l'antigorite.

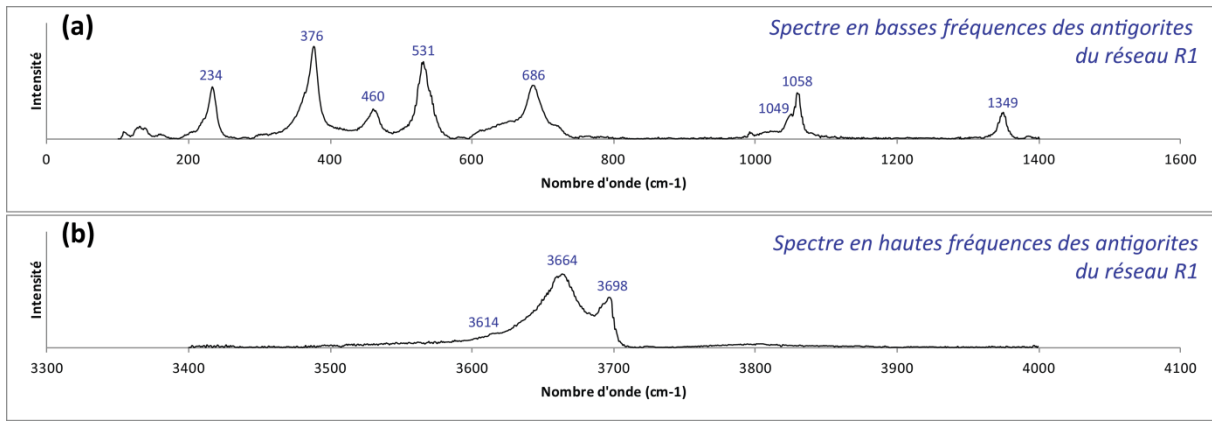


Fig. IV-17 : spectres Raman représentatifs de l'antigorite fibrolamellaire du réseau R1. Spectres réalisés sur un échantillon macroscopique. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

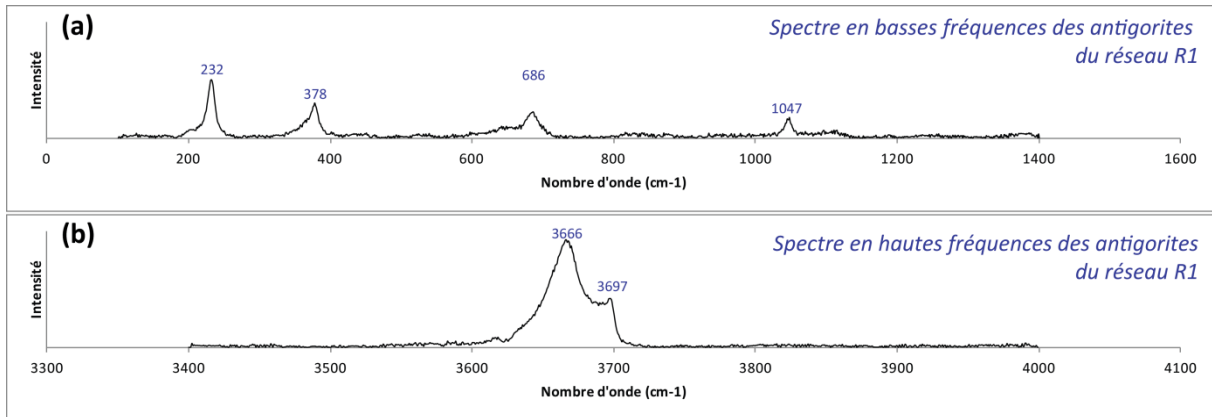


Fig. IV-18 : spectres Raman représentatifs de l'antigorite fibreuse du réseau R1. Spectres réalisés les placages d'aspect fibreux identifiés dans le secteur de Ty-Lan. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

IV.4.6 L'antigorite en veines parallèles du réseau R1 dans le secteur de Ty-Lan

Les veines identifiées en réseaux conjugués le long de la départementale 2 (Fig. VI-8 (b)) ont aussi été analysés par spectroscopie Raman. Un spectre caractéristique de ces veines est présenté en Fig. IV-19. En basse fréquence, il montre le pic à 1047 cm^{-1} caractéristique de l'antigorite. En hautes fréquences, le double pic à $3666\text{-}3697\text{ cm}^{-1}$ confirme cette interprétation.

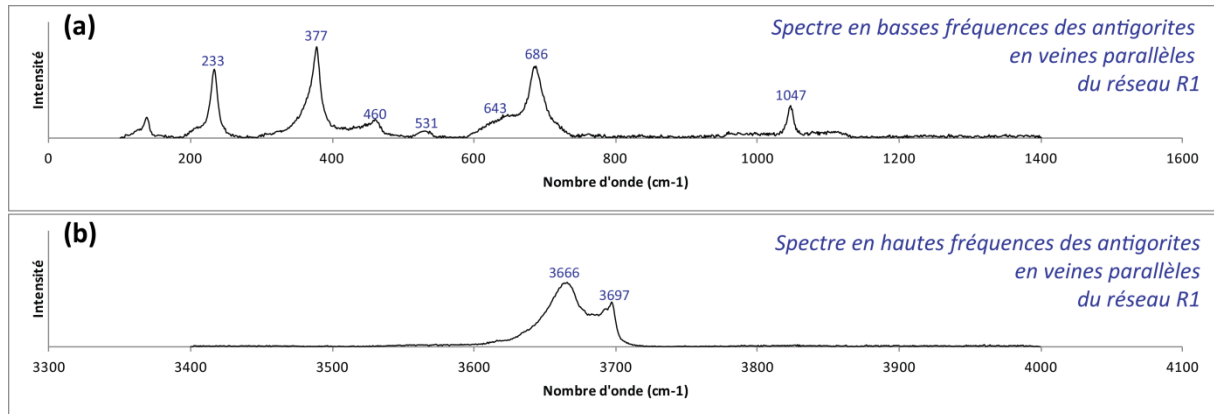


Fig. IV-19 : spectres Raman représentatifs de l'antigorite du réseau R1. Spectres réalisés les veines conjuguées identifiées le long de la départementale 2, dans le secteur de Ty-Lan. (a) En basses fréquences et (b) en hautes fréquences.

V Analyses chimiques des phases minérales

Tab. V-1 : compositions représentatives des spinelles identifiés dans les serpentinites de Pont de Barel. Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygène.

Formation	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA007C-67	TGA007C-40	TGA007C-41	TGA007C-65	TGA007C-58	TGA007C-66	TGA007C-61	TGA007C-43
Groupe minéral	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Espèce minérale	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite
SiO ₂	-	0,12	0,02	0,13	0,13	-	0,03	0,06
P ₂ O ₅	-	-	0,02	-	0,05	-	-	-
TiO ₂	0,04	0,06	0,01	0,05	0,01	-	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	53,87	53,19	52,79	54,65	53,23	53,66	55,27	55,30
Cr ₂ O ₃	12,09	12,31	12,62	12,37	12,34	12,27	11,27	10,32
MnO	0,11	0,15	0,12	0,14	0,12	0,07	0,17	0,14
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	15,78	15,76	16,09	16,82	15,44	15,83	15,95	14,77
Fe ₂ O ₃	3,45	3,24	3,55	1,24	2,53	3,31	2,54	2,82
NiO	0,39	0,25	0,27	0,32	0,33	0,28	0,39	0,34
MgO	18,02	17,83	17,62	16,35	17,36	17,86	17,56	18,21
CaO	-	0,02	0,01	0,01	-	-	-	0,02
Na ₂ O	-	0,01	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	0,01	-	0,01	0,02	-	0,02
Total	100,66	100,03	99,95	100,96	99,28	100,32	100,92	99,46
Si	-	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,69	1,68	1,68	1,71	1,69	1,69	1,72	1,74
Cr	0,25	0,26	0,27	0,26	0,26	0,26	0,24	0,22
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,28	0,29	0,29	0,35	0,30	0,28	0,30	0,27
Fe(3+)	0,07	0,06	0,07	0,02	0,05	0,07	0,05	0,06
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,72	0,71	0,71	0,65	0,70	0,71	0,69	0,72
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	3,02	3,02	3,02	3,01	3,01	3,02	3,02	3,02
Mg#	0,72	0,71	0,71	0,65	0,70	0,71	0,70	0,73
Cr#	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,12	0,11

suite

Formation	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA007C-62	TGA007C-69	TGA007C-46	TGA007C-70	TGA007C-63	TGA007C-72	TGA007C-53	TGA007C-64
Groupe minéral	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Espèce minérale	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite
SiO2	0,10	0,05	-	-	0,03	0,02	-	1,78
P2O5	0,01	0,02	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
TiO2	0,05	0,06	0,01	0,09	0,03	0,06	0,05	0,05
Al2O3	53,19	53,58	52,96	53,33	53,54	53,67	54,35	52,60
Cr2O3	10,87	12,44	13,55	12,64	12,23	12,06	11,98	10,33
MnO	0,14	0,11	0,13	0,08	0,12	0,12	0,14	0,16
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	14,76	16,13	16,17	16,15	16,97	16,87	15,37	15,69
Fe2O3	2,06	3,51	2,86	3,65	3,92	4,10	2,42	1,98
NiO	0,27	0,30	0,34	0,33	0,37	0,32	0,36	0,36
MgO	17,06	17,95	17,29	17,98	17,73	17,89	17,64	18,47
CaO	0,03	-	-	0,02	-	-	-	0,05
Na2O	0,01	-	-	-	-	-	-	-
K2O	0,01	-	0,01	-	-	-	-	-
Total	96,69	101,00	100,78	100,99	101,09	101,41	100,13	99,50
Si	-	-	-	-	-	-	-	0,05
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,73	1,68	1,67	1,68	1,68	1,68	1,71	1,65
Cr	0,24	0,26	0,29	0,27	0,26	0,25	0,25	0,22
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,30	0,29	0,30	0,28	0,29	0,29	0,29	0,30
Fe(3+)	0,04	0,07	0,06	0,07	0,08	0,08	0,05	0,04
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,70	0,71	0,69	0,71	0,70	0,71	0,70	0,73
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	3,01	3,02	3,02	3,02	3,02	3,03	3,02	3,01
Mg#	0,70	0,71	0,70	0,72	0,71	0,71	0,71	0,71
Cr#	0,12	0,13	0,15	0,14	0,13	0,13	0,13	0,12

suite

Formation	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA007C-57	TGA007C-71	TGA007C-39	TGA007C-48	TGA007C-36	TGA007C-42	TGA007C-43	TGA007C-44
Groupe minéral	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Espèce minérale	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite
SiO2	-	0,01	-	1,98	-	0,03	0,06	2,14
P2O5	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	-	0,05	0,03	-	0,06	0,05	0,01	0,01
Al2O3	54,16	53,43	54,20	54,95	52,85	53,58	55,30	48,18
Cr2O3	11,99	12,24	11,88	7,95	12,18	12,04	10,32	12,57
MnO	0,13	0,10	0,10	0,08	0,14	0,10	0,14	0,43
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	15,32	16,53	15,34	14,56	15,74	15,67	14,77	19,10
Fe2O3	2,70	4,16	2,98	0,04	3,19	3,51	2,82	4,21
NiO	0,30	0,41	0,31	0,39	0,37	0,34	0,34	0,33
MgO	17,74	17,97	18,00	18,06	17,49	17,98	18,21	17,26
CaO	-	0,02	0,02	-	-	-	0,02	-
Na2O	0,02	-	-	-	-	0,03	-	-
K2O	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02
Total	99,92	101,20	100,18	97,98	99,16	100,17	99,46	100,44
Si	-	-	-	-	-	-	-	0,06
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,71	1,68	1,70	1,73	1,69	1,69	1,74	1,55
Cr	0,25	0,26	0,25	0,17	0,26	0,25	0,22	0,27
Mn	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,29	0,28	0,28	0,32	0,29	0,28	0,27	0,35
Fe(3+)	0,05	0,08	0,06	0,00	0,06	0,07	0,06	0,09
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,71	0,71	0,72	0,72	0,71	0,72	0,72	0,70
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	3,02	3,03	3,02	3,00	3,02	3,02	3,02	3,03
Mg#	0,71	0,72	0,72	0,69	0,71	0,72	0,73	0,67
Cr#	0,13	0,13	0,13	0,09	0,13	0,13	0,11	0,15

Tab. V-2 : compositions représentatives des spinelles identifiés dans les serpentinites de la Butte de la Roche. Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygène.

Formation	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche
Affleurement	TGA387	TGA387	TGA387	TGA387	TGA387	TGA292	TGA292
Echantillon	TGA387A	TGA387A	TGA387A	TGA387A	TGA387A	TGA292A	TGA292A
Numéro d'analyse	TGA387A-4*	TGA387A-5*	TGA387A-3*	TGA387A-2*	TGA387A-1*	TGA292A-13	TGA292A-4
Groupe minéral	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Espèce minérale	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Hercynite	Chromite Mg - Al	Chromite Mg - Al
SiO ₂	0,06	0,15	-	-	-	0,02	0,01
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	0,00	0,00
TiO ₂	0,02	-	0,10	-	0,08	0,09	0,10
Al ₂ O ₃	58,73	58,69	59,29	60,20	61,09	35,52	31,72
Cr ₂ O ₃	7,98	8,04	7,80	6,75	7,10	29,97	33,28
MnO	0,09	0,15	0,13	0,32	0,15	0,19	0,26
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO	17,30	16,14	16,35	15,75	15,37	20,43	21,98
Fe ₂ O ₃	2,07	2,81	2,24	1,78	1,30	3,22	3,96
NiO	-	0,31	-	-	-	0,20	0,12
MgO	17,11	17,34	17,61	18,02	18,46	12,93	11,95
CaO	-	-	-	-	-	0,02	0,02
Na ₂ O	0,07	0,36	0,05	-	-	0,03	0,06
K ₂ O	0,01	0,00	0,19	-	-	0,00	0,00
Total	101,37	101,18	101,52	101,04	102,25	99,40	99,50
Si	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,80	1,80	1,81	1,84	1,84	1,24	1,13
Cr	0,16	0,17	0,16	0,14	0,14	0,70	0,80
Mn	-	-	-	-	-	-	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,33	0,29	0,30	0,30	0,30	0,42	0,45
Fe(3+)	0,04	0,05	0,04	0,03	0,02	0,07	0,09
Ni	-	0,01	-	-	-	-	-
Mg	0,67	0,67	0,68	0,70	0,70	0,57	0,54
Ca	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	0,02	-	-	-	-	-
K	-	-	0,01	-	-	-	-
Total (apuf)	3,01	3,02	3,01	3,01	3,01	3,02	3,03
Mg#	0,67	0,70	0,69	0,70	0,70	0,57	0,54
Cr#	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,36	0,41

* analyse d'après Le Mée (1999)

suite

Formation	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche
Affleurement	TGA292	TGA292	TGA292	TGA292	TGA292	TGA292	TGA292	TGA292
Echantillon	TGA292A	TGA292A	TGA292A	TGA292A	TGA292A	TGA292A	TGA292A	TGA292A
Numéro d'analyse	TGA292A-14	TGA292A-3	TGA292A-5	TGA292A-16	TGA292A-15	TGA292A-1	TGA292A-17	TGA292A-2
Groupe minéral	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Espèce minérale	Chromite Mg - Al	Chromite Mg - Al	Chromite Mg - Al	Chromite Mg - Al	Chromite Mg - Al	Chromite Mg - Al	Chromite Mg - Al	Chromite Mg - Al
SiO ₂	0,01	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,03	0,00
P ₂ O ₅	-	0,02	-	-	-	-	0,02	0,02
TiO ₂	0,09	0,15	0,13	0,09	0,13	0,13	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	27,06	32,56	24,68	37,40	34,98	23,34	35,91	23,10
Cr ₂ O ₃	37,05	32,85	39,21	27,82	30,20	40,69	29,31	41,17
MnO	0,34	0,26	0,31	0,20	0,22	0,26	0,16	0,27
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	23,34	21,76	24,39	19,44	20,54	24,27	20,01	24,98
Fe ₂ O ₃	4,38	3,48	4,24	3,42	3,23	3,59	3,44	4,56
NiO	0,15	0,16	0,06	0,14	0,17	0,01	0,15	0,10
MgO	10,75	12,01	9,75	13,80	12,88	9,21	13,37	9,40
CaO	0,07	0,05	0,02	0,07	0,02	0,06	0,02	0,04
Na ₂ O	-	0,01	0,04	0,02	-	0,03	0,02	0,04
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
Total	98,87	99,83	98,63	98,99	99,17	98,04	99,12	99,25
Si	-	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,00	1,15	0,93	1,29	1,23	0,89	1,25	0,87
Cr	0,92	0,78	0,99	0,65	0,71	1,04	0,69	1,04
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Mn(3+)	0,00	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,49	0,46	0,53	0,39	0,43	0,55	0,41	0,54
Fe(3+)	0,10	0,08	0,10	0,07	0,07	0,09	0,08	0,11
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,50	0,54	0,46	0,60	0,57	0,44	0,59	0,45
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	3,03	3,02	3,03	3,02	3,02	3,03	3,02	3,03
Mg#	0,51	0,54	0,47	0,61	0,57	0,45	0,59	0,45
Cr#	0,48	0,40	0,52	0,33	0,37	0,54	0,35	0,54

suite

Formation	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche
Affleurement	TGA017	TGA017	TGA017	TGA019	TGA019	TGA019	TGA019	TGA020
Echantillon	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA019B	TGA019E	TGA019E	TGA019E	TGA020A
Numéro d'analyse	TGA017A-16	TGA017A-15	TGA017A-14	TGA019B-6	TGA019E-2	TGA019E-3	TGA019E-4	TGA020A-7
Groupe minéral	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Espèce minérale	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite	Ferritchromite
SiO ₂	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	1,14	1,17	1,16	1,16	0,89	1,25	0,91	1,36
Al ₂ O ₃	0,74	0,71	0,68	0,46	0,36	0,23	0,28	0,08
Cr ₂ O ₃	39,60	40,60	40,51	19,67	13,83	12,93	15,44	25,04
MnO	0,53	0,53	0,53	0,45	0,26	0,30	0,31	0,64
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	52,10	51,00	51,49	71,02	77,23	77,62	75,17	67,40
Fe ₂ O ₃	26,36	25,04	25,51	47,06	53,37	53,71	51,57	41,29
NiO	0,23	0,21	0,20	0,23	0,31	0,26	0,34	0,23
MgO	2,25	2,18	2,09	1,96	1,48	1,54	1,59	0,95
CaO	0,02	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	0,03	-	-	-	-	-
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01
Total	99,26	98,94	99,26	99,67	99,73	99,55	99,23	99,86
Si	-	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05
Al	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	-
Cr	1,28	1,31	1,31	0,70	0,51	0,48	0,57	0,88
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,88	0,89	0,89	0,90	0,92	0,93	0,91	0,95
Fe(3+)	0,74	0,70	0,71	1,33	1,52	1,53	1,47	1,17
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,14	0,13	0,13	0,13	0,10	0,11	0,11	0,06
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	3,14	3,14	3,14	3,15	3,13	3,13	3,14	3,15
Mg#	0,13	0,13	0,13	0,13	0,10	0,10	0,11	0,06
Cr#	0,97	0,97	0,98	0,97	0,96	0,97	0,97	1,00

Tab. V-3 : compositions représentatives des pargasites identifiées dans les serpentinites de Pont de Barel. Formules structurales calculées d'après Locock (2014).

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA007C-32	TGA007C-33	TGA007C-85	TGA007C-86	TGA007C-87	TGA007C-88	TGA007C-89	TGA007C-91
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hastingsite	Magnésio-hastingsite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite
Structure-texture	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste
Habitus	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe
SiO ₂	42,96	42,82	44,35	44,14	43,71	44,32	45,03	43,83
P ₂ O ₅	-	0,02	0,02	-	0,03	-	0,03	0,03
TiO ₂	0,65	0,69	0,69	0,63	0,78	0,72	0,69	0,71
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	13,83	12,63	14,25	14,38	14,56	14,19	12,87	14,27
Cr ₂ O ₃	0,83	0,66	0,75	0,74	0,79	0,79	0,78	0,93
MnO	0,09	0,11	0,09	0,08	0,06	0,01	0,02	0,08
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	0,37	0,00	1,67	0,79	0,77	2,06	2,00	0,76
Fe ₂ O ₃ *	4,65	5,32	2,80	3,92	4,12	2,36	2,34	4,16
NiO	0,19	0,09	0,09	0,13	0,14	0,05	0,05	0,08
MgO	17,97	19,51	18,01	18,05	18,11	17,89	18,39	17,97
CaO	12,62	11,29	12,57	12,63	12,57	12,53	12,77	12,59
Na ₂ O	2,59	2,47	2,65	2,62	2,73	2,66	2,59	2,58
K ₂ O	0,10	0,08	0,11	0,08	0,10	0,10	0,08	0,11
H ₂ O+	2,12	2,13	2,13	2,13	2,12	2,13	2,13	2,13
Total	98,97	97,80	100,18	100,30	100,59	99,83	99,76	100,23
(T)Si	6,14	6,17	6,24	6,20	6,13	6,26	6,36	6,17
(T)P	-	0,00	0,00	-	0,00	-	0,00	0,00
(T)Be	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Al	1,86	1,83	1,76	1,80	1,87	1,74	1,64	1,83
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
(C)Ti	0,07	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08
(C)Al	0,47	0,32	0,60	0,58	0,54	0,62	0,50	0,54
(C)Cr	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10
(C)Mn ³⁺	-	0,01	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	0,50	0,58	0,30	0,41	0,44	0,25	0,25	0,44
(C)Ni	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
(C)Mn ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ²⁺	0,02	-	0,16	0,07	0,05	0,20	0,21	0,06
(C)Mg	3,83	3,94	3,78	3,78	3,79	3,76	3,87	3,77
C sous total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
(B)Mn ²⁺	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
(B)Fe ²⁺	0,02	-	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03
(B)Mg	-	0,25	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,93	1,74	1,90	1,90	1,89	1,90	1,93	1,90
(B)Na	0,04	0,00	0,06	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06
B sous total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,68	0,69	0,67	0,65	0,68	0,67	0,67	0,64
(A)K	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
A sous total	0,70	0,70	0,69	0,66	0,70	0,69	0,69	0,66
O(non-W)	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
(W)OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-	-	-	-
W sous total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
(A)Na + (B)Na	0,718	0,689	0,723	0,713	0,743	0,728	0,708	0,704
Moyenne					0,72			

Tab. V-4 : compositions représentatives des trémolites identifiées dans les serpentinites de la Butte de la Roche
Formules structurales calculées d'après Locock (2014)

Formation	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche
Affleurement	TGA292	TGA292	TGA292	TGA292	TGA292
Echantillon	TGA292A	TGA292A	TGA292A	TGA292A	TGA292A
Numéro d'analyse	TGA292A-10	TGA292A-12	TGA292A-6	TGA292A-8	TGA292A-9
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Trémolite	Trémolite	Magnésio-horblende	Trémolite	Trémolite
Structure-texture	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste
Habitus	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe
SiO ₂	54,900	55,920	54,450	54,920	56,360
P ₂ O ₅	-	0,020	-	0,020	-
TiO ₂	0,250	0,260	0,190	0,210	0,110
ZrO ₂	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	4,860	4,130	4,920	5,140	3,770
Cr ₂ O ₃	0,650	0,210	0,460	0,690	0,100
MnO	0,100	0,050	0,130	0,060	0,070
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-
FeO*	2,760	2,740	1,484	2,990	2,710
Fe ₂ O ₃ *	-	-	1,474	-	-
NiO	0,100	0,130	0,110	0,070	0,130
MgO	21,620	21,800	21,320	21,420	21,960
CaO	12,400	12,640	12,350	12,670	12,480
Na ₂ O	0,510	0,430	0,530	0,510	0,400
K ₂ O	0,140	0,080	0,070	0,160	0,070
H ₂ O+	2,180	2,190	2,190	2,180	2,190
Total	100,470	100,600	99,678	101,040	100,350
(T)Si	7,511	7,622	7,494	7,483	7,687
(T)P	-	0,001	-	0,001	-
(T)Be	0,489	0,377	0,506	0,515	0,313
(T)Al	-	-	-	-	-
(T)Ti	-	-	-	-	-
(T)Fe ³⁺	8,000	8,000	8,000	7,999	8,000
T sous total	-	-	-	-	-
(C)Ti	0,026	0,027	0,020	0,022	0,011
(C)Al	0,295	0,286	0,292	0,310	0,293
(C)Cr	0,070	0,023	0,050	0,074	0,011
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	-	-	-	-	-
(C)Ni	0,011	0,014	0,012	0,008	0,014
(C)Mn ²⁺	-	-	-	-	-
(C)Fe ²⁺	0,189	0,221	0,098	0,235	0,206
(C)Mg	4,410	4,429	4,375	4,351	4,465
C sous total	5,001	5,000	5,000	5,000	5,000
(B)Mn ²⁺	0,012	0,006	0,015	0,007	0,008
(B)Fe ²⁺	0,127	0,092	0,072	0,105	0,103
(B)Mg	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,818	1,846	1,821	1,850	1,824
(B)Na	0,044	0,057	0,091	0,038	0,065
B sous total	2,001	2,001	1,999	2,000	2,000
(A)Ca	-	-	-	-	-
(A)Na	0,092	0,057	0,050	0,097	0,040
(A)K	0,024	0,014	0,012	0,028	0,012
A sous total	0,116	0,071	0,062	0,125	0,052
O(non-W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
(W)OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)F	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-
W sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Somme T,C,B,A	15,118	15,072	15,061	15,124	15,052
Mg#	0,933	0,934	0,963	0,928	0,935

Tab. V-5 : compositions représentatives des lizardites pseudomorphiques identifiées dans les serpentinites de Pont de Barel. Formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes.

Formation	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel
Affleurement	TGA137	TGA137	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140
Echantillon	TGA137A	TGA137A	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C
Numéro d'analyse	TGA137A-9	TGA137A-8	TGA140C-13	TGA140C-12	TGA140C-11	TGA140C-10	TGA140C-9	TGA140C-8
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Maille/Cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/périphérie	Maille/périphérie
SiO ₂	41,76	42,20	43,16	43,53	42,95	42,79	43,70	43,15
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,05	-	-	0,04
TiO ₂	-	0,02	0,03	0,03	0,06	0,05	0,04	-
Al ₂ O ₃	1,61	1,76	0,68	1,06	0,68	0,51	0,59	0,52
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,05	0,14	0,07	0,08	0,00	0,09	0,01	0,01
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	3,82	4,36	2,70	2,85	1,88	3,80	1,78	1,79
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,28	0,27	0,17	0,25	0,25	0,32	0,19	0,19
MgO	37,04	36,72	38,69	38,41	40,19	37,85	39,91	39,75
CaO	0,06	0,06	0,10	0,10	0,06	0,02	0,03	0,06
Na ₂ O	-	-	0,02	-	0,02	-	0,03	0,03
K ₂ O	-	-	-	-	-	0,01	-	0,02
H ₂ O+								
Total	84,62	85,53	85,61	86,31	86,14	85,45	86,28	85,54
Si	2,01	2,02	2,04	2,04	2,02	2,04	2,04	2,04
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,09	0,10	0,04	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	0,01	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,15	0,17	0,11	0,11	0,07	0,15	0,07	0,07
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	2,66	2,62	2,73	2,69	2,81	2,70	2,78	2,80
Ca	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,94	4,93	4,94	4,92	4,96	4,94	4,94	4,95
Mg#	0,95	0,94	0,96	0,96	0,97	0,95	0,98	0,98

suite

Formation	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel	Serpentinites de Pont deBarel
Affleurement	TGA140	TGA028	TGA028	TGA119	TGA119	TGA119	TGA007C	TGA007
Echantillon	TGA140C	TGA028A	TGA028A	TGA119A	TGA119A	TGA119A	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA140C-7	TGA028A-5	TGA028A-4	TGA119A-3	TGA119A-3	TGA119A-3	TGA007C-34	TGA007C-35
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	TGA119A-3	TGA119A-3	TGA119A-3	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Maille/périphérie	Maille-sablier	Maille-sablier	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/périphérie	Bastite d'amphibole	Bastite de Pyroxène
SiO2	43,20	41,33	42,05	43,74	43,74	43,84	39,09	40,68
P2O5	-	0,01	0,02	-	-	-	-	-
TiO2	-	0,02	0,03	0,02	-	0,03	0,17	0,06
Al2O3	0,68	0,53	0,49	0,21	0,20	0,15	3,13	1,76
Cr2O3	-	-	-	-	-	0,01	0,18	0,09
MnO	0,02	0,06	0,08	0,02	0,06	0,03	0,13	0,06
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	1,86	4,39	4,07	4,19	4,37	4,17	10,47	3,77
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,16	0,47	0,39	0,52	0,53	0,55	0,06	5,78
MgO	39,46	33,94	34,89	37,94	38,10	38,15	32,86	35,52
CaO	0,04	0,18	0,16	0,21	0,18	0,16	0,08	0,14
Na2O	0,03	0,04	0,00	0,01	-	0,01	-	-
K2O	0,01	0,01	0,02	-	-	0,01	0,01	0,02
H2O+								
Total	85,47	80,98	82,22	86,85	87,18	87,11	86,17	87,89
Si	2,04	2,09	2,09	2,06	2,06	2,06	1,92	1,96
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,18	0,10
Cr	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Mn	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,07	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,43	0,15
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,22
Mg	2,78	2,56	2,58	2,66	2,67	2,67	2,41	2,55
Ca	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,94	4,90	4,90	4,93	4,94	4,94	4,98	4,99
Mg#	0,97	0,93	0,94	0,94	0,94	0,94	0,85	0,94

Tab. V-6 : compositions représentatives des lizardites pseudomorphiques identifiées dans les serpentinites de la Butte de la Roche. Formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes

Formation	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche
Affleurement	TGA292	TGA017	TGA017	TGA019	TGA019	TGA019	TGA292	TGA017
Echantillon	TGA292A	TGA017A	TGA017A	TGA019B	TGA019B	TGA019B	TGA292A	TGA017A
Numéro d'analyse	TGA292A-11	TGA017A-11	TGA017A-10	TGA019B-10	TGA019B-9	TGA019B-8	TGA292A-7	TGA017A-6
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Maille	Maille	Maille	Maille	Maille	Bastite de pyroxène	Bastite de pyroxène	Bastite de pyroxène
SiO ₂	41,90	43,68	44,32	43,28	42,25	42,40	41,19	41,77
P ₂ O ₅	0,03	0,01	-	0,01	0,02	-	0,04	-
TiO ₂	0,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,11	0,05
Al ₂ O ₃	0,11	0,29	0,03	0,26	0,23	0,80	0,99	0,41
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,13	0,07
MnO	0,10	0,04	0,03	0,13	0,05	0,04	0,17	0,03
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	5,89	1,85	4,47	2,43	2,33	1,80	8,49	7,61
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,37	0,46	0,38	0,17	0,23	0,06	0,17	0,25
MgO	37,02	40,53	36,67	35,39	34,81	42,16	33,67	33,71
CaO	0,13	0,03	0,10	0,14	0,16	0,12	0,18	0,29
Na ₂ O	0,03	-	-	0,01	0,02	-	0,05	-
K ₂ O	0,00	-	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01
H ₂ O+								
Total	85,62	86,89	86,04	81,88	80,12	87,42	85,20	84,20
Si	2,03	2,03	2,10	2,13	2,12	1,97	2,03	2,06
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,06	0,02
Cr	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Mn	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,24	0,07	0,18	0,10	0,10	0,07	0,35	0,31
Fe(3+)								
Ni	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	2,67	2,81	2,59	2,60	2,61	2,92	2,47	2,48
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,97	4,96	4,90	4,86	4,87	5,01	4,94	4,92
Mg#	0,92	0,98	0,94	0,96	0,96	0,98	0,88	0,89

Tab. V-7 : compositions représentatives des lizardites du réseau R1 (veines faiblement ouvertes) identifiées dans les serpentinites de Pont de Barel. Formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes

Formation	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée
SiO2	43,41	43,55	43,66	43,60	42,86	43,01	42,90	43,51
P2O5	-	-	0,04	-	-	-	0,03	-
TiO2	0,05	-	0,06	-	-	-	0,05	0,05
Al2O3	1,18	0,95	0,92	0,88	1,34	1,35	1,34	1,31
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,03	0,11	0,01	0,04	0,07	0,05	0,07	0,07
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2,43	2,52	2,35	2,16	3,40	3,27	3,19	2,84
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,04	0,05	0,01	0,02	0,05	0,01	0,05	0,08
MgO	40,11	40,17	39,94	40,92	39,44	39,27	39,69	40,05
CaO	0,03	0,06	0,03	0,04	0,06	0,01	0,04	0,01
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-
K2O	-	0,01	-	0,01	-	0,01	-	-
H2O+								
Total	87,27	87,41	87,01	87,68	87,21	86,99	87,36	87,91
Si	2,01	2,02	2,03	2,01	2,00	2,01	2,00	2,01
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,09	0,10	0,09	0,08	0,13	0,13	0,12	0,11
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,77	2,78	2,77	2,82	2,75	2,74	2,76	2,76
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,95	4,96	4,94	4,96	4,96	4,95	4,96	4,95
Mg#	0,97	0,97	0,97	0,97	0,95	0,96	0,96	0,96

suite

Formation	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée
SiO2	43,17	43,06	43,33	43,09	43,23	43,10	42,98	43,20
P2O5	0,05	-	0,06	-	-	-	0,02	-
TiO2	-	-	0,02	0,07	-	-	-	-
Al2O3	1,17	1,22	1,20	1,27	1,35	1,45	1,44	1,38
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,02	0,07	0,06
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2,96	2,87	2,87	2,98	2,97	3,05	2,96	2,90
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,08	0,02	0,02	0,04	0,02	0,12	0,00	0,10
MgO	39,69	40,23	39,85	39,52	39,55	39,54	39,18	39,61
CaO	0,02	0,03	0,05	0,03	0,01	0,05	0,02	0,00
Na2O	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	-
K2O	-	-	0,01	-	-	-	-	-
H2O+	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	87,20	87,50	87,44	87,09	87,21	87,33	86,67	87,25
Si	2,01	2,00	2,01	2,01	2,01	2,01	2,01	2,01
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,76	2,79	2,76	2,75	2,75	2,74	2,73	2,75
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,95	4,97	4,95	4,95	4,95	4,95	4,95	4,95
Mg#	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96

suite

Formation	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24	TGA007C-24
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée
SiO2	43,15	43,03	43,05	43,32	43,23	43,22	42,77
P2O5	-	-	-	0,03	0,01	-	-
TiO2	-	-	0,03	-	-	0,04	-
Al2O3	1,27	1,38	1,34	1,24	1,24	1,31	1,42
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,08	0,03	0,06	0,08	0,03	0,05	0,12
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2,78	2,79	3,03	2,88	2,89	3,10	4,62
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,06	0,00	0,06
MgO	39,57	39,34	39,81	39,70	39,43	39,46	37,66
CaO	0,05	0,01	0,01	0,04	0,04	0,03	0,08
Na2O	-	-	0,01	0,01	0,01	-	-
K2O	-	-	0,01	0,01	-	-	-
H2O+							
Total	86,94	86,60	87,36	87,33	86,95	87,23	86,74
Si	2,01	2,01	2,00	2,01	2,02	2,01	2,02
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,12	0,18
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,75	2,75	2,76	2,75	2,74	2,74	2,65
Ca	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,95	4,95	4,96	4,95	4,95	4,95	4,94
Mg#	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,94

Tab. V-8 : compositions représentatives des lizardites du réseau R1 (veines fortement ouvertes) identifiées dans les serpentinites de Pont de Barel. Formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes

Formation	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA028	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA028A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A
Numéro d'analyse	TGA007C-23	TGA007C-26	TGA028A-6	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée
SiO ₂	43,62	42,92	41,90	42,95	35,62	37,33	43,52	42,87	43,58	34,87
P ₂ O ₅	0,02	0,01	-	-	-	-	0,01	-	-	-
TiO ₂	0,01	-	0,06	0,04	0,19	0,47	-	0,04	-	1,15
Al ₂ O ₃	1,06	1,08	0,44	1,83	8,40	8,14	2,30	2,48	1,38	9,96
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,18	0,46	0,84	-	0,10	0,04	1,14
MnO	0,05	0,06	0,10	0,09	0,10	0,11	0,09	0,06	0,05	0,21
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2,37	2,82	5,45	4,29	7,89	7,76	8,01	4,33	3,25	6,87
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,06	0,05	0,15	0,13	0,21	0,07	0,54	0,13	0,21	0,13
MgO	40,67	39,53	35,61	35,33	33,01	30,59	29,72	35,38	37,14	29,88
CaO	0,06	0,07	0,10	0,12	0,07	0,82	0,28	0,10	0,07	0,73
Na ₂ O	-	-	-	0,01	-	0,12	-	-	0,02	0,01
K ₂ O	0,01	-	0,08	0,02	0,02	0,01	-	0,01	-	-
H ₂ O+										
Total	87,92	86,53	83,88	84,99	85,96	86,26	84,46	85,51	85,75	84,96
Si	2,01	2,01	2,06	2,06	1,74	1,81	2,13	2,04	2,06	1,72
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	0,01	0,02	-	-	-	0,04
Al	0,06	0,06	0,03	0,10	0,48	0,47	0,13	0,14	0,08	0,58
Cr	-	-	-	0,01	0,02	0,03	0,00	-	-	0,04
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,09	0,11	0,22	0,17	0,32	0,32	0,33	0,17	0,13	0,28
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,02	-	0,01	0,01
Mg	2,79	2,77	2,60	2,53	2,41	2,22	2,17	2,51	2,62	2,20
Ca	-	-	0,01	0,01	-	0,04	0,01	0,01	-	0,04
Na	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,96	4,96	4,93	4,89	5,00	4,92	4,80	4,89	4,90	4,92
Mg#	0,97	0,96	0,92	0,94	0,88	0,88	0,87	0,94	0,95	0,89

suite

Formation	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137
Echantillon	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A
Numéro d'analyse	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée
SiO2	43,66	43,53	43,19	38,69	42,30	42,81	41,00	41,29	43,27	40,81
P2O5	-	0,04	-	-	-	-	0,02	0,01	-	-
TiO2	0,02	0,04	-	0,10	0,03	0,03	-	0,05	0,04	0,08
Al2O3	1,63	1,56	1,33	6,29	1,80	1,14	3,13	2,49	1,44	3,70
Cr2O3	-	-	-	1,11	-	-	-	-	-	-
MnO	0,08	0,07	0,05	0,09	0,08	0,04	0,10	0,06	0,10	0,04
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	5,47	4,81	3,45	4,80	4,22	2,94	8,54	6,10	3,03	5,33
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,30	0,28	0,18	0,07	0,25	0,16	0,01	-	0,08	0,18
MgO	34,24	35,29	36,97	34,58	36,53	38,62	33,10	36,01	37,92	36,10
CaO	0,18	0,15	0,09	0,11	0,07	0,05	0,02	0,02	0,05	0,06
Na2O	0,01	-	0,01	0,01	-	-	0,01	-	0,01	-
K2O	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	0,01
H2O+										
Total	85,60	85,77	85,26	85,85	85,29	85,80	85,94	86,04	85,95	86,32
Si	2,09	2,07	2,06	1,86	2,03	2,03	1,99	1,98	2,04	1,95
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,09	0,09	0,07	0,36	0,10	0,06	0,18	0,14	0,08	0,21
Cr	-	-	-	0,04	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,22	0,19	0,14	0,19	0,17	0,12	0,35	0,24	0,12	0,21
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	-	-	-	0,01
Mg	2,44	2,50	2,62	2,48	2,61	2,72	2,40	2,58	2,67	2,57
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,87	4,88	4,91	4,94	4,92	4,94	4,92	4,95	4,92	4,95
Mg#	0,92	0,93	0,95	0,93	0,94	0,96	0,87	0,91	0,96	0,92

suite

Formation	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137
Echantillon	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A
Numéro d'analyse	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11	TGA137A-11
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée	Veine cisailée
SiO2	41,96	42,75	36,05	42,92	43,96	42,31	43,40	44,16	37,15	44,98
P2O5	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,02
TiO2	0,08	0,02	0,09	0,03	0,03	0,03	0,03	0,07	0,24	0,05
Al2O3	2,44	2,33	2,99	0,59	1,86	2,39	0,86	1,95	6,70	1,41
Cr2O3	0,17	0,07	0,10	-	0,02	-	-	-	0,54	-
MnO	0,07	0,08	0,13	0,04	0,09	0,05	0,08	0,09	0,20	0,12
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	5,61	3,69	18,59	7,37	5,76	5,86	2,87	6,07	9,03	7,73
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,07	0,17	0,26	0,08	0,22	0,15	0,19	0,30	0,05	0,46
MgO	36,01	37,24	31,62	36,11	34,93	35,61	39,14	34,10	32,31	31,98
CaO	0,08	0,04	0,12	0,11	0,16	0,09	0,03	0,24	0,06	0,27
Na2O	-	0,01	-	-	-	0,02	-	0,01	0,01	0,03
K2O	-	-	0,02	-	-	0,01	-	0,02	-	0,01
H2O+										
Total	86,48	86,41	89,96	87,26	87,03	86,52	86,59	87,00	86,29	87,07
Si	2,00	2,01	1,79	2,04	2,07	2,01	2,03	2,08	1,82	2,13
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Al	0,14	0,13	0,18	0,03	0,10	0,13	0,05	0,11	0,39	0,08
Cr	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-
Mn	-	-	0,01	-	-	-	-	-	0,01	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,22	0,15	0,77	0,29	0,23	0,23	0,11	0,24	0,37	0,31
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,02
Mg	2,55	2,62	2,34	2,56	2,45	2,53	2,73	2,40	2,36	2,26
Ca	-	-	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	-	0,01
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,93	4,92	5,12	4,94	4,88	4,92	4,94	4,86	4,97	4,82
Mg#	0,92	0,95	0,75	0,90	0,92	0,92	0,96	0,91	0,86	0,88

Tab. V-9 : compositions représentatives du chrysotile du réseau R2 identifiées dans les serpentinites de Pont de Barel. Formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA007C-24	TGA007C-25	TGA007C-27	TGA007C-28	TGA007C-79	TGA007C-79	TGA007C-79	TGA007C-79	TGA007C-79	TGA007C-79	TGA007C-79	TGA007C-79	TGA007C-79	TGA007C-79
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile
Structure-texture	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive
SiO2	41,58	42,46	41,78	42,42	40,16	40,69	41,15	40,67	40,74	39,83	40,13	40,69	40,66	40,69
P2O5	-	0,02	0,02	-	0,02	-	-	0,02	-	-	0,01	-	-	-
TiO2	0,04	-	-	-	0,03	0,05	0,01	0,02	0,01	-	0,02	0,08	0,04	-
Al2O3	1,53	0,64	0,74	0,89	1,95	1,82	1,72	1,78	1,60	2,09	1,85	1,69	2,00	1,64
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,10	0,09	0,16	0,12	0,17	0,12	0,12	0,14	0,14	0,15	0,16	0,15	0,15	0,16
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	7,27	7,93	9,41	7,56	11,79	11,50	12,16	11,04	11,71	11,71	12,48	12,19	11,64	11,97
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	0,05	-	-	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,01	-	0,04	-
MgO	35,63	34,71	33,02	35,12	30,46	31,72	31,20	30,92	31,05	30,95	30,81	31,11	31,14	31,25
CaO	0,04	0,12	0,07	0,08	0,13	0,06	0,10	0,07	0,10	0,15	0,09	0,09	0,11	0,08
Na2O	-	-	-	-	-	-	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01	-	0,01	-
K2O	0,01	0,01	-	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02
H2O+														
Total	86,20	86,03	85,21	86,19	84,75	86,00	86,49	84,72	85,39	85,00	85,60	86,01	85,80	85,80
Si	2,00	2,05	2,06	2,04	2,02	2,01	2,02	2,03	2,03	2,00	2,00	2,02	2,01	2,02
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,09	0,04	0,04	0,05	0,12	0,11	0,10	0,11	0,09	0,12	0,11	0,10	0,12	0,10
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,29	0,32	0,39	0,30	0,49	0,48	0,50	0,46	0,49	0,49	0,52	0,50	0,48	0,50
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,56	2,50	2,42	2,52	2,28	2,33	2,29	2,30	2,30	2,31	2,29	2,30	2,30	2,31
Ca	-	0,01	-	-	0,01	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	0,01	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,95	4,93	4,92	4,93	4,92	4,94	4,93	4,92	4,93	4,95	4,94	4,93	4,93	4,93
Mg#	0,90	0,89	0,86	0,89	0,82	0,83	0,82	0,83	0,83	0,82	0,81	0,82	0,83	0,82

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA119	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137	TGA137
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA119A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A	TGA137A
Numéro d'analyse	TGA007C-81	TGA007C-84	TGA007C-84	TGA007C-84	TGA007C-90	TGA119A-2	TGA137A-10	TGA137A-2	TGA137A-2	TGA137A-2	TGA137A-2	TGA137A-3	TGA137A-3	TGA137A-3
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile
Structure-texture	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive
SiO2	40,42	41,81	42,10	42,85	41,62	46,46	41,67	43,29	42,79	42,29	42,23	43,67	43,23	43,50
P2O5	-	-	-	-	0,02	-	-	-	0,01	-	-	0,03	0,01	-
TiO2	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,04	0,01
Al2O3	1,08	0,47	0,46	0,78	1,23	0,29	2,16	0,94	0,91	0,86	0,98	0,45	0,45	0,41
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
MnO	0,11	0,18	0,11	0,07	0,12	0,09	0,03	0,10	0,13	0,08	0,12	0,02	0,07	0,04
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	11,02	8,98	8,79	7,42	7,08	3,04	4,89	8,08	7,58	7,82	7,63	6,83	6,65	6,66
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	0,01	0,22	-	0,03	0,02	-	-	0,03	0,03	0,02
MgO	33,50	33,60	34,52	35,53	36,86	38,42	37,40	34,52	34,56	34,76	34,48	37,33	36,62	36,80
CaO	0,01	0,08	0,06	0,05	0,09	0,15	0,00	0,09	0,07	0,10	0,09	0,03	0,09	0,06
Na2O	-	0,01	-	0,03	-	0,01	0,02	-	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
K2O	-	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	-	-	0,01	-	0,01	-	-	0,01
H2O+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	86,15	85,14	86,05	86,79	87,03	88,69	86,22	87,05	86,13	85,92	85,64	88,43	87,22	87,53
Si	1,99	2,06	2,05	2,05	1,99	2,12	1,98	2,07	2,06	2,05	2,05	2,04	2,05	2,05
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,06	0,03	0,03	0,04	0,07	0,02	0,12	0,05	0,05	0,05	0,06	0,02	0,03	0,02
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	0,01	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,45	0,37	0,36	0,30	0,28	0,12	0,19	0,32	0,31	0,32	0,31	0,27	0,26	0,26
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,46	2,46	2,50	2,53	2,63	2,61	2,65	2,46	2,48	2,51	2,49	2,60	2,59	2,59
Ca	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,98	4,93	4,94	4,93	4,98	4,88	4,96	4,91	4,91	4,93	4,92	4,94	4,94	4,94
Mg#	0,84	0,87	0,88	0,90	0,90	0,96	0,93	0,88	0,89	0,89	0,89	0,91	0,91	0,91

Suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA137	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140	TGA140
Echantillon	TGA137A	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C	TGA140C
Numéro d'analyse	TGA137A-3	TGA140C-2	TGA140C-3	TGA140C-4	TGA140C-4	TGA140C-4	TGA140C-4	TGA140C-4	TGA140C-4	TGA140C-6	TGA140C-6	TGA140C-6	TGA140C-6
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile
Structure-texture	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive
SiO2	43,64	44,39	44,46	43,22	42,97	44,77	44,81	44,60	44,34	43,68	43,76	44,14	44,06
P2O5	0,03	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,03	-	0,01
TiO2	0,02	0,08	0,01	-	0,01	-	0,05	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	-
Al2O3	0,44	0,59	0,61	0,40	0,58	0,72	0,61	0,62	0,81	0,84	0,82	0,71	0,81
Cr2O3	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,04	0,05	0,02	0,00	0,02	0,05	0,07	0,08	0,03	0,06	0,10	0,06	0,06
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	6,63	1,93	1,87	1,84	2,53	2,08	2,34	1,95	2,39	2,58	2,50	2,43	2,49
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	0,03	0,03	0,26	0,31	0,14	0,07	0,11	0,03	0,06	0,04	-	0,03
MgO	36,82	36,03	39,48	39,67	38,91	39,53	39,23	39,47	39,75	38,71	39,22	39,87	40,06
CaO	0,06	0,05	0,09	0,02	0,07	0,08	0,08	0,08	0,05	0,06	0,12	0,05	0,06
Na2O	0,02	-	0,01	-	0,01	-	0,01	0,01	0,03	-	-	0,01	-
K2O	-	0,01	-	0,02	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-	-
H2O+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	87,70	83,16	86,57	85,44	85,41	87,37	87,29	86,93	87,47	86,00	86,59	87,28	87,59
Si	2,05	2,14	2,07	2,04	2,04	2,07	2,07	2,07	2,05	2,05	2,04	2,04	2,04
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,26	0,08	0,07	0,07	0,10	0,08	0,09	0,08	0,09	0,10	0,10	0,09	0,10
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,58	2,59	2,74	2,80	2,75	2,72	2,70	2,73	2,74	2,71	2,73	2,75	2,76
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,93	4,84	4,92	4,95	4,94	4,92	4,91	4,92	4,93	4,92	4,93	4,94	4,94
Mg#	0,91	0,97	0,97	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007	TGA007
Echantillon	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C	TGA007C
Numéro d'analyse	TGA007C-82	TGA007C-82	TGA007C-82	TGA007C-82	TGA007C-82	TGA007C-83	TGA007C-83	TGA007C-83
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile
Structure-texture	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive
SiO2	39,12	39,40	39,17	39,81	38,97	38,67	38,69	38,77
P2O5	0,03	-	0,01	-	-	0,03	-	-
TiO2	-	0,02	0,02	0,06	0,03	-	0,05	0,05
Al2O3	0,59	0,55	0,73	0,53	0,39	1,99	2,10	1,97
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,10	0,11	0,17	0,11	0,11	0,18	0,17	0,17
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	7,74	7,84	7,73	7,50	7,81	9,26	8,97	9,75
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,03	-	-	-	-	0,01	-	0,05
MgO	28,92	29,23	29,07	29,76	29,27	27,64	27,70	27,01
CaO	0,10	0,07	0,11	0,07	0,08	0,03	0,08	0,09
Na2O	0,02	-	-	-	0,01	0,02	0,02	0,02
K2O	-	-	0,01	-	-	0,02	-	0,02
H2O+	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	76,64	77,20	77,01	77,84	76,66	77,86	77,78	77,90
Si	2,12	2,12	2,11	2,12	2,11	2,08	2,08	2,09
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02	0,13	0,13	0,12
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,35	0,35	0,35	0,33	0,35	0,42	0,40	0,44
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,34	2,35	2,34	2,36	2,37	2,22	2,22	2,17
Ca	0,01	-	0,01	-	-	-	-	0,01
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,86	4,86	4,86	4,86	4,87	4,86	4,85	4,85
Mg#	0,87	0,87	0,87	0,88	0,87	0,84	0,85	0,83

Tab. V-10 : compositions représentatives du chrysotile du réseau R2 identifiées dans les serpentinites de la Butte de la Roche. Formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes

Localité	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche	Serpentinites de la Butte de la Roche
Affleurement	TGA020	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017	TGA017
Echantillon	TGA020A-2	TGA017A-9	TGA017A-12	TGA017A-12	TGA017A-12	TGA017A-12	TGA017A-12	TGA017A-12	TGA017A-12	TGA017A-12	TGA017A-12	TGA017A-12	TGA017A-5	TGA017A-7
Numéro d'analyse	TGA020A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A	TGA017A
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile
Structure-texture	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive	Veine extensive
SiO2	43,68	43,65	43,67	43,95	45,05	43,87	44,46	44,68	44,18	44,11	44,23	44,46	42,97	44,23
P2O5	-	-	0,02	-	0,02	-	0,02	-	-	-	-	0,03	0,01	0,01
TiO2	0,03	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,03	0,00	0,01
Al2O3	0,62	0,48	2,29	1,94	0,93	1,12	1,16	1,13	0,92	1,41	1,61	1,02	1,10	0,43
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,09	0,07	0,07	0,12	0,04	0,11	0,10	0,10	0,13	0,11	0,08	0,09	0,09	0,04
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	5,06	3,67	4,52	4,43	4,32	4,53	4,60	4,50	4,41	4,28	4,32	4,42	5,43	5,92
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,30	0,11	0,15	0,20	0,13	0,19	0,10	0,16	0,26	0,24	0,16	0,18	0,16	0,23
MgO	35,35	36,93	31,19	32,67	34,17	33,14	34,24	32,54	33,89	36,02	33,15	33,52	32,87	33,42
CaO	0,04	0,08	0,11	0,11	0,13	0,13	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,17	0,18	0,19
Na2O	0,01	-	-	0,01	-	-	0,02	-	0,01	-	0,02	0,01	0,01	-
K2O	0,05	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,05
H2O+	14,70	14,98	17,95	16,54	15,12	16,87	15,12	16,73	15,97	13,64	16,20	16,05	17,13	15,48
Total	85,30	85,02	82,05	83,46	84,88	83,13	84,88	83,27	84,03	86,37	83,80	83,95	82,87	84,52
Si	2,10	2,08	2,15	2,13	2,15	2,14	2,13	2,17	2,14	2,08	2,14	2,15	2,12	2,14
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,03	0,03	0,13	0,11	0,05	0,06	0,07	0,06	0,05	0,08	0,09	0,06	0,06	0,02
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,20	0,15	0,19	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,22	0,24
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	2,53	2,63	2,29	2,37	2,43	2,41	2,44	2,36	2,44	2,53	2,39	2,41	2,42	2,41
Ca	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,89	4,90	4,78	4,81	4,82	4,83	4,84	4,80	4,84	4,88	4,82	4,82	4,85	4,85
Mg#	0,93	0,95	0,92	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,94	0,93	0,93	0,92	0,91

Tab. V-11 : compositions représentatives des spinelles identifiés dans les serpentinites de l'Orgerais. Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygène.

Formation	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais
Affleurement	TGA008	TGA008	TGA008	TGA008	TGA008	TGA008	TGA008	TGA008	TGA008
Echantillon	TGA008B	TGA008B	TGA008B	TGA008B	TGA008B	TGA008B	TGA008B	TGA008B	TGA008B
Numéro d'analyse	TGA008B-51	TGA008B-43	TGA008B-48	TGA008B-52	TGA008B-53	TGA008B-49	TGA008B-50	TGA008B-47	TGA008B-46
Groupe minéral	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle	Spinelle
Espèce minérale	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite
SiO ₂	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,06
P ₂ O ₅	-	0,02	-	0,03	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,10	0,04	0,03	0,08	0,07	0,11	0,00	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	25,56	21,41	24,61	25,47	19,77	25,22	24,87	24,59	22,86
Cr ₂ O ₃	42,69	46,32	43,58	43,07	40,52	42,94	43,02	43,54	41,90
MnO	0,19	0,29	0,25	0,16	0,34	0,25	0,22	0,25	0,29
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	20,67	22,63	20,82	20,82	28,78	21,16	21,11	21,06	24,22
Fe ₂ O ₃	1,55	2,10	1,60	1,28	8,32	1,72	1,52	2,05	5,04
NiO	0,02	0,06	0,06	0,02	0,02	0,06	0,01	0,08	0,07
MgO	11,04	9,42	10,64	10,69	8,61	10,72	10,35	10,88	10,26
CaO	-	-	0,03	-	0,04	-	0,01	-	0,02
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	-	0,01	-	-	-	-	0,02	-	-
Total	100,46	100,42	100,19	100,46	99,02	100,68	99,79	100,71	100,24
Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,93	0,80	0,90	0,93	0,77	0,92	0,91	0,90	0,85
Cr	1,04	1,16	1,07	1,05	1,06	1,05	1,06	1,06	1,05
Mn	-	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,49	0,55	0,50	0,51	0,58	0,50	0,51	0,49	0,51
Fe(3+)	0,04	0,05	0,04	0,03	0,20	0,04	0,04	0,05	0,12
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,51	0,45	0,49	0,49	0,43	0,49	0,48	0,50	0,48
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	3,01	3,01	3,01	3,01	3,06	3,01	3,01	3,01	3,04
Mg#	0,51	0,45	0,50	0,49	0,43	0,49	0,48	0,50	0,49
Cr#	0,53	0,59	0,54	0,53	0,58	0,53	0,54	0,54	0,55

suite

Formation	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais
Affleurement	TGA009	TGA009	TGA009	TGA009	TGA009	TGA009	TGA009	TGA009	TGA009
Echantillon	TGA009C	TGA009C	TGA009C	TGA009C	TGA009C	TGA009C	TGA009C	TGA009C	TGA009C
Numéro d'analyse	TGA009C-37	TGA009C-32	TGA009C-33	TGA009C-34	TGA009C-35	TGA009C-30	TGA009C-36	TGA009C-31	TGA009C-38
Groupe minéral	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle	Spinnelle
Espèce minérale	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite
SiO2	0,01	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
TiO2	0,05	0,10	0,02	0,02	0,05	0,01	0,00	0,07	0,04
Al2O3	29,09	24,15	24,24	24,38	27,40	29,64	30,63	28,43	26,12
Cr2O3	37,17	42,87	42,75	42,59	39,47	37,02	37,00	38,38	40,90
MnO	0,30	0,28	0,28	0,17	0,25	0,22	0,24	0,28	0,29
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	22,64	22,26	22,46	21,99	21,91	21,11	21,16	21,21	22,23
Fe2O3	2,67	2,89	3,08	2,14	2,93	3,16	2,37	2,92	2,71
NiO	0,08	0,03	0,00	0,02	0,07	0,01	0,12	0,04	0,09
MgO	10,48	10,55	10,47	10,12	11,09	11,93	11,59	11,62	10,53
CaO	-	-	0,02	-	-	-	-	-	0,01
Na2O	0,01	-	-	-	0,04	-	-	-	-
K2O	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01	0,02	-	0,01
Total	100,11	100,54	100,57	99,51	100,65	100,27	101,00	100,31	100,49
Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,05	0,89	0,89	0,90	0,99	1,06	1,08	1,02	0,95
Cr	0,90	1,06	1,05	1,06	0,96	0,89	0,88	0,93	1,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,51	0,51	0,51	0,52	0,49	0,46	0,47	0,47	0,51
Fe(3+)	0,06	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,05	0,07	0,06
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,48	0,49	0,49	0,47	0,51	0,54	0,52	0,53	0,49
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	3,02	3,02	3,02	3,02	3,02	3,02	3,02	3,02	3,02
Mg#	0,48	0,49	0,49	0,47	0,51	0,54	0,52	0,53	0,49
Cr#	0,46	0,54	0,54	0,54	0,49	0,46	0,45	0,48	0,51

suite

Formation	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais
Affleurement	TGA023	TGA023	TGA023	TGA023	TGA023	TGA023	TGA023	TGA023	TGA023
Echantillon	TGA023A	TGA023A	TGA023A	TGA023A	TGA023A	TGA023A	TGA023A	TGA023A	TGA023A
Numéro d'analyse	TGA023A-30	TGA023A-26	TGA023A-27	TGA023A-28	TGA023A-29	TGA023A-3	TGA023A-31	TGA023A-32	TGA023A-33
Groupe minéral	Spinelles	Spinelles	Spinelles	Spinelles	Spinelles	Spinelles	Spinelles	Spinelles	Spinelles
Espèce minérale	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite	Al-chromite
SiO2	0,09	0,00	0,00	0,01	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05
P2O5	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
TiO2	0,09	0,04	0,03	0,05	0,07	0,02	0,05	0,06	0,07
Al2O3	21,12	21,93	21,70	21,63	20,77	20,80	21,40	20,95	20,94
Cr2O3	45,94	46,39	46,18	46,03	46,34	47,09	45,78	45,83	46,24
MnO	0,21	0,24	0,30	0,24	0,24	0,35	0,25	0,30	0,29
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	22,98	21,74	22,25	22,34	22,85	22,83	22,79	22,54	22,80
Fe2O3	1,99	1,79	2,11	2,11	2,01	1,32	2,11	2,12	1,77
NiO	-	-	-	-	0,01	0,03	-	-	0,05
MgO	9,10	10,03	9,79	9,75	9,10	8,73	9,37	9,28	9,02
CaO	0,02	-	-	-	0,06	0,02	-	0,04	-
Na2O	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-
K2O	-	0,01	-	-	-	0,02	-	0,01	0,01
Total	99,79	100,55	100,46	100,26	99,69	100,06	99,90	99,29	99,65
Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,80	0,81	0,81	0,81	0,78	0,78	0,80	0,79	0,79
Cr	1,16	1,15	1,15	1,15	1,17	1,19	1,15	1,16	1,17
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,56	0,53	0,53	0,54	0,56	0,58	0,55	0,55	0,56
Fe(3+)	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,04
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,43	0,47	0,46	0,46	0,43	0,42	0,44	0,44	0,43
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	3,01	3,01	3,02	3,02	3,01	3,01	3,02	3,02	3,01
Mg#	0,44	0,47	0,46	0,46	0,44	0,42	0,45	0,45	0,43
Cr#	0,59	0,59	0,59	0,59	0,60	0,60	0,59	0,59	0,60

Tab. V-12 : compositions représentatives des lizardites pseudomorphiques identifiées dans les serpentinites de l'Orgerais. Formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes

Formation	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais
Affleurement	TGA025	TGA008	TGA023	TGA008	TGA025	TGA008	TGA008	TGA008
Echantillon	TGA025A	TGA008B	TGA023A	TGA008B	TGA025A	TGA008B	TGA008B	TGA008B
Numéro d'analyse	TGA025A-9	TGA008B-20	TGA023A-6	TGA008B-27	TGA025A-10	TGA008B-26	TGA008B-17	TGA008B-28
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Maille	Maille	Maille-sablier	Maille	Maille	Maille	Maille	Maille-sablier
SiO ₂	42,64	42,79	43,01	42,14	42,01	42,91	42,78	42,84
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	0,01	-	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0,11	0,21	0,05	1,86	0,11	0,20	0,16	0,14
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,02	-	-	-	-
MnO	0,06	0,16	0,12	0,05	0,03	0,20	0,15	0,08
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	3,08	3,00	3,60	2,54	3,09	3,53	2,86	3,15
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,50	0,51	0,50	0,33	0,49	0,55	0,17	0,46
MgO	37,41	39,18	38,45	38,25	37,70	39,13	39,74	39,15
CaO	0,09	0,05	0,03	0,11	0,06	0,05	0,07	0,07
Na ₂ O	-	-	-	0,02	-	-	-	-
K ₂ O	0,02	-	-	-	0,02	0,00	-	0,01
H ₂ O+								
Total	83,91	85,91	85,75	85,32	83,52	86,57	85,93	85,91
Si	2,07	2,03	2,05	2,00	2,05	2,03	2,03	2,03
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,01	0,01	-	0,10	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,12	0,12	0,14	0,10	0,13	0,14	0,11	0,13
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
Mg	2,70	2,77	2,73	2,71	2,74	2,76	2,81	2,77
Ca	-	-	-	0,01	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,93	4,96	4,95	4,94	4,95	4,97	4,97	4,96
Mg#	0,96	0,96	0,95	0,96	0,96	0,95	0,96	0,96

suite

Formation	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais
Affleurement	TGA008	TGA025	TGA009	TGA025	TGA025
Echantillon	TGA008B	TGA025A	TGA009C	TGA025A	TGA025A
Numéro d'analyse	TGA008B-29	TGA025A-4	TGA009C-5	TGA025A-15	TGA025A-7
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Maille-sablier	Maille-sablier	Maille-sablier	Maille-sablier	Bastite
SiO ₂	42,78	44,28	43,96	43,18	41,85
P ₂ O ₅	-	-	-	0,02	-
TiO ₂	0,06	0,06	0,02	-	0,01
Al ₂ O ₃	0,82	0,22	0,32	0,14	1,47
Cr ₂ O ₃	-	0,01	-	-	0,86
MnO	0,17	0,02	0,04	0,06	0,24
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-
FeO	2,85	2,14	1,63	2,62	4,25
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-
NiO	0,28	0,18	0,24	0,50	0,20
MgO	38,83	39,90	40,64	38,52	36,67
CaO	0,08	0,08	0,05	0,06	0,08
Na ₂ O	-	-	-	0,01	0,01
K ₂ O	-	0,01	0,01	0,01	0,02
H ₂ O+					
Total	85,86	86,91	86,91	85,13	85,67
Si	2,03	2,06	2,04	2,06	2,01
P	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-
Al	0,05	0,01	0,02	0,01	0,08
Cr	-	-	-	-	0,03
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,11	0,08	0,06	0,10	0,17
Fe(3+)	-	-	-	-	-
Ni	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	2,74	2,77	2,81	2,74	2,62
Ca	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,95	4,93	4,95	4,94	4,94
Mg#	0,96	0,97	0,98	0,96	0,94

Tab. V-13 : compositions représentatives des antigorites fibrolamellaires identifiées dans les serpentinites d'Orgerais. Formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes

Formation	Serpentinite de l'Orgerais	Serpentinite de l'Orgerais	Serpentinite de l'Orgerais	Serpentinite de l'Orgerais	Serpentinite de l'Orgerais	Serpentinite de l'Orgerais	Serpentinite de l'Orgerais	Serpentinite de l'Orgerais	Serpentinite de l'Orgerais
Affleurement	TGA023	TGA008	TGA008	TGA025	TGA008	TGA025	TGA009	TGA027	TGA025
Echantillon	TGA023A	TGA008B	TGA008B	TGA025A	TGA008B	TGA025A	TGA009C	TGA027A	TGA025A
Numéro d'analyse	TGA023A-7	TGA008B-22	TGA008B-23	TGA025A-5	TGA008B-30	TGA025A-16	TGA009C-6	TGA027A-3	TGA025A-11
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Antigorite	Antigorite	Antigorite	Antigorite	Antigorite	Antigorite	Antigorite	Antigorite	Antigorite
Habitus	Fibro-lamellaire	Fibro-lamellaire	Fibro-lamellaire	Fibro-lamellaire	Fibro-lamellaire	Fibro-lamellaire	Fibro-lamellaire	Fibro-lamellaire	Fibro-lamellaire
SiO ₂	44,91	44,00	43,69	44,49	43,30	44,03	44,29	44,27	45,43
P ₂ O ₅	-	0,03	-	-	-	-	-	0,01	-
TiO ₂	-	-	0,01	-	0,02	-	0,04	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	0,22	1,03	1,73	0,17	1,46	0,60	0,37	0,06	0,17
Cr ₂ O ₃	-	0,09	0,02	-	0,02	-	-	-	-
MnO	0,04	0,04	0,04	0,02	0,07	0,07	0,03	0,05	0,00
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	1,87	2,15	2,38	2,67	1,73	2,88	3,02	2,45	2,43
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,01	0,09	0,16	0,12	0,10	0,12	0,18	0,19	0,16
MgO	40,04	40,16	39,49	39,61	39,99	39,26	40,74	40,08	39,61
CaO	0,04	0,02	0,00	0,05	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	-	0,02	0,01	-	-	0,01	0,01	-	-
K ₂ O	0,02	0,01	-	-	-	0,02	0,01	0,02	-
H ₂ O+									
Total	87,15	87,62	87,52	87,14	86,72	87,00	88,69	87,15	87,82
Si	2,07	2,03	2,02	2,07	2,01	2,05	2,03	2,06	2,09
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,01	0,06	0,09	0,01	0,08	0,03	0,02	0,00	0,01
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,07	0,08	0,09	0,10	0,07	0,11	0,12	0,10	0,09
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	0,01	-	-	-	0,01	0,01	0,01
Mg	2,76	2,76	2,72	2,74	2,77	2,73	2,78	2,78	2,71
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,92	4,94	4,93	4,93	4,94	4,93	4,96	4,94	4,91
Mg#	0,97	0,97	0,97	0,96	0,98	0,96	0,96	0,97	0,97

Tab. V-14 : compositions représentatives du chrysotile du réseau R3 identifiées dans les serpentinites d'Orgerais. Formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes

Formation	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais	Serpentinites de l'Orgerais
Affleurement	TGA008	TGA009	TGA023	TGA025	TGA025	TGA025	TGA008
Echantillon	TGA008B	TGA009C	TGA023A	TGA025A	TGA025A	TGA025A	TGA008B
Numéro d'analyse	TGA008B-19	TGA009C-8	TGA023A-8	TGA025A-12	TGA025A-8	TGA025A-6	TGA008B-16
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile
Structure-texture	Réseau R3 a-b	Réseau R3 a-b	Réseau R3 a-b	Réseau R3 a-b	Réseau R3 a-b	Réseau R3 a-b	Réseau R3-c
Habitus	Fibreux	Fibreux	Fibreux	Fibreux	Fibreux	Fibreux	Fibreux
SiO ₂	46,15	41,68	41,83	44,11	44,85	44,46	42,25
P ₂ O ₅	0,01	-	-	-	0,01	0,05	-
TiO ₂	0,03	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0,39	0,81	0,10	0,25	0,18	0,22	2,21
Cr ₂ O ₃	0,00	1,38	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06
MnO	0,07	0,04	0,11	0,03	0,04	0,07	0,07
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO	1,49	1,97	2,46	1,93	1,43	1,53	2,54
Fe ₂ O ₃							
NiO	0,18	0,14	0,40	0,38	0,33	0,17	0,24
MgO	38,87	41,90	37,07	36,70	38,33	38,79	37,17
CaO	0,06	0,02	0,02	0,07	0,09	0,12	0,06
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0,02	-
K ₂ O	-	-	0,01	0,02	0,03	0,03	-
H ₂ O+							
Total	87,25	87,94	82,01	83,55	85,33	85,48	84,60
Si	2,12	1,94	2,07	2,12	2,11	2,09	2,02
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,12
Cr	-	0,05	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,06	0,08	0,10	0,08	0,06	0,06	0,10
Fe(3+)							
Ni	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	2,66	2,90	2,73	2,63	2,69	2,72	2,65
Ca	-	-	-	-	-	0,01	-
Na	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,87	5,02	4,93	4,87	4,89	4,90	4,92
Mg#	0,98	0,97	0,96	0,97	0,98	0,98	0,96

Tab. V-15 : compositions représentatives des olivines et des lizardites pseudomorphiques identifiées dans les serpentinites des Folies Siffait. Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes pour les olivines et 7 oxygènes pour les serpentinites

Localité	Serpentinites des Folies Siffait	Serpentinites des Folies Siffait	Serpentinites des Folies Siffait	Serpentinites des Folies Siffait	Serpentinites des Folies Siffait	Serpentinites des Folies Siffait	Serpentinites des Folies Siffait
Affleurement	TGA126	TGA126	TGA126	TGA126	TGA126	TGA126	TGA126
Echantillon	TGA126A	TGA126A	TGA126A	TGA126A	TGA126A	TGA126A	Périphérie de maille
Numéro d'analyse	TGA126A-5	TGA126A-6	TGA126A-22	TGA126A-21	TGA126A-3	TGA126A-4	TGA126A
Groupe minéral	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	TGA126A-16
Espèce minérale	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Serpentine
Structure-texture	Cœur de maille	Cœur de maille	Cœur de maille	Cœur de maille	Cœur de maille	Cœur de maille	Lizardite
SiO ₂	41,27	41,34	40,94	41,42	41,50	40,67	42,64
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	-
Al ₂ O ₃	-	0,03	0,02	-	0,02	-	0,03
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,23	0,17	0,19	0,17	0,19	0,18	0,05
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO	10,62	10,61	10,69	10,78	10,73	10,89	2,39
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	2,39
NiO	0,31	0,33	0,32	0,43	0,27	0,39	0,35
MgO	48,13	48,38	48,46	48,70	48,77	48,85	40,84
CaO	0,04	-	-	-	0,02	0,02	-
Na ₂ O	-	0,01	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	0,01	-	0,01	0,01	-
H ₂ O+	-	-	-	-	-	-	-
Total	100,63	100,91	100,63	101,52	101,54	101,06	86,29
Si	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	0,99	2,01
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,09
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,75	1,76	1,77	1,76	1,76	1,78	2,87
Ca	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	2,99	2,99	3,00	3,00	2,99	3,01	4,99
Mg#	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,97

Tab. V-16 : compositions représentatives des trémolites identifiées dans les serpentinites des Folies Siffait. Formules structurales calculées d'après Locock (2014)

Numéro d'analyse	TGA126A-9	TGA126A-11	TGA126A-10	TGA126A-14
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite
Structure-texture	Claste	Claste	Claste	Porphyroclaste
Habitus	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe
SiO ₂	58,2862	58,1351	57,6405	58,3602
P ₂ O ₅	0,0118	-	0,008	-
TiO ₂	0,0637	0,073	0,0216	0,0879
ZrO ₂	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0,524	0,6183	0,8199	0,6728
Cr ₂ O ₃	0,0654	0,0369	0,0795	0,0884
MnO	0,075	0,096	0,067	0,081
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-
FeO*	1,673	1,375	1,191	1,811
Fe ₂ O ₃ *	0,53	0,845	1,217	0,43
NiO	0,0409	0,0432	0,0903	0,0531
MgO	23,6586	23,9033	23,5467	23,4853
CaO	12,9089	12,7077	12,838	12,7589
Na ₂ O	0,2198	0,2561	0,3415	0,291
K ₂ O	0,0516	0,0426	0,0571	0,0403
H ₂ O+	2,2	2,2	2,2	2,2
Total	100,3089	100,3322	100,1181	100,3599
(T)Si	7,927	7,9	7,864	7,931
(T)P	0,001	-	-	-
(T)Be	0,073	0,099	0,132	0,069
(T)Al	-	0,001	0,002	-
(T)Ti	-	-	0,002	-
(T)Fe ³⁺	8,001	8	8	8
T sous total	0,007	0,006	0,008	0,009
(C)Ti	0,011	-	-	0,039
(C)Al	0,007	0,004	0,009	0,009
(C)Cr	-	-	-	-
(C)Mn ³⁺	0,054	0,086	0,123	0,044
(C)Fe ³⁺	0,004	0,005	0,01	0,006
(C)Ni	-	-	-	-
(C)Mn ²⁺	0,12	0,057	0,07	0,135
(C)Fe ²⁺	4,796	4,842	4,789	4,758
(C)Mg	4,999	5	5,001	5
C sous total	0,009	0,011	0,008	0,009
(B)Mn ²⁺	0,07	0,1	0,066	0,071
(B)Fe ²⁺	-	-	-	-
(B)Mg	1,881	1,85	1,877	1,858
(B)Ca	0,04	0,039	0,049	0,062
(B)Na	2	2	2	2
B sous total	0,018	0,028	0,041	0,014
(A)Ca	0,018	0,028	0,041	0,014
(A)Na	0,009	0,007	0,01	0,007
(A)K	0,027	0,035	0,051	0,021
A sous total	2	2	2	2
O(non-W)	-	-	-	-
(W)OH	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-
(W)Cl	2	2	2	2
(W)O	15,027	15,035	15,052	15,021
W sous total	22	22	22	22

Tab. V-17 : compositions représentatives des olivines identifiées dans les serpentinites de Ty-Lan. Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes

Formation	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan	Serpentinite de Ty-Lan
Affleurement	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346
Echantillon	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A
Numéro d'analyse	TGA346A-17	TGA346A-18	TGA346A-19	TGA346A-2	TGA346A-20	TGA346A-3	TGA346A-31	TGA346A-32	TGA346A-33	TGA346A-34	TGA346A-35	TGA346A-4	TGA346A-46	TGA346A-5	TGA346A-7
Groupe minéral	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine
Espèce minérale	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite	Forstérite
Structure-texture	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur
Habitus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO2	40,66	40,90	40,89	40,93	40,80	40,77	41,31	41,29	41,04	40,48	40,77	41,40	40,78	41,29	41,16
P2O5	-	0,03	0,03	0,01	0,01	-	0,01	-	0,01	0,04	0,03	0,01	-	0,02	-
TiO2	-	0,01	-	0,04	-	0,01	0,03	-	-	0,07	0,07	0,04	0,05	-	0,01
Al2O3	-	0,03	0,03	-	0,02	-	0,04	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,17	0,11	0,18	0,14	0,18	0,20	0,16	0,17	0,17	0,19	0,17	0,19	0,20	0,22	0,15
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	10,34	9,54	10,75	9,18	9,64	9,68	9,49	10,07	9,46	10,12	9,68	9,36	10,65	10,07	9,52
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,38	0,40	0,39	0,34	0,35	0,37	0,38	0,37	0,37	0,37	0,42	0,36	0,32	0,31	0,37
MgO	48,87	49,58	48,59	49,93	49,50	49,55	50,13	49,54	49,51	49,47	49,65	49,49	48,16	48,79	49,41
CaO	-	-	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	-
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	0,01
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01
Total	100,41	100,60	100,88	100,57	100,53	100,60	101,58	101,45	100,59	100,79	100,82	100,85	100,21	100,73	100,64
Si	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	1,00	1,00	1,01	1,00
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,21	0,19	0,22	0,19	0,20	0,20	0,19	0,20	0,19	0,21	0,20	0,19	0,22	0,21	0,19
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,79	1,80	1,77	1,81	1,80	1,80	1,80	1,79	1,80	1,80	1,80	1,79	1,76	1,77	1,79
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,01	3,01	3,00	3,00	2,99	3,00
Mg#	0,89	0,90	0,89	0,91	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,89	0,90	0,90

Tab. V-18 : compositions représentatives des pargasites identifiées dans les serpentinites de Ty-Lan. Formules structurales calculées d'après Locock (2014)

Formation	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan
Affleurement	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346
Echantillon	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A
Numéro d'analyse	TGA346A-9	TGA346A-8	TGA346A-45	TGA346A-42	TGA346A-41	TGA346A-38	TGA346A-36
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite
Structure-texture	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste
Habitus	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe
SiO ₂	44,7918	44,802	45,222	44,5467	44,7704	44,5985	45,3024
P ₂ O ₅	0,0255	0,0277	0,0417	0,0139	0,0232	0,037	0,0371
TiO ₂	0,2594	0,2364	0,1912	0,2057	0,1318	0,2892	0,2058
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	12,7496	12,8534	12,0006	12,5874	12,7006	12,352	12,2929
Cr ₂ O ₃	1,4946	1,3856	1,5764	1,5104	1,5092	1,4751	1,492
MnO	0,077	0,043	0,08	0,042	0,071	0,048	0,079
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	1,397	1,509	1,423	1,303	0,827	1,181	0,967
Fe ₂ O ₃ *	2,832	2,59	2,57	2,774	3,24	3,078	3,44
NiO	0,1223	0,1253	0,0339	0,1586	0,098	0,0473	0,1164
MgO	18,4563	18,3859	18,8196	18,3391	18,5932	18,6412	18,527
CaO	12,5659	12,647	12,6857	12,5545	12,0996	12,6901	12,3406
Na ₂ O	2,4651	2,3809	2,4148	2,3133	2,2339	2,3967	2,2512
K ₂ O	0,5187	0,5446	0,5989	0,6068	0,6155	0,6028	0,5727
H ₂ O+	2,12	2,12	2,12	2,12	2,13	2,12	2,13
Total	99,8752	99,6508	99,7778	99,0754	99,0434	99,5569	99,7541
(T)Si	6,338	6,349	6,404	6,353	6,367	6,336	6,404
(T)P	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002
(T)Be	-	-	-	-	-	-	-
(T)Al	1,66	1,649	1,594	1,646	1,632	1,662	1,594
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8	8	8	8	8	8	8
(C)Ti	0,028	0,025	0,02	0,022	0,014	0,031	0,022
(C)Al	0,466	0,498	0,409	0,47	0,497	0,407	0,455
(C)Cr	0,167	0,155	0,176	0,17	0,17	0,166	0,167
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	0,302	0,276	0,274	0,298	0,347	0,329	0,366
(C)Ni	0,014	0,014	0,004	0,018	0,011	0,005	0,013
(C)Mn ²⁺	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ²⁺	0,13	0,147	0,143	0,123	0,02	0,114	0,073
(C)Mg	3,893	3,884	3,973	3,899	3,942	3,948	3,904
C sous total	5	4,999	4,999	5	5,001	5	5
(B)Mn ²⁺	0,009	0,005	0,01	0,005	0,009	0,006	0,009
(B)Fe ²⁺	0,035	0,032	0,025	0,033	0,079	0,026	0,041
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,905	1,92	1,925	1,918	1,844	1,932	1,869
(B)Na	0,051	0,043	0,04	0,044	0,069	0,037	0,08
B sous total	2	2	2	2	2,001	2,001	1,999
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,626	0,612	0,623	0,596	0,547	0,624	0,537
(A)K	0,094	0,098	0,108	0,11	0,112	0,109	0,103
A sous total	0,72	0,71	0,731	0,706	0,659	0,733	0,64
O(non-W)	22	22	22	22	22	22	22
(W)OH	2	2	2	2	2	2	2
(W)F	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-	-	-
W sous total	2	2	2	2	2	2	2
Somme T,C,B,A	15,72	15,709	15,73	15,706	15,661	15,734	15,639
(A)Na + (B)Na	0,677	0,655	0,663	0,64	0,616	0,661	0,617
Moyenne				0,65			

suite

Formation	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan
Affleurement	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346
Echantillon	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A
Numéro d'analyse	TGA346A-30	TGA346A-29	TGA346A-23	TGA346A-21	TGA346A-11	TGA346A-10	TGA346A-37
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Magnésio-hastingtonite
Structure-texture	Porphyroclaste Xénomorphe	Porphyroclaste Xénomorphe	Porphyroclaste Xénomorphe	Porphyroclaste Xénomorphe	Porphyroclaste Xénomorphe	Porphyroclaste Xénomorphe	Porphyroclaste Xénomorphe
Habitus							
SiO ₂	44,1847	45,1403	44,8265	44,6426	45,0608	45,0763	44,8088
P ₂ O ₅	0,0579		0,0255	0	0,0371	0,0255	0,0116
TiO ₂	0,2438	0,1954	0,2286	0,2247	0,2273	0,1991	0,2044
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	12,8742	12,8725	12,6904	12,6043	12,647	12,6783	12,1377
Cr ₂ O ₃	1,4265	1,4836	1,4852	1,459	1,2793	1,4268	1,5223
MnO	0,05	0,041	0,039	0,035	0,091	0,079	0,106
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0
FeO*	1,837	2,699	0,943	0,734	0,774	0,797	0,478
Fe ₂ O ₃ *	2,358	1,149	3,111	3,143	3,597	3,375	3,897
NiO	0,1141	0,0139	0,1044	0,1169	0,1758	0,1153	0,0809
MgO	18,2414	18,3462	18,5795	18,5027	18,5648	18,605	19,1042
CaO	12,6453	12,3699	12,2837	12,5729	12,4609	12,4913	12,1218
Na ₂ O	2,6058	2,5962	2,4039	2,3156	2,3565	2,3194	2,2109
K ₂ O	0,5517	0,5493	0,5718	0,5767	0,4332	0,5569	0,6023
H ₂ O+	2,12	2,12	2,13	2,13	2,13	2,13	2,13
Total	99,3104	99,5763	99,4225	99,0574	99,8347	99,8749	99,4159
(T)Si	6,304	6,402	6,357	6,354	6,362	6,363	6,356
(T)P	0,003		0,002		0,002	0,002	0,001
(T)Be	-	-	-	-	-	-	-
(T)Al	1,692	1,598	1,642	1,646	1,635	1,636	1,643
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe ₃₊	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	7,999	8	8,001	8	7,999	8,001	8
(C)Ti	0,026	0,021	0,024	0,024	0,024	0,021	0,022
(C)Al	0,473	0,554	0,479	0,469	0,469	0,473	0,386
(C)Cr	0,161	0,166	0,167	0,164	0,143	0,159	0,171
(C)Mn ₃₊	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ₃₊	0,253	0,123	0,332	0,337	0,382	0,359	0,416
(C)Ni	0,013	0,002	0,012	0,013	0,02	0,013	0,009
(C)Mn ₂₊	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ₂₊	0,194	0,255	0,058	0,067	0,054	0,06	
(C)Mg	3,88	3,879	3,928	3,926	3,908	3,915	3,997
C sous total	5	5	5	5	5	5	5,001
(B)Mn ₂₊	0,006	0,005	0,005	0,004	0,011	0,009	0,013
(B)Fe ₂₊	0,025	0,065	0,054	0,02	0,038	0,034	0,057
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	0,043
(B)Ca	1,933	1,88	1,866	1,917	1,885	1,889	1,842
(B)Na	0,036	0,05	0,075	0,058	0,066	0,067	0,045
B sous total	2	2	2	1,999	2	1,999	2
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,685	0,664	0,586	0,581	0,579	0,568	0,563
(A)K	0,1	0,099	0,103	0,105	0,078	0,1	0,109
A sous total	0,785	0,763	0,689	0,686	0,657	0,668	0,672
O(non-W)	22	22	22	22	22	22	22
(W)OH	2	2	2	2	2	2	2
(W)F	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-	-	-
W sous total	2	2	2	2	2	2	2
Somme T,C,B,A	15,784	15,763	15,69	15,685	15,656	15,668	15,673
(A)Na + (B)Na	0,721	0,714	0,661	0,639	0,645	0,635	0,608

Tab. V-19 : compositions représentatives des trémolites identifiées dans les serpentinites de Ty-Lan. Formules structurales calculées d'après Locock (2014)

Formation	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan
Affleurement	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341
Echantillon	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A
Numéro d'analyse	TGA341A-21	TGA341A-11	TGA341A-10	TGA341A-33	TGA341A-47	TGA341A-32	TGA341A-31
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite
Structure-texture	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste
Habitus	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe
SiO ₂	58,3642	56,9022	57,4597	58,3957	58,2216	58,3233	57,97
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	-	0,0709	0,0628	0,0164	0,0367	0,079	0,0164
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0,1363	0,9025	0,5892	0,3269	0,3578	0,3317	0,3412
Cr ₂ O ₃	-	0,1285	0,1157	0,0996	0,042	0,1618	0,0625
MnO	0,102	0,076	0,033	0,043	0,079	0,078	0,072
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	0,733	1,891	1,858	1,531	1,355	1,491	0,628
Fe ₂ O ₃ *	1,003	0	0	0,2	0,518	0,211	1,07
NiO	0,0371	-	0,098	0,0378	0,1299	0,1323	0,1068
MgO	24,3171	23,4674	23,4886	23,5786	23,5369	23,4484	23,7096
CaO	13,019	13,1785	13,2952	13,4305	13,4506	13,4554	13,5678
Na ₂ O	0,0973	0,3745	0,3003	0,0861	0,1671	0,106	0,0729
K ₂ O	0,0102	0,0363	0,0275	-	0,0165	-	0,0117
H ₂ O+	2,2	2,19	2,19	2,2	2,2	2,2	2,2
Total	100,0192	99,2178	99,518	99,9456	100,1111	100,0179	99,8289
(T)Si	7,937	7,846	7,894	7,961	7,936	7,953	7,914
(T)P	-	-	-	-	-	-	-
(T)Be	-	-	-	-	-	-	-
(T)Al	0,022	0,147	0,095	0,039	0,057	0,047	0,055
(T)Ti	-	0,007	0,006	-	0,004	-	0,002
(T)Fe ³⁺	0,041	-	-	-	0,003	-	0,03
T sous total	8	8	7,995	8	8	8	8,001
(C)Ti	-	-	-	0,002	-	0,008	-
(C)Al	-	-	-	0,014	-	0,006	-
(C)Cr	-	0,014	0,013	0,011	0,005	0,017	0,007
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	0,061	-	-	0,021	0,05	0,022	0,08
(C)Ni	0,004	-	0,011	0,004	0,014	0,015	0,012
(C)Mn ²⁺	-	-	-	-	-	-	0,005
(C)Fe ²⁺	0,005	0,161	0,166	0,157	0,149	0,166	0,072
(C)Mg	4,93	4,824	4,81	4,792	4,783	4,766	4,825
C sous total	5	4,999	5	5,001	5,001	5	5,001
(B)Mn ²⁺	0,012	0,009	0,004	0,005	0,009	0,009	0,004
(B)Fe ²⁺	0,079	0,057	0,047	0,017	0,006	0,004	-
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,897	1,935	1,949	1,962	1,964	1,966	1,985
(B)Na	0,013	-	-	0,016	0,021	0,021	0,012
B sous total	2,001	2,001	2	2	2	2	2,001
(A)Ca	-	0,013	0,008	-	-	-	-
(A)Na	0,013	0,1	0,08	0,007	0,024	0,007	0,008
(A)K	0,002	0,006	0,005	-	0,003	-	0,002
A sous total	0,015	0,119	0,093	0,007	0,027	0,007	0,01
O(non-W)	22	22	22	22	22	22	22
(W)OH	2	2	2	2	2	2	2
(W)F	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-	-	-
W sous total	2	2	2	2	2	2	2
Somme T,C,B,A	15,016	15,119	15,088	15,008	15,028	15,007	15,013

suite

Formation	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan
Affleurement	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341
Echantillon	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A
Numéro d'analyse	TGA341A-30	TGA341A-28	TGA341A-27	TGA341A-14	TGA341A-48	TGA341A-34	TGA341A-13
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite
Structure-texture	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste
Habitus	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe
SiO2	58,0424	57,6648	57,8979	57,3703	58,4823	58,4942	57,0417
P2O5	-	-	-	0,0047	0,007	0,0071	0,0212
TiO2	0,0164	0,0177	0,0204	0,1061	0,1101	0,0055	0,1148
ZrO2	-	-	-	-	-	-	-
Al2O3	0,3863	0,4359	0,3361	0,4746	0,2607	0,3729	0,9284
Cr2O3	0,1045	0,1225	0,0723	0,0394	0,0196	0,0559	0,1503
MnO	0,083	0,068	0,042	0,055	0,047	0,108	0,053
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	1,47	1,241	1,7	1,093	1,575	1,299	2,118
Fe2O3*	0,229	0,438	0	0,998	0,148	0,257	0
NiO	0,0497	0,0676	0,059	0,0636	0,0799	0,0835	0,0051
MgO	23,4924	23,4631	23,0819	23,4491	23,5764	23,5165	23,3922
CaO	13,6238	13,6475	13,5438	13,2991	13,3769	13,4496	13,3344
Na2O	0,1306	0,1289	0,1078	0,2545	0,1137	0,1552	0,313
K2O	0,0183	0,0332	0,0136	0,0333	0,0001	0,0211	0,0501
H2O+	2,2	2,2	2,2	2,19	2,2	2,2	2,19
Total	99,8464	99,5282	99,0748	99,4307	99,9967	100,0255	99,7122
(T)Si	7,933	7,91	7,972	7,882	7,969	7,966	7,837
(T)P	-	-	-	-	-	-	0,001
(T)Be	-	-	-	-	-	-	-
(T)Al	0,062	0,07	0,028	0,077	0,031	0,034	0,15
(T)Ti	0,002	0,002	-	0,011	-	-	0,012
(T)Fe3+	0,003	0,017	-	0,03	-	-	-
T sous total	8	7,999	8	8	8	8	8
(C)Ti	-	-	0,002	-	0,011	0,001	-
(C)Al	-	-	0,026	-	0,011	0,026	-
(C)Cr	0,011	0,013	0,008	0,004	0,002	0,006	0,016
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe3+	0,021	0,028	-	0,073	0,015	0,026	-
(C)Ni	0,005	0,007	0,007	0,007	0,009	0,009	0,001
(C)Mn2+	0,007	0,008	0,005	-	-	0,01	-
(C)Fe2+	0,168	0,142	0,196	0,112	0,163	0,148	0,192
(C)Mg	4,787	4,798	4,738	4,803	4,789	4,774	4,791
C sous total	4,999	4,996	4,982	4,999	5	5	5
(B)Mn2+	0,002	-	-	0,006	0,005	0,002	0,006
(B)Fe2+	-	-	-	0,013	0,017	-	0,051
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,995	2	1,998	1,958	1,953	1,962	1,943
(B)Na	0,003	-	0,002	0,023	0,025	0,035	-
B sous total	2	2	2	2	2	1,999	2
(A)Ca	-	0,006	-	-	-	-	0,02
(A)Na	0,032	0,034	0,027	0,045	0,005	0,006	0,083
(A)K	0,003	0,006	0,002	0,006	-	0,004	0,009
A sous total	0,035	0,046	0,029	0,051	0,005	0,01	0,112
O(non-W)	22	22	22	22	22	22	22
(W)OH	2	2	2	2	2	2	2
(W)F	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-	-	-
W sous total	2	2	2	2	2	2	2
Somme T,C,B,A	15,034	15,041	15,011	15,05	15,005	15,009	15,112

suite

Formation	Serpentinites de Ty-Lan		Serpentinites de Ty-Lan		Serpentinites de Ty-Lan	
	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan
Affleurement	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341
Echantillon	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A
Numéro d'analyse	TGA341A-20	TGA341A-26	TGA341A-49	TGA341A-29	TGA341A-12	
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Trémolite
Structure-texture	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste
Habitus	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe
SiO ₂	58,3053	57,5449	58,349	57,8379	57,2599	
P ₂ O ₅	0,0235	0,0282	0,0329	0,0329	0,0353	
TiO ₂	0,0449		0,0123	0,0395	0,0506	
ZrO ₂	-	-	-	-	-	
Al ₂ O ₃	0,2903	0,5439	0,0912	0,3994	0,6627	
Cr ₂ O ₃	0,0054	0,2384		0,0709	0,159	
MnO	0,068	0,07	0,044	0,022	0,025	
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	
FeO*	0,927	0,204	1,017	1,346	1,865	
Fe ₂ O ₃ *	0,731	1,534	0,281	0,272	0	
NiO	0,1001	0,0785	0,0723	0,0559	0,0288	
MgO	23,7554	23,7911	23,9768	23,5508	23,5872	
CaO	13,5874	13,3937	13,1552	13,81	13,4239	
Na ₂ O	0,069	0,1333	0,1282	0,1597	0,3601	
K ₂ O	0,0153	0,0433			0,0362	
H ₂ O+	2,2	2,2	2,21	2,2	2,19	
Total	100,1226	99,8033	99,3699	99,797	99,6837	
(T)Si	7,935	7,861	7,982	7,913	7,862	
(T)P	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	
(T)Be	-	-	-	-	-	
(T)Al	0,047	0,088	0,015	0,064	0,107	
(T)Ti	0,005	-	0,001	0,004	0,005	
(T)Fe ₃ +	0,013	0,05	-	0,017	-	
T sous total	8,001	8,001	8	8	7,976	
(C)Ti	-	-	-	-	-	
(C)Al	-	-	-	-	-	
(C)Cr	0,001	0,026	-	0,008	0,017	
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-	
(C)Fe ₃ +	0,062	0,108	0,028	0,011	-	
(C)Ni	0,011	0,009	0,008	0,006	0,003	
(C)Mn ²⁺	0,002	-	-	0,003	-	
(C)Fe ²⁺	0,106	0,013	0,074	0,154	0,152	
(C)Mg	4,819	4,845	4,889	4,803	4,828	
C sous total	5,001	5,001	4,999	4,985	5	
(B)Mn ²⁺	0,006	0,008	0,005	-	0,003	
(B)Fe ²⁺	-	0,011	0,042	-	0,062	
(B)Mg	-	-	-	-	-	
(B)Ca	1,981	1,96	1,928	2	1,935	
(B)Na	0,013	0,021	0,025	-	-	
B sous total	2	2	2	2	2	
(A)Ca				0,024	0,04	
(A)Na	0,006	0,015	0,009	0,042	0,096	
(A)K	0,003	0,008			0,006	
A sous total	0,009	0,023	0,009	0,066	0,142	
O(non-W)	22	22	22	22	22	
(W)OH	2	2	2	2	2	
(W)F	-	-	-	-	-	
(W)Cl	-	-	-	-	-	
(W)O	-	-	-	-	-	
W sous total	2	2	2	2	2	
Somme T,C,B,A	15,011	15,025	15,008	15,051	15,118	

Tab. V-20 : compositions représentatives de la lizardite pseudomorphique identifiée dans les serpentinites de Ty-Lan. Formule structurale calculée sur la base de 7 oxygènes.

Formation	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan
Affleurement	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341
Echantillon	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A
Numéro d'analyse	TGA341A-22	TGA341A-39	TGA341A-24	TGA341A-41	TGA341A-37	TGA341A-38	TGA341A-40	TGA341A-25	TGA341A-23	TGA341A-42
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/cœur	Maille/périphérie	Maille/périphérie	Maille/périphérie	Maille/périphérie	Maille/périphérie
SiO ₂	41,38	41,93	41,64	41,57	42,17	41,08	41,75	42,16	42,00	42,74
P ₂ O ₅	0,03	0,04	-	0,02	0,03	-	0,02	0,02	-	0,03
TiO ₂	0,04	0,03	0,01	0,02	-	0,03	0,03	0,01	-	-
Al ₂ O ₃	0,09	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,10	0,17	0,14	0,14	0,03	0,13	0,02	0,03	0,02	0,06
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	5,68	5,43	5,19	5,16	4,11	5,70	3,55	3,09	2,92	2,51
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,53	0,45	0,55	0,48	0,38	0,52	0,35	0,31	0,39	0,32
MgO	37,39	36,60	37,49	37,38	38,90	37,01	40,06	39,97	40,52	40,68
CaO	0,05	0,05	0,08	0,08	0,05	0,08	-	0,05	-	0,05
Na ₂ O	-	-	0,03	0,01	-	0,02	-	0,01	-	0,03
K ₂ O	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	0,01
H ₂ O+	14,72	15,28	14,82	15,11	14,32	15,42	14,20	14,33	14,12	13,54
Total	85,28	84,72	85,18	84,89	85,68	84,58	85,80	85,67	85,88	86,46
Si	2,01	2,04	2,02	2,02	2,02	2,01	1,99	2,01	2,00	2,01
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,23	0,22	0,21	0,21	0,16	0,23	0,14	0,12	0,12	0,10
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	2,71	2,66	2,71	2,71	2,78	2,71	2,85	2,84	2,87	2,85
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,98	4,95	4,98	4,98	4,98	4,99	5,00	4,99	5,00	4,99
Mg#	0,92	0,92	0,93	0,93	0,94	0,92	0,95	0,96	0,96	0,97

suite

Localité	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan
Affleurement	TGA345	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346
Echantillon	TGA345C	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A
Numéro d'analyse	TGA345C-2	TGA341A-35	TGA341A-7	TGA341A-8	TGA341A-6	TGA346A-14	TGA346A-25	TGA346A-47	TGA346A-39	TGA346A-40
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Maille sans distinction cœur-périphérie	Maille sans distinction cœur-périphérie	Maille sans distinction cœur-périphérie	Maille sans distinction cœur-périphérie	Maille sans distinction cœur-périphérie	Périphérie de maille avec cœur d'olivine	Périphérie de maille avec cœur d'olivine	Périphérie de maille avec cœur d'olivine	Périphérie de maille avec cœur d'olivine	Périphérie de maille avec cœur d'olivine
Habitus										
SiO2	44,75	41,81	43,03	43,56	44,24	35,67	36,70	36,63	41,55	41,00
P2O5	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-	0,02	-
TiO2	0,01	-	0,02	-	0,03	0,06	-	-	-	0,04
Al2O3	0,46	0,02	0,13	0,15	0,28	0,60	0,02	0,51	-	0,21
Cr2O3	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,09	0,12	0,08	0,11	0,05	0,21	0,08	0,11	0,10	0,08
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	5,70	6,08	4,19	3,79	3,14	11,40	8,50	7,99	7,26	6,33
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,41	0,40	0,09	0,10	0,17	0,37	0,26	0,24	0,46	0,43
MgO	32,59	36,84	39,07	39,02	38,40	36,04	38,37	36,95	37,38	37,28
CaO	0,10	0,05	0,04	-	0,02	0,02	-	0,02	0,07	0,09
Na2O	-	0,04	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-
K2O	-	0,01	-	0,01	-	-	-	0,01	-	-
H2O+	15,89	14,62	13,34	13,24	13,67	15,61	16,08	17,53	13,16	14,54
Total	84,11	85,38	86,66	86,76	86,33	84,39	83,92	82,47	86,84	85,46
Si	2,17	2,03	2,03	2,05	2,08	1,83	1,86	1,88	2,00	2,00
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,23	0,25	0,17	0,15	0,12	0,49	0,36	0,34	0,29	0,26
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Mg	2,36	2,67	2,75	2,73	2,69	2,76	2,90	2,83	2,68	2,71
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,81	4,97	4,96	4,95	4,91	5,15	5,14	5,10	5,00	5,00
Mg#	0,91	0,92	0,94	0,95	0,96	0,85	0,89	0,89	0,90	0,91

suite

Localité	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan
Affleurement	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346	TGA346
Echantillon	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A	TGA346A
Numéro d'analyse	TGA346A-12	TGA346A-49	TGA346A-26	TGA346A-13	TGA346A-48	TGA346A-24
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite	Lizardite
Structure-texture	Périphérie de maille avec cœur d'olivine	Périphérie de maille avec cœur d'olivine	Périphérie de maille avec cœur d'olivine	Périphérie de maille avec cœur d'olivine	Périphérie de maille avec cœur d'olivine	Périphérie de maille avec cœur d'olivine
Habitus						
SiO2	39,45	39,68	39,69	39,95	40,97	40,51
P2O5	-	0,02	-	0,02	0,01	0,03
TiO2	-	0,01	-	0,02	0,01	0,03
Al2O3	0,04	0,05	0,03	0,05	0,61	0,02
Cr2O3	-	-	-	-	0,12	-
MnO	0,04	0,12	0,12	0,07	0,05	0,08
Mn2O3	-	-	-	-	-	-
FeO	5,75	5,61	5,53	5,23	4,69	4,30
Fe2O3	-	-	-	-	-	-
NiO	0,33	0,24	0,38	0,18	0,27	0,26
MgO	38,63	38,77	38,75	38,77	38,98	39,90
CaO	0,05	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02
Na2O	-	-	-	-	-	-
K2O	0,01	-	-	-	-	-
H2O+	15,71	15,46	15,48	15,69	14,26	14,84
Total	84,29	84,54	84,52	84,31	85,74	85,16
Si	1,95	1,95	1,95	1,96	1,97	1,96
P	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Cr	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	0,01	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,24	0,23	0,23	0,21	0,19	0,17
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-
Ni	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	2,84	2,84	2,84	2,84	2,80	2,88
Ca	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	5,05	5,05	5,05	5,03	5,01	5,03
Mg#	0,92	0,92	0,93	0,93	0,94	0,94

Tab. V-21 : compositions représentatives du chrysotile du réseau R2 identifié dans les serpentinites de Ty-Lan. Formule structurale calculée sur la base de 7 oxygènes.

Formation	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan	Serpentinites de Ty-Lan
Affleurement	TGA341	TGA341	TGA341	TGA341
Echantillon	TGA341A	TGA341A	TGA341A	TGA341A
Numéro d'analyse	TGA341A-4	TGA341A-3	TGA341A-2	TGA341A-5
Groupe minéral	Serpentine	Serpentine	Serpentine	Serpentine
Espèce minérale	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile	Chrysotile
Structure-texture	Veine extensive R2	Veine extensive R2	Veine extensive R2	Veine extensive R2
Habitus				
SiO ₂	42,45	43,43	43,18	43,14
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,04	0,00
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,08
Al ₂ O ₃	0,35	0,37	0,37	0,33
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-
MnO	0,39	0,29	0,25	0,26
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-
FeO	9,06	8,90	8,62	7,91
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-
NiO	0,08	0,10	0,10	0,07
MgO	33,61	33,23	33,50	34,24
CaO	0,05	0,10	0,05	0,02
Na ₂ O	-	0,01	0,02	0,01
K ₂ O	-	0,02	-	0,01
H ₂ O+	13,97	13,53	13,85	13,94
Total	86,03	86,47	86,15	86,06
Si	2,07	2,10	2,09	2,08
P	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-
Al	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr	-	-	-	-
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-
Fe(2+)	0,37	0,36	0,35	0,32
Fe(3+)	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Mg	2,44	2,39	2,42	2,47
Ca	-	0,01	-	-
Na	-	-	-	-
K	-	-	-	-
Total (apuf)	4,92	4,89	4,90	4,90
Mg#	0,87	0,87	0,87	0,89

Tab. V-22 : compositions représentatives des grenats identifiés dans les métagabbros intrusifs dans les serpentinites de Pont de Barel. Formule structurale calculée sur la base de 12 oxygène.

Formation	Serpentinites de Pont de Barel		Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel	Serpentinites de Pont de Barel
Affleurement	TGA039		TGA039	TGA039	TGA039	TGA039
Echantillon	TGA039A		TGA039A	TGA039A	TGA039A	TGA039A
Numéro d'analyse	TGA039A-40		TGA039A-37	TGA039A-41	TGA039A-47	TGA039A-32
Groupe minéral	Grenat		Grenat	Grenat	Grenat	Grenat
Espèce minérale	Almandin-pyrope		Almandin-pyrope	Almandin-pyrope	Almandin-pyrope	Almandin-pyrope
Structure-texture	Inclusion feldspath plagioclase	Poeciloblaste	Poeciloblaste	Poeciloblaste	Poeciloblaste	Poeciloblaste
SiO2	38,97	39,42	39,22	38,63	39,00	
P2O5	-	-	-	0,02	0,02	
TiO2	0,06	0,09	0,16	0,08	0,08	
Al2O3	21,88	22,68	21,80	21,73	22,18	
Cr2O3	-	0,03	0,01	0,01	-	
MnO	0,57	0,39	0,53	0,56	0,44	
Mn2O3	-	-	-	-	-	
FeO	23,27	19,72	23,69	23,56	19,46	
Fe2O3	0,18	0,30	0,47	0,36	0,42	
NiO	-	-	-	-	0,06	
MgO	7,41	9,75	7,84	7,16	9,27	
CaO	8,60	8,80	8,25	8,89	8,88	
Na2O	0,02	0,02	-	-	0,01	
K2O	0,00	0,02	0,01	-	0,01	
H2O+	-	-	-	-	-	
Total	100,79	100,94	101,56	100,66	99,44	
Si	2,98	2,96	2,97	2,96	2,97	
P	-	-	-	-	-	
Ti	-	-	0,01	-	-	
Al	1,97	2,00	1,95	1,97	1,99	
Cr	-	0,00	-	-	-	
Mn	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	
Mn(3+)	-	-	-	-	-	
Fe(2+)	1,48	1,22	1,48	1,49	1,22	
Fe(3+)	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	
Ni	-	-	-	-	-	
Mg	0,84	1,09	0,89	0,82	1,05	
Ca	0,70	0,71	0,67	0,73	0,72	
Na	-	-	-	-	-	
K	-	-	-	-	-	
Total (apuf)	8,03	8,03	8,03	8,04	8,02	
Mg#	0,36	0,47	0,37	0,35	0,46	
% Pyrope	27,56	35,83	28,91	26,45	34,84	
% Almandin	48,22	40,11	48,11	48,80	40,23	
% Grossulaire	23,01	23,23	21,86	23,59	23,98	
% Spessartine	1,20	0,82	1,11	1,17	0,95	

Tab. V-23 : compositions représentatives des amphiboles des prasinites de la Formation du Hâvre. Formules structurales calculées d'après Locock *et al.*, 2014.

Formation	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre
Affileurement	TGA214	TGA214	TGA214	TGA214	TGA216	TGA216	TGA216
Echantillon	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA216A	TGA216A	TGA216A
Numéro d'analyse	TGA214A-12	TGA214A-13	TGA214A-16	TGA214A-23	TGA216A-25	TGA216A-3	TGA216A-4
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Sub-automorphe
SiO ₂	43,764	43,910	47,139	48,635	43,211	43,964	48,274
P ₂ O ₅	-	-	0,028	0,007	-	-	-
TiO ₂	0,402	0,369	0,239	0,203	0,383	0,391	0,188
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	11,215	11,872	8,349	7,254	12,136	11,444	8,336
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,441	0,380	0,407	0,322	0,373	0,399	0,399
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	17,277	17,430	14,751	15,699	15,091	16,385	14,878
Fe ₂ O ₃ *	2,793	2,370	3,550	4,199	4,351	2,625	4,238
NiO	0,043	0,018	-	-	-	0,071	0,031
MgO	8,706	8,567	10,744	10,337	9,056	9,181	10,462
CaO	10,469	10,815	11,056	8,897	11,035	10,472	8,425
Na ₂ O	1,829	1,852	1,267	1,823	1,738	1,905	1,985
K ₂ O	0,376	0,221	0,118	0,173	0,395	0,361	0,238
H ₂ O+	2,000	2,000	2,030	2,030	2,010	2,010	2,040
Total	99,315	99,804	99,677	99,579	99,778	99,207	99,494
(T)Si	6,615	6,590	6,982	7,200	6,472	6,618	7,124
(T)P	-	-	-	-	-	-	-
(T)Al	1,385	1,410	1,016	0,800	1,528	1,382	0,876
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,046	0,042	0,027	0,023	0,043	0,044	0,021
(C)Al	0,612	0,690	0,441	0,466	0,614	0,648	0,574
(C)Cr	-	-	-	-	-	-	-
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	0,317	0,268	0,397	0,468	0,491	0,298	0,471
(C)Ni	0,005	0,002	-	-	-	0,009	0,004
(C)Mn ²⁺	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ²⁺	2,058	2,081	1,763	1,763	1,830	1,941	1,630
(C)Mg	1,962	1,917	2,372	2,281	2,022	2,060	2,302
C sous total	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	5,000	5,002
(B)Mn ²⁺	0,056	0,048	0,051	0,040	0,047	0,051	0,050
(B)Fe ²⁺	0,126	0,106	0,063	0,181	0,060	0,121	0,207
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,695	1,739	1,755	1,411	1,771	1,689	1,332
(B)Na	0,122	0,107	0,131	0,367	0,122	0,139	0,411
B sous total	1,999	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000	2,000
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,414	0,432	0,233	0,156	0,383	0,417	0,157
(A)K	0,072	0,042	0,022	0,033	0,075	0,069	0,045
A sous total	0,486	0,474	0,255	0,189	0,458	0,486	0,202
O(non-W)	22	22	22	22	22	22	22
(W)OH	2	2	2	2	2	2	2
(W)F	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-	-	-
W sous total	2	2	2	2	2	2	2
Somme T,C,B,A	15,485	15,474	15,255	15,189	15,458	15,486	15,204
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	78,61896839	78,15464896	84,82565909	88,27856793	77,20386496	78,62658905	87,3360304
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	16,4606608	16,72201139	12,34357915	9,808729769	18,22736491	16,41915172	10,73924237
Mg#	0,473227207	0,467105263	0,565030967	0,539881657	0,516871166	0,499757399	0,556172989

suite

Formation	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre
Affleurement	TGA216	TGA216	TGA216	TGA216	TGA216	TGA214	TGA216
Echantillon	TGA216A	TGA216A	TGA216A	TGA216A	TGA216A	TGA214A	TGA216A
Numéro d'analyse	TGA216A-16	TGA216A-13	TGA216A-14	TGA216A-15	TGA216A-22	TGA216A-24	TGA216A-2
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Sub-automorphe	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire
SiO2	49,745	50,093	43,514	47,908	47,497	48,931	43,342
P2O5	0,030	0,009	0,044	0,032	-	0,030	-
TiO2	0,175	0,173	0,415	0,238	0,176	0,239	0,348
ZrO2	-	-	-	-	-	-	-
Al2O3	6,991	6,124	11,405	8,096	7,057	7,200	11,661
Cr2O3	0,033	-	0,013	0,018	-	-	-
MnO	0,317	0,511	0,311	0,286	0,586	0,444	0,332
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	13,741	13,197	15,453	14,085	14,292	12,642	14,297
Fe2O3*	3,582	2,940	3,795	2,762	4,428	4,079	5,240
NiO	0,017	0,029	-	0,027	-	-	0,071
MgO	11,792	12,646	9,106	10,602	11,405	12,389	9,427
CaO	8,999	9,908	11,011	8,387	9,619	10,678	11,056
Na2O	1,810	1,260	1,654	1,811	1,228	1,282	1,685
K2O	0,198	0,183	0,364	0,230	0,195	0,233	0,345
H2O+	2,060	2,060	2,010	2,060	2,040	2,050	2,010
Total	99,489	99,133	99,094	96,542	98,522	100,196	99,812
(T)Si	7,283	7,343	6,560	7,230	7,103	7,130	6,482
(T)P	0,002	0,001	0,003	0,002	-	0,002	-
(T)Al	0,715	0,656	1,437	0,768	0,897	0,868	1,518
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe3+	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,019	0,019	0,047	0,027	0,020	0,026	0,039
(C)Al	0,491	0,402	0,590	0,672	0,347	0,369	0,538
(C)Cr	0,004	-	0,002	0,002	-	-	-
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe3+	0,395	0,325	0,430	0,315	0,498	0,447	0,590
(C)Ni	0,002	0,003	-	0,003	-	-	0,009
(C)Mn2+	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe2+	1,516	1,487	1,885	1,595	1,593	1,467	1,723
(C)Mg	2,573	2,764	2,047	2,385	2,542	2,691	2,102
C sous total	5,000	5,000	5,001	4,999	5,000	5,000	5,001
(B)Mn2+	0,039	0,063	0,040	0,036	0,074	0,055	0,042
(B)Fe2+	0,166	0,130	0,064	0,181	0,195	0,074	0,065
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,412	1,556	1,779	1,356	1,541	1,667	1,772
(B)Na	0,383	0,251	0,118	0,426	0,190	0,204	0,121
B sous total	2,000	2,000	2,001	1,999	2,000	2,000	2,000
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,131	0,107	0,366	0,104	0,166	0,158	0,367
(A)K	0,037	0,034	0,070	0,044	0,037	0,043	0,066
A sous total	0,168	0,141	0,436	0,148	0,203	0,201	0,433
O(non-W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
(W)OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)F	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-	-	-
W sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Somme T,C,B,A	15,168	15,141	15,438	15,146	15,203	15,201	15,434
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	89,593	90,587	78,441	89,237	86,983	87,420	77,471
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	8,796	8,093	17,183	9,479	10,985	10,642	18,143
Mg#	0,605	0,631	0,512	0,573	0,587	0,636	0,540

Tab. V-24 compositions représentatives des amphiboles des prasinites de la Formation de Tréogat. Formules structurales calculées d'après Locock *et al.*, 2014.

Formation	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat
Affleurement	TGA359	TGA359	TGA365	TGA339	TGA339	TGA359	TGA339	TGA339	TGA370	TGA370	TGA370	TGA370
Echantillon	TGA359A	TGA359A	TGA365A	TGA339A	TGA339A	TGA359A	TGA339A	TGA339A	TGA370C	TGA370C	TGA370C	TGA370C
Numéro d'analyse	TGA359A-5	TGA359A-4	TGA365A-5	TGA339A-6	TGA339A-10	TGA359A-3	TGA339A-5	TGA339A-7	TGA370C-6	TGA370C-10	TGA370C-9	TGA370C-11
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Actinolite	Actinolite	Actinolite	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Sub-automorphe	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Sub-automorphe	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire
SiO2	52,272	52,829	55,155	46,150	48,491	51,518	46,154	47,535	41,679	45,370	46,037	46,214
P2O5			0,049			0,060		0,014	0,027		0,018	
TiO2	0,069	0,068		0,220		0,153		0,108	0,207	0,991	0,429	0,323
ZrO2												
Al2O3	4,186	3,887	2,277	8,931		6,726		5,294	9,099	7,309	14,258	10,876
Cr2O3				0,021								0,030
MnO	0,246	0,191	0,447	0,286		0,307		0,286	0,364	0,418	0,239	0,246
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	9,710	10,249	11,027	15,892		15,848		11,020	14,413	12,315	10,874	12,361
Fe2O3*	1,771	1,495	0,631	4,388		3,480		2,854	5,169	4,909	4,677	4,049
NiO	0,000								0,009	0,013	0,024	0,016
MgO	16,032	16,012	16,568	9,902		11,038		14,994	10,494	12,270	10,729	12,423
CaO	12,469	12,425	11,741	8,437		9,389		9,407	10,449	11,734	11,677	11,749
Na2O	0,521	0,502	0,464	1,539		1,210		1,121	1,503	1,106	1,696	1,080
K2O	0,114	0,099	0,066	0,248		0,164		0,113	0,277	0,180	0,248	0,171
H2O+	2,100	2,100	2,110	2,030		2,040		2,090	2,030	2,050	2,040	2,060
Total	99,498	99,870	100,534	98,044		98,845		99,554	99,191	98,775	99,194	99,368
(T)Si	7,504	7,556	7,808	6,966		7,226		7,423	6,877	7,045	6,727	6,851
(T)P			0,003					0,004		0,001	0,002	
(T)Al	0,496	0,444	0,189	1,034		0,774		0,573	1,123	0,955	1,815	1,149
(T)Ti												
(T)Fe3+												
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,000		8,000		8,000	8,001	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,007	0,007		0,025		0,017		0,012	0,031	0,023	0,111	0,048
(C)Al	0,212	0,211	0,191	0,555		0,407		0,326	0,475	0,322	0,678	0,601
(C)Cr		0,002		0,002								0,441
(C)Mn3+												0,003
(C)Fe3+	0,191	0,161	0,067	0,498		0,391		0,309	0,580	0,548	0,523	0,450
(C)Ni	0,001							0,001	0,001	0,002	0,003	0,002
(C)Mn2+												
(C)Fe2+	1,158	1,204	1,246	1,692		1,732		1,133	1,582	1,395	1,313	1,497
(C)Mg	3,431	3,414	3,497	2,228		2,452		3,221	2,331	2,711	2,373	2,480
C sous total	5,000	4,999	5,001	5,000		4,999		5,000	5,000	5,001	5,001	5,000
(B)Mn2+	0,030	0,023	0,054	0,037		0,039		0,035	0,046	0,052	0,027	0,030
(B)Fe2+	0,008	0,022	0,060	0,314		0,242		0,195	0,212	0,131	0,036	0,037
(B)Mg												0,028
(B)Ca	1,918	1,904	1,781	1,364		1,499		1,559	1,502	1,659	1,865	1,839
(B)Na	0,044	0,051	0,105	0,284		0,220		0,211	0,240	0,157	0,072	0,086
B sous total	2,000	2,000	2,000	1,999		2,000		2,000	2,000	1,999	2,000	2,000
(A)Ca												
(A)Na	0,101	0,088	0,022	0,166		0,130		0,102	0,194	0,161	0,416	0,249
(A)K	0,021	0,018	0,012	0,048		0,031		0,021	0,053	0,034	0,047	0,032
A sous total	0,122	0,106	0,034	0,214		0,161		0,123	0,247	0,195	0,463	0,290
O(non-W)	22,000	22,000	22,000	22,000		22,000		22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
(W)OH	2,000	2,000	2,000	2,000		2,000		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)F												
(W)Cl												
(W)O												
W sous total	2,000	2,000	2,000	2,000		2,000		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Somme T,C,B,A	15,122	15,105	15,035	15,213		15,160		15,124	15,247	15,196	15,464	15,290
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	92,631	93,422	97,369	85,305		88,881		86,325	83,927	86,325	73,485	81,586
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	6,123	5,490	2,357	12,662		9,520		7,076	13,705	11,702	21,571	15,396
Mg#	0,746	0,736	0,728	0,526		0,554		0,708	0,565	0,640	0,638	0,679

suite

Formation	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat
Affilement Echantillon	TGA370 TGA370C	TGA370 TGA370C	TGA370 TGA370C	TGA372 TGA372A	TGA374 TGA374A	TGA374 TGA374A	TGA365 TGA365A	TGA365 TGA365A	TGA365 TGA365A	TGA365 TGA365A	TGA365 TGA365A	TGA365 TGA365A	TGA365 TGA365A
Numéro d'analyse	TGA370C-3	TGA370C-2	TGA370C-7	TGA372A-4	TGA374A-4	TGA365A-10	TGA365A-3	TGA365A-7	TGA365A-2	TGA365A-9	TGA365A-8	TGA365A-4	
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	
Espèce minérale	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	
Structure-texture	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Prismatique	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Sub-automorphe	Trame Aciculaire	Trame Sub-automorphe	Trame Aciculaire	Trame Sub-automorphe
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Prismatique	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Sub-automorphe	Aciculaire	Sub-automorphe	Aciculaire	Sub-automorphe
SiO2	47,540	47,559	49,546	50,193	49,317	46,183	48,918	49,209	49,466	49,667	50,523	50,601	
P2O5	0,007	0,014		0,018	0,037	0,009	0,028	0,018	0,005	0,044	0,034	0,023	
TiO2	0,294	0,291	0,551	0,137	0,146	0,325	0,214	0,212	0,230	0,163	0,105	0,094	
ZrO2													
Al2O3	7,985	8,159	6,362	5,984	6,463	8,839	6,215	6,900	5,403	5,788	5,137	5,620	
Cr2O3	0,011	0,002		0,054	0,008								
MnO	0,234	0,207	0,267	0,712	0,351	0,416	0,441	0,640	0,530	0,423	0,508	0,470	
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
FeO*	11,445	13,275	9,904	13,392	14,547	11,917	12,517	13,436	12,032	11,093	11,692	12,121	
Fe2O3*	3,587	2,706	2,769	3,027	3,195	4,486	3,676	3,827	4,223	4,066	3,168	3,755	
NiO	0,008		0,025	0,016	0,015	0,016	0,014	0,014	0,054	0,023	0,023	0,003	
MgO	12,813	11,906	14,508	14,063	12,010	12,111	12,785	12,149	13,029	13,862	13,898	13,406	
CaO	11,788	11,609	11,206	8,427	9,936	11,977	12,087	9,463	11,868	11,947	11,711	10,636	
Na2O	0,999	1,044	0,802	1,061	1,091	1,328	0,855	1,440	0,650	0,861	0,789	1,256	
K2O	0,096	0,127	0,064	0,147	0,154	0,151	0,036	0,140	0,047	0,081	0,113	0,143	
H2O+	2,060	2,050	2,090	2,070	2,050	2,040	2,050	2,060	2,050	2,060	2,070	2,070	
Total	98,867	98,948	98,093	99,285	99,318	99,797	99,822	99,499	99,542	100,107	99,773	100,197	
(T)Si	6,998	7,029	7,246	7,326	7,266	6,802	7,165	7,218	7,251	7,208	7,344	7,330	
(T)P		0,001		0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,003	0,002	0,001	
(T)Al	1,001	0,970	0,754	0,673	0,732	1,197	0,833	0,781	0,749	0,789	0,654	0,668	
(T)Ti													
(T)Fe3+													
T sous total	7,999	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,999	
(C)Ti	0,033	0,032	0,061	0,015	0,016	0,036	0,024	0,023	0,025	0,018	0,012	0,010	
(C)Al	0,384	0,452	0,342	0,356	0,390	0,337	0,240	0,412	0,185	0,201	0,226	0,291	
(C)Cr	0,001			0,006	0,001								
(C)Mn3+													
(C)Fe3+	0,398	0,301	0,305	0,333	0,354	0,497	0,405	0,423	0,465	0,444	0,347	0,409	
(C)Ni	0,001		0,003		0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,006	0,003		
(C)Mn2+													
(C)Fe2+	1,372	1,591	1,127	1,230	1,599	1,468	1,533	1,483	1,476	1,332	1,401	1,393	
(C)Mg	2,812	2,623	3,163	3,060	2,638	2,659	2,792	2,657	2,847	2,999	3,012	2,895	
C sous total	5,001	4,999	5,001	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	5,000	5,000	5,001	4,998	
(B)Mn2+	0,029	0,026	0,033	0,088	0,044	0,051	0,048	0,080	0,064	0,052	0,063	0,058	
(B)Fe2+	0,037	0,050	0,084	0,404	0,194			0,164		0,014	0,020	0,075	
(B)Mg													
(B)Ca	1,859	1,838	1,756	1,318	1,569	1,890	1,897	1,487	1,864	1,858	1,824	1,651	
(B)Na	0,075	0,086	0,127	0,190	0,194	0,059	0,055	0,269	0,073	0,076	0,094	0,217	
B sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,001	2,001	
(A)Ca													
(A)Na	0,210	0,213	0,101	0,110	0,117	0,321	0,188	0,141	0,112	0,166	0,129	0,136	
(A)K	0,018	0,024	0,012	0,027	0,029	0,028	0,007	0,026	0,009	0,015	0,021	0,026	
A sous total	0,228	0,237	0,113	0,137	0,146	0,349	0,195	0,167	0,121	0,181	0,150	0,162	
O(aem-W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	
(W)OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
(W)F													
(W)Cl													
(W)O													
W sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
Somme T.C.B.A	15,228	15,236	15,114	15,137	15,147	15,349	15,196	15,167	15,122	15,181	15,152	15,160	
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	85,248	85,594	89,446	90,344	89,538	81,755	87,527	88,673	89,386	88,301	90,365	90,116	
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	12,194	11,812	9,307	8,299	9,020	14,387	10,176	9,233	9,666	8,047	9,666	8,212	
Mg#	0,666	0,615	0,723	0,652	0,595	0,644	0,646	0,617	0,659	0,690	0,679	0,664	

suite

Formation	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat
Affilement Echantillon	TGA365 TGA365A	TGA365 TGA365A	TGA367 TGA367A	TGA367 TGA367A	TGA367 TGA367A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A
Numéro d'analyse	TGA365A-18	TGA365A-6	TGA367A-13	TGA367A-59	TGA367A-50	TGA372A-24	TGA372A-27	TGA372A-23	TGA372A-13	TGA372A-25	TGA372A-5	TGA372A-6	
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	
Espèce minérale	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	
Habitus	Aciculaire	Sub-automorphe	Xénomorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Sub-automorphe	Aciculaire	Aciculaire	
SiO2	51,515	51,719	42,351	45,390	48,211	46,684	47,137	47,167	47,305	48,471	48,659	49,155	
P2O5	0,037	0,021	0,027	0,007	0,219	0,119	0,030	0,249	0,021	0,030	0,030	0,021	
TiO2	0,098	0,060	0,071	0,219	0,119	0,330	0,249	0,240	0,260	0,181	0,151	0,202	
ZrO2													
Al2O3	4,114	4,078	13,389	8,999	6,579	9,038	6,330	8,071	8,024	7,143	6,972	6,401	
Cr2O3						0,013			0,033			0,015	
MnO	0,552	0,477	0,254	0,375	0,311	0,524	0,553	0,678	0,489	0,534	0,593	0,756	
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
FeO*	11,711	10,089	10,684	15,634	13,945	10,915	8,052	12,433	10,528	15,723	12,523	11,692	
Fe2O3*	2,954	3,599	5,848	4,182	4,397	4,601	6,296	4,655	4,967	4,534	4,865	4,806	
NiO				0,012	0,007	0,010	0,023	0,012	0,023	0,012	0,012	0,012	
MgO	14,345	15,247	10,959	9,512	11,626	12,662	14,342	11,997	13,078	12,382	12,381	13,506	
CaO	11,693	12,396	11,737	11,268	10,577	11,455	11,577	10,633	11,965	7,918	9,834	10,401	
Na2O	0,640	0,519	1,822	1,322	0,959	1,369	1,002	1,419	1,080	1,253	1,539	1,094	
K2O	0,049	0,056	0,233	0,337	0,203	0,164	0,133	0,338	0,150	0,145	0,238	0,221	
H2O+	2,070	2,080	2,030	2,010	2,040	2,050	2,070	2,040	2,050	2,040	2,050	2,060	
Total	99,777	100,339	99,405	98,576	99,658	99,812	97,781	99,671	99,939	100,398	99,835	100,328	
(T)Si	7,468	7,425	6,281	6,861	7,127	6,830	6,993	6,952	6,908	7,106	7,128	7,142	
(T)P	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	
(T)Al	0,530	0,574	1,718	1,138	0,873	1,170	1,005	1,048	1,091	0,892	0,870	0,857	
(T)Ti													
(T)Fe3+													
T sous total	8,000	8,000	8,001	7,999	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
(C)Ti	0,011	0,006	0,008	0,025	0,013	0,036	0,028	0,027	0,029	0,020	0,017	0,022	
(C)Al	0,173	0,116	0,622	0,465	0,273	0,388	0,102	0,353	0,290	0,342	0,334	0,240	
(C)Cr						0,002				0,004		0,002	
(C)Mn3+													
(C)Fe3+	0,322	0,389	0,654	0,475	0,489	0,506	0,702	0,516	0,546	0,500	0,536	0,526	
(C)Ni				0,002		0,001	0,001		0,003	0,001			
(C)Mn2+		0,015							0,001				
(C)Fe2+	1,393	1,211	1,293	1,890	1,662	1,305	0,995	1,468	1,285	1,427	1,410	1,285	
(C)Mg	3,100	3,263	2,423	2,143	2,562	2,762	3,172	2,636	2,847	2,706	2,704	2,926	
C sous total	4,999	5,000	5,000	5,000	4,999	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,001	5,001	
(B)Mn2+	0,068	0,043	0,032	0,048	0,039	0,065	0,069	0,085	0,060	0,066	0,074	0,093	
(B)Fe2+	0,027		0,031	0,087	0,062	0,031	0,005		0,065	0,501	0,125	0,135	
(B)Mg													
(B)Ca	1,816	1,907	1,865	1,713	1,785	1,796	1,840	1,679	1,872	1,244	1,544	1,619	
(B)Na	0,089	0,050	0,072	0,152	0,114	0,109	0,085	0,172	0,068	0,189	0,258	0,152	
B sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	1,999	2,001	2,000	2,000	2,001	1,999	
(A)Ca													
(A)Na	0,091	0,095	0,452	0,235	0,160	0,280	0,203	0,234	0,237	0,167	0,179	0,156	
(A)K	0,009	0,010	0,044	0,065	0,038	0,031	0,025	0,064	0,028	0,027	0,045	0,041	
A sous total	0,100	0,105	0,496	0,300	0,198	0,311	0,228	0,298	0,265	0,194	0,224	0,197	
O(aem-W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	
(W)OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
(W)F													
(W)Cl													
(W)O													
W sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
Somme T.C.B.A	15,099	15,105	15,497	15,299	15,197	15,312	15,227	15,299	15,266	15,194	15,226	15,197	
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	92,323	91,735	74,323	83,325	87,341	82,488	85,270	84,430	83,876	87,030	87,171	87,578	
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	6,552	7,092	20,329	13,821	10,699	14,130	12,255	12,728	13,247	10,325	10,640	10,509	
Mg#	0,686	0,729	0,647	0,520	0,598	0,674	0,760	0,632	0,689	0,584	0,638	0,673	

suite

Formation	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat
Affilement Echantillon	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372A	TGA372 TGA372B	TGA372 TGA372B	TGA372 TGA372B	TGA372 TGA372B	TGA372 TGA372B	TGA372 TGA372B	TGA367 TGA367A	TGA367 TGA367A
Numéro d'analyse	TGA372A-7	TGA372A-3	TGA372A-26	TGA372A-9	TGA372B-15	TGA372B-14	TGA372B-11	TGA372B-12	TGA372B-13	TGA372B-17	TGA367A-17	TGA367A-14	
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	
Espèce minérale	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Sadanagite	Pargasite	
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	
Habitus	Aciculaire	Sub-automorphe	Aciculaire	Aciculaire	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Sub-automorphe	Xénomorphe	
SiO2	49,228	49,262	49,773	50,789	46,347	46,726	47,239	47,287	48,952	49,856	40,445	41,303	
P2O5						0,009	0,028		0,037	0,028	0,044	0,021	
TiO2	0,158	0,135	0,048	0,106	0,164	0,182	0,209	0,219	0,180	0,100	0,054	0,066	
ZrO2													
Al2O3	6,506	6,136	5,172	4,739	7,706	7,983	7,761	8,975	6,403	5,662	16,649	14,851	
Cr2O3													
MnO	0,794	0,427	0,522	0,723	0,585	0,464	0,634	0,461	0,394	0,553	0,209	0,269	
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
FeO*	13,146	12,312	10,732	11,194	16,966	14,829	15,238	9,840	13,004	15,040	11,296	11,830	
Fe2O3*	4,315	3,995	4,661	3,129	4,597	6,157	4,721	4,687	3,842	3,472	5,693	5,164	
NiO		0,015				0,025	0,023	0,024	0,024	0,043	0,009		
MgO	13,096	13,157	14,064	14,770	10,654	11,381	11,977	13,321	12,538	12,879	9,731	9,931	
CaO	9,883	10,963	11,164	10,601	8,171	9,012	8,355	11,697	11,596	9,673	11,844	11,920	
Na2O	1,017	1,293	0,863	0,820	0,999	1,130	0,967	1,171	0,924	0,763	2,121	1,932	
K2O	0,206	0,204	0,154	0,150	0,328	0,306	0,264	0,124	0,185	0,205	0,285	0,291	
H2O+	2,050	2,050	2,070	2,080	2,010	2,020	2,030	2,020	2,050	2,020	2,040	2,020	
Total	100,398	99,948	99,223	99,101	98,526	100,224	99,446	99,875	100,105	100,313	100,399	99,598	
(T)Si	7,168	7,194	7,278	7,399	7,002	6,910	7,006	6,870	7,162	7,288	5,965	6,146	
(T)P						0,001	0,002		0,002	0,002	0,003	0,001	
(T)Al	0,832	0,806	0,722	0,601	0,998	1,089	0,992	1,130	0,836	0,710	2,032	1,853	
(T)Ti													
(T)Fe3+													
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
(C)Ti	0,017	0,015	0,005	0,012	0,019	0,020	0,023	0,024	0,020	0,011	0,006	0,007	
(C)Al	0,284	0,250	0,169	0,212	0,374	0,302	0,364	0,407	0,268	0,265	0,862	0,752	
(C)Cr													
(C)Mn3+													
(C)Fe3+	0,472	0,439	0,512	0,343	0,521	0,685	0,527	0,513	0,423	0,381	0,632	0,579	
(C)Ni		0,002				0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,001		
(C)Mn2+													
(C)Fe2+	1,384	1,430	1,248	1,226	1,687	1,461	1,434	1,168	1,554	1,531	1,360	1,459	
(C)Mg	2,843	2,864	3,066	3,208	2,399	2,509	2,648	2,885	2,734	2,807	2,140	2,203	
C sous total	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	5,000	4,999	5,000	4,999	5,000	5,001	5,000	
(B)Mn2+	0,098	0,053	0,065	0,089	0,075	0,058	0,080	0,057	0,049	0,069	0,026	0,034	
(B)Fe2+	0,218	0,074	0,065	0,138	0,458	0,354	0,455	0,027	0,036	0,309	0,034	0,013	
(B)Mg													
(B)Ca	1,542	1,715	1,749	1,655	1,323	1,428	1,328	1,821	1,818	1,515	1,872	1,900	
(B)Na	0,142	0,158	0,121	0,118	0,145	0,160	0,138	0,095	0,097	0,107	0,068	0,053	
B sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
(A)Ca													
(A)Na	0,145	0,208	0,123	0,113	0,148	0,164	0,140	0,234	0,165	0,109	0,538	0,504	
(A)K	0,038	0,038	0,029	0,028	0,063	0,058	0,050	0,023	0,034	0,038	0,054	0,055	
A sous total	0,183	0,246	0,152	0,141	0,211	0,222	0,190	0,257	0,199	0,147	0,592	0,559	
O(aem-W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	
(W)OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
(W)F													
(W)Cl													
(W)O													
W sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
Somme T.C.B.A	15,183	15,246	15,152	15,142	15,212	15,222	15,190	15,257	15,198	15,147	15,593	15,559	
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	88,005	87,646	89,597	91,199	85,935	84,650	86,090	83,435	87,737	89,898	69,889	72,280	
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	10,215	9,820	8,888	7,408	12,248	13,341	12,190	13,724	10,241	8,758	23,808	21,792	
Mg#	0,640	0,656	0,700	0,702	0,528	0,578	0,584	0,707	0,632	0,604	0,606	0,599	

Tab. V-25 : compositions représentatives des épidotes des prasinites de la Formation de Tréogat et de la Formation du Hâvre. Formules structurales calculées sur la base de 12.5 oxygène

Formation	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation de Tréogat
Affleurement	TGA214	TGA214	TGA214	TGA214	TGA214	TGA214	TGA214	TGA214	TGA372
Echantillon	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA372B
Numéro d'analyse	TGA214A-40	TGA214A-7	TGA214A-38	TGA214A-4	TGA214A-2	TGA214A-11	TGA214A-25	TGA214A-3	TGA372B-16
Groupe minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Espèce minérale	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
SiO ₂	36,92	37,00	37,71	37,79	37,94	37,98	38,12	38,39	37,89
P ₂ O ₅	-	0,04	0,03	0,01	0,02	-	-	0,01	0,03
TiO ₂	0,06	0,05	0,12	0,08	0,19	0,08	0,16	0,17	0,06
Al ₂ O ₃	23,85	23,24	26,72	24,41	26,96	26,73	26,76	27,11	24,50
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-
MnO	0,21	0,20	0,17	0,20	0,13	0,12	0,43	0,25	0,33
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	11,19	12,29	8,43	11,06	8,31	8,55	8,34	8,20	11,32
Fe ₂ O ₃	12,43	13,66	9,36	12,30	9,23	9,51	9,26	9,12	12,59
NiO	-	0,02	-	0,02	0,03	-	-	0,03	-
MgO	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01
CaO	23,08	23,67	23,71	23,66	23,72	23,73	23,31	23,83	23,35
Na ₂ O	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,04
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
H ₂ O+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	95,35	97,88	96,89	98,51	98,23	98,14	98,07	98,94	98,80
Si	2,98	2,96	2,96	2,98	2,97	2,97	2,98	2,98	2,98
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	0,01	-	0,01	-	0,01	0,01	-
Al	2,27	2,19	2,48	2,27	2,48	2,47	2,47	2,48	2,27
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	0,75	0,82	0,55	0,73	0,54	0,56	0,55	0,53	0,75
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	1,99	2,03	2,00	2,00	1,99	1,99	1,96	1,98	1,97
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	8,01	8,02	8,01	8,01	8,01	8,01	8,00	8,00	8,00

Tab. V-26 : compositions représentatives des chlorites des prasinites de la Formation de Tréogat et de la Formation du Hâvre. Formules structurales calculées sur la base de 14 oxygène

Formation	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre
Affleurement	TGA214	TGA214	TGA214	TGA214	TGA214	TGA216	TGA216	TGA216
Echantillon	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA214A	TGA216A	TGA216A	TGA216A
Numéro d'analyse	TGA214A-39	TGA214A-26	TGA214A-37	TGA214A-5	TGA214A-6	TGA216A-22	TGA216A-10	TGA216A-9
Groupe minéral	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite
Espèce minérale								
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Queue de cristallisation	Queue de cristallisation
SiO ₂	25,56	25,59	25,67	26,83	28,44	25,94	26,19	26,76
P ₂ O ₅	0,07	-	0,03	0,03	0,05	0,01	0,03	0,03
TiO ₂	0,41	0,12	0,05	0,07	0,13	0,11	0,09	0,04
Al ₂ O ₃	20,43	20,66	20,42	21,77	21,91	21,06	20,18	20,81
Cr ₂ O ₃	-	0,01	-	-	-	-	-	-
MnO	0,36	0,40	0,44	0,35	0,29	0,35	0,36	0,43
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	24,97	24,20	24,66	24,00	22,76	22,17	22,93	22,55
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	0,05	0,03	0,01	0,05	0,09	-	0,02
MgO	15,68	16,48	15,99	15,12	13,50	17,49	17,40	17,05
CaO	0,14	0,07	0,10	0,06	0,21	0,03	0,10	0,09
Na ₂ O	0,02	0,01	-	-	-	0,01	0,01	-
K ₂ O	0,05	0,00	0,01	0,14	0,21	0,04	0,04	0,08
H ₂ O+								
Total	87,69	87,60	87,39	88,37	87,55	87,30	87,34	87,87
Si	2,70	2,69	2,71	2,78	2,93	2,70	2,74	2,77
P	0,01	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al	2,54	2,56	2,54	2,65	2,66	2,59	2,49	2,54
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	2,20	2,13	2,18	2,08	1,96	1,93	2,01	1,95
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	0,01	-	-	-
Mg	2,47	2,58	2,52	2,33	2,08	2,72	2,71	2,63
Ca	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	-	0,01	0,01
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0,01	-	-	0,02	0,03	-	-	0,01
Total (apuf)	10,00	10,02	10,01	9,90	9,73	10,00	10,01	9,96
Mg#	0,53	0,55	0,54	0,53	0,51	0,58	0,58	0,57

suite

Formation	Formation du Havre	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat
Affleurement	TGA216	TGA359	TGA359	TGA359	TGA359	TGA359	TGA374
Echantillon	TGA216A	TGA359A	TGA359A	TGA359A	TGA359A	TGA359A	TGA374A
Numéro d'analyse	TGA216A-23	TGA359A-10	TGA359A-11	TGA359A-9	TGA359A-8	TGA359A-7	TGA374A-3
Groupe minéral	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite
Espèce minérale							
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
SiO2	26,90	26,85	26,94	27,11	27,48	28,05	26,52
P2O5	-	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	-
TiO2	0,10	0,01	0,07	0,07	0,01	0,02	0,09
Al2O3	20,68	21,65	21,57	21,84	19,65	19,61	21,50
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,34	0,19	0,15	0,14	0,21	0,23	0,21
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO	21,69	17,57	17,22	17,74	21,60	21,51	21,92
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,01	0,05	0,04	0,09	0,07	0,03	0,00
MgO	17,22	21,12	21,18	20,92	18,21	17,79	17,79
CaO	0,10	0,10	0,10	0,03	0,06	0,10	0,11
Na2O	-	0,01	-	-	-	-	-
K2O	0,09	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
H2O+	-	-	-	-	-	-	-
Total	87,15	87,59	87,30	87,96	87,35	87,36	88,14
Si	2,79	2,71	2,72	2,73	2,84	2,89	2,72
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	2,53	2,58	2,57	2,59	2,40	2,38	2,60
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	1,88	1,48	1,46	1,49	1,87	1,86	1,88
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,00	0,00	0,01	0,01	-	-	-
Mg	2,67	3,18	3,19	3,14	2,81	2,74	2,72
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	9,94	9,99	9,98	9,97	9,95	9,91	9,97
Mg#	0,59	0,68	0,69	0,68	0,60	0,60	0,59

Tab. V-27 : compositions représentatives des amphiboles de la trame des amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Formules structurales calculées d'après Locock (2014).

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affileurement	TGA109	TGA089	TGA089	TGA089	TGA089	TGA089	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109
Echantillon	TGA109A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A
Numéro d'analyse	TGA109A-58	TGA089A-13	TGA089A-18	TGA089A-20	TGA089A-22	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-52	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Ferro-actinolite	Actinolite	Actinolite	Actinolite	Actinolite	Actinolite	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende
Structure-texture	Trama Aciculaire	Trama Aciculaire	Trama Aciculaire	Trama Aciculaire	Trama Aciculaire	Trama Aciculaire	Trama Aciculaire	Boudin à épidote Aciculaire	Trama Aciculaire	Trama Aciculaire	Trama Aciculaire
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire
SiO2	49,860	51,085	50,558	52,364	53,301	51,870	49,780	48,180	50,470	50,850	
P2O5	0,030		0,029	0,040				0,030			
TiO2	0,050	0,071	0,110	0,075			0,110	0,200	0,080	0,120	
ZrO2											
Al2O3	5,190	3,979	3,171	2,398	1,943	4,060	5,240	6,790	5,190	4,830	
Cr2O3											
MnO	0,380	0,314	0,280	0,366	0,292	0,350	0,340	0,400	0,450	0,410	
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
FeO*	19,330	15,592	15,339	15,456	14,742	18,030	18,310	19,293	17,680	19,230	
Fe2O3*	0,000	2,011	2,502	1,494	1,046	1,390	2,160	2,786	3,010	1,320	
NiO	0,010		0,039	0,045	0,052	0,020	0,040	0,050			
MgO	9,190	12,154	12,683	13,741	13,741	10,480	9,700	8,270	9,700	9,440	
CaO	12,310	11,129	11,457	11,894	12,052	10,640	10,510	9,800	9,830	10,800	
Na2O	0,740	1,298	1,152	0,726	0,648	1,490	1,600	2,130	1,660	1,370	
K2O	0,250	0,158	0,132	0,139	0,087	0,110	0,160	0,190	0,150	0,160	
H2O+	2,010	2,040	2,030	2,050	2,060	2,030	2,010	2,000	2,020	2,010	
Total	99,350	99,831	99,481	100,073	99,964	99,960	99,960	100,119	100,240	100,530	
(T)Si	7,482	7,518	7,491	7,669	7,763	7,619	7,414	7,225	7,465	7,526	
(T)P	0,002		0,002					0,002			
(T)Al	0,516	0,482	0,507	0,328	0,237	0,381	0,586	0,773	0,535	0,474	
(T)Ti											
(T)Fe3+											
T sous total	8,000	8,000	8,000	7,999	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
(C)Ti	0,006	0,008	0,012	0,008		0,012	0,012	0,023	0,009	0,013	
(C)Al	0,402	0,208	0,047	0,086	0,097	0,322	0,334	0,427	0,370	0,368	
(C)Cr											
(C)Mn3+		0,222	0,280	0,165	0,115	0,322	0,243	0,314	0,335	0,147	
(C)Fe3+			0,005	0,005	0,006	0,002	0,005	0,006			
(C)Ni	0,001										
(C)Mn2+	0,048				0,004					0,010	
(C)Fe2+	2,426	1,896	1,855	1,892	1,796	2,215	2,253	2,382	2,147	2,379	
(C)Mg	2,056	2,667	2,802	2,845	2,984	2,295	2,154	1,849	2,139	2,083	
C sous total	4,939	5,001	5,001	5,001	5,002	4,999	5,001	5,001	5,000	5,000	
(B)Mn2+		0,039	0,035	0,045	0,045	0,033	0,044	0,043	0,051	0,056	0,042
(B)Fe2+		0,024	0,045	0,001			0,026	0,039	0,040		
(B)Mg											
(B)Ca	1,979	1,755	1,819	1,867	1,881	1,675	1,677	1,575	1,558	1,713	
(B)Na	0,021	0,182	0,101	0,087	0,087	0,282	0,254	0,335	0,346	0,246	
B sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,001	2,000	2,000	2,000	2,001	
(A)Ca											
(A)Na	0,195	0,189	0,230	0,120	0,096	0,143	0,208	0,284	0,130	0,148	
(A)K	0,048	0,030	0,025	0,026	0,016	0,021	0,030	0,036	0,028	0,030	
A sous total	0,243	0,219	0,255	0,146	0,112	0,164	0,238	0,320	0,158	0,178	
O(non-W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	
(W)OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
(W)F											
(W)Cl											
(W)O											
W sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
Somme T.C.B.A	15,182	15,220	15,256	15,146	15,115	15,164	15,239	15,321	15,158	15,179	
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	91,322	91,806	91,043	94,481	95,887	93,565	90,327	87,237	91,820	92,366	
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	6,298	5,886	6,162	4,041	2,927	4,679	7,139	9,333	6,581	5,817	
Mlg#	0,459	0,581	0,596	0,600	0,624	0,509	0,486	0,433	0,494	0,467	

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	
Affleurement Echantillon	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA089	TGA089	TGA109	TGA109
Numéro d'analyse	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA089A-14	TGA089A-15	TGA109A-58	TGA109A-58
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende
Structure-texture	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire
SiO2	51,880	50,890	50,680	49,290	48,880	51,630	50,552	51,610	49,970	51,360	49,970
P2O5									0,040		
TiO2	0,120	0,010	0,130	0,060	0,160	0,150	0,063	0,215	0,030	0,060	0,060
ZrO2											
Al2O3	4,640	4,880	6,010	5,110	6,480	4,400	4,831	3,791	4,830	3,450	3,450
Cr2O3								0,083			
MnO	0,470	0,420	0,350	0,340	0,400	0,362	0,388	0,370	0,370	0,410	0,410
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	18,200	18,270	18,450	18,140	18,930	18,260	15,662	14,963	18,420	15,730	15,730
Fe2O3*	1,550	1,620	1,830	2,290	2,360	2,110	2,834	3,074	2,660	3,780	3,780
NiO	0,070	0,060	0,010	0,010	0,010	0,007	0,000	0,030	0,030	0,040	0,040
MgO	9,970	9,900	9,260	9,780	8,710	10,060	11,383	12,226	10,370	11,050	11,050
CaO	10,320	10,670	10,130	10,760	9,960	10,200	9,937	10,362	10,020	10,360	10,360
Na2O	1,600	1,440	1,730	1,350	1,990	1,650	2,008	1,444	0,900	1,290	1,290
K2O	0,150	0,110	0,170	0,180	0,140	0,140	0,200	0,186	0,100	0,030	0,030
H2O+	2,030	2,020	2,020	2,010	2,010	2,020	2,040	2,050	2,020	2,040	2,040
Total	101,000	100,230	100,840	99,330	100,010	101,010	99,878	100,393	99,760	99,600	99,600
(T)Si	7,594	7,525	7,449	7,395	7,303	7,570	7,451	7,537	7,442	7,594	7,594
(T)P											
(T)Al	0,406	0,475	0,551	0,605	0,697	0,430	0,549	0,463	0,556	0,406	0,406
(T)Ti											
(T)Fe3+											
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,001	8,000	8,000
(C)Ti	0,013	8,000	0,014	0,007	0,018	0,017	0,007	0,024	0,003	0,007	0,007
(C)Al	0,395		0,490	0,299	0,444	0,331	0,291	0,189	0,292	0,195	0,195
(C)Cr								0,010			
(C)Mn3+											
(C)Fe3+	0,169	0,180	0,202	0,258	0,266	0,233	0,314	0,338	0,298	0,420	0,420
(C)Ni	0,008	0,007	0,007	0,001	0,001		0,001		0,004	0,005	0,005
(C)Mn2+	0,010	0,001									
(C)Fe2+	2,229	2,260	2,258	2,248	2,332	2,221	1,886	1,779	2,101	1,937	1,937
(C)Mg	2,176	2,182	2,029	2,188	1,940	2,199	2,501	2,662	2,302	1,937	1,937
C sous total	5,000	4,999	5,000	5,001	5,000	5,000	5,000	5,002	5,000	5,000	5,000
(B)Mn2+	0,048	0,051	0,046	0,044	0,043	0,050	0,045	0,048	0,047	0,051	0,051
(B)Fe2+			0,011	0,029	0,033	0,017	0,045	0,049	0,193	0,008	0,008
(B)Mg											
(B)Ca	1,619	1,690	1,595	1,730	1,594	1,602	1,569	1,621	1,599	1,641	1,641
(B)Na	0,333	0,258	0,347	0,197	0,330	0,331	0,341	0,282	0,161	0,299	0,299
B sous total	2,000	1,999	1,999	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,999	1,999
(A)Ca											
(A)Na	0,121	0,155	0,146	0,196	0,247	0,138	0,233	0,127	0,099	0,070	0,070
(A)K	0,028	0,021	0,032	0,034	0,034	0,026	0,038	0,035	0,019	0,006	0,006
A sous total	0,149	0,176	0,178	0,230	0,281	0,164	0,271	0,162	0,118	0,076	0,076
O(non-W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
(W)OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)F											
(W)Cl											
(W)O						2,000					
W sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	15,165	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Somme T,C,B,A	15,149	15,174	15,177	15,231	15,281	5,001	15,271	15,164	15,119	15,075	15,075
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	93,511	92,275	91,444	90,227	88,553	93,020	90,502	92,740	91,911	94,102	94,102
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	4,999	5,825	6,764	7,382	8,452	5,284	6,668	5,697	6,867	5,031	5,031
Mg#	0,494	0,491	0,472	0,490	0,451	0,496	0,564	0,593	0,501	0,499	0,499

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement Echantillon	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA089	TGA109	TGA109	TGA087	TGA109	TGA087	TGA087
Numéro d'analyse	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA089A-16	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA087A-13	TGA109A-58	TGA087A	TGA087A
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Winchite
Structure-texture	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire
SiO2	50,080	50,950	48,660	51,180	48,936	50,880	51,260	48,075	49,190	53,050	
P2O5	0,020					0,020		0,027	0,020	0,005	
TiO2	0,080	0,100	0,090	0,160	0,252	0,040	0,140	0,123	0,050	0,020	
ZrO2											
Al2O3	4,530	3,980	5,890	4,190	6,453	4,710	4,610	6,292	6,030	6,622	
Cr2O3											
MnO	0,340	0,350	0,217	0,350	0,333	0,390	0,410	0,310	0,360	0,280	
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
FeO*	16,960	17,180	16,370	18,080	16,111	17,800	18,040	16,152	17,160	15,790	
Fe2O3*	3,750	2,480	5,040	2,380	2,327	2,320	1,770	2,541	2,950	0,000	
NiO											
MgO	11,020	10,920	10,470	10,520	10,827	10,230	10,240	10,657	10,760	9,586	
CaO	10,190	10,610	9,780	10,880	10,613	10,260	10,790	10,505	8,890	8,979	
Na2O	1,170	1,460	1,510	1,270	1,905	1,730	1,310	1,971	1,190	3,133	
K2O	0,120	1,460	0,130	0,150	0,107	0,150	0,130	0,101	0,060	0,254	
H2O+	2,020	2,030	2,020	2,020	2,030	2,020	2,030	2,020	2,030	2,070	
Total	100,280	100,160	100,360	101,180	99,893	100,730	98,774	98,774	98,700	99,789	
(T)Si	7,404	7,528	7,210	7,508	7,239	7,501	7,534	7,215	7,352	7,703	
(T)P	0,001					0,001		0,002	0,001		
(T)Al	0,595	0,472	0,790	0,492	0,761	0,498	0,466	0,783	0,647	0,296	
(T)Ti											
(T)Fe3+											
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,999	
(C)Ti	0,009	0,011	0,010	0,018	0,028	0,004	0,015	0,014	0,006	0,002	
(C)Al	0,195	0,221	0,239	0,233	0,365	0,320	0,333	0,330	0,415	0,837	
(C)Cr											
(C)Mn3+											
(C)Fe3+	0,417	0,276	0,563	0,263	0,260	0,257	0,195	0,287	0,332		
(C)Ni											
(C)Mn2+										0,034	
(C)Fe2+	1,951	2,087	1,875	2,185	1,960	2,170	2,213	1,984	1,849	1,918	
(C)Mg	2,429	2,405	2,313	2,301	2,388	2,248	2,244	2,385	2,397	2,075	
C sous total	5,001	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	5,000	4,999	4,999	4,866	
(B)Mn2+	0,043	0,044	0,049	0,043	0,042	0,049	0,051	0,039	0,046		
(B)Fe2+	0,146	0,035	0,153	0,032	0,033	0,025	0,005	0,043	0,296		
(B)Mg											
(B)Ca	1,614	1,680	1,553	1,710	1,682	1,621	1,699	1,689	1,424	1,397	
(B)Na	0,197	0,242	0,245	0,215	0,243	0,306	0,245	0,228	0,235	0,603	
B sous total	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	1,999	2,001	2,000	
(A)Ca											
(A)Na	0,138	0,177	0,188	0,147	0,303	0,189	0,128	0,345	0,110	0,279	
(A)K	0,023	0,019	0,025	0,028	0,020	0,028	0,024	0,019	0,011	0,047	
A sous total	0,161	0,196	0,213	0,175	0,323	0,217	0,152	0,364	0,121	0,326	
O(non-W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	
(W)OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
(W)F											
(W)Cl											
(W)O											
W sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
Somme T,C,B,A	15,162	15,197	15,213	15,175	15,324	4,999	15,152	15,363	15,121	15,191	
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	90,992	92,063	88,056	92,157	87,185	91,610	92,692	86,480	90,665	93,054	
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	7,312	5,772	9,648	6,039	9,165	6,082	5,733	9,385	7,979	3,576	
Mg#	0,537	0,531	0,533	0,509	0,545	0,506	0,503	0,541	0,528	0,520	

Tab. V-28 : compositions représentatives des plagioclases des amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Formation	Formation de Pont de barel	Formation de Pont de barel	Formation de Pont de barel	Formation de Pont de barel	Formation de Pont de barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA087	TGA087	TGA087	TGA087	TGA087	TGA109	TGA089	TGA109	TGA089	TGA109
Echantillon	TGA087A	TGA087A	TGA087A	TGA087A	TGA087A	TGA109A	TGA089A	TGA109A	TGA089A	TGA109A
Numéro d'analyse	TGA087A-3	TGA087A-2	TGA087A-14	TGA087A-7	TGA087A-8	TGA109A-36	TGA089A-8	TGA109A-37	TGA089A-3	TGA109A-34
Groupe minéral	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Espèce minérale	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite
Structure-texture	Queue de recristallisation des porphyroclastes de feldspaths	Porphyroclaste	Trame	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Trame	Porphyroclaste	Trame	Porphyroclaste
SiO2	67,59	68,79	68,11	69,28	68,53	69,29	68,16	69,20	68,29	69,28
P2O5	-	0,01	-	-	-	-	-	0,02	-	-
TiO2	-	0,01	-	0,04	-	0,06	0,01	0,01	-	-
Al2O3	19,56	19,65	19,69	19,58	19,59	20,01	19,90	20,32	20,36	20,26
Cr2O3	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,04	0,03	-	0,04	0,01	-	0,04	0,04	0,01	0,04
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,05	0,04	0,13	0,01	0,22	0,02	0,09	0,00	0,19	0,04
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	0,06	-	-	-	0,01	0,02	-	-	-
MgO	0,02	-	0,02	-	0,01	-	-	0,01	-	-
CaO	0,03	0,09	0,09	0,03	0,19	0,07	0,09	0,13	0,14	0,06
Na2O	11,66	12,17	11,94	11,68	11,42	11,63	11,83	11,58	11,54	11,68
K2O	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Total	98,97	100,86	100,00	100,69	100,01	101,12	100,17	101,36	100,56	101,41
Si	2,98	2,99	2,98	3,00	2,99	2,99	2,98	2,98	2,97	2,98
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,02	1,01	1,02	1,00	1,01	1,02	1,02	1,03	1,04	1,03
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01	-
Na	1,00	1,02	1,01	0,98	0,97	0,97	1,00	0,97	0,97	0,97
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	5,01	5,02	5,02	4,99	4,99	4,99	5,01	4,99	5,00	4,99
Xab	99,79	99,42	99,43	99,67	98,89	99,47	99,39	99,13	99,11	99,48
Xan	0,13	0,42	0,39	0,14	0,92	0,33	0,41	0,64	0,65	0,28
Xor	0,09	0,16	0,18	0,18	0,20	0,20	0,21	0,24	0,24	0,24

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA089	TGA109	TGA089	TGA089	TGA109	TGA109	TGA089	TGA109	TGA089	TGA109
Echantillon	TGA089A	TGA109A	TGA089A	TGA089A	TGA109A	TGA109A	TGA089A	TGA109A	TGA089A	TGA109A
Numéro d'analyse	TGA089A-10	TGA109A-42	TGA089A-6	TGA089A-4	TGA109A-38	TGA109A-39	TGA089A-5	TGA109A-35	TGA089A-7	TGA109A-33
Groupe minéral	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Espèce minérale	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite
Structure-texture	Trame	Porphyroclaste	Trame	Trame	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Trame	Porphyroclaste	Trame	Porphyroclaste
SiO2	68,80	69,19	68,90	68,88	69,14	69,26	68,78	69,14	68,65	69,04
P2O5	-	0,01	-	-	-	-	0,04	-	-	0,02
TiO2	0,03	0,00	-	0,06	0,01	0,04	0,04	0,04	0,05	0,00
Al2O3	20,46	20,01	19,85	20,26	19,88	20,42	20,16	20,27	20,39	20,03
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	0,02	0,02	0,01	-	-
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,05	0,07	0,20	0,15	0,11	0,00	0,11	0,07	0,12	0,03
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	0,01
MgO	0,02	-	0,01	0,01	0,02	-	0,01	0,01	0,02	-
CaO	0,10	0,06	0,02	0,13	0,03	0,05	0,09	0,09	0,20	0,09
Na2O	11,46	11,54	11,50	11,68	11,64	11,53	11,62	11,66	11,64	11,92
K2O	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
Total	100,96	100,93	100,53	101,21	100,87	101,36	100,93	101,34	101,12	101,20
Si	2,97	2,99	2,99	2,97	2,99	2,98	2,98	2,98	2,97	2,98
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,04	1,02	1,02	1,03	1,01	1,04	1,03	1,03	1,04	1,02
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,96	0,97	0,97	0,98	0,98	0,96	0,97	0,97	0,98	1,00
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,99	4,98	4,99	5,00	4,99	4,98	5,00	4,99	5,00	5,01
Xab	99,28	99,45	99,64	99,14	99,59	99,50	99,28	99,27	98,78	99,30
Xan	0,47	0,28	0,10	0,60	0,14	0,22	0,44	0,44	0,92	0,40
Xor	0,25	0,26	0,26	0,26	0,27	0,27	0,28	0,29	0,30	0,31

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA109	TGA109	TGA089	TGA089	TGA089	TGA109	TGA089	TGA089	TGA089	TGA089
Echantillon	TGA109A	TGA109A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA109A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA089A
Numéro d'analyse	TGA109A-41	TGA109A-40	TGA089A-23	TGA089A-19	TGA089A-12	TGA109A-43	TGA089A-21	TGA089A-2	TGA089A-11	TGA089A-9
Groupe minéral	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Espèce minérale	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite
Structure-texture	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Trame	Trame	Trame	Porphyroclaste	Trame	Trame	Trame	Trame
SiO2	69,50	69,07	68,96	68,95	69,02	69,38	69,37	68,98	69,14	68,18
P2O5	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,02
TiO2	0,01	-	0,04	-	0,02	0,01	-	-	0,10	0,02
Al2O3	20,17	19,83	20,25	20,46	20,43	20,56	20,48	20,27	20,02	19,82
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,00	-	0,08	-	0,01	0,03	-	0,05	-	0,03
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,02	0,05	0,21	0,19	0,11	0,04	0,20	0,09	0,11	0,13
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	0,04	-	-	-	-	0,02	-	-	-
MgO	-	-	0,01	0,02	0,01	-	0,01	0,01	0,02	0,02
CaO	0,06	0,10	0,06	0,14	0,19	0,05	0,19	0,19	0,06	0,08
Na2O	11,68	11,52	11,61	11,33	11,57	11,62	11,60	11,54	11,67	11,76
K2O	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08
Total	101,50	100,66	101,27	101,15	101,44	101,75	101,94	101,19	101,20	100,14
Si	2,99	2,99	2,98	2,97	2,97	2,98	2,97	2,98	2,98	2,98
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,02	1,01	1,03	1,04	1,04	1,04	1,03	1,03	1,02	1,02
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	0,01	0,01	-	-	0,01	-	-	-
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	0,01	0,01	-	0,01	0,01	-	-
Na	0,97	0,97	0,97	0,95	0,97	0,97	0,96	0,97	0,98	1,00
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	4,99	4,99	5,00	4,98	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	5,01
Xab	99,39	99,21	99,40	99,02	98,76	99,41	98,76	98,75	99,32	99,20
Xan	0,29	0,46	0,28	0,66	0,90	0,24	0,88	0,89	0,29	0,35
Xor	0,31	0,32	0,32	0,32	0,33	0,35	0,36	0,36	0,39	0,45

Tab. V-29 : compositions représentatives de épidotes des amphibolites et des épidotites de la Formation de Pont de Barel. Formules structurales calculées sur la base de 12.5 oxygènes

Formation	Formation de Pont de barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA087	TGA089	TGA089	TGA089	TGA087	TGA089	TGA089	TGA089	TGA089
Echantillon	TGA087A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA087A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA089A
Numéro d'analyse	TGA087A-5	TGA089A-33	TGA089A-28	TGA089A-29	TGA087A-12	TGA089A-30	TGA089A-24	TGA089A-34	TGA089A-25
Groupe minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Espèce minérale	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
SiO2	36,79	37,14	37,20	37,26	37,27	37,30	37,32	37,32	37,34
P2O5	0,02	0,03	-	-	-	0,02	0,02	-	0,01
TiO2	0,06	0,05	0,01	0,01	0,03	0,04	0,05	0,09	0,10
Al2O3	22,10	21,93	20,98	21,12	21,59	21,79	22,23	22,82	21,74
Cr2O3	0,02	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-
MnO	0,24	0,10	0,08	0,06	0,12	0,18	0,21	0,26	0,27
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	13,90	13,55	15,04	15,62	14,50	14,18	13,59	12,90	14,29
Fe2O3	15,45	15,06	16,72	17,36	16,12	15,75	15,11	14,34	15,88
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	22,88	23,20	22,59	23,06	23,12	22,76	23,08	23,24	23,19
Na2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
K2O	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01
H2O+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	97,58	97,55	97,58	98,88	98,25	97,91	98,02	98,10	98,54
Si	2,97	2,99	3,01	2,98	2,99	3,00	2,99	2,98	2,99
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01
Al	2,10	2,08	2,00	1,99	2,04	2,06	2,10	2,15	2,05
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	0,94	0,91	1,02	1,05	0,97	0,95	0,91	0,86	0,96
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	1,98	2,00	1,96	1,98	1,99	1,96	1,98	1,99	1,99
Na	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	8,01	8,01	7,99	8,00	8,00	7,99	8,00	8,01	8,00

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA089	TGA089	TGA089	TGA089	TGA089	TGA089	TGA089	TGA089
Echantillon	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA089A	TGA089A
Numéro d'analyse	TGA089A-32	TGA089A-31	TGA089A-27	TGA089A-26	TGA089A-48	TGA089A-47	TGA089A-49	TGA089A-50
Groupe minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Espèce minérale	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Filon	Filon	Filon	Filon
SiO2	37,41	37,42	37,52	37,54	37,56	37,26	38,53	37,87
P2O5	0,02	0,02	0,02	0,00	0,04	0,02	-	0,01
TiO2	0,02	0,12	0,03	0,04	0,02	0,04	0,12	0,05
Al2O3	21,89	21,36	22,51	22,11	23,07	22,05	26,97	24,73
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	0,01
MnO	0,20	0,05	0,22	0,13	0,08	0,07	0,08	0,11
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	14,25	14,67	13,27	13,69	12,26	13,63	8,04	10,31
Fe2O3	15,84	16,31	14,74	15,21	13,62	15,15	8,93	11,46
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0,01
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	23,12	23,54	23,16	22,96	23,67	23,59	23,98	24,00
Na2O	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02
K2O	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01
H2O+	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98,53	98,84	98,26	98,03	98,08	98,20	98,66	98,28
Si	2,99	2,99	2,99	3,01	2,99	2,98	2,99	2,99
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-
Al	2,06	2,01	2,12	2,09	2,17	2,08	2,47	2,30
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	0,95	0,98	0,89	0,92	0,82	0,91	0,52	0,68
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	1,98	2,01	1,98	1,97	2,02	2,02	2,00	2,03
Na	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	8,00	8,01	8,00	7,99	8,01	8,02	8,00	8,02

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109
Echantillon	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A
Numéro d'analyse	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-51
Groupe minéral	Boudin	Boudin	Boudin	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Espèce minérale	Epidote	Epidote	Epidote	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite
Structure-texture	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin
SiO ₂	36,04	36,88	36,89	37,62	37,66	37,68	37,72	37,79	37,88	37,90
P ₂ O ₅	0,01	-	-	0,03	-	0,06	0,01	0,02	-	-
TiO ₂	0,12	0,04	0,20	0,13	0,10	0,05	0,19	0,10	0,09	0,10
Al ₂ O ₃	20,50	21,51	21,68	21,88	22,57	21,76	21,83	20,71	23,60	23,25
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,16	0,14	0,18	0,20	0,05	0,17	0,14	0,04	0,30	0,10
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	13,88	14,38	12,54	13,81	13,01	13,47	14,02	15,14	11,95	11,87
Fe ₂ O ₃	15,43	15,98	13,94	15,35	14,46	14,97	15,58	16,83	13,28	13,19
NiO	-	0,05	-	-	0,03	0,05	-	0,02	0,04	-
MgO	0,14	0,04	0,11	0,01	0,02	0,18	0,00	0,02	0,03	0,01
CaO	22,29	23,38	22,78	22,89	23,37	22,82	23,41	23,51	23,04	23,90
Na ₂ O	0,05	-	0,04	0,04	0,06	0,05	0,01	-	-	-
K ₂ O	0,10	0,00	0,04	-	0,03	0,27	-	-	-	-
H ₂ O+										
Total	93,29	96,42	94,47	96,61	98,35	98,06	98,89	99,04	98,26	97,13
Si	3,00	2,97	3,02	3,01	3,00	3,02	3,00	3,02	3,00	3,00
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	2,01	2,04	2,09	2,06	2,12	2,05	2,05	1,95	2,21	2,17
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	-	0,02	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	0,97	0,97	0,86	0,92	0,87	0,90	0,93	1,01	0,79	0,79
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,02	-	0,01	-	-	0,02	-	-	-	-
Ca	1,99	2,02	2,00	1,96	1,99	1,96	2,00	2,01	1,96	2,03
Na	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-
K	0,01	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-
Total (apuf)	8,02	8,02	8,00	7,99	8,01	8,01	8,00	8,00	7,99	8,01

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA046	TGA046	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109
Echantillon	TGA046B	TGA046B	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A
Numéro d'analyse	TGA046B-8	TGA046B-9	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58
Groupe minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Espèce minérale	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite
Structure-texture	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin
SiO ₂	37,90	37,97	37,98	38,08	38,12	38,14	38,14	38,20	38,23
P ₂ O ₅	-	0,02	0,01	0,04	-	0,02	-	0,02	-
TiO ₂	0,11	0,07	0,04	0,07	0,07	0,14	0,06	0,09	0,19
Al ₂ O ₃	23,47	24,75	21,90	21,75	22,43	21,64	22,17	23,31	22,59
Cr ₂ O ₃	-	0,01	-	-	-	-	-	-	0,01
MnO	0,06	0,10	0,12	0,16	0,20	0,12	0,16	0,20	0,19
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	12,40	10,45	13,77	13,53	13,29	13,67	13,67	11,91	13,25
Fe ₂ O ₃	13,78	11,61	15,30	15,04	14,77	15,19	15,19	13,24	14,73
NiO	-	-	0,08	0,06	0,01	0,11	-	0,02	-
MgO	0,01	0,03	0,22	0,20	0,11	0,27	0,03	0,01	-
CaO	23,37	23,36	22,65	22,39	21,86	23,25	23,40	23,53	23,63
Na ₂ O	0,02	-	-	0,02	0,01	0,03	0,02	-	-
K ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,35	0,01	0,02	-	-	-
H ₂ O+									
Total	98,74	97,94	98,31	98,16	97,59	98,93	99,17	98,62	99,57
Si	3,00	3,00	3,03	3,04	3,05	3,03	3,02	3,02	3,01
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,01	-	-	-	-	0,01	-	0,01	0,01
Al	2,19	2,31	2,06	2,05	2,11	2,02	2,07	2,17	2,10
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	0,82	0,69	0,92	0,90	0,89	0,91	0,90	0,79	0,87
Ni	-	-	0,01	-	-	0,01	-	-	-
Mg	-	-	0,03	0,02	0,01	0,03	-	-	-
Ca	1,98	1,98	1,93	1,92	1,87	1,98	1,98	1,99	1,99
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	0,04	-	-	-	-	-
Total (apuf)	8,00	7,99	7,98	7,99	7,95	8,00	7,99	7,99	8,00

suite

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109
Echantillon	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A
Numéro d'analyse	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58
Groupe minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Espèce minérale	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite	Pistachite
Structure-texture	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin	Boudin
SiO2	38,27	38,28	38,35	38,48	38,54	39,73	39,85	40,21	40,76
P2O5	0,03	-	-	-	-	0,04	-	-	0,02
TiO2	0,01	0,04	0,06	0,07	0,06	0,03	0,10	0,03	0,08
Al2O3	21,60	21,77	22,94	22,57	22,66	21,84	23,29	18,14	18,45
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,18	0,08	0,18	0,10	0,28	0,21	0,15	0,20
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	14,02	14,05	12,34	13,39	13,52	13,05	11,95	15,05	15,32
Fe2O3	15,58	15,62	13,72	14,88	15,03	14,50	13,28	16,73	17,03
NiO	0,03	-	0,03	-	-	-	-	0,05	-
MgO	0,51	0,00	0,05	0,28	0,00	0,01	0,02	2,08	1,99
CaO	22,46	23,45	23,25	22,94	23,67	21,83	22,37	21,21	21,01
Na2O	0,07	0,03	0,01	0,02	0,00	0,62	0,49	0,16	0,17
K2O	0,03	0,00	0,06	0,00	0,01	0,32	0,02	0,00	0,01
H2O+									
Total	98,74	99,37	98,55	99,42	100,07	99,20	99,63	98,76	99,72
Si	3,04	3,03	3,03	3,03	3,02	3,12	3,10	3,19	3,20
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
Al	2,02	2,03	2,14	2,09	2,09	2,02	2,14	1,70	1,71
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	0,93	0,93	0,82	0,88	0,89	0,86	0,78	1,00	1,01
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,06	-	0,01	0,03	-	-	-	0,25	0,23
Ca	1,91	1,99	1,97	1,93	1,99	1,84	1,86	1,80	1,77
Na	0,01	-	-	-	-	0,09	0,07	0,02	0,03
K	-	-	0,01	-	-	0,03	-	-	-
Total (apuf)	7,99	7,99	7,99	7,98	7,99	7,99	7,98	7,97	7,95

Tab. V-30 : compositions représentatives des chlorites en déstabilisation des amphiboles dans les amphibolites de la Formation de Pont de Barel. Formules structurales calculées sur la base de 14 oxygènes.

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Affleurement	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA109	TGA087
Echantillon	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA109A	TGA087A
Numéro d'analyse	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA109A-58	TGA087A-4
Groupe minéral	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite
Espèce minérale												
Structure-texture	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Eponte filon plagioclase	Queue de cristallisation/altération amphibole
SiO ₂	32,22	25,48	25,92	25,93	26,72	25,47	26,81	32,52	26,21	27,08	27,08	25,99
P ₂ O ₅	-	0,01	-	-	0,01	-	0,02	-	-	0,01	0,01	-
TiO ₂	0,03	0,01	0,08	0,07	0,07	0,05	0,07	0,05	0,03	0,06	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	17,99	18,57	18,64	18,89	18,79	18,88	19,44	11,75	17,62	14,45	14,45	18,82
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,41	0,44	0,42	0,48	0,45	0,51	0,42	0,41	0,45	0,43	0,43	0,32
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	27,16	30,28	31,70	31,62	30,81	31,40	30,61	25,90	30,62	29,26	29,26	27,99
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,01	0,02	0,02	0,04	-	-	0,03	0,04	0,01	0,06	0,06	-
MgO	10,61	10,98	11,47	11,50	11,55	11,57	11,68	11,89	12,31	13,12	13,12	14,22
CaO	0,18	0,19	0,10	0,11	0,34	0,27	0,11	4,75	0,49	2,07	2,07	0,00
Na ₂ O	2,00	0,10	0,14	0,07	0,05	0,21	0,02	0,64	0,16	0,10	0,10	0,00
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	0,07	0,00	0,02	0,02	0,00
H ₂ O+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	90,64	86,09	88,52	88,70	88,82	88,40	89,22	88,04	87,89	86,66	86,66	87,42
Si	3,28	2,83	2,81	2,80	2,86	2,77	2,85	3,46	2,85	2,99	2,99	2,79
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01	-	-	-	-	0,01
Al	2,16	2,43	2,38	2,41	2,37	2,42	2,44	1,48	2,26	1,88	1,88	2,38
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	2,32	2,81	2,87	2,86	2,76	2,85	2,72	2,31	2,79	2,71	2,71	-
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	-
Mg	1,61	1,82	1,85	1,85	1,85	1,87	1,85	1,89	2,00	2,16	2,16	2,28
Ca	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,54	0,06	0,25	0,25	-
Na	0,40	0,02	0,03	0,01	0,01	0,04	-	0,13	0,03	0,02	0,02	-
K	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
Total (apuf)	9,83	9,97	10,01	10,00	9,95	10,04	9,93	9,86	10,03	10,07	10,07	10,01
Mg#	0,41	0,39	0,39	0,39	0,40	0,40	0,40	0,45	0,42	0,44	0,44	0,48

Tab. V-31 : compositions représentatives des amphiboles des métagabbros et des métagabbros rétro-morphosés de la Formation de Drain. Formules structurales calculées d'après Locock (2014)

Formation	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain
Lithologie	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro
Affleurement	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148
Echantillon	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A
Numéro d'analyse	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe
SiO ₂	46,2	46,36	46,36	46,4	46,61	46,65	46,7	46,72	46,89
P ₂ O ₅	0,01	0,04	-	-	-	-	0,01	0,03	-
TiO ₂	1,08	1,11	1,15	1,1	1,06	0,94	1,05	1,2	1,06
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	9,99	9,67	9,54	9,4	9,19	9,52	9,35	9,8	9,09
Cr ₂ O ₃	0,04	0,07	0,07	0,06	0,09	0,09	0,06	0,05	0,04
MnO	0,28	0,26	0,27	0,27	0,19	0,33	0,28	0,3	0,2
Mn ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO*	13,582	13,273	13,365	13,054	13,814	13,416	13,243	13,921	13,753
Fe ₂ O ₃ *	1,42	1,842	1,65	2,13	1,263	1,805	1,819	1,254	1,475
NiO	0,04	0,01	0,04	0,01	-	-	-	0,01	-
MgO	11,49	11,74	11,65	11,78	11,61	11,64	11,74	11,78	11,86
CaO	11,92	11,8	11,79	11,66	11,94	11,79	11,7	12,34	11,99
Na ₂ O	1,34	1,29	1,3	1,23	1,21	1,27	1,24	1,3	1,26
K ₂ O	0,19	0,21	0,18	0,19	0,2	0,2	0,2	0,19	0,21
H ₂ O+	2,05	2,05	2,05	2,05	2,05	2,05	2,05	2,04	2,05
Total	99,632	99,725	99,415	99,334	99,227	99,701	99,442	100,935	99,878
(T)Si	6,799	6,811	6,832	6,838	6,885	6,855	6,871	6,795	6,882
(T)P	0,001	0,002	-	-	-	-	0,001	0,002	-
(T)Al	1,201	1,186	1,168	1,162	1,115	1,145	1,128	1,203	1,118
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,001	7,999	8	8	8	8	8	8	8
(C)Ti	0,12	0,123	0,127	0,122	0,118	0,104	0,116	0,131	0,117
(C)Al	0,532	0,488	0,489	0,471	0,485	0,503	0,493	0,476	0,454
(C)Cr	0,005	0,008	0,008	0,007	0,011	0,01	0,007	0,006	0,005
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	0,158	0,204	0,183	0,236	0,141	0,199	0,201	0,138	0,163
(C)Ni	0,005	0,001	0,005	0,001	-	-	-	0,001	-
(C)Mn ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	0,001	-
(C)Fe ²⁺	1,661	1,605	1,628	1,575	1,69	1,634	1,608	1,693	1,666
(C)Mg	2,521	2,571	2,559	2,588	2,557	2,55	2,575	2,554	2,595
C sous total	5,002	5	4,999	5	5,002	5	5	5	5
(B)Mn ²⁺	0,035	0,032	0,034	0,034	0,024	0,041	0,035	0,036	0,025
(B)Fe ²⁺	0,01	0,026	0,019	0,034	0,016	0,016	0,022	-	0,022
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,879	1,858	1,862	1,841	1,89	1,856	1,844	1,923	1,885
(B)Na	0,076	0,084	0,086	0,091	0,07	0,087	0,098	0,041	0,068
B sous total	2	2	2,001	2	2	2	1,999	2	2
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,307	0,283	0,285	0,26	0,276	0,275	0,255	0,325	0,291
(A)K	0,036	0,039	0,034	0,036	0,038	0,037	0,038	0,035	0,039
A sous total	0,343	0,322	0,319	0,296	0,314	0,312	0,293	0,36	0,33
O(non-W)	22	22	22	22	22	22	22	22	22
(W)OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W sous total	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Somme T,C,B,A	15,346	15,321	15,319	15,296	15,316	15,312	15,292	15,36	15,33
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	81,847	82,258	82,462	82,785	83,192	82,840	83,244	81,641	83,006
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	14,458	14,324	14,098	14,068	13,473	13,837	13,666	14,454	13,485
Mg#	0,601	0,612	0,608	0,617	0,600	0,607	0,612	0,601	0,606

suite

Formation	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain
Lithologie	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro
Affleurement	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA155	TGA155	TGA155	TGA155
Echantillon	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA155A	TGA155A	TGA155A	TGA155B
Numéro d'analyse	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA148A-2	TGA155A-15	TGA155A-7	TGA155A-20	TGA155B-2
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Sub-automorphe
SiO2	47,05	47,09	47,48	47,92	49,87	44,38	44,4	44,91	46,92	46,92
P2O5	-	-	-	-	-	0,03	0,01	0,02	-	-
TiO2	1,06	1,1	0,83	0,81	0,57	0,51	0,59	0,58	0,36	0,36
ZrO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al2O3	9,47	8,74	8,51	7,64	6,25	11,18	10,63	11,16	9,33	9,33
Cr2O3	0,09	0,09	0,14	0,05	0,04	-	-	0,05	-	-
MnO	0,27	0,26	0,22	0,27	0,24	0,28	0,36	0,32	0,38	0,38
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	13,56	13,249	12,712	13,062	12,476	15,008	14,795	14,783	14,036	14,036
Fe2O3*	1,4	1,546	2,454	1,998	1,627	2,581	3,273	2,586	2,372	2,372
NiO	0,09	0,04	-	0,03	0,02	-	-	0,05	0,06	0,06
MgO	11,67	12,02	12,33	12,61	13,57	10,09	10,17	10,37	11,09	11,09
CaO	11,89	11,83	11,77	12,52	11,77	11,67	11,53	11,92	11,57	11,57
Na2O	1,14	1,18	1,01	0,97	0,81	1,9	1,9	1,85	1,28	1,28
K2O	0,36	0,23	0,2	0,17	0,16	0,07	0,04	0,04	0,07	0,07
H2O+	2,05	2,05	2,05	2,05	2,07	2,02	2,02	2,02	2,04	2,04
Total	100,1	99,425	99,706	100,07	99,843	99,719	99,728	100,639	99,508	99,508
(T)Si	6,882	6,927	6,951	7,007	7,246	6,609	6,62	6,616	6,923	6,923
(T)P	-	-	-	-	0,002	0,001	0,001	-	-	-
(T)Al	1,118	1,073	1,049	0,993	0,753	1,391	1,379	1,384	1,077	1,077
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8	8	8	8	8,001	8,001	8	8	8	8
(C)Ti	0,117	0,122	0,091	0,089	0,062	0,057	0,066	0,064	0,04	0,04
(C)Al	0,515	0,442	0,419	0,324	0,318	0,571	0,489	0,554	0,546	0,546
(C)Cr	0,01	0,01	0,016	0,006	0,005	-	-	0,006	-	-
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe3+	0,154	0,171	0,271	0,22	0,178	0,29	0,367	0,286	0,263	0,263
(C)Ni	0,011	0,005	-	-	0,004	0,002	-	0,006	0,007	0,007
(C)Mn2+	-	-	-	0,016	-	-	-	-	-	-
(C)Fe2+	1,649	1,614	1,512	1,597	1,495	1,839	1,817	1,807	1,705	1,705
(C)Mg	2,545	2,636	2,691	2,749	2,939	2,24	2,261	2,277	2,439	2,439
C sous total	5,001	5	5	5,001	5,001	4,999	5	5	5	5
(B)Mn2+	0,033	0,032	0,027	0,018	0,03	0,035	0,045	0,04	0,047	0,047
(B)Fe2+	0,01	0,016	0,045	-	0,021	0,029	0,028	0,015	0,028	0,028
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,864	1,865	1,846	1,962	1,884	1,862	1,842	1,882	1,829	1,829
(B)Na	0,093	0,087	0,082	0,021	0,066	0,074	0,084	0,063	0,096	0,096
B sous total	2	2	2	2,001	2,001	2	1,999	2	2	2
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,231	0,25	0,205	0,254	0,162	0,475	0,465	0,465	0,271	0,271
(A)K	0,067	0,043	0,037	0,032	0,03	0,013	0,008	0,008	0,013	0,013
A sous total	0,298	0,293	0,242	0,286	0,192	0,488	0,473	0,473	0,284	0,284
O(non-W)	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
(W)OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W sous total	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Somme T,C,B,A	15,299	15,293	15,242	15,288	15,195	15,488	15,472	15,473	15,284	15,284
Si(T)/(T)+Aliv+Na(A)	83,611	83,964	84,717	84,892	88,788	77,982	78,214	78,157	83,702	83,702
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	13,583	13,006	12,785	12,031	9,227	16,413	16,293	16,350	13,021	13,021
Mg#	0,605	0,618	0,633	0,633	0,660	0,545	0,551	0,556	0,585	0,585

suite

Formation	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain
Lithologie	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro
Affleurement	TGA155	TGA155	TGA155	TGA155	TGA155	TGA155	TGA155	Métagabbro rétomorphosé	Métagabbro rétomorphosé	Métagabbro rétomorphosé	Métagabbro rétomorphosé
Echantillon	TGA155B	TGA155B	TGA155A	TGA155A	TGA155A	TGA155A	TGA155A	TGA149	TGA149	TGA149	TGA149
Numéro d'analyse	TGA155B-3	TGA155B-4	TGA155A-18	TGA155A-13	TGA155A-4	TGA155A-6	TGA149B-5	TGA149B-5	TGA149B-5	TGA149B-5	TGA149B-5
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste	Porphyroclaste
Habitus	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe
SiO2	48,33	48,37	44,01	44,25	44,34	44,65	47,96	48,03	48,27	48,77	
P2O5	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,02	-	0,04	-	
TiO2	0,32	0,38	0,59	0,49	0,58	0,59	1,59	1,65	1,55	1,36	
ZrO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Al2O3	7,73	8,18	11,27	11,03	11,11	11,13	8,26	8,24	8,25	7,7	
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	0,14	0,18	0,14	0,15	
MnO	0,29	0,29	0,3	0,28	0,33	0,21	0,13	0,14	0,15	0,15	
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO*	14,161	13,774	15,058	15,811	15,551	16,22	9,619	10,12	10,199	9,87	
Fe2O3*	1,5	1,796	3,07	2,51	2,744	1,378	1,135	1,045	0,634	1,356	
NiO	-	0,05	0,05	0,01	0,01	-	0,03	0,07	0,01	-	
MgO	11,92	12,02	10,08	9,76	9,95	9,94	14,63	14,51	14,21	14,63	
CaO	12	12,07	11,78	11,76	11,94	11,57	11,97	12,03	11,88	11,86	
Na2O	1,1	1,05	2,12	2,03	2,03	1,97	0,91	1,06	0,88	0,9	
K2O	0,04	0,03	0,05	0,04	0,06	0,03	0,73	0,73	0,78	0,61	
H2O+	2,05	2,05	2,01	2,01	2,01	2,02	2,08	2,08	2,08	2,09	
Total	99,441	100,06	100,398	99,991	100,665	99,708	99,204	99,885	99,073	99,446	
(T)Si	7,112	7,064	6,534	6,6	6,57	6,655	6,958	6,941	7,013	7,052	
(T)P	-	-	0,001	0,001	0,001	-	0,001	-	0,002	-	
(T)Al	0,888	0,936	1,466	1,399	1,43	1,345	1,041	1,059	0,985	0,948	
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(T)Fe3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
T sous total	8	8	8,001	8	8,001	8	8	8	8	8	
(C)Ti	0,035	0,042	0,066	0,055	0,065	0,066	0,174	0,179	0,169	0,148	
(C)Al	0,452	0,472	0,506	0,54	0,511	0,61	0,371	0,344	0,428	0,364	
(C)Cr	-	-	-	-	-	-	0,016	0,021	0,016	0,017	
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(C)Fe3+	0,166	0,197	0,342	0,282	0,306	0,155	0,123	0,114	0,069	0,148	
(C)Ni	-	0,006	0,006	0,001	0,001	-	0,004	0,008	0,001	-	
(C)Mn2+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(C)Fe2+	1,732	1,667	1,849	1,951	1,92	1,96	1,148	1,208	1,239	1,17	
(C)Mg	2,615	2,617	2,231	2,17	2,198	2,209	3,164	3,126	3,078	3,154	
C sous total	5	5,001	5	4,999	5,001	5	5	5	5	5,001	
(B)Mn2+	0,036	0,036	0,038	0,035	0,041	0,027	0,016	0,017	0,018	0,018	
(B)Fe2+	0,011	0,016	0,021	0,021	0,007	0,062	0,019	0,015	0,001	0,024	
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(B)Ca	1,892	1,889	1,874	1,879	1,896	1,848	1,861	1,863	1,849	1,837	
(B)Na	0,061	0,059	0,067	0,064	0,056	0,064	0,104	0,105	0,131	0,121	
B sous total	2	2	2	1,999	2	2,001	2	2	1,999	2	
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(A)Na	0,253	0,238	0,543	0,523	0,527	0,505	0,152	0,192	0,117	0,132	
(A)K	0,008	0,005	0,009	0,008	0,011	0,006	0,135	0,135	0,145	0,113	
A sous total	0,261	0,244	0,552	0,531	0,538	0,511	0,287	0,327	0,262	0,245	
O(non-W)	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	
(W)OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(W)O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
W sous total	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Somme T,C,B,A	15,261	15,245	15,553	15,529	15,54	15,512	15,287	15,327	15,261	15,246	
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	86,175	85,749	76,484	77,447	77,049	78,248	85,364	84,729	86,420	86,719	
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	10,760	11,362	17,160	16,416	16,770	15,814	12,771	12,927	12,138	11,658	
Mg#	0,600	0,609	0,544	0,524	0,533	0,522	0,731	0,719	0,713	0,725	

Tab. V-32 : compositions représentatives des amphiboles des amphibolites de la Formation de Drain. Formules structurales calculées d'après Locock (2014)

Formation	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain
Lithologie	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite finement foliée
Affleurement	TGA155	TGA155	TGA155	TGA155	TGA146	TGA146	TGA146	TGA146	TGA160
Echantillon	TGA155A	TGA155A	TGA155A	TGA155B	TGA146B	TGA146B	TGA146B	TGA146B	TGA160A
Numéro d'analyse	TGA155A-15	TGA155A-7	TGA155A-20	TGA155B-2	TGA146B-6	TGA146B-7	TGA146B-4	TGA146B-5	TGA160A-8
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-Hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Sub-automorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Sub-automorphe
SiO ₂	44,380	44,400	44,910	46,920	48,880	48,930	49,090	50,290	44,853
P ₂ O ₅	0,010	0,020	-	-	-	0,030	-	-	0,041
TiO ₂	0,510	0,590	0,580	0,360	0,480	0,360	0,430	0,290	0,518
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	11,180	10,630	11,160	9,330	10,960	9,670	9,870	8,230	9,817
Cr ₂ O ₃	-	-	0,050	-	0,050	0,060	0,030	0,160	-
MnO	0,280	0,360	0,320	0,380	0,210	0,250	0,190	0,190	0,392
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	15,008	14,795	14,783	14,036	8,259	8,360	8,327	8,019	14,730
Fe ₂ O ₃ *	2,581	3,273	2,586	2,372	1,457	1,267	1,371	1,023	4,352
NiO	0,020	-	0,050	0,060	0,100	-	0,060	-	-
MgO	10,090	10,170	10,370	11,090	14,550	14,780	15,030	15,720	10,237
CaO	11,670	11,530	11,920	11,570	11,370	11,620	11,650	12,010	11,126
Na ₂ O	1,900	1,900	1,850	1,280	1,890	1,540	1,780	1,260	1,871
K ₂ O	0,070	0,040	0,040	0,070	0,080	0,060	0,060	0,050	0,048
H ₂ O+	2,020	2,020	2,020	2,040	2,110	2,110	2,110	2,120	2,010
Total	99,719	99,728	100,639	99,508	100,396	99,037	99,998	99,362	99,993
(T)Si	6,609	6,620	6,616	6,923	6,919	7,023	6,983	7,169	6,678
(T)P	0,001	0,001	-	-	-	0,002	-	-	0,003
(T)Al	1,391	1,379	1,384	1,077	1,081	0,975	1,017	0,831	1,319
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,001	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,057	0,066	0,064	0,040	0,051	0,039	0,046	0,031	0,058
(C)Al	0,571	0,489	0,554	0,546	0,748	0,660	0,638	0,552	0,404
(C)Cr	-	-	0,006	-	0,006	0,007	0,003	0,018	-
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	0,290	0,367	0,286	0,263	0,155	0,137	0,147	0,110	0,487
(C)Ni	0,002	-	0,006	0,007	0,011	-	0,007	-	-
(C)Mn ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ²⁺	1,839	1,817	1,807	1,705	0,959	0,994	0,972	0,948	1,779
(C)Mg	2,240	2,261	2,277	2,439	3,070	3,162	3,187	3,341	2,272
C sous total	4,999	5,000	5,000	5,000	5,000	4,999	5,000	5,000	5,000
(B)Mn ²⁺	0,035	0,045	0,040	0,047	0,025	0,030	0,023	0,023	0,049
(B)Fe ²⁺	0,029	0,028	0,015	0,028	0,019	0,009	0,019	0,008	0,056
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,862	1,842	1,882	1,829	1,724	1,787	1,776	1,835	1,775
(B)Na	0,074	0,084	0,063	0,096	0,231	0,174	0,183	0,134	0,120
B sous total	2,000	1,999	2,000	2,000	1,999	2,000	2,001	2,000	2,000
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,475	0,465	0,465	0,271	0,287	0,255	0,308	0,214	0,420
(A)K	0,013	0,008	0,008	0,013	0,014	0,011	0,011	0,009	0,009
A sous total	0,488	0,473	0,473	0,284	0,301	0,266	0,319	0,223	0,429
O (non-W)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)OH	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
W sous total	15,488	15,472	15,473	15,284	15,300	15,265	15,320	15,223	15,429
Somme T,C,B,A	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	77,982	78,214	78,157	83,702	83,492	85,096	84,052	87,278	79,339
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	16,413	16,293	16,350	13,021	13,045	11,814	12,241	10,117	15,671
Mg#	0,545	0,551	0,556	0,585	0,758	0,759	0,763	0,778	0,553

Tab. V-33 : compositions représentatives des amphiboles des amphibolites de la Formation des Folies Siffait. Formules structurales calculées d'après Locock (2014)

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre
Lithologie	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite
Affleurement	TGA157	TGA157	TGA157	TGA157	TGA157	TGA157	TGA158	TGA158
Echantillon	TGA157A	TGA157A	TGA157A	TGA157A	TGA157A	TGA157A	TGA158A	TGA158A
Numéro d'analyse	TGA157A-8	TGA157A-4	TGA157A-5	TGA157A-5	TGA157A-5	TGA157A-5	TGA158A-4	TGA158A-8
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire
SiO ₂	46,240	49,110	46,730	47,460	48,290	47,460	48,920	48,420
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	0,010	0,060
TiO ₂	0,570	0,270	0,270	0,460	0,400	0,400	0,380	0,430
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	10,070	8,230	8,160	10,440	8,230	8,230	9,560	11,750
Cr ₂ O ₃	0,040	0,080	0,010	0,050	0,050	0,130	0,130	0,100
MnO	0,250	0,190	0,280	0,250	0,250	0,130	0,130	0,240
Mn ₂ O ₃	0,000	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	15,490	14,970	14,370	15,020	14,600	14,600	8,450	7,580
Fe ₂ O ₃ *	0,947	0,349	0,256	0,267	2,434	0,152	0,000	0,152
NiO	-	-	-	-	-	-	0,020	-
MgO	11,330	11,900	12,430	11,390	12,910	15,470	15,350	16,360
CaO	12,420	12,250	12,760	12,690	12,630	12,810	12,400	12,610
Na ₂ O	1,640	1,220	1,290	1,540	1,370	1,940	1,940	1,830
K ₂ O	0,080	0,120	0,090	0,100	0,110	0,110	0,110	0,080
H ₂ O+	2,040	2,050	2,050	2,040	2,050	2,110	2,110	2,120
Total	100,265	100,425	100,026	100,737	100,274	99,470	99,486	99,836
(T)Si	6,794	7,140	7,061	6,817	6,926	6,995	6,766	6,858
(T)P	-	-	-	-	-	0,001	0,004	0,002
(T)Al	1,206	0,860	0,939	1,183	1,074	1,005	1,230	1,141
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,001	8,000	8,001
(C)Ti	0,063	0,030	0,030	0,050	0,044	0,041	0,046	0,060
(C)Al	0,537	0,550	0,468	0,611	0,341	0,606	0,747	0,646
(C)Cr	0,005	0,009	0,001	0,006	0,006	0,015	0,011	0,020
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	0,104	0,038	0,028	0,029	0,267	-	0,017	0,006
(C)Ni	-	-	-	-	-	0,002	-	-
(C)Mn ²⁺	0,010	0,013	0,034	0,023	0,019	0,016	0,024	0,015
(C)Fe ²⁺	1,799	1,782	1,729	1,803	1,514	1,010	0,888	0,799
(C)Mg	2,482	2,579	2,710	2,477	2,808	3,298	3,267	3,454
C sous total	5,000	5,001	5,000	4,999	4,999	4,988	5,000	5,000
(B)Mn ²⁺	0,021	0,011	-	0,008	0,012	-	0,005	0,002
(B)Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,955	1,908	1,999	1,983	1,975	1,963	1,897	1,914
(B)Na	0,024	0,081	0,009	0,009	0,014	0,037	0,099	0,085
B sous total	2,000	2,000	1,999	2,000	2,001	2,000	2,001	2,001
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,443	0,263	0,365	0,427	0,366	0,342	0,438	0,418
(A)K	0,015	0,022	0,017	0,019	0,020	0,020	0,020	0,014
A sous total	0,458	0,285	0,382	0,446	0,386	0,362	0,458	0,432
O(non-W)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)OH	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
W sous total	15,458	15,286	15,381	15,445	15,386	15,351	15,459	15,434
Somme T,C,B,A	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	87,394	89,777	89,448	86,785	90,738	88,065	85,096	86,569
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	6,908	6,916	5,929	7,778	4,467	7,629	9,395	8,155
Mg#	0,580	0,591	0,610	0,579	0,650	0,766	0,786	0,812

suite

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de Folies Siffait	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait
Lithologie	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite fine	Amphibolite fine	Amphibolite finement foliée
Affleurement	TGA157	TGA157	TGA157	TGA157	TGA158	TGA142	TGA156	TGA156	TGA154
Echantillon	TGA157A	TGA157A	TGA157A	TGA157A	TGA158A	TGA142A	TGA156A	TGA156A	TGA154A
Numéro d'analyse	TGA157A-6	TGA157A-5	TGA157A-5	TGA157A-5	TGA158A-10	TGA142A-5	TGA156A-11	TGA156A-12	TGA154A-45
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Ferro-pargasite
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Aciculaire à sub-automorphe	Aciculaire
SiO2	45,560	45,290	45,200	45,200	47,090	44,250	47,930	44,470	42,851
P2O5	0,040	-	-	-	0,050	-	-	0,010	-
TiO2	0,520	0,400	0,540	0,460	0,500	0,500	0,560	0,660	0,642
ZrO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al2O3	10,740	11,170	11,100	13,190	10,710	9,490	11,120	13,497	-
Cr2O3	-	0,010	-	0,140	-	-	-	-	-
MnO	0,270	0,270	0,260	0,170	0,280	0,270	0,280	0,286	0,286
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	15,870	15,750	15,270	7,280	19,390	16,950	18,080	17,992	17,992
Fe2O3*	1,570	0,858	0,492	0,000	3,360	1,394	3,014	1,500	1,500
NiO	0,040	0,010	0,010	0,030	0,020	0,010	-	-	-
MgO	11,170	10,770	10,800	15,600	9,830	10,610	9,610	8,705	8,705
CaO	12,260	12,580	12,470	12,800	10,310	12,150	11,670	11,590	11,590
Na2O	1,850	1,780	1,710	2,280	2,010	0,950	1,470	1,602	1,602
K2O	0,130	0,130	0,110	0,130	0,310	0,190	0,240	0,637	0,637
H2O+	2,030	2,030	2,030	2,110	2,010	2,040	2,020	2,010	2,010
Total	100,638	100,266	99,559	101,330	99,960	101,290	99,932	99,962	99,962
(T)Si	6,686	6,677	6,698	6,607	6,619	6,964	6,620	6,411	6,411
(T)P	0,002	-	-	0,003	-	-	0,001	-	-
(T)Al	1,311	1,323	1,302	1,390	1,381	1,036	1,379	1,589	1,589
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	7,999	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,057	0,044	0,060	0,049	0,056	0,061	0,074	0,072	0,072
(C)Al	0,546	0,618	0,636	0,791	0,507	0,590	0,572	0,791	0,791
(C)Cr	-	0,001	0,001	0,016	-	-	-	-	-
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe3+	0,174	0,096	0,054	0,377	0,152	0,337	0,168	0,168	0,168
(C)Ni	0,005	-	0,001	0,003	0,002	0,001	-	-	-
(C)Mn2+	-	0,028	0,023	0,020	-	-	-	-	-
(C)Fe2+	1,774	1,846	1,838	0,854	1,865	1,898	1,885	2,028	2,028
(C)Mg	2,444	2,367	2,386	3,263	2,192	2,298	2,133	1,941	1,941
C sous total	5,000	4,999	4,999	4,996	4,999	5,000	5,001	5,000	5,000
(B)Mn2+	0,034	0,006	0,009	0,035	0,183	0,010	0,035	0,036	0,036
(B)Fe2+	-	-	-	-	-	-	0,029	0,056	0,056
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,928	1,987	1,980	1,924	1,652	1,892	1,861	1,858	1,858
(B)Na	0,039	0,007	0,011	0,076	0,129	0,065	0,074	0,050	0,050
B sous total	2,001	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	1,999	2,000	2,000
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,488	0,502	0,480	0,544	0,454	0,202	0,350	0,414	0,414
(A)K	0,024	0,024	0,021	0,023	0,059	0,035	0,046	0,122	0,122
A sous total	0,512	0,526	0,501	0,567	0,513	0,237	0,396	0,536	0,536
O(non-W)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)OH	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
W sous total	15,512	15,526	15,500	15,563	15,511	15,237	15,396	15,536	15,536
Somme T,C,B,A	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	86,606	85,636	85,718	83,191	87,322	89,789	87,775	84,178	84,178
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	7,073	7,926	8,139	9,960	6,689	7,607	7,584	10,386	10,386
Mg#	0,579	0,562	0,565	0,793	0,540	0,548	0,531	0,489	0,489

suite

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait
Lithologie	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée
Affleurement	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159	TGA154
Echantillon	TGA159A	TGA159A	TGA159A	TGA159A	TGA159A	TGA159A	TGA159A	TGA159A	TGA154A
Numéro d'analyse	TGA159A-8	TGA159A-11	TGA159A-15	TGA159A-4	TGA159A-5	TGA159A-7	TGA159A-10	TGA159A-10	TGA154A-26
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Aciculaire
SiO2	44,6155	44,0426	44,9302	44,3984	43,9467	44,6146	44,1473	42,5263	
P2O5	0,0159	-	0,0276	0,0114	0,025	0,0454	0,0432	0,0432	
TiO2	0,7679	0,5514	0,6987	0,4882	0,6218	0,5753	0,5783	0,6332	
ZrO2	-	-	-	-	-	-	-	-	
Al2O3	12,2683	12,6426	11,7177	11,9	12,2698	12,2944	11,9102	13,3642	
Cr2O3	-	-	0,0119	0,0054	-	-	0,0422	-	
MnO	0,294	0,307	0,243	0,326	0,24	0,291	0,267	0,34	
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO*	15,0489	14,9241	14,7502	14,7555	14,8452	14,6072	14,417	17,5289	
Fe2O3*	3,445	4,064	2,721	3,739	3,679	2,873	2,724	4,403	
NiO	0,0184	0,0663	0,0208	0,0464	-	-	0,0488	-	
MgO	11,7492	11,548	11,8061	11,8813	11,705	11,7371	11,6237	9,4942	
CaO	11,8085	11,7362	12,0141	11,9111	12,0042	12,2026	12,1731	10,6461	
Na2O	1,9984	1,8657	1,888	1,9419	1,9362	1,8718	1,8376	1,665	
K2O	0,0156	0,0307	0,0163	0,022	0,0162	0,0502	0,0418	0,6082	
H2O+	2,04	2,05	2,04	2,04	2,04	2,04	2,04	2,02	
Total	100,9857	100,1725	100,4374	100,1021	100,0189	100,6174	99,4432	99,2672	
(T)Si	6,48	6,444	6,559	6,503	6,449	6,501	6,515	6,36	
(T)P	0,001	-	0,002	0,001	0,002	0,003	0,003	-	
(T)Al	1,519	1,556	1,44	1,496	1,55	1,496	1,482	1,64	
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	
(T)Fe3+	-	-	-	-	-	-	-	-	
T sous total	8	8	8,001	8	8,001	8	8	8	
(C)Ti	0,084	0,061	0,077	0,054	0,069	0,063	0,064	0,071	
(C)Al	0,581	0,624	0,576	0,559	0,572	0,615	0,59	0,715	
(C)Cr	-	-	0,001	0,001	-	-	0,005	-	
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-	-	-	
(C)Fe3+	0,376	0,447	0,299	0,412	0,406	0,315	0,303	0,496	
(C)Ni	0,002	0,008	0,002	0,005	-	-	0,006	-	
(C)Mn2+	-	-	-	-	-	-	-	-	
(C)Fe2+	1,413	1,342	1,475	1,375	1,393	1,457	1,475	1,601	
(C)Mg	2,544	2,519	2,569	2,594	2,56	2,55	2,557	2,117	
C sous total	5	5,001	4,999	5	5	5	5	5	
(B)Mn2+	0,036	0,038	0,03	0,04	0,03	0,036	0,033	0,043	
(B)Fe2+	0,04	0,037	0,026	0,021	0,023	0,008	0,002	0,095	
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	
(B)Ca	1,838	1,84	1,879	1,869	1,887	1,905	1,925	1,706	
(B)Na	0,086	0,085	0,065	0,07	0,06	0,051	0,04	0,156	
B sous total	2	2	2	2	2	2	2	2	
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	
(A)Na	0,476	0,444	0,47	0,482	0,491	0,478	0,486	0,327	
(A)K	0,003	0,006	0,003	0,004	0,003	0,009	0,008	0,116	
A sous total	0,479	0,45	0,473	0,486	0,494	0,487	0,494	0,443	
O(non-W)	2	2	2	2	2	2	2	2	
(W)OH	-	-	-	-	-	-	-	-	
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-	
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	
(W)O	2	2	2	2	2	2	2	2	
W sous total	15,479	15,451	15,473	15,486	15,487	15,495	15,494	15,443	
Somme T,C,B,A	22	22	22	22	22	22	22	22	
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	85,97585246	85,7827476	86,24589086	86,2009544	85,84930777	85,6070582	85,82531946	85,92272359	
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	7,708637389	8,306709265	7,573964497	7,409862142	7,614483493	8,098498815	7,772362008	9,659551473	
Mg#	0,636477358	0,646228835	0,631203931	0,65356513	0,643863179	0,635118306	0,633862172	0,555205875	

suite

Formation	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait
Lithologie	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée
Affleurement	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154
Echantillon	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A
Numéro d'analyse	TGA154A-55	TGA154A-52	TGA154A-3	TGA154A-3	TGA154A-3	TGA154A-22	TGA154A-15	TGA154A-19
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire
SiO2	44,943	42,475	43,640	43,740	42,750	42,400	42,818	42,599
P2O5	0,014	0,039	0,020	0,020	0,030	0,030	0,030	0,030
TiO2	0,443	0,521	0,620	0,580	0,550	0,567	0,545	0,552
ZrO2	-	-	-	-	-	-	-	-
Al2O3	10,310	12,382	13,300	13,510	13,240	12,574	13,279	12,868
Cr2O3	0,050	0,020	0,020	0,030	0,020	-	-	-
MnO	0,283	0,273	0,230	0,250	0,280	0,305	0,321	0,243
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	17,190	18,245	15,430	15,080	16,950	18,557	16,872	17,781
Fe2O3*	1,853	4,724	2,023	2,229	3,636	4,970	3,956	5,197
NiO	-	0,071	-	0,010	0,030	-	0,032	-
MgO	10,327	9,282	10,510	10,720	9,690	9,106	9,839	9,733
CaO	11,246	11,603	11,100	10,920	11,700	11,593	11,176	11,664
Na2O	1,460	1,337	1,750	1,810	1,500	1,296	1,618	1,341
K2O	0,534	0,636	0,420	0,400	0,570	0,620	0,584	0,613
H2O+	2,020	2,010	2,040	2,040	2,020	2,010	2,020	2,020
Total	99,005	99,348	99,282	99,323	99,695	99,525	99,499	99,935
(T)Si	6,740	6,387	6,469	6,464	6,369	6,366	6,378	6,341
(T)P	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	-	-	-
(T)Al	1,259	1,611	1,530	1,536	1,629	1,634	1,622	1,659
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe3+	-	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,001	8,000	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,050	0,059	0,069	0,064	0,062	0,064	0,061	0,062
(C)Al	0,563	0,584	0,794	0,817	0,695	0,592	0,709	0,599
(C)Cr	0,006	-	0,002	0,004	0,002	-	-	-
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe3+	0,209	0,534	0,226	0,248	0,407	0,562	0,442	0,581
(C)Ni	-	0,009	-	0,001	0,004	-	0,004	-
(C)Mn2+	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe2+	1,863	1,734	1,586	1,504	1,679	1,744	1,599	1,598
(C)Mg	2,309	2,081	2,323	2,362	2,152	2,038	2,185	2,160
C sous total	5,000	5,001	5,000	5,000	5,001	5,000	5,000	5,000
(B)Mn2+	0,036	0,035	0,029	0,031	0,035	0,039	0,040	0,031
(B)Fe2+	0,084	0,026	0,101	0,111	0,026	0,024	0,061	0,034
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,807	1,869	1,763	1,729	1,868	1,865	1,784	1,860
(B)Na	0,073	0,070	0,107	0,128	0,071	0,072	0,115	0,074
B sous total	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000	2,000	1,999
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,351	0,320	0,396	0,390	0,363	0,305	0,352	0,313
(A)K	0,102	0,122	0,079	0,075	0,108	0,119	0,111	0,116
A sous total	0,453	0,442	0,475	0,465	0,471	0,424	0,463	0,429
O(non-W)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)OH	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	2	2	2	2	2	2	2	2
W sous total	15,453	15,443	15,475	15,465	15,472	15,424	15,463	15,428
Somme T,C,B,A	22	22	22	22	22	22	22	22
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	88,05853149	87,60115211	84,46272359	84,2654152	85,75467887	87,64973152	85,73733029	87,42589273
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	7,355631043	8,009875189	10,36688863	10,65050189	9,357748755	8,150901831	9,530850921	8,258651592
Mg#	0,542528195	0,541785993	0,579301746	0,593915011	0,557946591	0,53547031	0,568270481	0,569620253

suite

Formation	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre
Lithologie	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée
Affleurement	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159
Echantillon	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA159B	TGA159B	TGA159B	TGA159B
Numéro d'analyse	TGA154A-16	TGA154A-18	TGA154A-21	TGA154A-3	TGA159B-5	TGA159B-8	TGA159B-6	TGA159B-4
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite
Structure-texture	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Aciculaire	Trame Sub-automorphe	Trame Sub-automorphe	Trame Sub-automorphe	Trame Sub-automorphe
SiO2	47,506	44,917	43,966	44,730	43,747	43,271	43,630	42,604
P2O5	-	0,046	0,011	-	-	-	0,018	0,007
TiO2	0,258	0,419	0,585	0,580	0,550	0,734	0,613	0,703
ZrO2	-	-	-	-	-	-	-	-
Al2O3	8,008	9,843	13,420	13,720	11,902	12,161	11,945	12,316
Cr2O3	-	0,017	-	-	-	0,050	-	0,328
MnO	0,390	0,224	0,233	0,240	0,292	0,290	0,398	0,282
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	17,061	17,710	18,193	15,500	16,643	17,180	16,788	17,113
Fe2O3*	2,920	3,641	2,790	2,325	3,810	4,353	4,123	3,537
NiO	0,049	0,039	0,018	0,070	-	0,011	-	0,033
MgO	11,188	10,368	9,036	10,050	10,811	10,563	10,731	10,201
CaO	11,132	11,849	11,853	11,130	11,952	11,903	12,055	11,994
Na2O	1,314	1,249	1,324	1,730	2,044	2,065	2,020	2,272
K2O	0,337	0,437	0,663	0,420	0,067	0,083	0,051	0,085
H2O+	2,030	2,020	2,010	2,040	2,020	2,020	2,020	2,010
Total	99,565	99,502	101,592	100,443	100,408	100,767	100,729	100,301
(T)Si	7,032	6,709	6,445	6,531	6,454	6,379	6,425	6,336
(T)P	-	0,003	0,001	-	-	-	-	0,001
(T)Al	0,968	1,288	1,554	1,469	1,546	1,621	1,574	1,664
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe3+	-	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,029	0,047	0,065	0,064	0,061	0,081	0,068	0,079
(C)Al	0,429	0,445	0,764	0,891	0,523	0,492	0,499	0,495
(C)Cr	-	0,002	-	-	-	0,006	-	0,039
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe3+	0,324	0,409	0,308	0,255	0,422	0,483	0,456	0,396
(C)Ni	0,006	0,005	0,002	0,008	-	0,001	0,006	0,004
(C)Mn2+	-	-	-	-	-	-	0,004	-
(C)Fe2+	1,743	1,783	1,887	1,594	1,616	1,615	1,612	1,726
(C)Mg	2,469	2,309	1,975	2,187	2,378	2,321	2,356	2,262
C sous total	5,000	5,000	5,001	4,999	5,000	4,999	5,001	5,001
(B)Mn2+	0,049	0,028	0,029	0,030	0,036	0,036	0,046	0,036
(B)Fe2+	0,044	0,020	0,036	0,043	0,015	0,020	-	0,006
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,765	1,896	1,862	1,741	1,889	1,880	1,902	1,911
(B)Na	0,142	0,055	0,074	0,186	0,059	0,064	0,052	0,047
B sous total	2,000	1,999	2,001	2,000	1,999	2,000	2,000	2,000
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,235	0,307	0,302	0,304	0,525	0,526	0,524	0,608
(A)K	0,064	0,083	0,124	0,078	0,013	0,016	0,010	0,016
A sous total	0,299	0,390	0,426	0,382	0,538	0,542	0,534	0,624
O(non-W)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)OH	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
W sous total	15,299	15,389	15,428	15,381	15,537	15,541	15,535	15,625
Somme T,C,B,A	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	91,372	89,921	85,807	84,533	86,030	86,238	86,265	85,173
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	5,574	5,964	10,172	11,532	6,971	6,651	6,700	6,654
Mg#	0,580	0,562	0,507	0,572	0,593	0,587	0,594	0,566

suite

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait
Lithologie	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée	Amphibolite finement foliée
Affleurement	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154
Echantillon	TGA159B	TGA159B	TGA159A	TGA159B	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A
Numéro d'analyse	TGA159B-3	TGA159B-2	TGA159A-9	TGA159B-7	TGA154A-27	TGA154A-9	TGA154A-54	TGA154A-17	TGA154A-24
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite	Pargasite
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Sub-automorphe	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire
SiO2	43,295	43,022	44,182	43,278	42,826	41,863	42,219	43,855	41,700
P2O5	-	0,011	0,020	-	-	0,007	0,044	-	-
TiO2	0,731	0,689	0,655	0,727	0,627	0,755	0,616	0,507	0,697
ZrO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al2O3	11,938	12,157	12,254	12,000	13,397	13,584	13,829	12,177	13,307
Cr2O3	0,038	-	-	-	-	-	0,034	0,050	-
MnO	0,280	0,342	0,293	0,284	0,306	0,257	0,285	0,315	0,223
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	17,170	17,159	14,885	17,016	17,733	17,335	17,164	16,909	18,225
Fe2O3*	3,893	4,214	3,044	3,707	2,326	3,487	2,518	2,142	5,246
NiO	-	-	-	0,015	-	0,049	-	0,078	0,041
MgO	10,544	10,621	11,588	10,583	9,379	9,471	9,450	9,940	9,375
CaO	11,860	11,783	11,975	12,006	11,101	11,388	10,838	10,709	11,261
Na2O	2,163	2,315	2,022	2,187	1,816	1,895	1,767	2,005	1,683
K2O	0,095	0,075	0,030	0,070	0,568	0,666	0,634	0,510	0,621
H2O+	2,020	2,020	2,040	2,020	2,010	2,010	2,020	2,020	2,010
Total	100,523	100,615	100,248	100,558	99,997	99,629	99,152	99,287	99,669
(T)Si	6,405	6,361	6,474	6,399	6,386	6,271	6,336	6,554	6,249
(T)P	-	0,001	0,001	-	-	-	0,003	-	-
(T)Al	1,595	1,638	1,524	1,601	1,614	1,728	1,661	1,446	1,751
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,000	8,000	7,999	8,000	8,000	7,999	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,081	0,077	0,072	0,081	0,070	0,085	0,069	0,057	0,079
(C)Al	0,486	0,480	0,592	0,490	0,740	0,670	0,785	0,699	0,599
(C)Cr	0,004	-	-	-	-	-	0,004	0,006	-
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe3+	0,433	0,469	0,335	0,413	0,261	0,393	0,283	0,242	0,591
(C)Ni	-	-	-	0,002	-	0,006	-	0,009	0,005
(C)Mn2+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe2+	1,671	1,633	1,470	1,681	1,843	1,731	1,744	1,773	1,632
(C)Mg	2,325	2,341	2,531	2,333	2,085	2,115	2,114	2,215	2,094
C sous total	5,000	5,000	5,000	5,000	4,999	5,000	4,999	5,001	5,000
(B)Mn2+	0,035	0,043	0,036	0,036	0,039	0,033	0,036	0,040	0,028
(B)Fe2+	0,021	0,019	0,020	0,010	0,107	0,048	0,127	0,099	0,061
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,880	1,867	1,880	1,902	1,774	1,828	1,743	1,715	1,808
(B)Na	0,064	0,071	0,064	0,052	0,080	0,092	0,146	0,146	0,102
B sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	1,999
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,556	0,592	0,510	0,575	0,444	0,459	0,420	0,435	0,387
(A)K	0,018	0,014	0,006	0,013	0,108	0,127	0,121	0,097	0,119
A sous total	0,574	0,606	0,516	0,588	0,552	0,586	0,541	0,532	0,506
O(non-W)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)OH	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
W sous total	15,574	15,606	15,515	15,588	15,551	15,586	15,540	15,533	15,505
Somme T,C,B,A	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	86,008	85,578	85,454	85,732	84,359	84,743	84,021	85,250	86,372
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	6,526	6,458	7,814	6,565	9,775	9,054	10,410	9,092	8,279
Mg#	0,579	0,586	0,629	0,580	0,517	0,543	0,530	0,542	0,553

Tab. V-34 : compositions représentatives des amphiboles des amphibolites mylonitique de la Formation de la vallée de la Sèvre. Formules structurales calculées d'après Locock (2014)

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre
Lithologie	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique
Affileurement	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167
Echantillon	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A
Numéro d'analyse	TGA167A-6	TGA167A-7	TGA167A-4	TGA167A-13	TGA167A-8	TGA167A-20	TGA167A-10
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Automorphe	Aciculaire	Aciculaire	Automorphe
SiO ₂	42,703	43,112	43,645	43,772	43,803	43,890	43,970
P ₂ O ₅	0,019	0,049	-	-	-	0,023	0,012
TiO ₂	0,591	0,601	0,617	0,505	0,491	0,445	0,666
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	14,803	15,009	14,418	14,607	14,224	13,975	13,776
Cr ₂ O ₃	0,069	0,096	0,052	0,045	0,116	0,082	-
MnO	0,172	0,177	0,233	0,285	0,293	0,212	0,245
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	13,105	13,466	13,196	13,001	13,663	13,445	13,085
Fe ₂ O ₃ *	3,350	2,634	2,354	1,922	2,718	3,063	3,301
NiO	-	-	0,029	0,039	-	0,010	0,076
MgO	11,668	11,271	11,611	11,782	11,373	11,775	12,119
CaO	11,977	11,767	11,939	11,620	12,008	12,005	11,965
Na ₂ O	1,630	1,660	1,670	1,723	1,570	1,565	1,541
K ₂ O	0,495	0,485	0,447	0,374	0,381	0,429	0,442
H ₂ O+	2,060	2,050	2,060	2,060	2,050	2,060	2,060
Total	99,627	100,006	100,110	100,005	100,244	100,223	100,287
(T)Si	6,254	6,294	6,358	6,373	6,380	6,386	6,384
(T)P	0,001	0,003	-	-	-	0,001	0,001
(T)Al	1,745	1,703	1,642	1,627	1,620	1,612	1,616
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,999	8,001
(C)Ti	0,065	0,066	0,068	0,055	0,054	0,049	0,073
(C)Al	0,810	0,879	0,834	0,879	0,822	0,784	0,741
(C)Cr	0,008	0,011	0,006	0,005	0,013	0,009	-
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	0,370	0,289	0,258	0,211	0,297	0,336	0,360
(C)Ni	-	-	0,003	0,005	-	0,001	0,009
(C)Mn ²⁺	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ²⁺	1,200	1,303	1,310	1,287	1,344	1,267	1,194
(C)Mg	2,547	2,453	2,522	2,557	2,469	2,554	2,623
C sous total	5,000	5,001	5,001	4,999	4,999	5,000	5,000
(B)Mn ²⁺	0,021	0,022	0,029	0,035	0,036	0,026	0,030
(B)Fe ²⁺	0,035	0,053	0,035	0,085	0,023	0,034	0,035
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,879	1,841	1,864	1,813	1,874	1,872	1,861
(B)Na	0,064	0,085	0,073	0,068	0,067	0,068	0,074
B sous total	1,999	2,001	2,001	2,001	2,000	2,000	2,000
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,398	0,385	0,399	0,419	0,376	0,373	0,360
(A)K	0,092	0,090	0,083	0,069	0,071	0,080	0,082
A sous total	0,490	0,475	0,482	0,488	0,447	0,453	0,442
O(non-W)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)OH	-	-	-	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
W sous total	15,489	15,477	15,484	15,488	15,446	15,452	15,443
Somme T, C, B, A	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	74,479	75,089	75,699	75,698	76,170	76,287	76,364
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	20,781	20,317	19,550	19,325	19,341	19,257	19,330
Mg#	0,673	0,644	0,652	0,651	0,644	0,663	0,681

suite

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre
Lithologie	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique	Amphibolite mylonitique
Affleurement	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167
Echantillon	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A
Numéro d'analyse	TGA167A-11	TGA167A-9	TGA167A-3	TGA167A-5	TGA167A-2	TGA167A-21
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hornblende
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus	Automorphe	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire	Aciculaire
SiO2	44,386	44,510	44,771	45,195	47,753	47,988
P2O5	0,026	-	0,025	0,012	-	0,060
TiO2	0,491	0,561	0,556	0,561	0,354	0,337
ZrO2	-	-	-	-	-	-
Al2O3	14,550	13,127	12,609	12,796	10,423	9,412
Cr2O3	0,034	0,056	-	0,076	-	-
MnO	0,154	0,207	0,235	0,179	0,264	0,195
Mn2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	13,065	13,142	13,276	12,561	12,047	12,622
Fe2O3*	1,742	2,322	3,172	2,499	2,986	2,637
NiO	0,025	-	0,030	0,056	0,088	0,050
MgO	11,846	11,918	12,202	12,535	13,526	13,693
CaO	11,743	12,172	11,774	12,039	11,318	12,200
Na2O	1,611	1,374	1,376	1,369	1,218	1,006
K2O	0,420	0,427	0,361	0,374	0,216	0,186
H2O+	2,060	2,060	2,060	2,070	2,090	2,080
Total	100,586	99,787	99,592	100,072	99,597	100,093
(T)Si	6,416	6,496	6,535	6,548	6,883	6,919
(T)P	0,002	-	0,002	0,001	-	0,004
(T)Al	1,582	1,504	1,464	1,451	1,117	1,077
(T)Ti	-	-	-	-	-	-
(T)Fe3+	-	-	-	-	-	-
T sous total	8,000	8,000	8,001	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,053	0,062	0,061	0,061	0,038	0,037
(C)Al	0,897	0,754	0,705	0,734	0,654	0,522
(C)Cr	0,004	0,006	-	0,009	-	-
(C)Mn3+	-	-	-	-	-	-
(C)Fe3+	0,189	0,255	0,348	0,272	0,325	0,286
(C)Ni	0,003	-	0,003	0,007	0,010	0,006
(C)Mn2+	-	-	-	-	-	-
(C)Fe2+	1,301	1,330	1,228	1,210	1,067	1,206
(C)Mg	2,553	2,593	2,655	2,707	2,906	2,943
C sous total	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
(B)Mn2+	0,019	0,026	0,029	0,022	0,032	0,024
(B)Fe2+	0,089	0,019	0,045	0,039	0,061	0,030
(B)Mg	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,819	1,903	1,841	1,869	1,748	1,885
(B)Na	0,073	0,052	0,085	0,070	0,159	0,062
B sous total	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001
(A)Ca	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,379	0,337	0,305	0,314	0,181	0,220
(A)K	0,077	0,080	0,067	0,069	0,040	0,034
A sous total	0,456	0,417	0,372	0,383	0,221	0,254
O(non-W)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)OH	-	-	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-
(W)O	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
W sous total	15,456	15,417	15,373	15,383	15,221	15,255
Somme T,C,B,A	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	76,591	77,918	78,697	78,768	84,134	84,214
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	18,885	18,040	17,630	17,455	13,654	13,109
Mg#	0,647	0,658	0,676	0,684	0,720	0,704

Tab. V-35 : compositions représentatives des amphiboles des amphibolites de la Formation de Peumerit. Formules structurales calculées d'après Locock (2014)

Formation	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit
Lithologie	Amphibolite fine	Amphibolite fine	Amphibolite fine	Amphibolite fine	Amphibolite fine	Amphibolite fine	Amphibolite fine
Affleurement	TGA340	TGA340	TGA340	TGA340	TGA340	TGA340	TGA340
Echantillon	TGA340A	TGA340A	TGA340A	TGA340A	TGA340A	TGA340A	TGA340A
Numéro d'analyse	TGA340A-4	TGA340A-6	TGA340A-3	TGA340A-7	TGA340A-15	TGA340A-13	TGA340A-2
Groupe minéral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Espèce minérale	Magnési-ferri-hornblende	Magnésio-ferri-hornblende	Magnésio-hornblende	Magnésio-hastingsite	Magnésio-hastingsite	Hastingsite	Hastingsite
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Habitus		Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe	Xénomorphe
SiO ₂	50,086	49,283	44,012	43,735	42,225	40,262	40,527
P ₂ O ₅	0,021	0,034	-	-	0,020	-	-
TiO ₂	0,191	0,265	0,538	0,486	0,431	1,416	1,107
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	4,406	5,336	10,352	10,241	11,183	12,136	12,169
Cr ₂ O ₃	-	-	0,012	-	-	-	-
MnO	0,345	0,323	0,327	0,367	0,360	0,440	0,382
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	13,246	14,235	16,411	15,721	15,543	19,120	17,957
Fe ₂ O ₃ *	3,498	2,683	2,895	4,505	5,306	3,809	4,146
NiO	0,046	0,020	0,005	0,021	-	0,050	0,011
MgO	13,087	12,484	9,227	9,382	8,822	6,784	7,197
CaO	12,158	12,215	11,970	12,154	11,888	11,331	11,614
Na ₂ O	0,758	1,002	1,722	1,777	1,986	2,448	2,120
K ₂ O	0,031	0,037	0,164	0,134	0,131	0,383	0,377
H ₂ O+	2,050	2,040	2,000	1,990	1,980	1,950	1,960
Total	99,923	99,958	99,635	100,513	99,874	100,129	99,567
(T)Si	7,341	7,250	6,626	6,545	6,386	6,186	6,225
(T)P	0,001	0,002	-	-	0,001	-	-
(T)Al	0,657	0,748	1,374	1,455	1,613	1,814	1,775
(T)Ti	-	-	-	-	-	-	-
(T)Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
T sous total	7,999	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
(C)Ti	0,021	0,029	0,061	0,055	0,049	0,164	0,128
(C)Al	0,104	0,177	0,463	0,352	0,380	0,384	0,428
(C)Cr	-	-	0,001	-	-	-	-
(C)Mn ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
(C)Fe ³⁺	0,386	0,298	0,328	0,507	0,605	0,441	0,480
(C)Ni	0,005	0,002	0,001	0,003	-	0,006	0,001
(C)Mn ²⁺	0,001	0,005	0,010	0,023	0,012	-	0,008
(C)Fe ²⁺	1,624	1,751	2,066	1,968	1,965	2,451	2,306
(C)Mg	2,860	2,738	2,071	2,093	1,989	1,554	1,648
C sous total	5,001	5,000	5,001	5,001	5,000	5,000	4,999
(B)Mn ²⁺	0,042	0,035	0,032	0,024	0,034	0,057	0,041
(B)Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	-
(B)Mg	-	-	-	-	-	-	-
(B)Ca	1,909	1,925	1,931	1,949	1,926	1,866	1,911
(B)Na	0,048	0,040	0,037	0,027	0,039	0,072	0,047
B sous total	1,999	2,000	2,000	2,000	1,999	2,001	1,999
(A)Ca	-	-	-	-	-	-	-
(A)Na	0,167	0,246	0,466	0,488	0,543	0,657	0,584
(A)K	0,006	0,007	0,031	0,026	0,025	0,075	0,074
A sous total	0,173	0,253	0,497	0,514	0,568	0,732	0,658
O(non-W)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
(W)OH	-	-	-	-	-	-	-
(W)F	-	-	-	-	-	-	-
(W)Cl	-	-	-	-	-	-	-
(W)O	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
W sous total	15,172	15,253	15,498	15,515	15,567	15,733	15,656
Somme T,C,B,A	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
Si(T)/(Si(T)+Aliv+Na(A))	89,908	87,943	78,266	77,109	74,760	71,457	72,519
Aliv/(Aliv+Si(T)+Na(A))	8,047	9,073	16,230	17,142	18,883	20,954	20,678
Mg#	0,638	0,610	0,501	0,515	0,503	0,388	0,417

Tab. V-36 : composition représentative des plagioclases des métagabbros de la Formation de Drain. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes.

Formation	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain
Affleurement	TGA146	TGA146	TGA146	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA148	TGA155	TGA155
Echantillon	TGA146A	TGA146A	TGA146B	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA148A	TGA155A	TGA155A
Numéro d'analyse	TGA146A-6	TGA146A-9	TGA146B-8	TGA148A-3	TGA148A-3	TGA148A-3	TGA148A-3	TGA148A-3	TGA148A-3	TGA155A-17	TGA155A-5
Groupe minéral	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Espèce minérale	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite
Structure-texture	Trame/orienté	Trame/orienté	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame/xénomorphe	Trame/xénomorphe	Trame/xénomorphe
SiO2	68,21	68,99	67,50	68,96	68,38	68,62	68,88	69,17	68,06	67,42	61,16
P2O5	-	-	-	-	0,01	-	0,04	-	-	-	0,01
TiO2	-	0,01	0,02	0,04	-	0,01	0,03	-	-	-	0,01
Al2O3	20,16	19,77	20,60	20,12	20,17	20,09	20,13	19,95	20,07	20,84	24,57
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,05	-	0,01	0,01	-	-	0,01	0,04	-	0,05	0,04
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,03	0,00	0,07	0,11	0,08	0,06	0,12	0,07	0,14	0,18	0,08
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,02	-	-	0,01	0,02	-	0,02	0,02	0,01	0,02	0,05
MgO	0,01	0,03	-	0,01	-	0,02	0,01	0,01	-	0,01	0,01
CaO	0,66	0,29	1,06	0,35	0,61	0,58	0,40	0,36	0,80	1,59	6,32
Na2O	11,11	11,37	11,20	11,56	11,26	11,25	11,20	11,43	11,28	10,63	8,21
K2O	0,06	0,05	0,04	0,08	0,16	0,12	0,05	0,18	0,07	0,10	0,04
Total	100,31	100,51	100,50	101,25	100,69	100,74	100,89	101,24	100,44	100,84	100,49
Si	2,97	2,99	2,94	2,98	2,97	2,98	2,98	2,99	2,97	2,93	2,71
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,03	1,01	1,06	1,02	1,03	1,03	1,03	1,02	1,03	1,07	1,28
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,03	0,01	0,05	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,07	0,30
Na	0,94	0,96	0,95	0,97	0,95	0,95	0,94	0,96	0,95	0,90	0,70
K	-	-	-	-	0,01	0,01	-	0,01	-	0,01	-
Total (apuf)	4,98	4,98	5,00	5,00	4,99	4,99	4,97	4,99	5,00	4,99	5,00
Xab	96,49	98,33	94,82	97,92	96,22	96,57	97,78	97,30	95,85	91,84	69,99
Xan	3,17	1,39	4,96	1,64	2,88	2,75	1,93	1,69	3,76	7,59	29,78
Xor	0,34	0,28	0,22	0,45	0,90	0,68	0,29	1,01	0,39	0,57	0,22

Tab. V-37 : composition représentative des plagioclases des amphibolites fines de la Formation de Drain. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Formation	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain
Affleurement	TGA160	TGA160	TGA160	TGA160	TGA160	TGA160	TGA160	TGA160
Echantillon	TGA160A	TGA160A	TGA160A	TGA160A	TGA160A	TGA160A	TGA160A	TGA160A
Numéro d'analyse	TGA160A-13	TGA160A-14	TGA160A-15	TGA160A-16	TGA160A-17	TGA160A-18	TGA160A-19	TGA160A-20
Groupe minéral	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Espèce minérale	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
SiO ₂	63,92	64,43	64,11	63,92	63,69	63,69	64,07	64,54
P ₂ O ₅	-	-	-	0,04	0,03	0,00	-	-
TiO ₂	0,06	0,04	-	0,04	0,01	0,00	-	0,02
Al ₂ O ₃	22,41	22,24	22,40	22,93	23,01	22,85	22,73	22,49
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	0,02	0,03	-	-	0,03	-	0,03
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,29	0,11	0,08	0,17	0,17	0,16	0,09	0,21
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	0,00	0,02	-	0,03	0,02	-	0,04
MgO	0,02	-	-	0,01	0,03	0,03	0,03	0,00
CaO	3,47	2,99	3,39	3,71	3,75	3,77	3,61	3,18
Na ₂ O	10,05	10,45	10,27	9,91	9,93	10,04	10,04	10,20
K ₂ O	0,01	0,01	0,03	0,02	0,07	0,02	0,02	0,02
Total	100,24	100,29	100,32	100,76	100,72	100,61	100,59	100,73
Si	2,82	2,84	2,83	2,81	2,80	2,80	2,82	2,83
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,17	1,15	1,16	1,19	1,19	1,19	1,18	1,16
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	-	0,01
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,16	0,14	0,16	0,17	0,18	0,18	0,17	0,15
Na	0,86	0,89	0,88	0,84	0,85	0,86	0,86	0,87
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	5,02	5,03	5,03	5,02	5,03	5,03	5,02	5,02
Xab	83,91	86,30	84,46	82,76	82,44	82,73	83,33	85,19
Xan	16,04	13,65	15,40	17,13	17,20	17,18	16,56	14,70
Xor	0,05	0,05	0,14	0,11	0,36	0,09	0,11	0,11

Tab. V-38 : composition représentative des plagioclases des amphibolites fines de la Formation des Folies Siffait. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Formation	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait
Affleurement	TGA142	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154	TGA154
Echantillon	TGA142A	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A	TGA154A
Numéro d'analyse	TGA142A-6	TGA154A-34	TGA154A-32	TGA154A-13	TGA154A-48	TGA154A-33	TGA154A-12
Groupe minéral	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Espèce minérale	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Structure-texture	Albite	Albite	Albite	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase
SiO ₂	67,45	66,59	64,64	66,03	62,48	64,11	65,60
P ₂ O ₅	-	-	0,03	-	0,02	0,01	-
TiO ₂	-	0,01	0,02	-	0,08	-	-
Al ₂ O ₃	20,40	21,50	22,76	21,74	23,81	23,04	21,96
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,02	0,00	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,07	0,32	0,16	0,19	0,22	0,18	0,22
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,02	0,01	0,04	0,08	-	0,03	0,05
MgO	0,03	0,39	0,05	0,01	0,13	0,13	0,02
CaO	0,98	1,53	1,96	2,28	2,27	2,39	2,61
Na ₂ O	10,91	10,61	9,97	10,51	8,81	9,49	10,06
K ₂ O	0,07	0,19	0,81	0,13	1,67	0,79	0,16
Total	99,95	101,16	100,46	100,98	99,56	100,17	100,71
Si	2,95	2,89	2,84	2,88	2,78	2,82	2,87
P	-	-	0,00	-	0,00	0,00	-
Ti	-	0,00	0,00	-	0,00	-	-
Al	1,05	1,10	1,18	1,12	1,25	1,20	1,13
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,00	0,03	-	0,00	0,01	0,01	0,00
Ca	0,05	0,07	0,09	0,11	0,11	0,11	0,12
Na	0,93	0,89	0,85	0,89	0,76	0,81	0,85
K	0,00	0,01	0,05	0,01	0,09	0,04	0,01
Total (apuf)	4,99	5,01	5,02	5,01	5,02	5,00	5,00
Xab	94,89	91,61	86,04	88,67	78,92	83,76	86,64
Xan	4,71	7,31	9,35	10,62	11,24	11,67	12,44
Xor	0,40	1,08	4,61	0,71	9,83	4,56	0,93

suite

Formation	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait	Formation de la vallée de la Sèvre
Affleurement	TGA154	TGA154	TGA156	TGA154	TGA159	TGA154	TGA159
Echantillon	TGA154A	TGA154A	TGA156A	TGA154A	TGA159B	TGA154A	TGA159B
Numéro d'analyse	TGA154A-11	TGA154A-10	TGA156A-13	TGA154A-4	TGA159B-11	TGA154A-31	TGA159B-13
Groupe minéral	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Espèce minérale	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Structure-texture	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase
SiO2	64,77	64,67	65,44	64,52	63,61	63,23	62,59
P2O5	0,02	-	-	-	0,00	0,02	0,03
TiO2	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	-	0,01
Al2O3	22,16	22,38	22,15	22,46	23,21	23,41	23,68
Cr2O3	-	-	-	-	-	0,00	-
MnO	0,03	0,01	-	-	-	-	0,03
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,13	0,18	0,12	0,12	0,18	0,18	0,23
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,00	0,04	-	-	-	0,04	-
MgO	-	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,00
CaO	3,07	3,13	3,25	3,60	4,06	4,54	4,74
Na2O	9,95	10,06	9,96	9,73	9,79	9,29	9,45
K2O	0,11	0,11	0,08	0,08	0,03	0,14	0,00
Total	100,28	100,60	101,05	100,57	100,92	100,86	100,77
Si	2,85	2,84	2,85	2,83	2,79	2,78	2,76
P	0,00	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,15	1,16	1,14	1,16	1,20	1,21	1,23
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,14	0,15	0,15	0,17	0,19	0,21	0,22
Na	0,85	0,86	0,84	0,83	0,83	0,79	0,81
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total (apuf)	5,00	5,01	5,00	5,00	5,03	5,01	5,03
Xab	84,87	84,83	84,34	82,65	81,23	78,11	78,28
Xan	14,50	14,59	15,21	16,90	18,63	21,13	21,72
Xor	0,63	0,58	0,45	0,45	0,14	0,76	0,00

suite

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait
Affleurement	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159	TGA154	TGA159	TGA154
Echantillon	TGA159B	TGA159B	TGA159B	TGA159B	TGA154A	TGA159B	TGA154A
Numéro d'analyse	TGA159B-17	TGA159B-20	TGA159B-14	TGA159B-19	TGA154A-44	TGA159B-16	TGA154A-42
Groupe minéral	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Espèce minérale	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Structure-texture	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase
SiO2	62,28	62,44	62,21	61,91	61,93	62,13	60,78
P2O5	-	-	0,02	0,01	-	-	0,01
TiO2	0,02	-	0,06	0,03	0,01	0,08	-
Al2O3	23,84	23,95	23,98	24,29	24,12	24,35	24,50
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,27	0,20	0,16	0,18	0,30	0,36	0,30
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,01	-	0,05	-	-	0,02	-
MgO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,17	0,02	0,13
CaO	4,88	5,10	5,19	5,50	5,16	5,63	5,30
Na2O	9,43	9,25	9,31	9,09	8,41	9,12	8,32
K2O	0,01	0,00	0,03	0,02	0,20	0,04	0,33
Total	100,76	100,97	101,02	101,05	100,31	101,74	99,69
Si	2,75	2,75	2,74	2,73	2,74	2,72	2,71
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,24	1,24	1,24	1,26	1,26	1,26	1,29
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,23	0,24	0,24	0,26	0,24	0,26	0,25
Na	0,81	0,79	0,79	0,78	0,72	0,77	0,72
K	-	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	5,04	5,03	5,03	5,03	5,00	5,04	5,01
Xab	77,72	76,63	76,35	74,87	73,81	74,38	72,57
Xan	22,21	23,35	23,51	25,04	25,04	25,38	25,53
Xor	0,07	0,02	0,14	0,09	1,15	0,24	1,90

suite

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait	Formation de la vallée de la Sèvre
Affleurement	TGA159	TGA159	TGA156	TGA159	TGA159	TGA154	TGA159
Echantillon	TGA159B	TGA159B	TGA156A	TGA159A	TGA159A	TGA154A	TGA159B
Numéro d'analyse	TGA159B-12	TGA159B-15	TGA156A-8	TGA159A-17	TGA159A-21	TGA154A-49	TGA159B-18
Groupe minéral	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Espèce minérale	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Structure-texture	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase
SiO2	61,90	61,41	62,52	60,74	61,09	61,08	60,91
P2O5	0,01	0,01	-	0,02	0,02	-	-
TiO2	0,07	-	-	-	0,02	0,02	0,02
Al2O3	24,43	24,42	24,14	24,58	24,84	24,61	24,72
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,01	-	0,01	0,06	-	-	0,03
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,17	0,17	0,03	0,12	0,07	0,16	0,28
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,01	-	0,02	-	-	-	-
MgO	-	0,01	-	0,01	0,05	0,07	0,02
CaO	5,55	5,80	5,59	5,85	5,93	5,63	6,15
Na2O	8,59	8,66	8,32	8,62	8,67	8,05	8,87
K2O	0,38	0,41	0,06	0,01	0,02	0,19	0,02
Total	101,11	100,88	100,68	100,02	100,71	99,82	101,01
Si	2,72	2,71	2,75	2,70	2,70	2,72	2,69
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,27	1,27	1,25	1,29	1,29	1,29	1,29
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,01	0,01	-	-	-	0,01	0,01
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,26	0,27	0,26	0,28	0,28	0,27	0,29
Na	0,73	0,74	0,71	0,74	0,74	0,69	0,76
K	0,02	0,02	-	-	-	0,01	-
Total (apuf)	5,02	5,03	4,98	5,02	5,02	4,99	5,04
Xab	72,13	71,36	72,67	72,67	72,48	71,31	72,23
Xan	25,78	26,42	26,99	27,25	27,40	27,58	27,68
Xor	2,08	2,22	0,34	0,07	0,13	1,11	0,09

suite

Formation	Formation des Folies Siffait	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre
Affleurement	TGA154	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159	TGA159
Echantillon	TGA154A	TGA159A	TGA159B	TGA159B	TGA159A	TGA159B	TGA159A
Numéro d'analyse	TGA154A-50	TGA159A-23	TGA159B-9	TGA159B-10	TGA159A-24	TGA159A-22	TGA159A-27
Groupe minéral	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Espèce minérale	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Structure-texture	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Andésine	Andésine
SiO2	61,20	60,51	60,38	60,58	60,56	60,13	60,07
P2O5	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	-
TiO2	0,00	0,06	0,03	0,01	0,04	0,01	0,04
Al2O3	24,38	24,86	24,95	25,02	25,07	24,95	25,53
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,04	0,05	-	-	-	0,02	-
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,14	0,07	0,12	0,14	0,16	0,19	0,13
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	0,02	-	-	-	0,05
MgO	0,00	-	-	0,04	0,02	0,01	0,02
CaO	5,82	6,17	6,24	6,37	6,27	6,70	6,94
Na2O	8,24	8,69	8,52	8,53	8,30	8,36	8,25
K2O	0,12	-	0,01	-	-	0,02	0,01
Total	99,97	100,43	100,28	100,71	100,42	100,39	101,04
Si	2,72	2,69	2,68	2,68	2,69	2,67	2,66
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,28	1,30	1,31	1,31	1,31	1,31	1,33
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,28	0,29	0,30	0,30	0,30	0,32	0,33
Na	0,71	0,75	0,73	0,73	0,71	0,72	0,71
K	0,01	-	-	-	-	-	-
Total (apuf)	5,00	5,03	5,03	5,03	5,02	5,03	5,03
Xab	71,44	71,79	71,11	70,77	70,54	69,20	68,20
Xan	27,90	28,21	28,81	29,22	29,46	30,68	31,73
Xor	0,66	0,00	0,08	0,02	0,00	0,12	0,07

suite

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre
Affleurement	TGA159	TGA154	TGA159	TGA159	TGA159	TGA156	TGA159
Echantillon	TGA159A	TGA154A	TGA159A	TGA159A	TGA159A	TGA156A	TGA159A
Numéro d'analyse	TGA159A-20	TGA154A-51	TGA159A-25	TGA159A-18	TGA159A-26	TGA156A-7	TGA159A-19
Groupe minéral	Trame	Trame/xénomorphe	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Espèce minérale	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Structure-texture	Andésine	Andésine	Andésine	Andésine	Andésine	Andésine	Andésine
SiO2	59,97	62,56	60,11	59,19	59,46	59,08	58,36
P2O5	0,01	-	0,01	-	-	0,03	0,03
TiO2	0,03	-	-	0,04	-	0,06	-
Al2O3	25,51	25,21	25,69	25,45	25,25	25,34	25,75
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	0,01	-	0,01	0,01	0,03	-
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,09	0,28	0,03	0,15	0,07	0,04	0,14
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,02	0,01	-	0,02	-	0,03	-
MgO	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02
CaO	6,87	5,55	6,90	7,02	6,96	7,15	7,56
Na2O	8,11	5,19	8,09	7,92	7,81	7,75	7,62
K2O	0,00	2,04	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01
Total	100,63	100,86	100,86	99,83	99,59	99,58	99,49
Si	2,66	2,75	2,66	2,65	2,66	2,65	2,62
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,33	1,30	1,34	1,34	1,33	1,34	1,36
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	0,01	-	0,01	-	-	0,01
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,33	0,26	0,33	0,34	0,33	0,34	0,36
Na	0,70	0,44	0,69	0,69	0,68	0,67	0,66
K	-	0,11	-	-	-	-	-
Total (apuf)	5,02	4,88	5,02	5,02	5,01	5,02	5,02
Xab	68,11	54,07	67,92	67,08	66,95	66,00	64,53
Xan	31,89	31,96	32,03	32,88	32,99	33,66	35,41
Xor	0,00	13,97	0,06	0,04	0,05	0,34	0,06

suite

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation des Folies Siffait
Affleurement	TGA158	TGA158	TGA158	TGA158	TGA158	TGA158	TGA157	TGA154
Echantillon	TGA158A	TGA158A	TGA158A	TGA158A	TGA158A	TGA158A	TGA157A	TGA154A
Numéro d'analyse	TGA158A-3	TGA158A-3	TGA158A-7	TGA158A-3	TGA158A-3	TGA158A-3	TGA157A-3	TGA154A-30
Groupe minéral	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame	Trame
Espèce minérale	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Structure-texture	Andésine	Andésine	Andésine	Andésine	Andésine	Andésine	Labradorite	Labradorite
SiO2	56,29	57,32	56,78	57,08	56,52	56,68	56,13	63,22
P2O5	-	-	-	0,04	0,04	-	0,02	-
TiO2	-	0,02	0,04	-	0,04	0,05	0,00	1,25
Al2O3	27,89	27,50	27,60	27,30	27,73	27,85	28,27	11,20
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	0,06
MnO	-	-	0,02	-	-	0,01	0,01	0,15
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,11	-	0,06	0,03	-	0,04	0,11	9,05
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,03	0,02	0,02	0,03	-	-	-	-
MgO	0,02	-	0,01	0,02	-	0,01	0,02	4,52
CaO	9,87	9,91	10,02	10,07	10,22	10,22	10,54	6,71
Na2O	6,04	6,07	6,10	5,96	5,93	5,82	5,63	3,11
K2O	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,02	0,03	0,34
Total	100,29	100,87	100,69	100,58	100,53	100,69	100,76	99,60
Si	2,52	2,55	2,53	2,55	2,53	2,53	2,51	2,92
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	0,04
Al	1,47	1,44	1,45	1,44	1,46	1,46	1,49	0,61
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	0,35
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	0,31
Ca	0,47	0,47	0,48	0,48	0,49	0,49	0,50	0,33
Na	0,52	0,52	0,53	0,52	0,51	0,50	0,49	0,28
K	-	-	-	-	-	-	-	0,02
Total (apuf)	5,00	4,99	5,00	4,99	5,00	4,99	4,99	4,88
Xab	52,39	52,44	52,26	51,56	51,10	50,69	49,06	44,20
Xan	47,32	47,33	47,46	48,16	48,68	49,20	50,77	52,66
Xor	0,29	0,23	0,28	0,28	0,23	0,11	0,17	3,14

Tab. V-39 : compositions représentatives des plagioclases des amphibolites mylonitiques de la Formation de la Vallée de la Sèvre. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre
Affleurement	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167	TGA167
Echantillon	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A	TGA167A
Numéro d'analyse	TGA167A-14	TGA167A-17	TGA167A-15	TGA167A-32	TGA167A-30	TGA167A-31	TGA167A-19
Groupe minéral	Lit syn-foliation	Lit syn-foliation	Lit syn-foliation	Lit syn-foliation	Trame	Trame	Lit syn-foliation
Espèce minérale	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Structure-texture	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Andésine	Andésine	Andésine
SiO ₂	62,01	62,10	60,70	60,32	59,56	58,36	58,55
P ₂ O ₅	0,02	-	0,03	0,03	0,01	0,02	0,05
TiO ₂	0,04	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,14	24,57	24,70	24,69	25,90	26,04	26,55
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	0,05	-	0,02	-	-
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,14	0,10	0,05	0,15	0,30	0,25	0,18
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	0,01	0,01	-	-	-	-
MgO	-	0,02	0,01	-	-	-	-
CaO	5,29	5,77	5,93	6,30	7,58	7,91	8,15
Na ₂ O	8,99	8,81	8,56	8,49	7,64	6,96	7,36
K ₂ O	0,19	0,06	0,05	0,05	0,05	0,70	0,04
Total	100,82	101,44	100,10	100,02	101,09	100,24	100,88
Si	2,73	2,72	2,70	2,69	2,64	2,61	2,60
P	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,25	1,27	1,29	1,30	1,35	1,37	1,39
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe(3+)	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,25	0,27	0,28	0,30	0,36	0,38	0,39
Na	0,77	0,75	0,74	0,73	0,66	0,60	0,63
K	0,01	-	-	-	-	0,04	-
Total (apuf)	5,03	5,02	5,02	5,03	5,02	5,02	5,02
Xab	74,69	73,15	72,11	70,70	64,40	59,03	61,89
Xan	24,29	26,50	27,62	29,03	35,35	37,08	37,89
Xor	1,02	0,35	0,27	0,26	0,25	3,89	0,22

Tab. V-40 : compositions représentatives des plagioclases des amphibolites de la Formation de Peumerit. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Formation	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit
Affleurement	TGA340	TGA340	TGA340	TGA340
Echantillon	TGA340A	TGA340A	TGA340A	TGA340A
Numéro d'analyse	TGA340A-12	TGA340A-14	TGA340A-11	TGA340A-5
Groupe minéral	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase	Feldspath plagioclase
Espèce minérale	Albite	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase
Structure-texture	Trame	Trame	Trame	Trame
SiO ₂	62,44	61,51	61,29	60,43
P ₂ O ₅	0,01	-	0,02	0,02
TiO ₂	0,09	0,01	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	21,30	24,06	24,14	23,77
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-
MnO	0,03	-	-	0,02
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-
FeO	0,77	0,11	0,35	0,32
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-
NiO	0,01	-	-	0,01
MgO	0,09	0,03	0,02	0,03
CaO	2,18	5,46	5,47	5,52
Na ₂ O	11,14	9,15	9,06	8,97
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,00
Total	98,08	100,35	100,40	99,13
Si	2,83	2,73	2,72	2,72
P	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-
Al	1,14	1,26	1,26	1,26
Cr	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-
Mn(3+)	-	-	-	-
Fe(2+)	0,03	-	0,01	0,01
Fe(3+)	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Mg	0,01	-	-	-
Ca	0,11	0,26	0,26	0,27
Na	0,98	0,79	0,78	0,78
K	-	-	-	-
Total (apuf)	5,09	5,04	5,04	5,04
Xab	90,15	75,09	74,88	74,62
Xan	9,73	24,78	25,01	25,38
Xor	0,11	0,13	0,12	0,00

Tab. V-41 : compositions représentatives des épidotes des roches mafiques de la Formation de Drain, de l'Unité des Folies Siffait et de la Formation de Peumerit. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Formation	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de Peumerit
Lithologie	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro	Métagabbro rétomorphosé	Métagabbro rétomorphosé	Métagabbro rétomorphosé	Métagabbro rétomorphosé	Métagabbro rétomorphosé	Métagabbro rétomorphosé	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite fine
Affleurement	TGA155	TGA155	TGA155	TGA149	TGA146	TGA146	TGA146	TGA146	TGA146	TGA158	TGA158	TGA340
Echantillon	TGA155B	TGA155B	TGA155A	TGA149B	TGA146B	TGA146B	TGA146A	TGA146A	TGA146A	TGA158A	TGA158A	TGA340A
Numéro d'analyse	TGA155B-6	TGA155B-5	TGA155A-11	TGA149B-6	TGA146B-3	TGA146B-2	TGA146A-8	TGA146A-3	TGA146A-2	TGA158A-9	TGA158A-6	TGA340A-9
Groupe minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Espèce minérale												
SiO ₂	38,52	38,34	38,06	39,33	39,56	39,11	38,08	39,14	39,44	40,06	39,73	46,35
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,03	0,18	0,09	0,03	0,09	0,04	0,02	0,04	0,05	0,02
TiO ₂	0,13	0,13	0,15	0,07	0,07	0,10	0,33	0,10	0,12	0,14	0,16	0,46
Al ₂ O ₃	25,43	25,22	23,51	33,17	32,67	32,02	26,42	31,90	31,98	28,88	28,77	7,55
Cr ₂ O ₃	-	-	0,96	-	-	0,03	-	0,01	-	-	-	-
MnO	0,14	0,08	0,11	0,06	0,05	0,04	0,09	0,05	0,03	0,06	0,06	0,37
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	9,65	9,96	11,14	0,35	1,53	2,07	8,02	2,25	2,19	5,77	5,68	18,19
Fe ₂ O ₃	10,73	11,07	12,38	0,39	1,70	2,30	8,91	2,50	2,43	6,41	6,31	20,22
NiO	0,03	0,02	-	0,05	-	0,02	-	-	0,04	0,01	-	0,02
MgO	0,04	0,02	0,06	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,09	0,08	11,09
CaO	23,81	23,89	23,10	24,94	24,59	24,79	23,89	24,46	24,78	24,32	24,48	12,29
Na ₂ O	-	-	-	0,04	0,03	0,02	-	-	0,02	0,05	0,01	1,30
K ₂ O	-	0,01	-	-	0,01	-	0,01	-	-	0,01	-	0,08
H ₂ O+												
Total	97,78	97,72	97,13	98,20	98,61	98,24	96,95	97,86	98,62	99,42	99,02	99,74
Si	3,01	3,00	3,01	2,98	2,99	2,98	2,99	2,99	2,99	3,03	3,02	3,60
P	-	-	-	0,01	0,01	-	0,01	-	-	-	-	-
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03
Al	2,34	2,33	2,19	2,96	2,91	2,87	2,44	2,87	2,86	2,58	2,58	0,69
Cr	-	-	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,01	0,01	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,02
Mn(3+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(2+)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(3+)	0,63	0,65	0,74	0,02	0,10	0,13	0,53	0,14	0,14	0,37	0,36	1,18
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	-	-
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	1,28
Ca	1,99	2,00	1,96	2,02	1,99	2,02	2,01	2,00	2,01	1,97	2,00	1,02
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,20
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Total (apuf)	8,00	8,00	7,98	8,01	8,00	8,02	8,00	8,00	8,01	7,99	7,99	8,04

VI Analyses chimiques sur roche totale

Analyses chimiques sur roche totale

Formation	Formation de Champtoceaux	Formation de Champtoceaux	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de Drain	Formation de la Rommes
Num_analyse	TGA172A-2	TGA141A-17	TGA149A-3	TGA149B-7	TGA155A-21	TGA163A-3	TGA350A-1	TGA351A-1	TGA379A-1	TGA160A-3	TGA380A-1	TGA381A-1
SiO2	59,83	58,02	49,91	50,37	44,77	50,13	43,35	45,87	48,61	46,17	49,77	49,73
TiO2	1,16	1,23	0,95	0,72	2,61	1,66	0,29	1,74	1,64	2,90	0,31	1,61
Al2O3	10,59	14,54	16,47	15,95	12,51	11,10	10,67	14,75	15,23	12,09	13,89	13,51
Cr2O3												
Fe2O3	10,17	8,97	10,92	9,47	16,37	5,40	9,14	12,79	10,94	16,11	6,17	12,75
FeO	9,15	8,07	9,83	8,52	14,73	4,86	8,23	11,51	9,84	14,50	5,55	11,48
MnO	0,15	0,15	0,17	0,16	0,23	0,10	0,14	0,20	0,14	0,29	0,11	0,19
NiO												
MgO	4,44	3,90	7,04	8,09	8,17	9,58	21,05	6,33	6,71	6,30	11,33	4,68
CaO	6,91	4,92	7,88	8,77	10,53	14,26	8,80	13,13	10,43	8,58	9,77	8,07
Na2O	3,04	3,20	2,33	2,98	2,75	1,81	1,16	2,49	3,58	3,64	3,80	4,02
K2O	0,14	2,04	0,71	0,16	0,16	0,03	0,04	0,18	0,08	0,11	0,11	0,11
P2O5	0,09	0,19	0,10	0,09	0,05	0,52	0,01	0,26	0,11	0,27	0,02	0,13
LOI		0,83	2,82	2,56	1,48	3,49				1,11		
Total	96,52	97,16	96,47	96,75	98,13	94,57	94,65	97,72	97,46	96,44	95,27	94,79
Total-LOI		97,98	99,29	99,31	99,61	98,06				97,56		
Cs	0,53	2,09	0,70	0,21	0,54	0,28	0,07	0,31	0,14	0,18	0,21	0,21
Rb	3,37	72,25	16,69	2,47	4,67	0,52	0,49	5,10	0,81	1,85	1,51	1,26
Th	0,14	9,79	0,49	0,62	0,01	0,37	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,13
U	0,12	2,16	0,14	0,19	0,01	0,16	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,15
Nb	1,37	11,06	3,44	2,86	1,33	5,25	0,19	1,08	1,89	5,62	0,17	0,76
Ta	0,09	0,86	0,23	0,18	0,09	0,28	0,02	0,09	0,11	0,35	0,01	0,06
La	4,15	30,83	8,00	6,22	0,56	8,66	0,49	1,91	1,93	3,57	0,47	2,42
Ce	11,15	67,35	16,18	15,10	3,27	29,30	1,87	8,20	7,17	12,08	1,67	8,83
Pr	1,88	8,47	2,30	2,18	0,99	5,00	0,36	1,95	1,47	2,28	0,40	1,69
Sr	90,21	172,93	174,78	150,63	185,00	121,03	33,29	235,71	115,94	123,14	233,20	35,46
Nd	9,87	34,90	10,49	10,06	7,53	26,77	1,89	12,69	8,44	12,81	2,45	9,67
Sm	3,53	8,35	2,81	3,00	3,56	8,99	0,79	5,12	3,37	4,79	1,11	3,55
Zr	12,42	75,18	17,11	19,88	16,40	18,67	12,06	17,33	22,38	13,75	11,19	78,57
Hf	0,35	2,09	0,65	0,64	1,03	0,80	0,34	1,14	1,10	0,78	0,35	2,40
Eu	1,29	1,83	1,26	1,06	1,41	1,75	0,42	1,93	1,26	1,78	0,65	1,21
Sn	4,72	4,44	0,36	0,50	0,92	1,77	0,23	0,89	0,78	0,78	0,26	0,89
Gd	4,62	8,61	3,38	3,66	5,27	11,37	1,18	7,04	4,82	6,47	1,78	4,94
Tb	0,76	1,50	0,60	0,66	1,01	2,04	0,23	1,30	0,86	1,17	0,31	0,91
Dy	4,89	9,05	3,85	4,38	6,65	12,65	1,47	8,46	5,71	7,65	2,02	6,09
Y	32,58	53,27	23,49	26,25	38,62	77,31	8,29	48,16	32,68	44,96	11,92	37,83
Ho	1,23	1,96	0,88	0,99	1,49	2,79	0,32	1,84	1,28	1,71	0,45	1,41
Er	3,04	5,48	2,57	2,87	4,19	7,85	0,89	5,22	3,52	4,80	1,18	3,96
Tm												
B												
Yb	3,16	5,18	2,62	2,84	3,84	7,03	0,83	4,64	3,24	4,55	1,08	3,97
Lu	0,47	0,77	0,41	0,43	0,57	1,01	0,13	0,69	0,48	0,68	0,16	0,61
Li	9,37	10,37	13,08	13,86	13,20	7,58	2,41	5,57	4,00	3,30	18,30	9,71
Be	1,31	2,28	0,92	0,71	0,34	0,59	0,15	0,41	0,41	0,61	0,17	0,55
Cl												
Co	30,90	24,88	32,45	41,85	47,85	25,38	63,91	32,12	56,80	31,57	43,27	32,08
Ni	35,56	50,55	37,56	49,48	48,95	102,33	575,21	18,53	56,18	20,27	326,65	12,29
Zn	87,54	94,62	98,57	82,69	119,29	34,91	49,68	121,84	100,65	133,23	36,54	89,48
Cr	111,90	98,32	245,99	267,07	81,99	194,37	1 153,55	145,19	172,10	82,35	666,28	47,51
Cu	4,02	38,59	10,76	35,54	104,94	26,86	83,98	16,55	14,45	24,19	11,44	39,75
As												
Sb	3,17	0,07	3,02	0,83	1,75	1,91	0,28	0,24	0,24	0,23	0,63	0,22
Cd												
Ba	20,39	478,37	308,97	61,41	89,47	7,94	15,16	92,05	31,05	31,72	25,42	28,28
W	1,11	0,86	0,29	0,23	0,18	0,24	0,20	0,17	0,11	0,10	0,21	0,13
Pb	4,26	14,14	3,66	3,20	2,06	0,53	0,86	2,03	1,21	1,09	5,88	0,81
S												
V	262,74	172,26	188,50	243,99	547,83	336,96	119,28	408,68	410,70	490,94	173,10	488,61
Ga	14,71	20,86	18,42	16,26	17,81	11,58	7,47	20,49	18,79	17,90	9,50	20,00
Mo	0,13	1,12	0,41	0,48	0,49	0,24	0,01	0,13	0,21	0,36	0,21	0,23
Sc	31,53	25,90	29,44	34,25	58,24	58,84	27,05	48,60	58,50	48,57	34,71	34,59
Ti												

Formation	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de la vallée de la Sèvre	Formation de Penhors	Formation de Peumerit	Formation de Peumerit	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel
Num_analyse	TGA179A-34	TGA173A-2	TGA159A-3	TGA156A-15	TGA254A-1	TGA255A-1	TGA256A-1	TGA056A-1	TGA061A-2	TGA057A-2	TGA133C-1	TGA133B-1
SiO2	56,66	50,92	44,69	50,83	50,56	47,15	46,68	49,80	44,06	50,09	39,19	37,43
TiO2	0,79	0,33	1,79	1,70	2,38	2,89	1,28	1,63	0,74	1,81	0,59	0,56
Al2O3	19,35	15,42	12,47	14,43	14,06	15,29	13,64	14,96	9,92	14,21	14,21	12,68
Cr2O3												
Fe2O3	7,85	7,70	14,34	12,64	14,32	14,02	14,85	12,51	12,38	13,47	7,13	7,09
FeO	7,06	6,93	12,91	11,38	12,89	12,62	13,36	11,26	11,14	12,12	6,42	6,38
MnO	0,28	0,15	0,22	0,17	0,23	0,21	0,25	0,18	0,19	0,20	0,13	0,15
NiO												
MgO	2,00	8,42	9,12	5,80	5,12	5,49	7,60	5,49	20,96	5,31	5,81	6,76
CaO	0,42	12,25	11,83	8,72	8,98	10,74	12,90	7,98	7,30	6,20	17,92	19,84
Na2O	1,45	2,54	2,18	3,75	3,21	2,83	2,16	3,19	0,15	4,97	2,36	1,69
K2O	3,86	0,19	0,07	0,35	0,48	0,32	0,26	0,24	0,03	0,05	0,91	1,02
P2O5	0,12	0,02	0,01	0,12	0,27	0,27	0,09	0,17	0,04	0,16	0,06	0,05
LOI			0,94	1,13	0,70	0,95	1,25					
Total		97,93	96,73	98,50	99,61	99,35	98,71	96,14		96,47	88,31	87,27
Total-LOI			97,67	99,63	100,31	100,30	99,96					
Cs		2,03	0,59	1,89				0,41		0,17	0,49	0,52
Rb		8,32	1,11	9,86	11,00	6,00	3,00	5,92		0,63	12,42	13,86
Th		0,01	0,01	0,19	0,30	0,90	0,20	1,39		0,33	0,10	0,10
U		0,02	0,00	0,31	0,20	0,60		0,44		0,33	0,62	0,76
Nb		0,22	0,66	1,19	4,50	7,20	2,80	2,33		2,04	0,27	0,27
Ta		0,01	0,04	0,07	0,40	0,50	0,20	0,17		0,16	0,02	0,02
La		0,35	0,37	6,53	8,40	11,90	3,80	6,37		4,74	0,98	0,91
Ce		1,04	2,08	14,03	22,60	36,20	10,80	16,35		14,05	2,99	2,78
Pr		0,24	0,69	2,43	3,70	5,60	1,70	2,50		2,37	0,61	0,56
Sr	109,29	159,01	101,56	151,11	120,00	182,00	122,00	168,31	2,62	100,43	216,46	192,77
Nd		1,43	5,11	12,68	19,40	30,50	9,00	12,97		13,18	3,76	3,17
Sm		0,66	2,64	4,49	6,40	9,00	3,00	4,16		4,32	1,44	1,34
Zr	33,91	5,84	15,71	19,57	131,00	394,00	59,00	21,37	24,00	32,34	11,33	9,99
Hf		0,12	0,85	0,68	3,90	10,10	1,90	0,53		0,79	0,30	0,26
Eu		0,41	1,06	1,61	2,20	3,40	1,10	1,44		1,55	0,62	0,55
Sn		5,22	0,65	4,02				1,04		1,11	0,36	0,32
Gd		1,16	4,09	6,13	8,40	11,50	4,10	5,32		5,69	2,14	1,93
Tb		0,24	0,78	1,11	1,50	1,90	0,80	0,94		1,02	0,39	0,38
Dy		1,63	5,31	7,20	9,70	11,70	5,40	6,08		6,70	2,56	2,51
Y	11,82	9,61	31,27	43,25	54,00	59,30	32,90	36,69	16,54	39,62	15,71	14,98
Ho		0,36	1,19	1,60				1,36		1,47	0,57	0,54
Er		1,06	3,35	4,49	6,00	6,90	3,40	3,79		4,16	1,57	1,55
Tm												
B												
Yb		0,99	3,08	4,16	5,80	5,90	3,40	3,48		3,66	1,47	1,37
Lu		0,16	0,46	0,62	0,80	0,90	0,50	0,49		0,52	0,22	0,21
Li		8,57	12,13	10,76				10,55		4,70	10,70	11,26
Be		0,29	0,21	0,68				0,65		0,68	0,29	0,31
Cl												
Co		28,38	55,55	33,58	29,00	32,00	43,00	35,86		36,94	41,21	42,56
Ni	43,27	53,29	87,51	32,84	15,00	44,00	73,00	21,43	490,20	20,08	205,33	228,84
Zn	106,84	59,20	118,22	57,14				100,24	105,27	112,90	49,39	51,00
Cr	86,04	188,95	255,82	39,48	44,00	83,00	122,00	65,82	1603,10	67,18	449,75	448,18
Cu		3,89	71,67	29,94				37,61		58,63	55,09	27,20
As												
Sb		0,54	1,57	1,55				0,37		0,29	0,24	0,24
Cd												
Ba	351,86	34,47	12,59	29,65	99,00	78,00	24,00	42,84	-10,28	11,67	76,32	87,99
W		263,03	0,12	2,38				0,20		0,11	0,12	0,15
Pb		2,85	0,63	2,68				2,50		3,45	4,12	3,41
S												
V	113,30	196,01	437,91	356,21	273,00	271,00	276,00	370,54	222,61	345,86	187,83	179,23
Ga		13,62	16,20	17,13				19,09		19,34	12,84	12,40
Mo		0,16	0,29	0,29				0,78		0,31	0,11	0,06
Sc	16,46	45,81	55,01	39,36				36,37	38,80	36,14	31,19	28,91
Ti												

Analyses chimiques sur roche totale

Formation	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Pont de Barel	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat
Num_analyse	TGA107A-2	TGA106A-4	TGA092A-2	TGA070A-1	TGA357A-1	TGA352A-1	TGA355A-1	TGA356A-1	TGA251A-1	TGA353A-1	TGA252A-1	TGA253A-1
SiO2	45,07	51,22	51,30	49,41	49,55	50,19	45,70	47,32	50,53	49,15	50,00	47,98
TiO2	1,97	1,50	1,92	1,80	1,28	1,03	1,07	2,13	1,50	0,89	1,49	
Al2O3	13,85	14,89	13,50	13,82	15,54	13,92	15,51	15,05	14,41	15,14	15,79	14,19
Cr2O3												
Fe2O3	14,60	12,33	13,95	14,57	13,63	9,54	14,27	12,13	14,62	14,52	12,16	14,79
FeO	13,14	11,09	12,55	13,11	12,26	8,58	12,84	10,91	13,16	13,06	10,94	13,31
MnO	0,21	0,14	0,18	0,27	0,17	0,15	0,23	0,21	0,18	0,17	0,16	0,23
NiO												
MgO	5,06	2,61	4,66	4,90	5,36	6,34	9,95	8,10	4,81	5,73	7,15	6,80
CaO	8,73	7,43	10,17	6,72	2,86	8,54	3,62	8,37	8,08	2,62	8,40	10,28
Na2O	3,86	4,35	3,91	4,61	4,32	4,93	2,95	3,94	3,66	4,00	3,47	2,78
K2O	0,13	0,54	0,12	0,07	0,43	0,17	0,16	0,16	0,19	0,50	0,09	0,20
P2O5	0,16	0,27	0,24	0,18	0,11	0,06	0,09	0,06	0,20	0,13		0,01
LOI		4,63	1,63						2,00		2,47	1,28
Total	93,63	95,28	99,96	96,34	93,25	94,87	93,42	96,40	98,74	93,46	98,55	98,81
Total-LOI		99,91	101,58						100,74		101,02	100,09
Cs	0,43	0,35	0,37	0,32	2,51	1,55	0,70	0,83		1,11		
Rb	1,58	10,20	2,15	0,86	17,61	5,90	4,92	2,84	4,00	19,75	2,00	5,00
Th	0,28	1,14	0,32	0,14	0,68	0,06	0,41	0,10	1,80	0,91	0,20	0,20
U	0,37	2,41	0,27	0,09	0,63	0,13	0,22	0,09	0,70	0,62	0,60	0,10
Nb	0,98	3,51	2,20	1,14	1,29	0,38	1,02	0,64	3,90	1,68	4,70	0,40
Ta	0,07	0,25	0,15	0,09	0,10	0,03	0,07	0,05	0,30	0,13		
La	3,58	13,10	4,65	3,68	3,85	1,08	2,47	1,74	9,20	5,19	1,30	2,20
Ce	11,61	42,63	14,17	12,47	10,00	3,85	6,74	5,60	24,60	13,67	4,40	7,40
Pr	2,16	7,29	2,39	2,36	1,65	0,85	1,13	1,07	3,80	2,26	0,80	1,30
Sr	141,34	147,14	142,69	81,14	86,69	111,49	53,42	116,83	78,00	73,26	22,00	116,00
Nd	12,60	38,11	13,11	13,13	8,27	5,07	5,91	6,21	19,00	11,93	4,70	7,90
Sm	4,57	13,12	4,39	5,08	2,95	2,24	2,07	2,29	5,80	3,85	2,10	3,20
Zr	29,23	269,47	51,81	41,52	21,56	12,47	10,37	11,00	148,00	21,18	30,00	32,00
Hf	0,96	7,34	1,39	1,12	0,53	0,38	0,22	0,27	4,80	0,58	1,20	2,40
Eu	1,63	3,18	1,71	1,83	1,00	0,81	0,66	0,77	2,10	1,16	0,90	1,30
Sn	1,16	5,25	1,67	1,55	1,10	1,03	0,69	0,67		1,00		
Gd	6,24	16,49	5,68	7,05	4,13	3,35	2,92	3,22	7,10	5,28	3,10	4,80
Tb	1,15	3,03	1,04	1,30	0,74	0,63	0,55	0,59	1,40	0,93	0,60	0,90
Dy	7,68	18,67	6,62	8,54	5,00	4,18	3,62	3,96	9,20	6,13	4,00	6,30
Y	45,20	121,02	39,59	50,49	30,16	24,55	22,20	23,50	51,60	37,99	23,30	36,10
Ho	1,69	4,24	1,48	1,87	1,14	0,93	0,81	0,88		1,42		
Er	4,82	12,22	4,15	5,27	3,19	2,57	2,29	2,41	5,70	3,94	2,70	4,30
Tm												
B												
Yb	4,31	11,55	3,80	4,88	3,08	2,36	2,20	2,20	5,30	3,72	2,50	4,00
Lu	0,61	1,58	0,53	0,69	0,44	0,33	0,32	0,30	0,80	0,54	0,40	0,60
Li	6,81	8,43	4,75	3,89	31,89	17,04	27,37	21,16		38,03		
Be	0,54	1,17	0,93	0,60	0,34	0,51	0,38	0,49		0,32		
Cl												
Co	40,37	21,38	37,82	35,41	46,31	31,78	53,35	47,18	26,00	57,69	38,00	43,00
Ni	8,95	6,77	18,91	12,69	12,81	33,85	107,35	103,95	17,00	5,37	39,00	153,00
Zn	120,75	151,44	88,62	107,13	727,79	101,35	154,36	138,75		535,10		
Cr	33,42	5,38	15,36	68,50	73,22	120,23	226,06	267,97	25,00	37,89	69,00	141,00
Cu	54,29	23,56	65,17	109,30	690,11	45,74	273,17	20,12		701,08		
As												
Sb	0,28	0,37	1,31	0,30	0,29	0,29	0,28	0,27		0,29		
Cd												
Ba	27,26	74,36	15,61	18,27	66,15	37,84	21,21	40,11		54,11		11,00
W	0,15	0,14	0,10	0,15	0,86	0,66	0,59	0,51		1,40		
Pb	1,33	2,28	4,95	0,68	8,12	1,89	3,44	2,23		7,04		
S												
V	427,65	177,18	517,61	358,00	235,86	271,03	239,28	285,73	273,00	267,30	260,00	303,00
Ga	20,32	27,26	21,39	20,10	15,99	15,23	16,38	18,79		16,33		
Mo	0,78	1,05	0,48	0,25	0,15	0,32	0,58	0,10		0,19		
Sc	36,15	25,06	36,34	38,17	31,95	40,71	34,97	43,32		34,18		
Ti												

Analyses chimiques sur roche totale

Formation	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation de Tréogat	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation des Folies Siffait	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre	Formation du Hâvre
Num_analyse	TGA339A-2	TGA335A-1	TGA334A-1	TGA142B-2	TGA154A-5	TGA142A-7	TGA196A-2	TGA012A-1	TGA128B-1	TGA207A-2	TGA144B-2	TGA049A-2
SiO2	50,58	45,08	57,86	49,22	48,92	51,07	45,72	54,75	68,92	71,99	48,77	65,62
TiO2	1,32	1,75	0,78	1,38	0,97	2,32	2,03	0,93	0,62	0,35	1,27	0,91
Al2O3	14,39	14,10	11,43	14,94	15,36	14,32	13,33	21,31	14,48	13,97	15,03	16,26
Cr2O3												
Fe2O3	13,05	11,10	10,00	13,39	11,55	16,12	15,02	7,21	4,45	3,27	15,73	6,15
FeO	11,75	9,99	8,99	12,05	10,39	14,50	13,52	6,49	4,00	2,95	14,15	5,54
MnO	0,15	0,17	0,15	0,18	0,17	0,23	0,22	0,10	0,09	0,04	0,15	0,07
NiO												
MgO	5,98	7,01	5,96	7,32	6,06	4,34	7,94	2,23	1,43	1,22	4,34	2,22
CaO	7,11	12,36	3,31	9,87	12,47	6,19	11,11	0,68	0,38	0,88	5,96	0,56
Na2O	4,93	2,97	2,96	3,03	2,95	5,30	2,34	2,73	3,39	0,91	4,56	3,11
K2O	0,17	0,25	0,02	0,31	0,49	0,24	0,07	3,89	1,89	3,89	0,18	2,13
P2O5	0,10	0,16	0,12	0,10	0,07	0,22	0,17	0,14	0,19	0,14	0,13	0,11
LOI				1,11	1,60	0,27	0,93					3,73
Total	97,77	94,95	92,59	99,74	99,00	100,34	97,95					96,12
Total-LOI				100,85	100,64	100,60	98,88					99,86
Cs	0,20	0,71	0,58	0,42	0,58	0,05	0,10					0,64
Rb	1,72	6,43	0,83	5,52	9,61	1,36	1,11					5,08
Th	0,13	0,15	1,05	0,10	0,05	0,30	0,01					0,90
U	0,10	0,09	0,31	0,15	0,05	0,45	0,07					0,36
Nb	0,40	2,34	2,46	0,97	0,50	1,62	3,97					1,23
Ta	0,03	0,17	0,15	0,06	0,03	0,11	0,23					0,06
La	1,65	3,96	5,41	2,10	1,11	4,18	2,47					4,45
Ce	5,50	12,92	13,90	7,12	4,08	13,16	9,77					10,71
Pr	1,15	2,32	2,19	1,40	0,85	2,58	1,96					1,67
Sr	104,98	273,23	46,16	134,66	213,20	37,80	79,80	148,01	177,52	122,88	175,54	225,97
Nd	6,96	13,09	10,57	8,07	5,26	14,98	11,55					8,32
Sm	2,85	4,41	3,47	3,31	2,23	5,67	4,40					2,83
Zr	8,43	15,34	42,48	10,67	11,14	41,19	16,84	102,41	58,95	26,82	9,13	99,41
Hf	0,31	0,33	1,27	0,38	0,40	1,21	0,88					0,19
Eu	1,12	1,64	0,94	1,23	0,89	1,93	1,50					1,04
Sn	0,59	1,24	1,74	1,07	0,77	1,55	1,19					0,99
Gd	4,31	5,57	4,07	4,78	3,32	7,78	6,02					3,76
Tb	0,81	0,97	0,76	0,92	0,65	1,45	1,12					0,70
Dy	5,57	6,16	4,91	6,06	4,36	9,36	7,29					4,72
Y	34,23	35,46	30,03	36,30	25,85	56,06	43,16	10,59	16,89	20,06	29,79	19,34
Ho	1,27	1,34	1,11	1,37	0,99	2,10	1,63					1,09
Er	3,63	3,69	3,21	3,87	2,82	5,95	4,62					3,17
Tm												
B												
Yb	3,37	3,21	3,13	3,64	2,72	5,75	4,34					3,13
Lu	0,50	0,44	0,45	0,53	0,41	0,85	0,65					0,46
Li	19,42	16,80	20,42	14,84	20,03	7,10	6,88					42,06
Be	0,44	0,62	0,41	0,44	0,27	0,77	0,47					0,90
Cl												
Co	41,65	42,07	30,14	45,39	47,55	40,67	51,47					38,69
Ni	16,87	140,59	124,26	53,76	80,12	14,96	67,91	34,09	25,94	16,94	39,13	43,04
Zn	75,66	72,99	157,86	106,96	79,93	145,81	63,89	131,51	69,20	51,95	108,54	93,02
Cr	36,03	261,59	370,36	167,09	231,55	15,70	147,32	73,66	62,70	28,39	20,55	90,36
Cu	2,60	75,95	10,42	124,12	118,60	27,35	33,39					79,32
As												
Sb	0,27	0,28	0,23	1,70	3,86	1,46	1,24					0,75
Cd												
Ba	24,92	36,72	5,42	30,84	35,58	20,06	12,15	970,12	386,17	451,88	55,28	637,15
W	0,45	0,42	0,34	0,10	0,34	0,10	0,12					0,19
Pb	1,09	1,97	0,93	6,60	0,85	1,57	0,49					8,04
S												
V	389,89	306,00	143,64	370,94	256,01	437,70	427,55	154,16	87,97	43,89	485,37	135,13
Ga	17,01	19,13	15,62	16,65	16,79	21,80	18,30					21,14
Mo	0,02	0,56	0,31	0,20	0,20	0,22	0,32					0,16
Sc	44,15	39,61	19,73	47,20	46,97	41,38	52,06	20,39	12,31	7,00	43,06	16,77
Ti												

Analyses chimiques sur roche totale

Formation	Formation du Håvre	Formation du Håvre	Formation du Håvre	Formation du Landreau	Formation du Landreau	Orthogneiss de Pont de Barel	Serpentinites-péridotites de la Butte de la Roche	Serpentinites-péridotites de la Butte de la Roche	Serpentinites-péridotites de la Butte de la Roche	Serpentinites-péridotites de l'Orgerais	Serpentinites-péridotites de l'Orgerais	Serpentinites-péridotites de l'Orgerais
Num_analyse	TGA022A-1	TGA195A-2	TGA195B-2	TGA333A-3	TGA333A-2	TGA055A-42	TGA018E-9	TGA018J-1	TGA018K-1	TGA009C-40	TGA009B-1	TGA008C-1
SiO2	57,90	49,69	60,36	72,28	72,47	67,08	38,90	37,52	38,21	40,64		40,41
TiO2	0,75	0,59	1,05	0,28	0,28	0,68	0,02	0,09	0,03	0,01		0,01
Al2O3	20,68	14,28	13,62	11,96	12,77	14,30	1,18	1,05	1,15	0,65		0,68
Cr2O3												
Fe2O3	7,51	11,05	10,69	2,70	2,81	4,30	10,21	12,80	10,49	8,19		8,28
FeO	6,76	9,95	9,62	2,43	2,53	3,87	9,18	11,52	9,43	7,37		7,45
MnO	0,18	0,19	0,18	0,05	0,05	0,07	0,07	0,10	0,08	0,07		0,08
NiO												
MgO	1,73	6,54	1,84	0,81	0,80	1,26	36,11	32,86	34,56	38,81		39,08
CaO	1,02	6,03	4,34	1,69	1,75	1,39	0,17	0,20	0,15	0,01		0,01
Na2O	2,11	5,00	4,85	2,64	3,06	3,15		0,01	0,01			
K2O	4,82	0,16	0,10	2,72	3,07	2,72	0,01	0,03	0,02			
P2O5	0,10	0,05	0,21	0,07	0,07	0,18	0,01	0,02	0,02	0,00		0,00
LOI		2,26	0,83				12,43			12,43		12,41
Total		93,57	97,23				87,00	84,65	84,69	88,00		89,00
Total-LOI		95,83	98,06				99,43			100,43		101,41
Cs		0,41	1,33				0,12	0,43	0,47	0,12	0,09	0,07
Rb		3,98	1,25				0,47	0,41	0,29	0,35	0,55	0,34
Th		0,17	0,97				0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
U		0,08	0,57				0,03	0,06	0,02	0,01	0,02	0,01
Nb		1,90	1,84				0,25	0,01	0,01	0,20	0,01	0,21
Ta		0,12	0,13				0,01	0,00	0,00	0,01		0,01
La		2,17	6,00				1,18	0,92	0,70	0,07	0,03	0,10
Ce		5,02	16,94				3,24	0,69	0,90	0,13	0,01	0,18
Pr		0,94	2,78				0,52	0,19	0,18	0,01	0,00	0,02
Sr	97,34	108,16	78,65	104,32	107,56	228,26	5,38	1,27	1,28	1,39	1,24	1,32
Nd		4,70	15,21				2,41	1,01	0,88	0,05	0,00	0,07
Sm		1,85	5,45				0,50	0,29	0,27	0,01	0,00	0,01
Zr	42,86	6,88	11,71	73,98	78,49	33,23	1,05	0,68	0,47	0,67	0,22	0,66
Hf		0,18	0,25				0,03		0,18	0,01	0,07	0,01
Eu		0,67	1,78				0,12	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00
Sn		0,88	1,46					0,51	0,04			
Gd		2,84	7,50				0,50	0,42	0,39	0,01	0,00	0,01
Tb		0,57	1,40				0,06	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00
Dy		3,86	9,15				0,35	0,37	0,39	0,01	0,01	0,01
Y	25,13	24,97	55,00	24,93	31,60	26,05	5,01	5,16	4,42	0,21	0,04	0,25
Ho		0,89	2,05				0,10	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00
Er		2,60	5,86				0,27	0,32	0,34	0,01	0,01	0,01
Tm												
B												
Yb		2,61	5,63				0,21	0,25	0,29	0,02	0,02	0,02
Lu		0,40	0,85				0,04	0,04	0,05	0,00	0,00	0,01
Li		24,14	6,74				13,35	9,03	11,78	3,99	5,47	0,83
Be		0,68	0,58				0,47	0,61	0,23	0,11	0,00	0,12
Cl												
Co		33,66	13,71				100,41	107,50	113,89	105,87	107,26	96,34
Ni	36,48	54,36	4,90	4,30	4,19	12,88	2 249,54	2 452,15	2 365,55	2 374,48	2 390,29	2 096,29
Zn	80,94	106,32	88,98	43,31	42,30	63,02	49,37	73,59	54,60	52,03	67,82	50,77
Cr	76,51	145,71	12,05	8,17	8,58	27,91	2 182,87	4 647,09	2 597,23	2 779,64	2 353,23	2 535,53
Cu		3,54	62,59				17,44	112,51	26,06	7,82	9,13	8,43
As												
Sb		0,69	0,46					0,13	0,13		1,94	
Cd												
Ba	595,79	67,44	41,35	532,55	542,54	1 461,29	8,92	14,46	16,44	6,57	8,07	6,53
W		0,15	0,15				0,31	0,22	0,26	1,50	1,52	
Pb		2,02	1,30				0,48	0,68	0,46	0,14	0,15	0,41
S												
V	91,03	254,39	66,60	26,67	26,97	58,29	27,36	142,91	65,98	39,21	34,80	38,12
Ga		18,07	17,70				1,36	1,90	1,39	0,72	0,55	0,67
Mo		0,17	0,23				0,25	0,02	0,02	0,14	0,07	0,18
Sc	16,75	37,25	24,20	8,85	9,29	10,51	9,95	12,48	7,98	9,69		9,31
Ti												

Formation	Serpentinites- péridotites de l'Orgerais	Serpentinites- péridotites de Pont de Barel	Serpentinites- péridotites de Pont de Barel	Serpentinites- péridotites de Pont de Barel	Serpentinites- péridotites de Pont de Barel	Serpentinites- péridotites de Pont de Barel	Serpentinites- péridotites de Pont de Barel	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan
Num_analyse	TGA009A-2	TGA053A-1	TGA140A-1	TGA140A-2	TGA136A-2	TGA138A-1	TGA348E-1	TGA346B-1	TGA345C-4	TGA345B-2	TGA345A-2	
SiO2	40,70	44,62	40,11	40,17	45,60	41,51	38,72	39,89	39,56	39,83	40,74	
TiO2	0,00	1,33	0,08	0,08	1,56	0,11	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	
Al2O3	0,51	16,12	2,44	2,72	13,47	2,68	0,99	1,42	1,13	1,11	1,21	
Cr2O3												
Fe2O3	8,08	16,25	8,10	8,23	13,46	8,31	9,37	8,40	8,24	8,05	7,69	
FeO	7,27	14,62	7,29	7,41	12,11	7,48	8,43	7,56	7,42	7,25	6,92	
MnO	0,07	0,33	0,09	0,09	0,22	0,09	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	
NiO												
MgO	39,62	7,21	34,61	35,19	7,39	33,78	36,75	35,86	35,23	35,33	35,20	
CaO	0,03	9,38	1,54	1,56	12,57	1,98	0,14	1,36	0,47	0,29	0,36	
Na2O	0,00	2,04	0,15	0,15	1,88	0,21	0,01	0,10	0,07	0,06	0,06	
K2O	0,00	0,29	0,03	0,03	0,16	0,10	0,01	0,04	0,04	0,03	0,02	
P2O5	0,00	0,12	0,01	0,01	0,16	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,02	
LOI			11,57	11,57	2,24	11,57						
Total	89,03	97,69	87,00	88,00	96,47	89,00	86,15	87,21	84,83	84,80	85,40	
Total-LOI			98,57	99,57	98,70	100,57						
Cs	0,12	0,45	1,23	1,23	0,58	1,00	0,17	0,65	0,19	0,19	0,14	
Rb	0,24	6,01	1,37	1,38	4,34	2,34	0,56	1,53	1,26	1,38	0,96	
Th	0,00	0,01	0,06	0,06	0,14	0,06	0,16	1,76	0,05	0,04	0,05	
U	0,02	0,01	0,03	0,03	0,08	0,03	0,23	2,48	0,06	0,07	0,07	
Nb	0,01	4,23	0,24	0,24	5,56	0,40	0,05	1,03	0,03	0,02	0,02	
Ta	0,01	0,28	0,01	0,01	0,37	0,02	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00	
La	0,04	1,66	0,64	0,66	5,17	0,76	1,59	4,51	0,40	0,52	0,47	
Ce	0,02	6,06	1,42	1,41	14,79	1,98	1,27	10,05	0,77	0,64	0,71	
Pr	0,00	1,15	0,17	0,17	2,35	0,31	0,31	1,39	0,11	0,15	0,13	
Sr	0,87	128,35	18,32	18,23	229,61	26,64	5,86	23,84	6,13	5,90	5,40	
Nd	0,02	6,52	0,59	0,60	11,74	1,49	1,30	5,13	0,44	0,57	0,50	
Sm	0,00	2,59	0,16	0,16	3,74	0,39	0,18	0,92	0,07	0,11	0,11	
Zr	0,30	36,75	2,28	2,35	34,90	4,59	1,11	2,61	0,56	0,71	0,67	
Hf	0,00	1,21	0,09	0,09	1,27	0,16	0,03	0,09	0,01	0,01	0,02	
Eu	0,00	1,05	0,06	0,06	1,35	0,13	0,05	0,22	0,03	0,04	0,04	
Sn	0,02	0,73			1,25		0,21	0,05	0,04	0,02	0,02	
Gd	0,01	3,97	0,22	0,23	4,67	0,42	0,17	0,68	0,06	0,10	0,10	
Tb	0,00	0,77	0,05	0,05	0,84	0,07	0,02	0,09	0,01	0,01	0,01	
Dy	0,01	5,42	0,33	0,34	5,33	0,44	0,10	0,38	0,06	0,07	0,08	
Y	0,06	32,36	2,41	2,42	31,25	2,71	1,16	2,23	0,41	0,56	0,61	
Ho	0,00	1,23	0,08	0,09	1,18	0,10	0,02	0,07	0,01	0,02	0,02	
Er	0,01	3,56	0,24	0,24	3,30	0,26	0,07	0,19	0,05	0,06	0,06	
Tm			0,02			0,04						
B												
Yb	0,02	3,51	0,26	0,26	3,14	0,26	0,07	0,17	0,06	0,07	0,07	
Lu	0,00	0,54	0,04	0,04	0,47	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	
Li	3,86	16,76	11,48	11,86	14,42	17,28	0,52	2,82	0,92	0,99	1,03	
Be	0,01	0,67	0,14	0,14	0,86	0,16	0,08	1,40	0,07	0,08	0,10	
Cl												
Co	101,23	67,40	99,48	100,23	48,37	96,79	123,11	106,33	108,12	103,78	102,25	
Ni	2 152,92	124,54	2 003,71	2 042,08	102,11	1 946,88	3 102,72	2 199,96	2 313,30	2 225,27	2 221,07	
Zn	37,29	90,68	53,21	51,89	90,84	53,13	52,99	36,93	40,99	39,13	40,28	
Cr	3 045,37	160,86	2 050,21	2 074,32	131,19	1 918,45	3 519,07	2 729,77	2 882,22	2 621,66	3 038,00	
Cu	8,01	196,71	29,35	30,51	77,84	27,98	13,12	4,17	8,79	8,59	7,84	
As												
Sb	0,67	0,40			1,27		1,83	2,42	0,47	2,61	0,55	
Cd												
Ba	3,98	627,14	20,31	20,29	48,56	29,75	8,58	28,48	6,72	8,48	7,71	
W	1,35	0,19			0,13		2,04	1,71	4,15	2,95	2,88	
Pb	0,06	0,98	0,91	0,95	1,12	0,84	0,42	1,19	0,17	0,17	0,16	
S												
V	39,31	401,97	66,60	66,50	361,41	68,39	40,59	58,97	50,14	48,27	51,77	
Ga	0,63	16,62	2,55	2,53	18,16	2,93	1,37	1,73	1,23	1,23	1,37	
Mo	0,06	0,22	0,53	0,10	0,42	0,29	0,09	0,22	0,08	0,07	0,08	
Sc		55,66	12,55	13,02	44,40	12,16						
Ti												

Analyses chimiques sur roche totale

Formation	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites des Folies Siffait	Serpentinites- péridotites des Folies Siffait	Serpentinites- péridotites de Pont de Barel	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan	Serpentinites- péridotites de Ty-Lan
Num_analyse	TGA344B-2	TGA344A-2	TGA342A-2	TGA285A-2	TGA126C-2	TGA127B-1	TGA007C-93	TGA341E-2	TGA341A-50	TGA343A-1
SiO2	39,88	39,77	40,13	41,81	39,31	39,61	39,57		39,47	38,02
TiO2	0,01	0,01	0,03	1,07	0,02	0,02	0,10		0,02	0,01
Al2O3	1,32	1,21	1,35	17,20	1,92	0,72	2,65		1,28	0,51
Cr2O3										
Fe2O3	7,83	7,95	8,36	18,39	7,37	8,50	8,86		8,00	9,10
FeO	7,05	7,16	7,52	16,55	6,63	7,65	7,98		7,20	8,18
MnO	0,08	0,09	0,08	0,25	0,10	0,08	0,09		0,09	0,08
NiO										
MgO	35,29	35,09	38,04	7,51	36,55	38,02	35,42		36,73	37,71
CaO	0,26	0,30	0,02	11,49	0,32	0,03	1,05		0,66	0,21
Na2O	0,02	0,03	0,01	0,49			0,09		0,01	0,01
K2O	0,02	0,02		0,07	0,02	0,01	0,01		0,00	0,01
P2O5	0,01	0,01	0,02	0,05	0,00	0,01	0,03		0,02	0,05
LOI					14,72	13,52				
Total	84,71	84,46	88,04	98,34	86,00	87,00	87,85		86,29	85,69
Total-LOI					100,72	100,52				
Cs	0,21	0,20	0,14	0,18	0,10	0,11	0,91	1,20	0,23	0,11
Rb	1,02	1,10	0,65	1,97	2,34	0,40	0,58	4,91	0,26	0,62
Th	0,06	0,06	0,20	0,01	0,01	0,02	0,02	0,83	0,16	0,12
U	0,10	0,10	0,12	0,01	0,16	0,05	0,01	0,26	0,13	0,17
Nb	0,03	0,03	0,08	0,84	0,03	0,32	0,60	1,84	0,03	0,08
Ta	0,00	0,00	0,01	0,04		0,02	0,01	0,14	0,04	0,01
La	0,46	0,53	0,61	0,61	0,04	0,14	1,12	8,05	0,69	0,47
Ce	0,63	0,64	1,22	1,49	0,08	0,27	1,85	20,04	1,12	0,84
Pr	0,11	0,11	0,16	0,30	0,01	0,04	0,18	3,05	0,15	0,10
Sr	5,23	5,19	0,99	69,19	2,84	2,84	111,07	60,89	6,73	6,87
Nd	0,40	0,51	0,77	1,64	0,06	0,16	0,62	12,76	0,63	0,40
Sm	0,10	0,10	0,17	0,54	0,03	0,05	0,17	2,91	0,13	0,06
Zr	0,95	0,92	1,54	6,92	0,30	1,25	2,04	24,86	0,57	0,71
Hf	0,03	0,02	0,05	0,09	0,32	0,03	0,13	0,98	0,01	0,02
Eu	0,04	0,04	0,04	0,28	0,02	0,04	0,07	0,85	0,05	0,01
Sn	0,03	0,02	0,09	0,32			0,04	2,23	0,70	0,05
Gd	0,10	0,09	0,17	0,88	0,07	0,07	0,27	2,59	0,12	0,05
Tb	0,01	0,01	0,02	0,18	0,02	0,01	0,05	0,35	0,02	0,01
Dy	0,08	0,08	0,13	1,35	0,13	0,08	0,35	1,71	0,09	0,03
Y	0,60	0,62	0,78	8,16	0,92	0,63	2,39	9,17	0,61	0,17
Ho	0,02	0,02	0,03	0,32	0,02	0,02	0,08	0,33	0,02	0,01
Er	0,06	0,06	0,09	0,90	0,12	0,05	0,26	0,90	0,07	0,02
Tm										
B										
Yb	0,07	0,07	0,09	0,88	0,14	0,07	0,28	0,70	0,08	0,03
Lu	0,01	0,01	0,02	0,14	0,02	0,01	0,04	0,11	0,01	0,01
Li	1,11	1,15	2,05	5,28	4,08	30,79	18,97	4,03	8,58	0,85
Be	0,11	0,11	0,41	0,33	0,13	0,15	0,05	1,81	0,19	0,07
Cl										
Co	101,16	102,89	97,40	54,40	107,52	114,94	97,37	75,28	103,05	121,72
Ni	2 288,79	2 273,95	2 001,11	27,55	2 093,66	2 579,72	1 997,37	1 390,42	2 044,88	2 449,00
Zn	47,59	46,22	40,51	99,21	67,68	39,75	46,37	22,21	37,76	59,28
Cr	3 320,71	2 599,02	3 260,38	33,36	2 984,49	1 063,97	2 359,64	2 255,23	2 704,00	2 799,91
Cu	5,75	5,25	4,72	66,49	33,91	13,22	21,01	18,85	5,49	9,33
As										
Sb	2,01	1,90	3,31	0,29	0,28		0,13	0,56	2,17	0,64
Cd										
Ba	7,64	7,53	4,61	13,93	5,30	188,52	25,29	23,52	3,49	3,15
W	2,21	2,59	1,37	0,82	0,23	2,42	0,79	106,12	5,24	4,68
Pb	0,29	0,33	0,13	0,78	0,73	0,67	0,14	0,53	0,18	0,85
S										
V	56,32	49,97	59,02	667,62	50,68	20,58	76,86	161,62	62,55	24,39
Ga	1,55	1,32	1,59	14,03	1,84	0,66	2,85	7,99	1,47	0,71
Mo	0,06	0,07	0,04		0,10	0,08	0,24	0,15	0,06	0,13
Sc				59,36			8,89	14,89		
Ti										

Thèse de Doctorat

Geoffrey AERTGEERTS

Étude pétrologique des reliques ophiolitiques des complexes de Champtoceaux et d'Audierne : caractérisation des minéraux fibreux dans les roches mafiques et ultramafiques

Petrological study of the Champtoceaux and Audierne complex ophiolitic relics: characterisation of fibrous minerals in mafic and ultramafic rocks

Résumé

Les reliques d'unités ophiolitiques du Massif armoricain méridional appartenant aux complexes de Champtoceaux et à celui de la baie d'Audierne sont interprétées comme des ophiolites héritées de l'océan Galice-Massif central qui séparait le Gondwana de la microplaque Armorica. L'étude pétrostructurale et géochimique montre que ces ophiolites, de type ligurien, ont des signatures de suprasubduction. Deux ophiolites peuvent être distinguées dans le Complexe de Champtoceaux. L'ophiolite dévonienne de Drain-Pont de Barel est caractérisée par des lherzolites à spinelle, des cumulats et des laves de Type N-MORB. Elle pourrait s'être mise en place dans le Bassin arrière arc de Saint-Georges-Sur-Loire. L'ophiolite des Folies Siffait serait constituée d'harzburgites refertilisées, de cumulats et de laves de Type-N-MORB. Elle pourrait être silurienne et intraocéanique. Dans le complexe de la baie d'Audierne, l'ophiolite serait ordovicienne et constituée d'harzburgites, voire de lherzolites à spinelle fortement refertilisées, de cumulats et de liquide de type N-MORB. Cette ophiolite pourrait appartenir à l'océan Galice-Massif central. Toutes les péridotites du Massif armoricain sont fortement serpentinisées par infiltration d'eau de mer. Au cours de ces processus, les principales veines de chrysotiles pourraient s'être formées par sursaturation des fluides. Toutes les roches mafiques ont été déformées et métamorphisées au cours d'un même évènement tectonométamorphique qui pourrait être dévono-carbonifère. À la fin de cet évènement, la circulation de fluide siliceux aurait provoqué la fracturation des roches et déstabilisé les amphiboles aciculaires en amphiboles fibreuses.

Mots clés

Massif armoricain, ophiolite, serpentinites, amphibolites, actinolites, chrysotiles, fibres minérales

Abstract

Relics of ophiolitic units of the south Armorican Massif belonging to the Champtoceaux and Audierne complexes are interpreted as inherited from the Galice-Massif central ocean which separated Gondwana and the Armorica microplate. A petrological and geochemical study shows that all these rocks belong to a suprasubduction ligurian type ophiolite. Two ophiolites were recognized in the Champtoceaux complex. The Drain-Pont de Barel Devonian ophiolite is characterized by spinel lherzolites, cumulates and N-Type MORB mafic rocks. It could have been set up in the Saint-Georges-sur-Loire back arc basin. The Folies Siffait ophiolite could be composed of refertilized harzburgites, cumulates and N-Type MORB mafic rocks. It could be an intraoceanic Silurian ophiolite. In the Audierne complex, the ophiolite is Ordovician and constituted by strongly refertilized spinel harzburgites, sometimes lherzolites, cumulates and N-Type MORB mafic rocks. This ophiolite could belong to the Galice-Massif central ocean. All the peridotites are strongly serpentinized by sea-water rock interaction. During this process, chrysotile cross-fiber veins have been probably formed by fluids oversaturation. All mafic rocks were strongly deformed during a main event which could be late Devonian to Carboniferous. During the late stage of this event, fluid circulation would have caused rock fracturation and acicular to fibrous amphiboles transformation.

Key Words

Armorican Massif, ophiolite, serpentinites, amphibolites, actinolites, chrysotiles, fibrous minerals